

Ю.М. Пушаровский,
Д.Ю. Пушаровский

ГЕОЛОГИЯ МАНТИИ ЗЕМЛИ



Российская академия наук
Геологический институт РАН



Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
Геологический факультет



Российский фонд фундаментальных исследований



Russian Academy of Sciences
Geological Institute

Lomonosov Moscow State University
Faculty of Geology

Russian Foundation for Basic Research



Yu.M. Pushcharovsky, D.Yu. Pushcharovsky

Geology of the Earth's Mantle

Moscow
GEOS
2010

УДК 551.24+551.311+548.736

ББК 26.323

П 91

П 91 **Пушаровский Ю.М., Пушаровский Д.Ю.**
Геология мантии Земли. — М.: ГЕОС, 2010. — 140 с.; ил.
ISBN 978-5-89118-515-9

Познание геологии мантии Земли — одна из важнейших задач наук о Земле на современном этапе. Книга содержит семь глав, посвященных ключевым разделам данной проблемы. На основании анализа сейсмотомографических и минералогических данных с привлечением сведений о внутримантийных сейсмических границах в мантии Земли обособлено шесть геосфер.

Центральным пунктом в новой модели является выделение средней мантии, находящейся на глубинах ~840–1700 км. Показано, что между изменениями структурно-минералогических особенностей и важнейшими сейсмическими границами имеется определенная корреляция. Развито положение о тектоно-геодинамической активности мантийных геосфер на всех уровнях. Обосновывается заключение о формировании внутримантийных энергетических очагов, образующихся в системах, которые перешли в критическое состояние под воздействием сил трения, возникающих в процессе латерального движения мантийных масс. Тем самым, понятие «тектосфера Земли» распространяется на весь объем мантии. В книге намечена геоисторическая этапность в образовании важнейших геосфер.

Для исследователей, вовлеченных в изучение широкого спектра геологических проблем.

ББК 26.323

**Издание осуществлено при финансовой поддержке Российского фонда
фундаментальных исследований (проект № 10-05-07079-Д)**

Pushcharovsky Yu.M., Pushcharovsky D.Yu.
Geology of the Earth's Mantle. — Moscow: GEOS, 2010. — 140 p.; ill.

The concept of the mantle structure and composition is one of the most important problem in modern Earth's sciences. The book contains seven chapters, devoted to key aspects of this problem. The new mantle model with six deep-seated geospheres was recognized on the most recent seismotomographic data and on the phase transition studies of the mantle minerals.

The middle mantle as a separate geosphere within a depth interval of 840 to 1700 km is considered as a principle point of new model. The correlation between structural changes of minerals and the global geophysical discontinuities is emphasized. The tectonic and geodynamic activity in all levels of the mantle geospheres is considered. A high lateral contrast of anomalous domains leads to the conclusion that the role of tectonic flow of mantle masses in the form of shearing and thrusting is important. The globalization of tectonic and geodynamic models allowed the advance of such a problem as the history of the geological evolution of the deep-seated geospheres.

For researchers involved in the study of general geological problems.

**Published at financial support of the Russian Foundation for Basic Research,
grant 10-05-07079-Д**

ISBN 978-5-89118-515-9

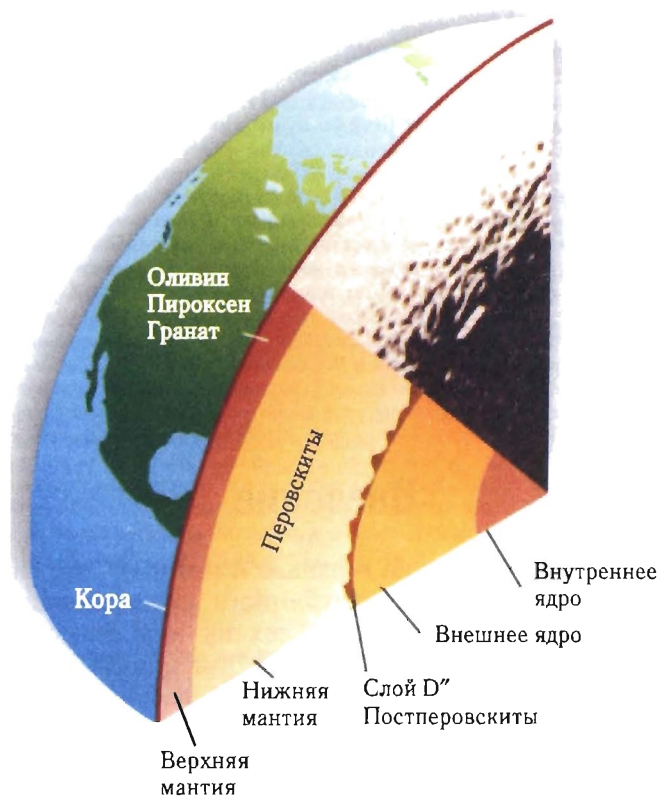
© Ю.М. Пушаровский, Д.Ю. Пушаровский, 2010
© ГЕОС, 2010

Введение

Деление мантии Земли на верхнюю и нижнюю, введенное после выявления сейсмологами глубинного сейсмического рубежа 670 км, оказалось очень стойким. С тех пор и до середины 90-х годов прошлого столетия ни в геологии, ни в геофизике не было попыток расчленения нижней мантии на более дробные геосферы. В то же время ее мощность очень велика и составляет 2230 км. Априори можно принять, что состав и строение нижней мантии неоднородны хотя бы потому, что температура и давление по радиусу Земли сильно меняются. Вообще доктрина неоднородности структуры приложима к широчайшему кругу земных и внеземных объектов.

Глубинную неоднородность строения планеты в целом и нижней мантии в частности основательно раскрыли данные сейсмотомографии, в особенности сейсмотомографические карты, составленные для разных глубинных уровней. Сопоставление карт наглядно выявляет естественные группировки сейсмонеоднородностей в объемном виде.

Приняв это за основу, один из авторов [38] в 1995 г. предложил первую более дробную схему строения мантии, чем ее двучленное деление. В последующие годы схема совершенствовалась, особенно благодаря включению в анализ данных о глубинных минеральных преобразованиях, что и было сделано другим автором книги [50]. В данном труде предлагается системное изложение проблемы, стоящей в его названии.



Схематическая модель строения Земли на первую половину XX в.

Рецензенты: член-корреспондент РАН В.В. Ярмолюк, доктор геолого-минералогических наук С.В. Руженцев.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 10-05-07079-Д, а также грантов Президента Российской Федерации НШ 7091.2010.5 и НШ 4034.2010.5.

Глава 1

Научные предпосылки к созданию новой модели строения мантии Земли

Существующие в настоящее время четыре направления исследований глубин Земли прямым образом ведут к разработке новой, более дифференцированной модели строения мантии. К таким направлениям относятся: общегеологическое, минералогическое, геофизическое и сейсмотомографическое.

Общегеологическое направление

Это направление охватывает проблему тектонической асимметрии коры и мантии Земли, деления ее на два структурных сегмента: Тихоокеанский и Индо-Атлантический. Данной теме один из авторов посвятил большое число публикаций [34, 40, 42 и др.]. Приводимое ниже описание основывается на публикации [47].

Тектоническая асимметрия Земли, отражением которой в современной структуре являются Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты, представляет собой ее фундаментальное свойство. Впервые эта проблема была сформулирована в работах Н.С. Шатского, и в частности в статье [60], но сейчас ее особенно заострили и дополнили данные о глубинном строении планеты и результаты расшифровки геодинамической эволюции континентов и океанов в неогее. Очевидно, что причины асимметрии следует ис-

катель в существовании глобальных мантийных неоднородностей, доказанных методами сейсмической томографии и изотопной геохимии. Вместе с тем главным критерием выделения указанных сегментов является различие в их структуре и развитии: океанический характер Тихоокеанского сегмента и локализация древних континентальных масс с их сложнейшей историей последовательного разрастания, объединения и распада в Индо-Атлантическом. Особенно большое значение в связи с этим приобретает сравнительно-тектонический и геодинамический анализ современных океанов и палеоокеанов, а также соответствующих континентальных окраин.

Отметим, что проблема в целом столь значительна, что дальнейший прогресс в построении планетарных геодинамических моделей без обращения к ней в настоящее время не перспективен.

Тихоокеанский тектонический сегмент Земли

Тихоокеанский сегмент включает ложе Тихого океана и окружающие его складчатые сооружения и островодужные комплексы Тихоокеанского тектонического пояса (рис. 1). Современная структура дна океана сложна. Здесь выделяются пять тектонических секторов. Остановимся на наиболее крупных из них.

Северо-Западный сектор характеризуется широким развитием разнотипных тектоно-вулканических поднятий, разделяющих абиссальные впадины с разным возрастом коры (главным образом, среднеюрско-раннемеловым). В пределах Северо-Восточного сектора с его преимущественно позднемеловым–кайнозойским возрастом коры широко распространены самые крупные на Земле разломы. С этим сектором соседствует спрединговое Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП) с четко выраженными кайнозойско-меловыми линейными магнитными аномалиями, рассеченное трансформными разломами и отличающееся максимально высокими (до 16 см/год) скоростями спрединга. В Восточном секторе, располагающимся между ВТП и Южной Америкой, развиты относительно небольшие поперечные спрединговые хребты.

В последние годы получены материалы [25], свидетельствующие о существовании крупнейшей мантийной неоднородности, которая в целом соответствует Тихоокеанскому сегменту. В разных его областях толеиты характеризуются сравнительно близкими изо-

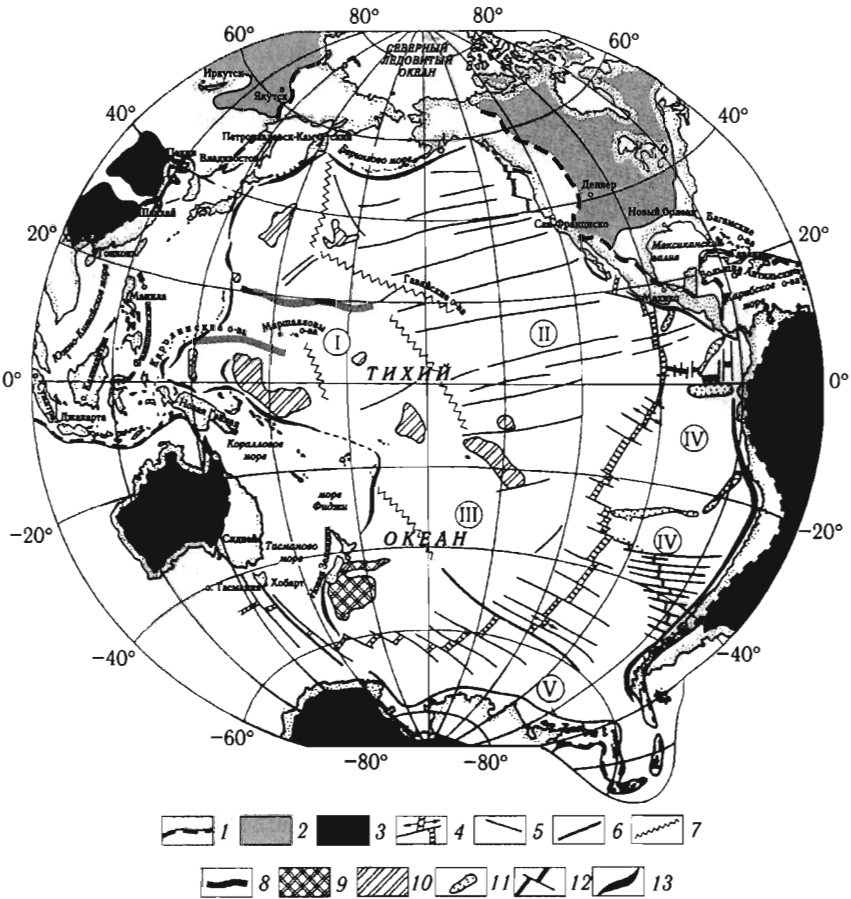


Рис. 1. Схема тектоники Тихоокеанского сегмента Земли

Главнейшие тектонические секторы (римские цифры в кружках): I — Северо-Западный, II — Северо-Восточный, III — Южный, IV — Восточный, V — Антарктический.

1 — границы сегмента; 2, 3 — древние платформы обрамления: 2 — северного, 3 — южного рядов; 4 — рифтовая зона Восточно-Тихоокеанского поднятия; 5 — разломы; 6 — демаркационные разломные зоны; 7 — крупнейшие вулканические цепи; 8 — тектонические ступени, разделяющие разноглубинные области океана; 9 — фрагмент континентальной коры; 10 — океанские поднятия с утолщенной корой; 11 — некоторые поднятия в Восточной Пацифике; 12 — малые спрединговые системы; 13 — глубоководные желоба

топными отношениями Nd, Sr и Pb, что указывает на невысокую степень гетерогенности мантии. Толейты ВТП имеют максимальные значения отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ при минимальных значениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Для сравнения отметим, что базальты Атлантического и Индийского океанов имеют обратные соотношения [17].

Очень важны данные сейсмической томографии, которые показали [131], что до глубины 2900 км выделяется тихоокеанская неоднородность, объединяющая гигантские объемы низкоскоростной мантии, что обусловлено ее пониженной вязкостью. Сказанное подтверждает вывод [45] о мощном энергетическом потоке в Тихоокеанском сегменте и связанном с ним длительном саморазвитии тектоносферы последнего.

Индо-Атлантический тектонический сегмент Земли

Все континентальные массы Земли, исключая внешнюю периферию тихоокеанского обрамления, относятся к Индо-Атлантическому сегменту. Структурный план Атлантики резко отличается от тихоокеанского (рис. 2). Срединно-Атлантический хребет придает ему общую симметрию, хотя здесь выделяется ряд поперечных провинций, различающихся по структуре и времени раскрытия [37]. Тектонический план Индийского океана характеризуется структурной рассогласованностью. Общая его дисгармония определена трехлучевой системой срединных хребтов и специфическим строением областей, лежащих за их пределами. Выделяются четыре провинции: Мадагаскарско-Сейшельская, отличающаяся присутствием континентальных фрагментов, Центральная, Австралийская и Кергеленская (структурно наименее расчлененная). Несколько особняком стоит Австралийская провинция, примыкающая к Зондскому желобу и периферии Австралии. Она характеризуется присутствием континентальных блоков и юрско-раннемеловым возрастом магнитных аномалий, местами образующих в плане мозаичный рисунок. Некоторые пучки таких аномалий прослеживаются в пределы задуговых морей (например, Банда и Южно-Китайского) [132]. Соответственно кора Австралийской провинции весьма древняя и, по существу, может рассматриваться как реликт таковой мезозойского океана Тетис.

Выше уже отмечалось, что толейты Атлантического и Индийского океанов по сравнению с тихоокеанскими имеют иные отношения

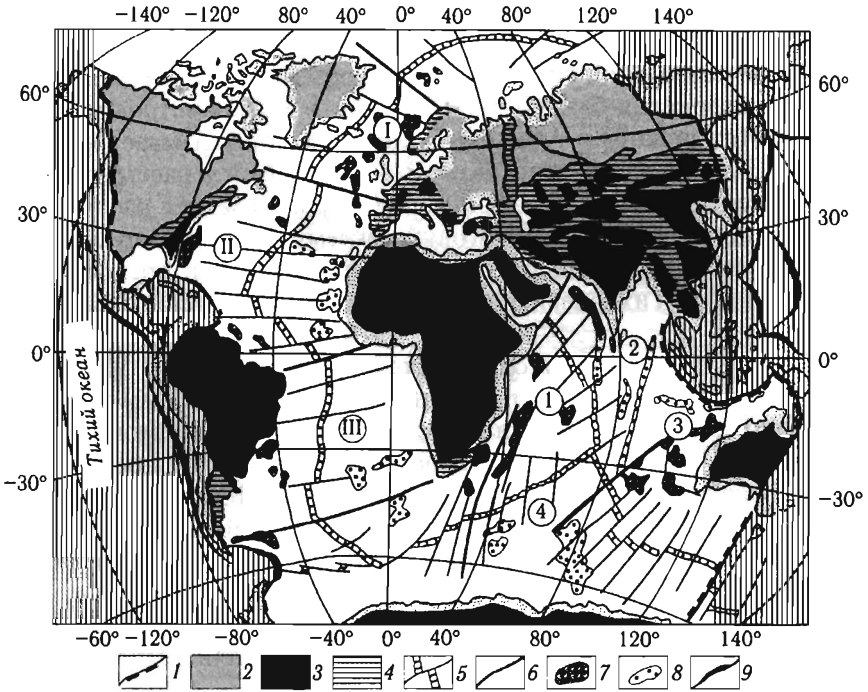


Рис. 2. Схема тектоники Индо-Атлантического сегмента Земли ([24], упрощено)

Главнейшие тектонические секторы в Атлантическом океане (римские цифры в кружках): I — Северный, II — Центральный, III — Южный; то же в Индийском (арабские цифры в кружках): 1 — Западный, 2 — Центральный, 3 — Восточный, 4 — Южный.

1 — границы сегмента; 2 — континенты северного ряда; 3 — континенты южного ряда и их фрагменты в Евразийском и Аппалачском складчатых поясах; 4 — складчатые пояса; 5 — срединно-океанические хребты и трансформные разломы; 6 — демаркационные разломные зоны; 7 — фрагменты континентов; 8 — океанические поднятия; 9 — глубоководные желоба

изотопов Nd, Sr и Pb; отмечается разброс их значений особенно по отношению $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ [72, 90], что, по-видимому, связано с начальным континентальным рифтингом, когда магматизм мог испытывать контаминирующее влияние сиалических масс. Так же, как и в Тихоокеанском, в Индо-Атлантическом сегменте методом сейсмической томографии выявлены крупные мантийные неоднородности [131]. Однако здесь картина их пространственного рас-

положения более пестрая, что согласуется с гораздо более сложной геодинамикой индо-атлантической тектоносферы.

Сравнительный анализ структуры коры, изотопно-геохимических характеристик базальтоидов, вязкостных параметров мантии Тихого, Индийского и Атлантического океанов указывает на глубокие различия в строении мантийных оболочек в рассматриваемых сегментах Земли. Именно на этом фоне следует рассматривать океанскую Мировую рифтовую систему, знаменующую очень крупную структурную перестройку тектоносферы в пределах существовавших Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов.

Большие различия в геодинамике Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов корреспондируют с их сложным взаимодействием (рис. 3). Расшифровка характера такого взаимодействия свидетельствует, что формы его проявления многообразны: крутые сейсмофокальные зоны вдоль западного края Южной Америки, пологие поддвиги вдоль западного края Северной Америки, сложнейшие микроплитные системы вдоль восточного края Азии, мощная система «дискордансов» (демаркационных разломов) на стыке ВТП и Срединно-Индийского хребта. Особый интерес в сравнительно-тектоническом аспекте представляют микроплитные системы Восточной Азии.

Выделяется латеральный ряд таких систем, включающий восточную (Алеутско-Меланезийскую), центральную (Филиппинско-Тонганскую) и западную (Малазийско-Тасманскую).

Алеутско-Меланезийская микроплитная система соответствует западной периферии ложа Тихого океана, прилегающей к глубоководным желобам. Океаническая кора имеет здесь мозаично-блоковое строение с малоглубинными корнями [22].

Филиппинско-Тонганская система включает микроплиты Филиппинского моря, плиты Бисмарка, Южно- и Северо-Фиджийских бассейнов, бассейна Лау, пространственно связанных с энсиматическими островными дугами.

Геохимическое изучение кайнозойских базальтов Филиппинского бассейна и бассейна Лау показало [90], что здесь по отношению изотопов Nd, Sr и Pb выделяются группы пород с тихоокеанскими и индоокеанскими характеристиками. Имеющиеся данные свидетельствуют о весьма нестабильном состоянии тектоносферы в пределах этой микроплитной системы.

Малазийско-Тасманская система протягивается от Охотского до Тасманова моря. Лучше всего она изучена в Индонезийско-Мала-

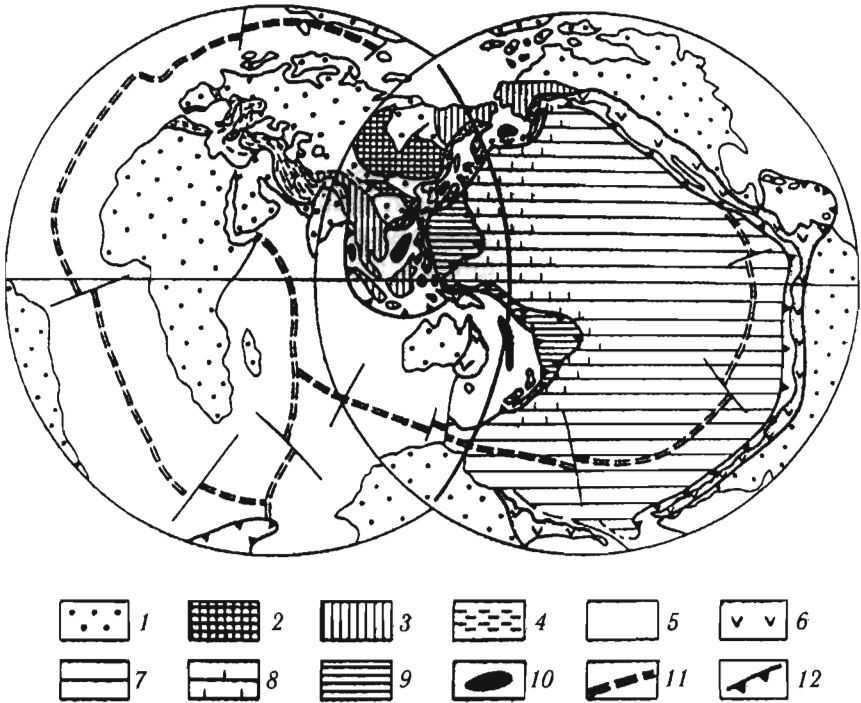


Рис. 3. Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты в современной структуре Земли

1-4 — Индо-Атлантический сегмент: 1 — континенты, 2, 3 — мозаичные складчатые сооружения, сформированные на месте микроплитных систем области сочленения Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов (2 — палеозойские, 3 — мезозойские), 4 — Альпийско-Гималайский складчатый пояс; 5 — океаны; 6, 7 — Тихоокеанский сегмент: 6 — палеозойские и мезозойские аккреционные складчатые сооружения Тихоокеанского пояса, 7 — ложе Тихого океана; 8-10 — кайнозойские микроплитные системы области сочленения Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов: 8 — Алеутско-Меланезийская (тихоокеанские изотопно-геохимические характеристики базальтов), 9 — Филиппино-Тонганская (смешение индоокеанских и тихоокеанских характеристик); 10 — Малазийско-Тасманская (индоокеанские характеристики); 11 — Мировая рифтовая система; 12 — кайнозойские аккреционные системы

зийском регионе, где представляет собой мозаичную микроплитную систему. Для нее характерны различно ориентированные, торцово сочленяющиеся, в основном энсиалические островные дуги (Сулу, Сулавеси-Сангихе, Филиппинская, Серам, Хальмахера и

др.). Характерной особенностью полосовых аномалий входящих в нее бассейнов являются их северо-восточные (тетические) простирания, контрастирующие с мозаичным структурным рисунком островодужных систем. Тетическая (индоокеанская) природа коры этих бассейнов подтверждена изотопно-геохимическими исследованиями: базальты дна Южно-Китайского, Японского, Целебес и Сулу морей имеют характеристики, аналогичные базальтам Индийского океана [72, 90]. Специально отметим важную роль широко распространенных здесь континентальных блоков гондванского и азиатского происхождения.

Выделяемые и рассмотренные здесь микроплитные системы относятся к самостоятельному классу структур, развивавшихся над областью сочленения Индо-Атлантической и Тихоокеанской мантийных неоднородностей Земли. Становление микроплитных систем происходит в условиях сложного взаимодействия индоатлантического и тихоокеанского геодинамических процессов; при этом отмечается «экспансия» индоатлантических тенденций развития, связанная с продвижением в сторону Тихого океана процессов молодой деструктивной тектоно-магматической активности с изотопными метками индоокеанского типа.

Кардинальными вопросами изучения тектонической асимметрии Земли являются: как далеко в глубь геологической истории прослеживается ее разделение на сегменты, как менялась их пространственная позиция и как структурно выражались границы их раздела в позднем докембрии и фанерозое? Современный уровень изучения структуры и истории формирования континентов позволяет ответить на эти вопросы или наметить пути их решения. Показано [24, 25], что основные тенденции тектонического развития, свойственные Тихоокеанскому и Индо-Атлантическому сегментам в мезозое и кайнозое, достаточно четко были проявлены в течение всего неогена. Анализ палеомагнитных данных и тектонических закономерностей формирования структуры Земли в позднем докембрии и палеозое позволяет сделать вывод, что и в это время литосфера распадалась на два сегмента: океанический (Панталасса) и континентальный (суперконтинент Родиния), которые мы рассматриваем как палеоаналоги соответственно Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов.

Крайне сложное тектоническое строение палеозойд и мезозойд Центральной и Восточной Азии было обусловлено интерференцией тихоокеанских и индоатлантических тенденций в развитии этих регионов [25, 11]. В результате здесь сформировались уни-

кальные микроплитные системы, которые в палеозое и раннем мезозое, судя по палеогеодинамическим реконструкциям, занимали промежуточное положение между Тихоокеанским и Индо-Атлантическим сегментами. По ряду характеристик (многочисленные небольшие бассейны и дуги, мозаичный рисунок в плане, обилие микроконтинентов и др.) они сопоставимы с таковыми области раздела Тихого и Индийского океанов. Указанные системы просуществовали до ордовика включительно, когда они в виде аккреционных складчатых систем вошли в состав Индо-Атлантического сегмента. В кембрии и ордовике тихоокеанская и индо-атлантическая тенденции в развитии палеозой Евразии сосуществовали, причем первая являлась ведущим процессом. С конца ордовика начала доминировать индо-атлантическая тенденция. Область развития структур индо-атлантического типа (Палеотетис, Палеоурал) в течение фанерозоя захватывала все большие пространства, в том числе и древние (байкальские, кадомские, каледонские) мозаичные системы.

В итоге можно констатировать следующее.

1. Геодинамика Тихоокеанской тектоносферы характеризуется длительным тектоно-магматическим саморазвитием океанского субстрата, сопровождавшимся сложно протекающим островодужно-аккреционным процессом на океанских окраинах.

2. В Индо-Атлантическом сегменте ведущим геодинамическим процессом является взаимодействие деструктивных (становление новообразованных океанических бассейнов) и коллизионных процессов, дробящих, перераспределяющих и формирующих континентальные массы.

Более или менее доказательно обе схемы развития прослеживаются до рубежа в 1 млрд лет.

3. Вдоль зоны раздела Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов выделяется особый тип структур — микроплитные системы, характеризующиеся сложнейшим мозаичным строением. Их становление связано с интерференцией тихоокеанской и индо-атлантической тенденций развития тектоносферы. Обособление микроплитных систем открывает новый подход к ключевым проблемам глобальной геодинамики.

4. Корни структурной асимметрии Земли находятся в мантийных геосферах, познание которых является важнейшей задачей глубинной геологии.

Структурные перестройки минералов в глубинных оболочках Земли

Одна из наиболее острых проблем геологии в последние десятилетия — состав и строение глубинных оболочек Земли. Это направление в науках о Земле относится к числу приоритетных. Отметим, в частности, что более 90% вещества во Вселенной находится под давлением, превышающим 1 ГПа. Новейшие данные геофизики в сочетании с экспериментальными и теоретическими исследованиями структурных превращений минералов уже сейчас позволяют смоделировать многие особенности строения и состава глубинных оболочек Земли, а также протекающих в них процессов. Эти данные способствуют решению таких ключевых проблем современного естествознания, как формирование и эволюция планеты, геодинамические режимы земной коры и мантии, оценка риска захоронения опасных отходов на больших глубинах, энергетические ресурсы Земли и ряда других актуальных задач.

Хорошо известно, что многие минералы земной коры кристаллизуются из магматических расплавов или сопутствующих им растворов, сформировавшихся в глубинных геосферах. С высокими давлениями связано и формирование минералов импактных зон, образующихся при падении космических тел. Кроме того, основная часть твердой оболочки Земли содержит минералы, залегающие на больших глубинах и находящиеся в условиях сильного сжатия. Очевидно, что именно они несут информацию об истории зарождения и эволюции нашей планеты, а, следовательно, о её прошлом и будущем. Поэтому изучение структуры, свойств и трансформаций минералов, подвергнутых воздействию высоких давлений, играет ключевую роль в решении фундаментальных проблем физики и химии Земли.

Аналізу минералогического разнообразия мантии Земли в последнее время посвящено значительное число публикаций [28–31, 50, 79, 89, 117]. Вместе с тем, с каждым годом увеличивается массив экспериментальных и теоретических результатов, выдвигая задачу их обобщения и систематизации.

Взгляд в прошлое

Минералогия высоких давлений — междисциплинарная область современной науки, которая активно развивается в тече-

ние многих десятилетий. Впервые английским кристаллографом Дж. Берналом [68] было высказано предположение о том, что в мантии обычный оливин становится устойчив в виде полиморфной модификации со структурой шпинели, плотность которой на 9% выше. Этот переход лег в основу минералогической интерпретации изменения скоростей сейсмических волн на глубине 400 км, т.е. на границе верхняя мантия — переходная зона [95]. Сформулированный Берналом вывод основывался на предшествовавших заключениях В.М. Гольдшмидта [85] о диморфизме химически близкого оливину германата Mg_2GeO_4 , кристаллизующегося в структурных типах оливина или шпинели. Несколько позже Ф.Бёрч [69, 70] на основе исследования упругих характеристик мантийного вещества также пришел к выводу, что глубинная зона, заключенная между 300 и 900 км, характеризуется серией фазовых превращений, одним из которых должна быть трансформация оливина в модификацию со структурой шпинели.

В последовавших за этим исследованиях в области кристаллохимии высоких давлений и минералогии глубинных геосфер период с начала 50-х и до середины 60-х годов XX в. принято называть «поисковым». Его начало связывают с 1953 г., когда появилось сообщение Л.Коэса о синтезе при давлении 3 ГПа новой модификации кремнезема, впоследствии названной коэситом. В 1954 г. в компании «Дженерал Электрик» при давлении 5 ГПа были получены кристаллы синтетического алмаза. Оба минерала теперь рассматриваются как индикаторы высокобарического метаморфизма, указывая на связь вмещающих их пород с глубинами, соответствующими верхней мантии.

Развивая идеи, высказанные Гольдшмидтом и Берналом, А.Е. Рингвуд в 1959 г. описал трансформацию под действием высокого давления фаялита, Fe_2SiO_4 , в полиморфную модификацию со структурой шпинели; позднее модификация $(Mg,Fe)_2SiO_4$ со структурой шпинели была названа в его честь рингвудитом. Вслед за этим, в 1961 г., аспирант Геологического факультета МГУ С.М. Стишов и сотрудница ИФВД РАН С.В. Попова синтезировали при давлении > 8 ГПа новую плотную модификацию кремнезема со структурой рутила [54]¹. Это открытие показало, что обычные по-

¹ Годом позже, после находки аналогичной фазы в импактном кратере в Аризоне, соответствующему минералу было присвоено название стишовит.

роды земной коры должны полностью отличаться по своему минеральному составу от пород, слагающих переходную между верхней и нижней мантией зону².

По сравнению с мантией проблема минерального состава земного ядра выглядит значительно сложнее. В отличие от многих глубинных силикатов и алмаза, устойчивых и при комнатных условиях, плотные модификации железа, которые по своей плотности и упругим свойствам должны быть близки с веществом ядра, можно исследовать только непосредственно под воздействием высоких давлений («*in situ*») либо, с недавних пор, теоретически, на основе квантово-механических расчетов. В 1964 г. Т.Такаши и У.А. Бассет описали ϵ -форму железа, которая оказалась устойчивой при давлении выше 13 ГПа. В основе ее структуры — гексагональная плотнейшая упаковка атомов железа. Предполагается, что именно эта фаза — главный компонент ядра Земли.

Последовавшее за этим значительное усовершенствование техники экспериментов способствовало изучению при высоких давлениях широкого спектра физических и химических свойств большой группы минералов. В сочетании с сейсмологическими данными эти результаты привели к пересмотру традиционной модели строения Земли и к постановке многих новых вопросов, таких как: «происходит ли изменение состава на границе между верхней и нижней мантией», или «до какого значения поднимается температура внутри ядра» (например, [69]). Развитие научных представлений в этой области позволило высказать некоторые предположения и о веществе, слагающем глубинные геосферы других планет. Предполагается, что эквивалентом верхней и нижней мантии в недрах гигантских планет могут служить плотные газовые (состоящие из сжатых газов водорода и гелия — Сатурн и Юпитер) или ледяные (содержащие воду, аммиак, метан — Уран и Нептун) оболочки. При этом оказалось, что в условиях высоких давлений инертные газы не всегда «инертны» и способны образовывать такие соединения, как $\text{He}(\text{N}_2)_{11}$, NeHe_2 , $\text{Ar}(\text{H}_2)_2$ и др. Поразительно, что при высоких давлениях (> 30 ГПа) аргон и ксенон оказываются в кристаллическом состоянии при более высоких температурах, чем железо, которое начинает плавиться раньше этих элементов. Это означает, что при высоких давлениях железо может играть роль летучего компонента, а аргон и ксенон — «огнеупоров». Несовместимые в общих позициях в структурах минералов земной

² В ее традиционном понимании.

коры железа и калий под влиянием высоких давлений способны образовывать сплавы.

Эти и другие такого рода данные свидетельствуют о том, что минералы земной коры и глубинных геосфер существенно различаются по своим свойствам и структурам. Однако при изучении новых результатов, связанных с минералогией высоких давлений, нужно иметь в виду важное обстоятельство. Большинство заключений, связанных с решением этой исключительно сложной проблемы, делается на основе уникальных экспериментов, которые в состоянии осуществить исследователи, работающие лишь в небольшом числе передовых лабораторий.

Один из основателей современной минералогии глубинных геосфер Фрэнсис Бёрч подчеркивал [70], что неосведомленный читатель должен понимать неоднозначность получаемых при этом выводов. С некоторой иронией он приводил примеры терминологических эквивалентов, которые характерны для публикаций, связанных со сложными высокобарическими экспериментами, и как их следует воспринимать на уровне стандартов, применимых к обычным исследованиям. В частности, писал Бёрч, — то, что в обычных публикациях рассматривается как «возможное заключение», в статьях с результатами высокобарических исследований считается «несомненным». Точно так же вместо наречия «неоднозначно» будет использоваться прилагательное «определенный», а словосочетание «смесь всех элементов» в ядре Земли заменится на «чистое железо».

Проведенные в последние десятилетия эксперименты позволили установить разную сжимаемость химически различных минералов. Количественная оценка этих величин предполагает использование так называемых уравнений состояний $P = f(V, T)$, связывающих давление, объем и температуру. В частности, для идеального газа уравнение состояния имеет вид:

$$P = RT/V,$$

где P , V , T — давление, объем и температура газа, а R — газовая постоянная (разность теплоемкостей при постоянном давлении и при постоянной температуре), равная 8.314 Дж/моль·К.

Для жидкостей и твердых тел эффекты влияния температуры и давления принято разделять:

$$P(V, T) = P_{300\text{K}}(V) + P_{\text{терм}}(V, T),$$

Глава 1. Научные предпосылки к созданию новой модели строения мантии Земли

где $P_{300K}(V)$ — связь давления с объемом при комнатной температуре, а $P_{\text{терм}}$ — давление, связанное с тепловым расширением. При этом изменение объема в зависимости от температуры передается уравнением

$$V = V_0[1 + \alpha(T - T_0)],$$

где коэффициент термического расширения α является функцией температуры:

$$\alpha = \alpha_0 + \alpha_1 T + \dots$$

При относительно невысоких давлениях, меньших 1 ГПа, сжимаемость $\beta = \Delta V/V\Delta P$ и обратная ей величина, называемая модулем объемного сжатия ($K = 1/\beta$), практически постоянны, и уравнение состояния имеет вид:

$$V = V_0(1 - P/K).$$

Относительное изменение объема $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$ со структурой перовскита, а также вюстита и галита при возрастании давления показано на рис. 4. При этом заметна более высокая сжимаемость

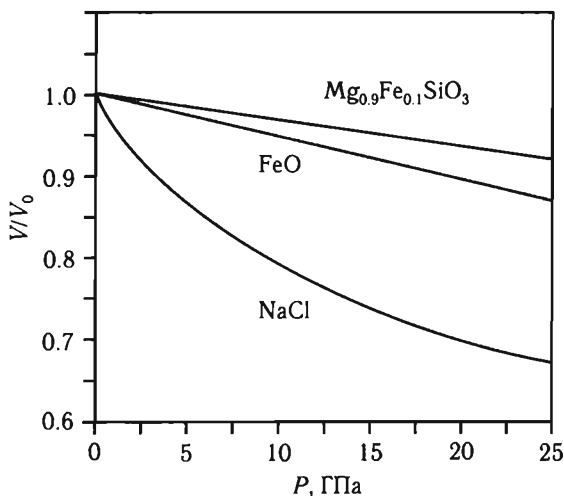


Рис. 4. Типичные кривые сжимаемости для кристаллов (данные Х.Мао с соавторами, 1969 и 1991 гг.)

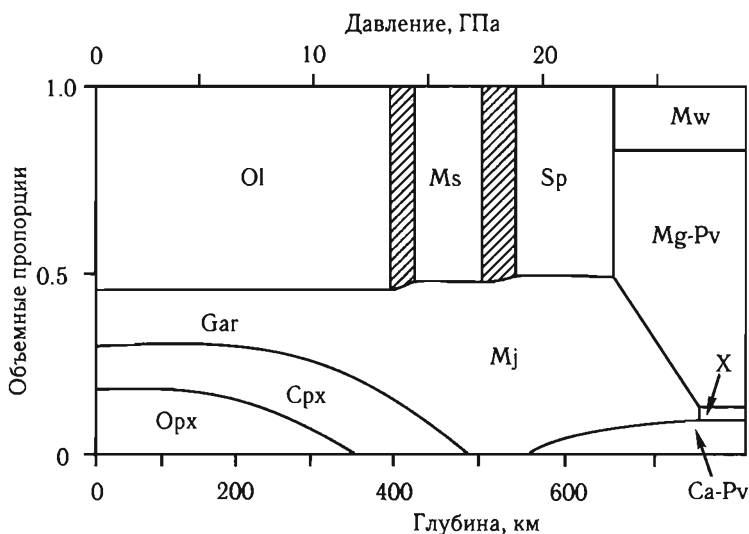


Рис. 5. Изменение объемных пропорций минералов пиролита при возрастании давлений (глубины), по М.Акаоги, 1997 г.

Условные обозначения минералов: Ol — оливин; Gar — гранат; Crx — моноклинные пироксены; Orx — ромбические пироксены; Ms — «модифицированная шпинель» или вадслеит ($\beta\text{-(Mg,Fe)}_2\text{SiO}_4$); Sp — шпинель; Mj — меджорит $\text{Mg}_3(\text{Fe,Al,Si})_2(\text{SiO}_4)_3$; Mw — магнезиовюстит $(\text{Mg,Fe})\text{O}$; Mg-Pv — магнезиальный перовскит; Ca-Pv — кальциевый перовскит; X — предполагаемое Al-содержание фазы со структурами типа ильменита, кальций-феррита и/или голландита

галита по сравнению с оксидами, обусловленная более слабыми межатомными связями в его структуре. Более общая теория уравнений состояния твердых тел детально разработана, но основана на более сложных подходах [13, 91, 110].

Обобщение полученных с использованием рентгеновских камер высокого давления результатов позволило сформулировать ряд принципов кристаллохимии высоких давлений и температур, расширяющих научные представления о состоянии вещества в глубинных оболочках Земли (В.С. Урусов, Д.Ю. Пущаровский, 1984, 1986 гг.). Наряду с этими заключениями в последние годы были получены новые кристаллохимические данные, которые позволяют связать структурные перестройки минералов с сейсмологическими моделями [63, 75] (рис. 5, 6), характеризующими изменение скоростей сейсмических волн, плотности и давления в глубинных оболочках Земли. В последующем из-

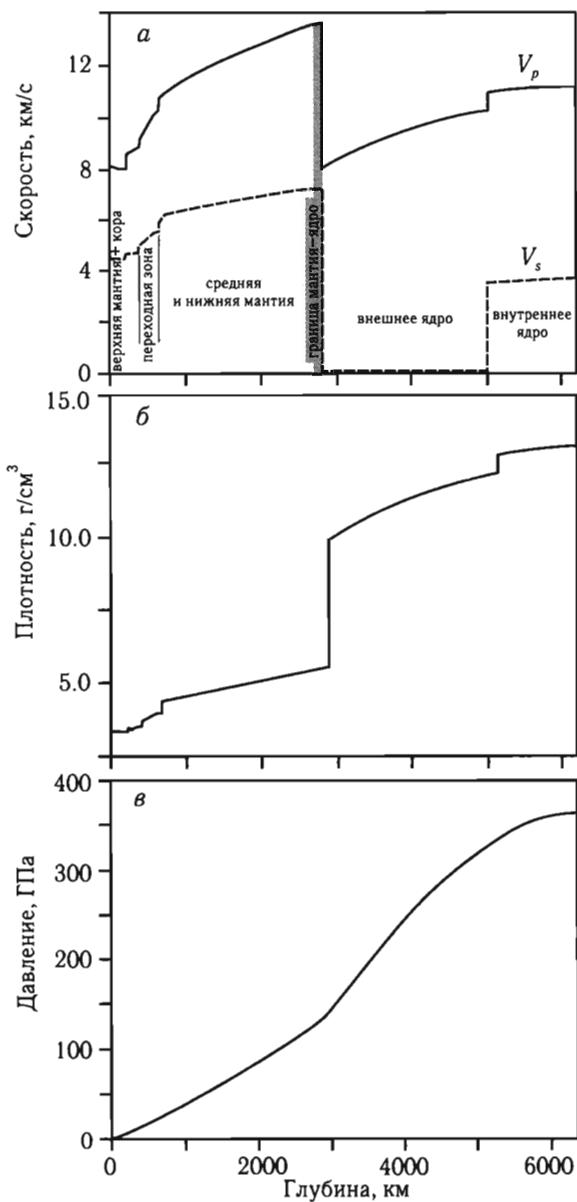


Рис. 6. Изменение профилей скоростей сейсмических волн (продольных V_p и поперечных V_s) (а), плотности (б) и давления (в) в недрах Земли на основе PREM (Preliminary Reference Earth Model) модели [75]

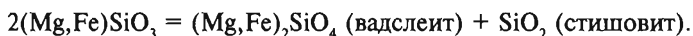
ложении рассматриваются минеральные преобразования в мантии и ядре.

Минеральные трансформации в мантии

Глубины 24–410 км. Химический и минералогический состав этого интервала глубин подробно рассматривается в главе 3.

В настоящее время многие фиксируемые в глубинных геосферах скачки в скоростях сейсмических волн коррелируют со структурными перестройками мантийных минералов. При этом не все выделяемые по сейсмическим данным границы являются глобальными, хотя и они могут быть связаны с трансформациями минералов. Например, первый скачок скоростей сейсмических волн, фиксируемый на глубине ~220 км (так называемый скачок Леманн), вполне может соответствовать смене моноклинных структур пироксенов ромбическими [104].

Другое локальное изменение скоростей сейсмических волн, регистрируемое на относительно малой глубине ~300 км, связывают с формированием стишовита в эклогитовых породах [136]. При этом стишовит может возникнуть либо как результат перестройки коэсита, либо путем трансформации клинопироксенов в соответствии с реакцией



Эта реакция протекает при давлении 15 ГПа и температуре 1600–1700 К, т.е. при условиях, соответствующих глубине ~450 км. Однако при более низких температурах реакция может протекать и при меньших давлениях, соответствующих глубинам порядка 300 км.

Глубины 410–670 км. Глобальная граница «410 км» связана со структурной перестройкой оливин–вадслеит, а рубеж «520 км» — с последующей трансформацией вадслеита в шпинелеподобный рингвудит (см. рис. 5). Роль вадслеита как важнейшего компонента мантии была впервые отмечена А.Е. Рингвудом и А.Мейджером в 1970 г., несмотря на то, что в то время этот минерал еще не был найден в природе, а был известен лишь его синтетический аналог β - $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ [127]. Этими исследователями было предложено назвать будущий минерал с таким составом вадслеитом в честь

австралийского химика А.Д. Вадсли, широко известного своими работами в области структурной кристаллографии минералов и неорганических соединений.

Вадслеит и рингвудит рассматриваются как главные аккумуляторы воды в переходной зоне (410–670 км), запасы которой превышают объем Мирового океана [94]. При этом даже незначительное содержание воды (0.1 мас.%) в переходной зоне эквивалентно покрывающей поверхность Земли водной оболочке мощностью в 1 км. С кристаллохимической точки зрения эта особенность состава формально безводных вадслеита и рингвудита определяется заменой в их структурах части анионов O^{2-} на гидроксильные группы OH^- . Предпосылкой для этого в структуре вадслеита служит присутствие атома O, который не участвует в SiO_4 -тетраэдрах, а координирован лишь пятью атомами Mg [130] (рис. 7). Таким образом, сумма валентных усилий на этом анионе — 1.67, что можно объяснить статистическим заполнением соответствующей позиции вплоть до 33% группами OH^- и соответственно не менее 67% анионами O^{2-} в сочетании с искажением катионных координационных полиэдров.

В целом весьма сложная концентрическая оболочка, ограниченная глубинами 410 и 670 км и называемая «переходной мантийной зоной», преимущественно содержит фазы со структурами типа граната, вадслеита и шпинели, а также, вероятно, твердые растворы $(Mg,Al)(Si,Al)O_3$ со структурой типа ильменита (акимото-

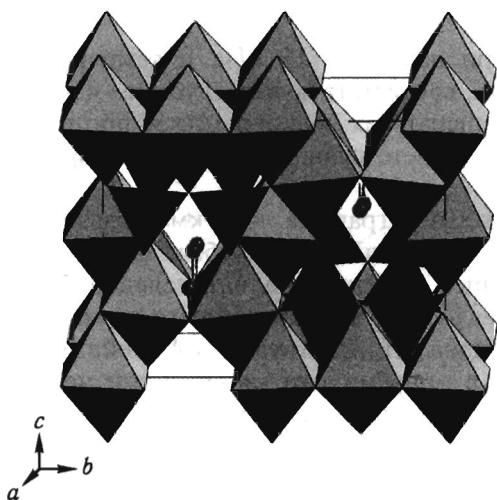


Рис. 7. Структура вадслеита вдоль $[100]$

Серые шары — протоны, которые связаны с атомами $O(2)$, расположенными на стыке пяти (Mg,Fe) -октаэдров [130]

ит, $MgSiO_3$). Эта ассоциация минералов ниже глобальной границы «670 км» замещается перовскитоподобными фазами, на долю которых приходится около 80% объема нижней мантии, и Mg-вюститом (20%) со структурой типа NaCl. Здесь же допускается присутствие в качестве второстепенных минералов высокобарических фаз кремнезема таких, как рутилоподобный стишовит и его ромбически искаженный аналог со структурой $CaCl_2$, зейфертит со структурой типа (с.т.) $\alpha-PbO_2$, K-алюмосиликата, $KAlSi_3O_8$, со структурой голландита, а также полиморфов $MgAl_2O_4$ и $NaAlSi_3O_8$ со структурами Са-феррита, $CaFe_2O_4$, и Са-титанита, $CaTi_2O_4$.

Глубинные мантийные блоки

Упомянутые выше границы на глубинах 410, 520 и 670 км большинство исследователей рассматривают как глобальные. Сейсмологические данные указывают на ряд других (но менее значительных) границ, например, на глубинах 900, 1200–1300 и 2700 км, а также на локальные или промежуточные рубежи на глубинах 1700, 1900–2000, ~2850 км и некоторых других. Природа многих из этих границ до сих пор не выяснена, хотя в некоторых случаях эти границы могут соответствовать структурным превращениям минералов. Ниже приведен ряд недавно установленных трансформаций такого рода.

- 670–850 км: $(Ca_{0.5}Mg_{0.5})Al_2Si_2O_8$ (с.т. анортита) \rightarrow с.т. голландита [84];
850–900 км: пироп $Mg_3Al_2Si_3O_{12} \rightarrow (Mg,Fe)SiO_3$ (перовскит),
пироп $Mg_3Al_2Si_3O_{12} \rightarrow Al_2O_3$ (корунд) + $(Mg,Fe)SiO_3$ (ильменит),
 $MgAl_2O_4$ (с.т. шпинели) $\rightarrow MgAl_2O_4$ (с.т. $CaFe_2O_4$) [92];
~1200 км: $MgAl_2O_4$ (с.т. шпинель) $\rightarrow MgAl_2O_4$ (с.т. $CaTi_2O_4$) [83];
~1500 км: стишовит $SiO_2 \rightarrow SiO_2$ (с.т. $CaCl_2$) [97, 111],
 FeO (металлизация межатомных связей) [98];
~2300 км: SiO_2 (с.т. $CaCl_2$) \rightarrow зейфертит [73, 111];
~2700 км: $MgSiO_3$ (с.т. перовскита) $\rightarrow MgSiO_3$ (с.т. $CaIrO_3$) [114];
~2850 км: $MgSiO_3$ (с.т. $CaIrO_3$) $\rightarrow MgSiO_3$ (с.т. перовскита).

Выделим лишь самые последние данные. При давлениях, соответствующих глубине 1200 км, фаза с составом шпинели ($MgAl_2O_4$) кристаллизуется в с.т. титаната Са [83]. Скачок в увеличении скоростей сейсмических волн на глубине 1200 км еще недавно связывали со структурной перестройкой стишовита [54] в фазу со струк-

турой типа CaCl_2 , представляющей собой ромбически искаженный структурный аналог рутила [97]. Постстишовитовая модификация SiO_2 (аналог CaCl_2) устойчива при давлениях выше ~ 50 ГПа. При комнатной температуре это давление соответствует глубине ~ 1200 км, но в сочетании с возрастанием температуры в мантии при таком давлении создаются условия, эквивалентные глубинам ~ 1500 км [111].

При более высоком давлении, ~ 100 ГПа, обоснована трансформация этой модификации SiO_2 в фазу со структурой типа $\alpha\text{-PbO}_2$ [73], в настоящее время установленную в метеоритах и названную зейфертитом. На основе изучения аналогичных соединений и теоретических расчетов, связанных со структурным моделированием модификаций кремнезема, в последние годы было высказано предположение, что в ближайшем будущем будет синтезирован оксид кремния SiO_2 со структурой пирита [125], хотя по расчетным оценкам для образования этой фазы требуются чрезвычайно большие давления (~ 210 ГПа). Недавно эта фаза была синтезирована и ее структура уточнена методом Ритвельда при давлении выше 200 ГПа [99]. Поле устойчивости этой фазы располагается за пределами физико-химических параметров, характерных для мантии Земли. В настоящее время нет никаких оснований предполагать присутствие кремнезема в ядре Земли, однако эта фаза может рассматриваться как вероятный минерал каменных ядер гигантских планет, где достигаются давления вплоть до нескольких тысяч гигапаскалей.

Структура оксида кремния, SiO_2 , в условиях, соответствующих нижней мантии, представляет интерес не только в свете его возможного присутствия на больших глубинах, но и благодаря его влиянию на гипотетическую реакцию разложения MgSiO_3 -перовскита на периклаз MgO и кремнезем SiO_2 . Однако, согласно самым последним экспериментальным [114, 106] и теоретическим [116] данным, эта реакция не происходит в условиях мантии.

Вместе с тем, относительно отмеченного выше присутствия в мантии стишовита, его ромбического аналога со структурным типом CaCl_2 , а также других высокобарических форм оксида кремния в [111] высказаны серьезные сомнения. Согласно результатам теоретического моделирования фазовой диаграммы SiO_2 при давлениях и температурах, возможных на больших глубинах, а также петрологических исследований при высоких давлениях ультраосновных пород перидотитового, гарцбургитового и пиролитового состава, сделан вывод о крайне незначительном содержании свободного оксида кремния SiO_2 в мантии в целом. Его присутствие

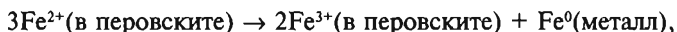
в значительных количествах допускается лишь в отдельных ее частях, близких к зонам субдукции базальтовых блоков. В основной части мантии отношение $MgO/SiO_2 > 1$ и оксид кремния вступит в реакцию с MgO с образованием $MgSiO_3$ со структурой перовскита. Таким образом, в нижней мантии исключается присутствие оксида кремния, в отличие от верхней, где, как было отмечено выше, допускается формирование стишовита.

Формы структурных трансформаций минералов под влиянием высоких давлений весьма разнообразны. Новые данные указывают на возможную металлизацию вюстита FeO при давлениях ~ 70 ГПа [98]. Этот процесс, по-видимому, сопровождается структурной перестройкой со сменой галитоподобной формы вюстита на никелиноподобную [103]. В глубинных зонах нижней мантии при больших давлениях допускаются даже изменение электронной структуры атомов отдельных элементов, а также их деформация и нарушение сферичности. Например, в ферропериклазе с составом $(Mg_{0.83}Fe_{0.17})O$ обнаружен переход атомов Fe из высокоспинового состояния в низкоспиновое при давлениях ~ 60 – 70 ГПа, что соответствует глубинам ~ 1600 км [64]. В этой же зоне нижней мантии при давлениях ~ 90 ГПа (~ 2100 км) обосновано превращение Al_2O_3 со структурой корунда в фазу с ромбической структурой Rh_2O_3 (II), с уменьшением мольного объема на 4% [82].

Особенностью этой перестройки, как и трансформации SiO_2 в структурный тип пирита [111], является исчезновение под давлением анионной плотнейшей упаковки и формирование фаз, не содержащих плотнейших атомных упаковок, а также характеризующихся нарушением сферичности ионов и их сильной деформацией. Впрочем, присутствие Al_2O_3 как самостоятельной фазы в мантии Земли весьма маловероятно, и этот переход более важен скорее с кристаллографической, чем с геофизической точки зрения.

В последнее время появились данные и об изменении электронной структуры атомов железа в перовскитоподобных фазах состава $(Mg_{0.9}Fe_{0.1})SiO_3$. При этом содержание железа в низкоспиновом состоянии увеличивается, начиная с давлений ~ 70 ГПа (~ 1850 км), достигая максимума при 120 ГПа (~ 2700 км), т.е. вблизи слоя D'' [65]. Такой двухступенчатый переход атомов железа из высокоспинового в низкоспиновое состояние в перовскитоподобных фазах в отличие от ферропериклаза можно объяснить заполнением железом обеих катионных позиций в $MgSiO_3$. Поскольку симметрия и сила кристаллического поля (а также расстояния катион–анион) в обеих позициях разные, спиновые переходы в заполняемых ими

катионах будут также различны. Экспериментально установлено [81], что преобладающим валентным состоянием примеси железа в MgSiO_3 со структурой перовскита должно быть Fe^{3+} , а не Fe^{2+} , как считалось ранее. Более того, из-за постоянного привноса Fe^{2+} из верхней мантии и переходной зоны, в нижней мантии одновременно с образованием перовскитоподобного MgSiO_3 должна протекать реакция:



которая была описана на основании экспериментальных данных в [81]. Недавние расчеты [137] подтвердили эту реакцию и обосновали, что катионы Fe^{3+} в структуре перовскита (а также постперовскита, в котором также преобладает Fe^{3+}) стремятся одновременно занять ближайшие Mg- и Si-позиции. Согласно этим расчетам, описанная в [81] реакция исключительно экзотермична и способна увеличить температуру всей мантии примерно на 100 К.

С давлениями, соответствующими средней мантии, связаны недавно установленные структурные трансформации важнейших карбонатов, которые, по-видимому, являются главными минералами углерода в мантии. Известно, что магнезит, кальцит и доломит являются наиболее распространенными карбонатами в земной коре. Н.Росс, а позднее Г.Фике [80] обосновали устойчивость магнезита по крайней мере до 80 ГПа, что соответствует глубинам ~1900 км.

Трансформация кальцита в арагонит происходит в верхней мантии. Также в верхней мантии происходит распад доломита на магнезит и арагонит. Преобразования этих минералов на глубинах, больших 1000 км, до последнего времени вызывают много вопросов. В [93] был отмечен фазовый переход магнезита при давлениях, превышающих 110 ГПа, но экспериментальные данные были недостаточны для определения структуры этой новой формы MgCO_3 . Несколько позже было выявлено [120], что выше ~40 ГПа арагонит, CaCO_3 , трансформируется в новую фазу, структура которой не могла быть решена ни экспериментально, ни с привлечением стандартных методов теоретического моделирования.

А.Р. Оганов и К.В. Гласс недавно разработали новый метод моделирования, позволяющий сделать предсказание кристаллических структур при любом заданном давлении исключительно на основе представлений о химическом составе. Этот подход с успехом был использован для определения постарагонитовой фазы CaCO_3 , [112]. Полученная структура, принадлежащая к новому структурному ти-

пу, объясняет все экспериментально измеренные характеристики этой фазы (порошковую дифракционную картину, сжимаемость и поле устойчивости).

Сопоставление структур кальцита, арагонита и новой постарангонитовой фазы иллюстрирует рис. 8. При этом координационное число Са в арагоните, равное 9, возрастает до 12 в постарангони-

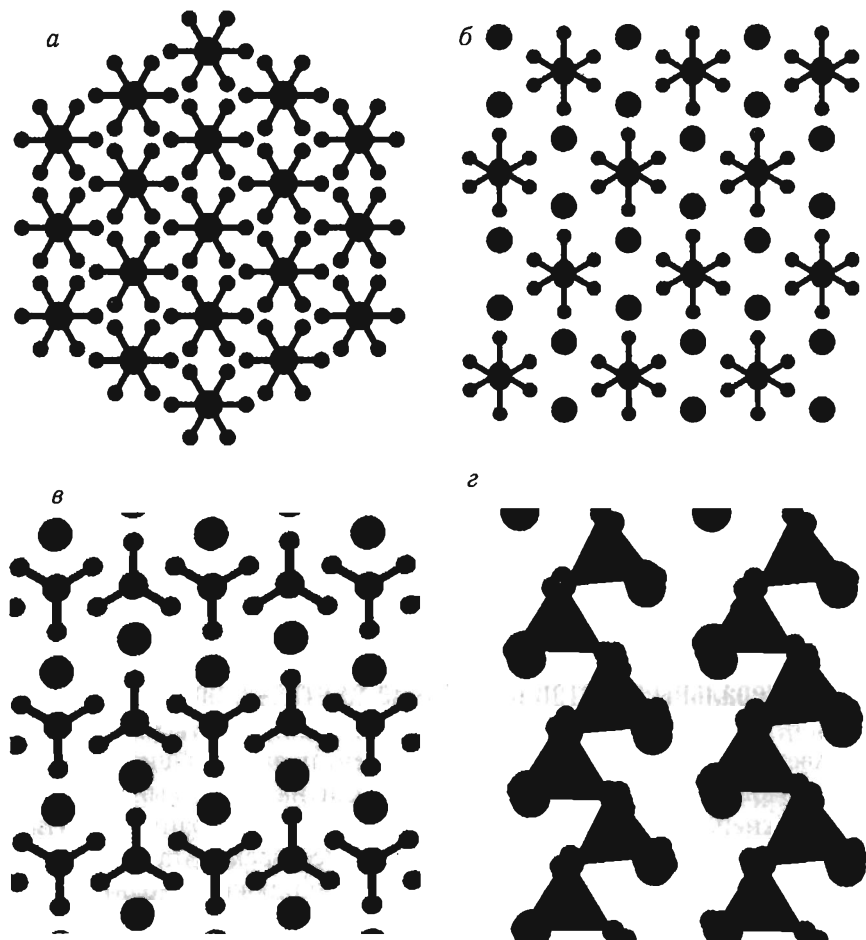


Рис. 8. Структура кальцита (а); арагонита (б); постарангонитовой фазы, устойчивой выше 42 ГПа (в) и пироксеноподобной формы CaCO₃, образующейся при давлении выше 137 ГПа (з) [112]

Большие шары — атомы Са, средние — атомы С, маленькие сферы — атомы О

вой фазе. Как показали расчеты, при 137 ГПа должен произойти последующий переход постарагонитовой фазы в другую модификацию со структурным типом, близким к структурам пироксенов (см. рис. 8, *з*), характеризующимся пространственной группой $C222_1$, наличием цепочек из CO_4 -тетраэдров и достаточно высоким координационным числом атомов Ca, равным 10. Такая же структура вполне возможна и для высокобарической формы $MgCO_3$, хотя другие варианты атомного распределения у карбоната магния при этих давлениях пока исключить нельзя.

Таким образом, в пределах мантии вполне возможны разнообразные трансформации минералов. Многие из этих результатов, связанных с исследованием минеральных перестроек в глубинных геосферах, способствовали пониманию того, что нижняя мантия не столь гомогенна, как считалось совсем недавно. Конечно, как общий вывод следует признать, что минералогическое разнообразие глубинных оболочек существенно меньше по сравнению с земной корой. Однако новые данные убеждают, что мантийная минералогия совсем не так примитивна, как это допускалось еще два-три десятилетия назад. Современные экспериментальные возможности позволяют моделировать минеральные изменения, происходящие на глубинах, соответствующих границе мантия–ядро и даже в самом ядре. Вместе с тем, необходимо согласиться с тем, что пока здесь больше вопросов, чем ответов. Современные представления, связанные с этой проблемой, составляют содержание следующих разделов.

Минеральный состав на границе мантия–ядро (слой D'')

Австралийский сейсмолог К.Е. Буллен, предложивший в начале 40-х годов XX в. схему разделения Земли на зоны, выделил внутри нижней мантии зону D' (984–2700 км), а на границе мантии и ядра — D'' (2700–2900 км). В настоящее время эта схема значительно видоизменена и лишь слой D'' широко используется в литературе. Его главная характеристика — уменьшение градиентов сейсмических скоростей по сравнению с лежащей выше областью мантии.

Граница ядро–мантия рассматривается как наиболее контрастное проявление вещественных различий в недрах Земли. Эксперименты указывают, что на этой глубине (начиная с температур 3000 К и

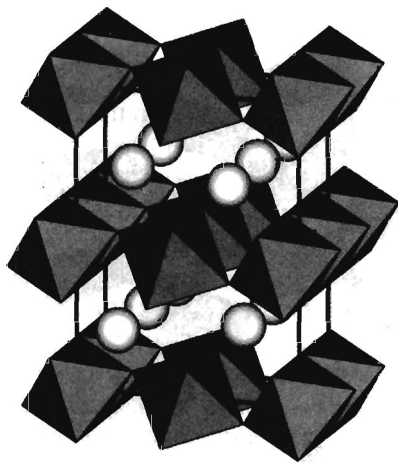


Рис. 9. Структура постперовскитовой модификации MgSiO_3
Между слоями из Si-октаэдров расположены атомы Mg [114]

давлений 25–70 ГПа) расплав железа взаимодействует с $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$ со структурой перовскита с образованием стишовита и сплава железа, содержащего кремний и кислород. Согласно [64], на границе мантия–ядро помимо всех присущих средней и нижней мантии минералов возможно присутствие соединения FeSi .

Наиболее неожиданной недавней находкой, полученной путем квантово-механических расчетов и прямых экспериментов, явилось обоснование перехода перовскитовой фазы MgSiO_3 в структуру типа CaIrO_3 при давлениях 125–127 ГПа и температурах 2500–3000К, соответствующих глубинам 2700–2740 км, т.е. верхней границе слоя D'' [114] (рис. 9). Эта фаза, часто называемая постперовскитовой, плотнее перовскита на 1.2%. При этом, MgSiO_3 со структурным типом CaIrO_3 — основной минерал слоя D'' , охватывающего глубины 2700–2890 км. К этим же заключениям на основе проведенных экспериментов независимо и практически одновременно пришли авторы статьи [106]. Следует отметить, что идея о возможности кристаллизации в этом структурном типе минералов, присущих границе мантия–ядро, была высказана в [119] на основе экспериментов по сжатию Fe_2O_3 . При давлении 30 ГПа $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ (гематит) трансформируется в перовскитоподобную модификацию, а при дальнейшем сжатии выше 50 ГПа эта фаза приобретает описанную выше постперовскитовую структуру [114, 118].

В [113] обосновано, что перовскитовая и постперовскитовая формы MgSiO_3 являются крайними членами по типичной серии структур (рис. 10). Промежуточные структуры этой серии метастабильны при $T = 0\text{K}$, но, поскольку их энтальпии лишь нена-

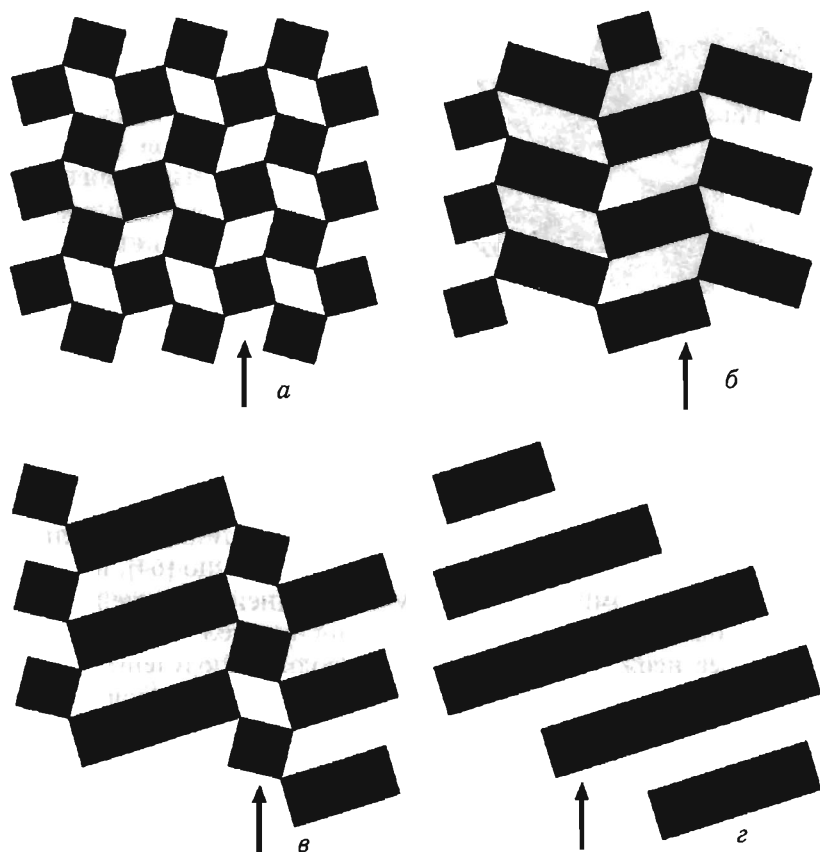


Рис. 10. Политипы $MgSiO_3$ [113]

a — перовскит; *б, в* — новые структурные типы, построенные из октаэдрических модулей 2×2 и 3×1 , соответственно; *г* — «постперовскит». Выделены только октаэдрические мотивы и не показаны атомы Mg. Стрелки указывают наиболее вероятные сдвиги при пластических деформациях

много выше, чем у «перовскита» и «постперовскита», они могут быть стабилизированы примесями и температурными эффектами. Это вполне позволяет допустить их присутствие в нижней мантии и слое D'' в качестве второстепенных минералов. Более того, такие промежуточные структуры соответствуют нарушениям атомной упаковки в основных мотивах «перовскита» и «постперовскита» и, согласно [113], возникают при их пластических

деформациях. Эти данные в сочетании с предсказанными упругими константами «постперовскита» позволили интерпретировать наблюдаемый необычный характер и резко выраженную анизотропию слоя D".

Al_2O_3 со структурой CaIrO_3 , устойчивой при давлениях выше 130 ГПа, на сегодня — конечный продукт трансформации корунда [115], который, как отмечено выше, при давлении 90 ГПа кристаллизуется в структурном типе Rh_2O_3 (II), отличающемся от многих высокобарических фаз отсутствием плотнейшей упаковки атомов O. Согласно геофизическим данным, глубинные зоны нижней мантии характеризуются необычайно высокой электропроводностью, природа которой не вполне ясна, если допустить, что основные минералы этой зоны — $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$, $(\text{Mg,Fe})\text{O}$ и CaSiO_3 . Однако ранее установленное резкое увеличение электропроводности Al_2O_3 при давлении 130 ГПа и температуре 1500 К, в сочетании с перестройкой этой фазы при близких параметрах в с.г. CaIrO_3 , позволяет предположить, что и высокая электропроводность должна быть присуща и постперовскитовой форме MgSiO_3 , тем самым объясняя электропроводность всей вмещающей ее зоны.

Важный потенциальный компонент нижней мантии — вюстит Fe_xO , состав которого характеризуется значением стехиометрического коэффициента $x < 0.98$. Это означает одновременное присутствие в его структуре Fe^{2+} и Fe^{3+} . При этом, согласно экспериментальным данным, температура плавления вюстита на границе нижней мантии и слоя D", по данным Р.Бёлера (1996 г.), оценивается в ~5000 К, это намного выше ~4000–4300К, что предполагается для этого уровня (при средних адиабатических температурах мантии ~2700 К в основании нижней мантии допускается повышение температуры примерно на 1400 К). Таким образом, вюстит может сохраниться на этом рубеже в твердом состоянии, а признание фазового контраста между твердой нижней мантией и жидким внешним ядром требует более гибкого подхода и не означает четко очерченной границы между ними.

Минеральный и химический состав ядра

Внутреннее ядро, имеющее радиус 1225 км, — твердое и обладает большой плотностью — 12.5 г/см^3 . Внешнее ядро — жидкое, его плотность 11 г/см^3 . На границе ядра и мантии отмечается резкий

скачок не только в скорости продольных волн, но и в плотности. В мантии она снижается до 5.5 г/см^3 . Слой D'' , находящийся в непосредственном соприкосновении с внешним ядром, испытывает его влияние, особенно в смысле температурного воздействия, поскольку температуры в ядре значительно превышают температуры мантии. Местами, данный слой порождает огромные, направленные к поверхности Земли сквозьмантийные тепломассопотоки, называемые плюмами.

Внутреннее ядро Земли окружено жидким внешним ядром с радиусом 3480–3490 км. Плотность внешнего жидкого ядра приблизительно на 10% ниже по сравнению с плотностью расплава железа. На основании этого сделан вывод, что в состав внешнего ядра входят некоторые легкие элементы (Si, S, O, C и H). Граница между внешним и внутренним ядром резкая, скачок скоростей достигает 0.78 км/с . Считается, что внутреннее ядро представляет собой сплав железа и никеля и содержит значительно меньше легких элементов. При этом содержание Ni оценивается от 5 до 15 мас.%. Как известно, при комнатных условиях железоникелевые сплавы с содержанием никеля до 25 ат.% характеризуются I-ячейкой. При более высоком содержании никеля образуется структура с F-ячейкой. Как показали эксперименты, сжатие сплава $\text{Fe}_{0.8}\text{Ni}_{0.2}$ с I-ячейкой при комнатной температуре сопровождается его трансформацией в структуру с гексагональной плотнейшей упаковкой атомов металла, которая формируется при давлении 7–14 ГПа и сохраняется вплоть до 260 ГПа. Плотность этой фазы составляет 14.35 г/см^3 и близка к плотности фазы $\epsilon\text{-Fe}$ (14.08 г/см^3), также характеризующейся гексагональной плотнейшей упаковкой и, как отмечено выше, доминирующей в ядре Земли.

В статье [62] на основе квантово-механических расчетов был предложен дифференцированный состав ядра Земли: 8.5 мольных % Si + S и 0.2 мольных % O во внутреннем ядре; 10 мольных % Si + S и 8 мольных % O во внешнем ядре (при этих расчетах не удалось разделить содержание Si и S). Температура на границе внутреннего и внешнего ядра была оценена в этой работе в 5600 К. Согласно недавним сейсмологическим наблюдениям, в пределах внутреннего ядра существует сейсмическая граница, для объяснения которой наиболее естественно предположить ее связь с трансформацией в структуре железа. В настоящее время предполагается, что наиболее устойчивой формой чистого железа в условиях ядра Земли должна быть модификация, в основе которой должна быть гексагональная плотнейшая упаковка атомов Fe. В то же время,

для железа с примесью Si и S вблизи температуры плавления более устойчивой оказывается модификация с объемно-центрированной ячейкой [67, 135]. Во внутреннем ядре нельзя также исключить присутствие стехиометрических фаз, связанных с системами Fe-S и Fe-Si, например Fe₃S.

Присутствие водорода в ядре долгое время вызывало дискуссию из-за его низкой растворимости в железе при атмосферном давлении. Однако результаты экспериментов (данные Дж.Бэддинга, Х.Мао и Р.Хэмли 1992 г.) позволили установить, что гидрид железа FeH может сформироваться при высоких температуре и давлении и оказывается устойчивым при давлении, превышающем 62 ГПа, что соответствует глубине ~1600 км. В связи с этим присутствие значительных количеств водорода в ядре в виде FeH, т.е. при еще большем давлении, вполне допустимо.

* * *

На протяжении многих десятилетий так сложилось, что прогресс в науках о Земле в значительной степени был связан с достижениями в физике и химии. Минералогия высоких давлений в известном смысле восстанавливает «справедливость», способствуя расширению научных представлений во многих смежных дисциплинах. Однако прежде всего изучение физических и химических свойств минералов в условиях высоких давлений играет ключевую роль в понимании важнейших особенностей состава и строения глубинных геосфер. Необходимо отметить, что в последнее десятилетие в исследовании такой сложной проблемы, как минеральный состав и минеральные преобразования в глубинных геосферах планеты, получены исключительно ценные данные. Это относится не только к мантии, но и к ядру. Новые результаты и выполненные гео- и кристаллохимические построения фиксируют прежде всего минералогическую изменчивость по радиусу Земли, т.е. по вертикали. Вместе с тем она существует и по горизонтали, поскольку геосферы неоднородны в латеральном направлении [50], и эта сторона проблемы по-прежнему нуждается в разработке.

В заключение следует подчеркнуть, что с каждым годом представления о минералогии глубинных оболочек Земли расширяются, а список возможных минералов непрерывно пополняется. Постепенно вырисовывается согласованная картина недр Земли,

где минералогии отведена центральная роль в интерпретации сейсмологических (порой весьма парадоксальных) наблюдений. Можно надеяться, что результаты новых исследований будут способствовать фундаментальному решению этой междисциплинарной научной проблемы.

Глубинные сейсмические разделы

Значимость приводимых ниже данных, основанных на геофизической эмпирике, для разработки модельных схем строения мантии весьма велика.

Понятие о мантии возникло в связи с открытием ядра Земли, чему наука обязана знаменитым геофизикам Г.Джеффрису и Б.Гутенбергу. Их публикации относятся к началу XX в. С того времени вся область Земли, лежащая над ядром и ограниченная сверху подошвой земной коры — поверхностью Мохоровичича (установлена в 1909 г.), именуется мантией. Соответственно определилось трехчленное расчленение Земли на ядро, мантию и земную кору, которое как самая общая схема до сих пор служит науке.

В начале века Ван-Хайз (1904 г.) ввел понятие «астеносфера». В 1914 г. Дж. Барелл этим термином обозначил слой пониженной вязкости, твердости и прочности, расположенный в верхней части мантии. В дальнейшем представление об астеносфере усложнилось, и сейчас о сплошном и едином астеносферном слое говорить уже не приходится.

Крупный вклад в изучение мантии внесли работы Б.Б. Голицина, фактически положившего начало сейсмическому изучению внутреннего строения Земли. На глубине 400 км им был установлен интенсивный рост скоростей сейсмических волн. Впоследствии интервал глубин 400–900 км получил название слоя Голицина. Но в настоящее время если и используется это название, то для интервала глубин 400–670 км.

Фундаментальное значение имеет выявление в 1936 г. И.Леманн внутреннего (твердого) и внешнего (жидкого) ядра Земли, ставшее основой всех последующих исследований земных глубин.

В середине столетия определился рубеж 670 км, который стал рассматриваться в качестве раздела верхней и нижней мантии; с ним связывается резкое изменение не только геофизических свойств мантии, но и вещественных.

В конечном счете появилось пятичленное расчленение Земли: внутреннее ядро, внешнее ядро, нижняя мантия, верхняя мантия и земная кора. Такая схема стала базисной для всех последующих работ, в том числе и современных.

Ту часть верхней мантии, которая лежит над астеносферой (слой пониженной вязкости), в совокупности с земной корой называют литосферой. Понятие это не вполне определенное из-за неопределенности соотношений между нею и астеносферой, которая приобретает все более абстрактный характер. Причина этого в том, что в некоторых разрезах мантии по вертикали выделяется несколько слоев пониженной вязкости, тогда как в других подобные слои вообще не прослеживаются. Термин «литосфера» предполагает твердое состояние вещества, с жесткими свойствами. Но сейчас это принять трудно, так как в соответствующей оболочке налицо признаки существования тепломассопотоков, магматических очагов и тектонического течения пород. Некорректной является нередко называемая цифра мощности литосферы, принимаемая за 100 км. В океанах астенослой лежит на гораздо меньшей глубине, притом различной; на континентах, корни которых весьма разноглубинны и могут достигать нескольких сотен километров, такие слои встречаются на значительно больших глубинах, притом также разных.

Для познания глубинного строения Земли весьма важное значение имели труды К.Е. Буллена. Свои работы в этой области он начал еще в 1940 г., но основные обобщения вошли в книги, изданные в 1963 и 1975 гг. и переведенные на русский язык соответственно в 1966 и 1978 гг. [6, 7]. В предложенной им схеме строения Земли, основанной на сейсмических и плотностных данных, выделено семь зон: А — земная кора, В — зона в интервале глубин 33–413 км, С — зона 413–984 км, D — зона 984–2898 км, E — 2898–4982 км, F — 4982–5121 км, G—5121–6371 км (центр Земли). В дальнейшем зону D Буллен разделил на зоны D' (984–2700) и D'' (2700–2900). В настоящее время эта схема видоизменена, и лишь слой D'' прочно вошел в литературу. Его главная характеристика — резкое уменьшение градиента сейсмических скоростей по сравнению с вышележащей областью мантии.

В дальнейшем, в связи с активизацией сейсмических работ, по радиусу мантии в ней выделен ряд новых сейсмических границ, среди которых есть глобальные и промежуточные (рис. 11). Общий перечень глобальных границ ныне следующий: 410, 520, 670, 900, 1700, 2200 км. К промежуточным разделам относятся уровни: 100, 300, 1050, 2000 км. Непосредственно над ядром выделяется слой

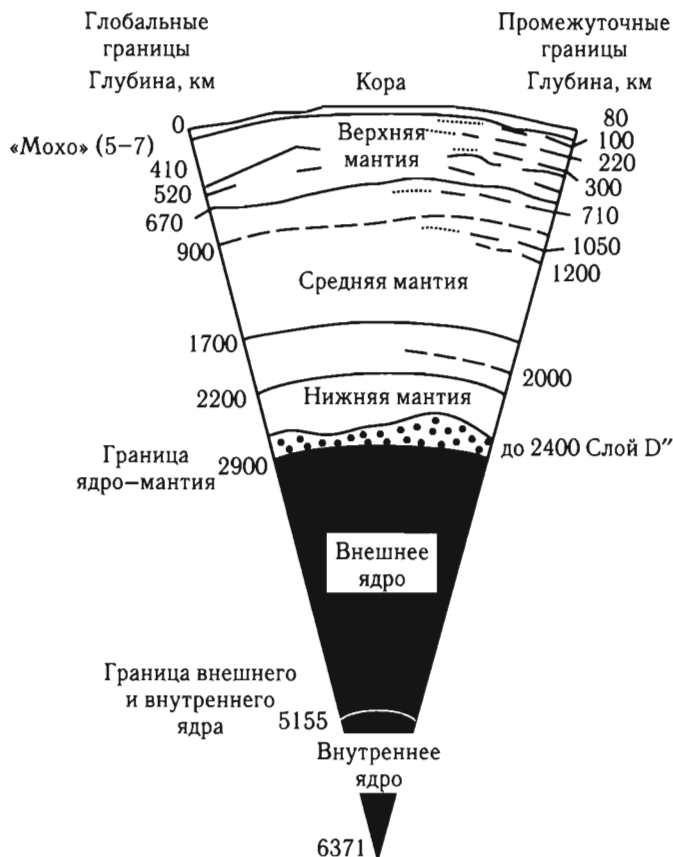


Рис. 11. Глобальные и промежуточные границы в земном шаре по данным сейсмологии

D'', представляющий зону раздела ядра и мантии и варьирующий по мощности с максимальными значениями последней ~500 км. Поэтому верхняя граница этого слоя находится на разных уровнях, и он должен рассматриваться как основание мантии, поскольку ядро под ним (внешнее) находится в жидком состоянии.

Промежуточные границы распространяются на разные расстояния. Граница 100 км (граница N) — нижний уровень блоковой делимости Земли, относящийся к континентам (Н.И. Павленкова, 1988 г.). Граница 300 км прослеживается под континентами и островными дугами. На профиле через Западно-Сибирскую плиту и Сибирскую платформу до глубины 270 км видна многоуровневая

сейсмоструктура. То же можно сказать и о Восточной Европе, где наиболее выдержанными являются границы 100 и 200 км, но наряду с ними существуют и другие, более частные, создавая картину расслоенной мантии [26]. Рубеж 520 км ранее выделялся только в океанах и потому остался промежуточным. Однако в связи с данными по Сибирской платформе этот рубеж вернее рассматривать как глобальный [78].

Имеющиеся данные показывают, что структура мантии требует более дробного подразделения, чем только на нижнюю и верхнюю.

В работах последнего периода глубинный интервал 410–670 км проходит под тремя названиями: слой Голицина, средняя мантия, переходная зона (между верхней и нижней мантиями). Поскольку терминология недостаточно устоялась, главными составными единицами мантии продолжают оставаться верхняя (30–670 км) и нижняя (670–2900 км) мантии.

В то же время, начиная с 1995 г., в ряде публикаций [38, 50 и др.] разрабатывается значительно более дробная схема дифференциации мантии, в основе которой лежат данные о сейсмограницах, сейсмотомографические и о глубинных минеральных преобразованиях.

Сейсмотомографическое направление

Сейсмотомография как научное направление появилась значительно позже охарактеризованных выше, но именно она позволила сделать решающий шаг в создании новой концепции строения мантии Земли. Здесь следует заметить, что методологическая основа для этого в период становления сейсмотомографии уже существовала. Ее представляла доктрина неоднородности строения коровых и глубинных оболочек Земли. В частности, соответствующая публикация была сделана одним из авторов в 1982 г. [33].

Для тектонических и геодинамических построений особенное значение имеют карты сейсмоаномалий, составленные для разных глубинных уровней Земли. В особенности ценны карты и профили геофизиков США [74, 131 и др.].

Впервые публикации сейсмотомографических карт появились в начале 80-х годов и принадлежат А.Дзевонски. Впоследствии к нему присоединился еще ряд геофизиков — Дж.Вудхауз, С.Вудворд и др.

Из цикла выполненных ими работ продемонстрируем три карты, представленные на Вашингтонской сессии Международного геологического конгресса в 1989 г. [77]. На них отражены неоднородности на глубинных уровнях: 1300, 2300 и 2750 км (рис. 12).

Карты выявляют большие сейсмические неоднородности в земном шаре по латерали, а вертикальные ряды таких карт — по его радиусу.

Латеральные неоднородности отражены в различии контуров и площадей аномальных полей, степени контрастности их проявлений, особенностях комбинаций, характере сочетаний. Хотя каждая из карт индивидуальна по сейсмической картине, между отдельными из них имеются черты сходства. Сгруппированные таким образом карты намечают геосферы, которые отделяются друг от друга зонами особенной сложности структуры сейсмических полей.

Глубинные латеральные неоднородности, ранее неизвестные, создают эмпирическую базу для тектонических и геодинамических по-

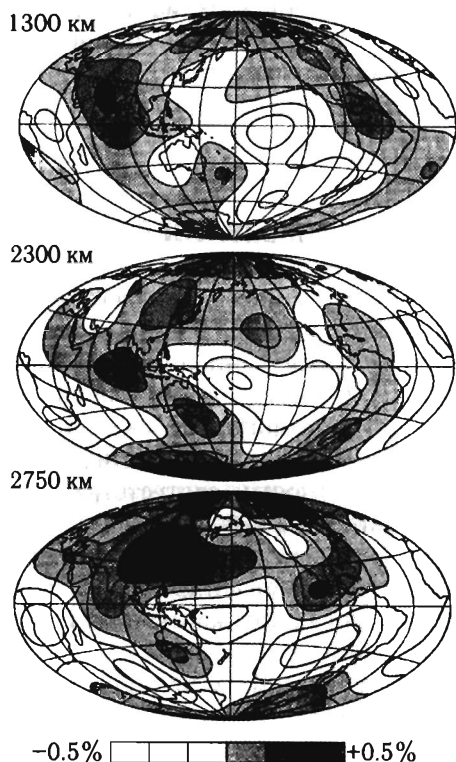


Рис. 12. Три примера сейсмотомографических карт для разных глубинных уровней [77]

Цифры на масштабной линейке — проценты отклонения от средних значений сейсмоаномалий

строений. Деления мантии лишь на верхнюю и нижнюю, традиционно принимаемого в науке в течение многих десятилетий, в этом смысле абсолютно недостаточно. В особенности это относится к нижней мантии. Простирающаяся на 2250 км в глубину Земли, она воспринимается как некая однородная среда, что создает непреодолимый барьер для глубинной тектоники и геодинамики. Здесь уже нет места ни геодинамике, ни геокинематике; это сфера «геостатики». Допускается лишь протыкание нижней мантии горячими тепломассопотоками — плюмами, поднимающимися от границы ядро–мантия.

Именно такой подход привел к обособлению в земном шаре трех тектоник: *grows tectonic* (проще, тектоника ядра), плюмтектоника и плейттектоника [133], что не может быть принято.

Сейсмотомография (см. карты) фиксирует чрезвычайно важный для тектоники и геодинамики феномен: прослеживание тихоокеанской неоднородности вплоть до ядра планеты, хотя контуры ее изменчивы. «Блуждание» последних отражает изменчивость внутримантийных геодинамических режимов. Эта особенность очень отчетливо видна на картах американских геофизиков [131 и др.]. Тихоокеанская неоднородность характеризуется пониженными сейсмическими скоростями. Отметим, что тем самым подтверждается тезис о повышенной энергетике глубин Тихоокеанского тектонического сегмента Земли [32].

Неизбежно встает и такой вопрос: когда же такая неоднородность возникла? Поскольку в Тихоокеанской области нет никаких признаков существования когда-либо континентов, надо думать, что эта неоднородность очень древняя. Более того, скорее всего она отражает первичную неоднородность в строении планеты. В пользу этого имеется ряд аргументов, но здесь будут упомянуты только данные из области космохимии. Изучение изотопного состава многих элементов, содержащихся в метеоритах, доказало, что досолнечная небула не являлась, как ее представляли еще не так давно, хорошо перемешанной, химически и изотопно однородной горячей газовой субстанцией, а представляла собой существенно гетерогенное облако, включающее частицы разного состава и возраста. Из этого можно предположить, что в ходе аккреции планет гомогенизации также не произошло. Поэтому правомерно говорить о первичной тектонической и геодинамической неоднородности Земли.

Вообще следует заметить, что главная структурная асимметрия Земли — разделение ее на Индо-Атлантический и Тихоокеанский

сегменты, весьма солидно и убедительно подтвержденное сейсмотомографией, — факт большого научного значения, без учета которого пытаться строить корректные глобальные геодинамические концепции, как представляется, мало перспективно.

Очень существенный аспект — сейсмотомография и верхняя мантия. Для общей тектоники и геодинамики здесь в равной мере важны сейсмотомографические карты и профильные разрезы, которые в совокупности позволяют судить о глубине корней континентов и форме и наклонах их ограничений.

Глубина корней отнюдь не универсальна, как обычно принимается (250–300 км). Под древними кратонами она меняется от менее чем 100 до 500 км (рис. 13 [124]). На рисунке видно, что на северных материках глубина более значительна, чем на южных. Пример Африки показывает, что единого уровня глубины корней под кратонами может не быть даже в пределах одного континента. Украинские геофизики утверждают, что континентальные структуры первого порядка могут иметь корни, пронизывающие верхнюю мантию целиком, т.е. прослеживаются до глубин 550–680 км.

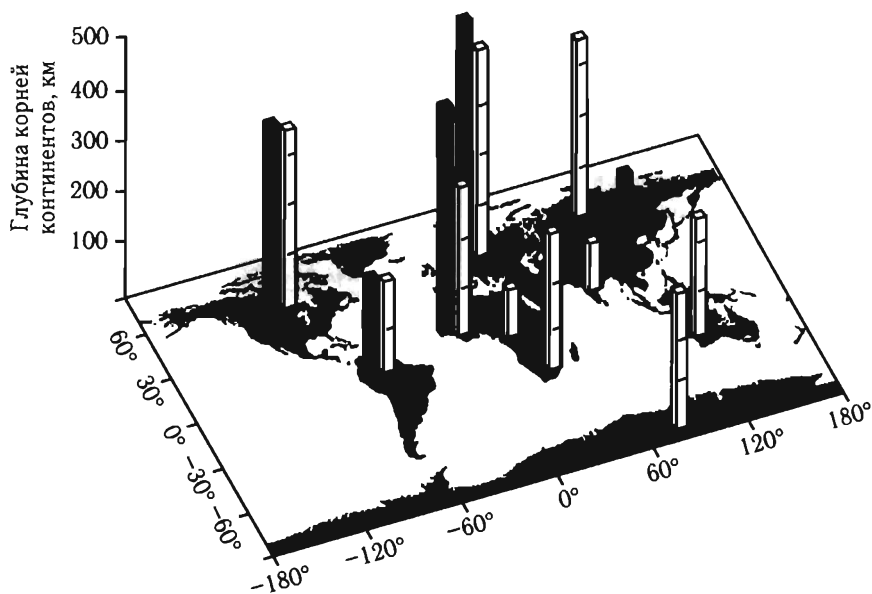


Рис. 13. Гистограмма, показывающая глубину корней кратонов Земли. Темные столбики — по Гренду (1994 г.) и Чжану и Танимото (1993 г.), светлые столбики — по [124]

Немецкий геофизик Р.Кинд подошел к заключению о величине 660 км [18].

Все это подкрепляет взгляды об отсутствии сплошной глобальной астеносферы и одновременно наводит на мысль о возможном автономном движении континентов по разным глубинным уровням. Внеплитное горизонтальное движение континентов или их частей становится гипотезой, заслуживающей серьезного внимания. Поиск механизма такого движения уже начался. Например, Ф.А. Летников видит возможность влияния на движение материков разной плотности мантии под соприкасающимися океанами и континентами [20]. Если существует автономное тектоническое развитие континентов, затрагивающее большие глубины, что бесспорно, то в их автономном движении нет ничего невероятного.

Такое предположение подкрепляется сохранением выявленной сейсмотомографией формы континентов, не имеющей ничего общего с куском толстой доски, как иногда принимается при моделировании глубинных процессов.

Форма континентов, а также наклон и характер их ограничений до сих пор не воспринимаются как факторы, влияющие на геодинамику и кинематику мантийных масс. Исследования показывают, что континенты могут отклонять движение сопредельной мантии, даже перемещаясь в одном и том же направлении из-за разности скоростей. В таких случаях могут образовываться мощные зоны втягивания масс, отражающиеся в поверхностных структурах. Таковыми являются, например, периокеанические прогибы, образующие громадные цепочки вдоль пассивных окраин континентов в Атлантике и Индийском океане. Подобный механизм можно отнести также к краевым прогибам, образующимся на стыке платформ и складчатых зон, а возможно, и к глубоководным желобам.

Отметим, что изучение приливов и нутации Земли [23] с помощью радиointерферометров со сверхдлинной базой, лазерной локации спутников и Луны, особо точных гравиметров и других новейших методов подтверждает и уточняет как крупномасштабные, так и локальные горизонтальные неоднородности в глубинной мантии.

Все это вместе взятое однозначно свидетельствует о латеральной неоднородности геосфер на всех уровнях. Для глубинных уровней наибольшее значение имеют данные именно сейсмической томографии. Помимо того, что сейсмотомография выявляет существенно более дробную дифференциацию мантии, чем деление ее на верхнюю и нижнюю, она позволяет подойти к более

ясному пониманию геологии и геодинамики отдельных геосфер. В свете сейсмотомографических карт можно говорить о значительной изменчивости внутригеосферных геодинамических режимов, поскольку аномальные поля косвенно отражают геодинамические обстановки. К этому можно подойти через свойство аномалий отражать вязкостные особенности среды и в определенной мере ее термодинамические свойства. Но с последними связаны энергетические потенциалы, а отсюда и представления о силовых полях, напряжениях, стрессовых ситуациях и т.п.

Таким образом, данные сейсмической томографии создают новые эмпирические и весьма существенные основания для понимания тектоники и геодинамики мантийных геосфер.

* * *

Итак, глава с полной очевидностью раскрывает необходимость и возможность создания новой более дробной модели строения мантии Земли. Исключительно важно, что в основу новых построений могут быть положены научно обоснованные *эмпирические* данные, полученные в ведущих направлениях наук о Земле: общей геологии, минералогии и геофизике. Авторы подошли к этой мысли уже давно и раньше других, но, прежде чем изложить результаты, необходимо остановиться на последних парадигмах в тектонике, поскольку на некотором этапе парадигмы могут стать препятствием в продвижении новых идей.

Глава 2

Парадигмы в геологии

Парадигмы в науке могут ускорять процесс научного знания, но могут и замедлять его. В связи с этим, обратимся к судьбам парадигм в геологии. Коснемся двух парадигм: геосинклинальной теории и сменившей ее тектоники литосферных плит.

Геосинклинальная теория. Хорошо известно, что начало геосинклинальной теории положил иностранный почетный член Петербургской академии наук Дж. Холл в труде, опубликованном в 1859 г., а сам термин «геосинклиналь» ввел иностранный член-корреспондент той же Академии Д.Дэна¹ в 1873 г. Этим термином он обозначил глубокие и «подвижные» прогибы, выполненные мощными толщами осадочных пород. Другими авторами это понятие время от времени видоизменялось, пока, наконец, не появился большой набор научных терминов и понятий, характерный для высокоразвитой и достаточно сложной теории. К ним относятся: геосинклинальный процесс, геосинклинальное развитие, геосинклинальный режим, геосинклинальный магматизм, геосинклинальная формация, геосинклинальная складчатость, множество классификационных категорий, таких, как эв-, мио-, микто-, мезогеосинклинали, геоантиклинали, паралио-, лепто-, пара-, ортогеосинклинали, геосинклинальные зоны, системы, области, пояса и ряд других. Особенной разветвленности понятийная база геосинклинальной теории достигла в середине XX столетия.

¹ Упомянутые звания существовали в России в XIX в.

Помимо того, что геосинклиальной теорией давалась в общем целостная тектоническая картина строения и развития складчатых поясов и платформ, эта теория широко использовалась в петрологии, геохимии, геофизике, учении о рудных месторождениях, металлогении, литологии и некоторых других областях геологического знания.

Но имеется по крайней мере три крупных фактора, преодолеть которые для геосинклиальной теории оказалось очень трудно. Вечным вопросом было то, на каком основании возникали геосинклинали и каковы начальные этапы их развития. По сути дела, беспомощной была эта теория в отношении тектоники океанов, не объясняя ни одного значительного океанского тектонического феномена. Наконец, фактически она не находила места крупным горизонтальным перемещениям в земной коре и мантии, т.е. отражала только фиксистское мировоззрение, хотя покровное строение ряда горных областей было известно почти столько же лет, сколько сама геосинклиальная теория (Альпы).

На последнем этапе геосинклиальной теории как абсолюта очень крупные концептуальные обобщения были выполнены в Америке (А.Ирдли, М.Кей), Франции (Ж.Обуэн) и у нас (например, труды Н.С. Шатского, «Тектоника Евразии»).

Но время смело геосинклиальную теорию как парадигму. Ее место заняла новая модель глобального масштаба — тектоника литосферных плит.

Теория тектоники литосферных плит. Эта новая модель, бесспорно, представляет собой парадигму в полном смысле этого слова².

Смена вех произошла с катастрофической быстротой, что с точки зрения истории науки заслуживает самостоятельного внимания. В 1961–1962 гг. Р.Дитц и Г.Хесс ввели понятие о спрединге, а в 1993 г. отмечался уже четвертьвековой юбилей новой геологической парадигмы.

Если геосинклиальная теория родилась на основе континентальной геологии, то тектоника литосферных плит — океанской. Ее базис, как хорошо известно, составляет движение плит в стороны от спрединговых хребтов, образующих Мировую рифтовую систему, с последующим погружением плит в мантию в глубоководных желобах. Именно в этой «горизонталистской» доктрине (в мобилизме) и заключается главное идейное отличие новой глобальной

² То есть, исходную, широко разделяемую научным сообществом концептуальную схему.

тектоники от предшествующей — геосинклинальной. Обоснование новой теории, предложенное в 1968 г. сразу большой группой авторов, было разносторонним, но прежде всего это были геодинамические выкладки, базировавшиеся на геофизических данных и математических расчетах, чего раньше в «большой» геологии не было. Стройность и логика построений достигли в новой теории высокого уровня, будучи в то же время не столь сложными, чтобы их нельзя было воспринять геологам. В этом, как представляется, и лежит корень мгновенного и абсолютного доверия со стороны подавляющей части мировой геологической общественности к новой теории.

Обретение теории тектоники литосферных плит — это, конечно, крупное завоевание науки. По крайней мере, это пример того, как рождается парадигма и как с ее становлением прогрессирует научное знание.

Подобно геосинклинальной теории, теория тектоники плит непрерывно усложняется. Сейчас обособляются уже не только плиты, как было первоначально, но и микроплиты и даже наноплиты. Появилось понятие внутриплитных деформаций. Возникла двухъярусная тектоника плит и т.п. Капитальным трудом в отечественной плейттектонике следует считать двухтомное издание «Тектоника литосферных плит территории СССР» [15]. В западной литературе — это ряд книг, в первую очередь американских и французских авторов.

Однако, утверждая прогрессивное мобилистское начало в геологии, теория тектоники плит, в то же время, с самого ее возникновения вызывала определенные вопросы и критические оценки. Эти последние исходили с двух сторон: от геологов, жестко стоящих на фиксистских позициях, и от геологов, также приверженных мобилизму, но думающих по-иному. Что касается первых (ярчайшие представители: В.В. Белоусов, а в США — А.Мейерхофф), то из-за очевидности их позиций останавливаться на соответствующих возражениях не будем. Что же касается мобилистов, то их взгляды следует рассмотреть.

Имеется несколько мобилистских подходов, отличающихся от тектоники плит.

Первый из них — ныне глубоко разработанное учение о тектонической расслоенности литосферы [56]. Оно возникло и оформилось в Геологическом институте АН СССР (ныне — Российской академии наук) — А.В. Пейве [27] и др. в последней трети столетия, т.е. фактически в те же годы, когда происходило становление

ние тектоники плит. В основу учения легли принципиально иные тектонические трактовки таких крупных горных сооружений, как Урал, Кавказ, Тянь-Шань, Памир, Корякское нагорье, где были обнаружены и документированы тектонические покровы больших амплитуд. Тем самым вопреки прежним взглядам констатировалась покровно-складчатая структура этих сооружений.

Очень существенные данные принесли также неотектонические исследования, раскрывшие несогласованность в литосфере глубинных тектонических планов. Столь же важной составной частью фактического каркаса учения о тектонической расслоенности литосферы явился такой феномен, как надвиговые деформации в литосфере древних и современных океанов.

Относительно последних данные были получены при проведении морских геолого-геофизических экспедиций. В настоящее время подобного типа структуры описаны во всех трех крупнейших океанах планеты.

Наконец, обширный фактический материал предоставило изучение тектоники и геодинамики тихоокеанских континентальных окраин. Здесь выявлены многообразные тектонически расслоенные аккреционные комплексы, сформированные мощными горизонтальными движениями. Из сказанного следует, что тектоническая расслоенность литосферы является ее общим геологическим свойством, поскольку относится как к континентам, так и океанам и переходным между ними зонам.

Сущность учения состоит в том, что литосферные неоднородности, вещественные, реологические и геофизические, при тектонических импульсах создают условия для латеральных срывов или тектонического течения как поверхностных, так и глубинных масс (литопластин), движущихся с разными скоростями. Следствием такого движения является формирование ансамблей тектонического сгущивания в одних местах и зон растяжения в других, общая перестройка тектонического плана, проскальзывание литопластин и даже земных оболочек одних относительно других. Движение происходит на разных мантийных и коровых уровнях в подавляющей массе по астенослоям и астенолинзам. Отсюда видно отличие модели тектонической расслоенности литосферы от модели тектоники плит, предполагающей целостное перемещение тектонически пассивных литосферных плит.

В конечном счете механизм тектонического расслоения литосферы связывается с двумя факторами: а) изменчивостью глубинных энергетических потоков, вызванной неравномерно протекаю-

щими эндогенными процессами, б) влиянием на Землю как открытую систему эпизодических внешних (космических) воздействий. И в том, и в другом случае происходят резкие изменения полей напряжения в геосферах, а отсюда и смена их динамического и кинематического режимов.

Другое мобилистское направление составляет учение о террейнах, выдвинутое в середине 80-х годов геологами США и Канады (Д.Джонс, Дж.Монгер и др.). Первоначально оно выдвигалось именно как альтернатива тектонике плит, но затем было «приспособлено» к новой глобальной тектонике и свелось фактически к механизму континентальной аккреции. Его сущность состоит в акценте на движение на большие расстояния фрагментов (террейнов) любых (континентальных, океанических, островодужных) структур по глубинным поверхностям, коровым или мантийным, с последующим причленением к материковым массам. Именно таким образом было объяснено образование Канадских Кордильер, Аляски и ряда других регионов запада Северной Америки.

Это учение нашло сторонников и у нас, особенно среди геологов, изучающих тектонику западной тихоокеанской окраины (С.Д. Соколов, С.М. Тильман). «Террейновую тектонику» широко используют японские геологи, объясняя ею геологическое многообразие своих островов. Предпринимались попытки приложить учение о террейнах к Андам (Колумбия, Перу, Чили), но, на наш взгляд, неудачно, поскольку андийские (включая предандийские) тектонические зоны, при их небольшой ширине, простираются параллельно одна другой на огромные расстояния.

Как бы то ни было, но террейновый мобилизм по своему масштабу менее значим, чем другие мобилистские идеи. Одно из возражений против трансокеанских движений террейнов (а такие предполагаются) состоит в том, что в современных океанах этого, насколько можно судить, не наблюдается.

Третье мобилистское направление можно назвать вегенеровским. Оно основывается, как известно, на идее раскола и дрейфа континентов [8]. Вокруг него была дискуссия, продолжавшаяся полвека, но всякий раз она кончалась не в пользу континентального дрейфа. Теоретики «новой глобальной тектоники» считают вегенеровскую теорию ее истоком. Однако она заслуживает самостоятельного рассмотрения. Современная геология имеет серьезные аргументы в пользу движений именно континентальных масс, притом очень крупных и на большие

расстояния. Один из них заключается в том, что, согласно сейсмической томографии (А.Дзевонски и др.), корни континентов лежат очень глубоко, на уровнях около 500 км. До этих уровней прослеживается объемная оформленность континентов, которые действительно могут иметь «степени свободы» в смысле перемещения.

Доказательствами движения обособленных крупных континентальных масс на относительно небольшие расстояния могут служить Мадагаскар, Аравия и Гренландия, а на большие — Индия, Сибирская платформа, Тибетский блок и другие «плавающие» глубоко сидящие крупные континентальные массы.

Движение континентальных масс, притом в направлении с юга на север, выявлено, в частности, в результате анализа геодинамической эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса [25]. Среди них, несомненно, есть блоки с очень глубокими корнями, претерпевшие «вегенеровское» движение, хотя присутствуют и другие массивы, перемещавшиеся по неглубоким, «террейновым», уровням (поверхность Мохоровичича и др.). В цитированной мобилистской работе [25] нет упоминания о литосферных плитах, объединяющих воедино материки и океанические области. Упомянуты лишь микроплиты, отражающие некоторый особый геодинамический режим.

Таким образом, немало данных свидетельствует о возможности больших перемещений крупных континентальных масс именно в соответствии с представлениями А.Вегенера [8].

Полное изложение взглядов одного из авторов по данному поводу имеется в специальной публикации [43].

Коснемся далее некоторых фактов, не согласующихся с постулатами тектоники литосферных плит. Исходное положение последней составляет идея о планетарной конвекции, обуславливающей конвейерное движение литосферных плит по глобальной астеносфере. Однако теперь выяснено, что в глубинных геосферах, начиная с низов земной коры, имеется множество астенослоев и астенолинз (рис. 14), а, кроме того, та астеносфера, с которой связывается движение плит, располагается на разных уровнях и имеет прерывистый характер. Соответственно упорядоченный конвективный процесс в мантии с его линейными законами может быть распространен лишь ограниченно.

Другое краеугольное положение — спрединг. Речь идет не о спрединге как таковом, что определенно доказано, а об охватываемых им пространствах на океанском ложе. Проведенные на

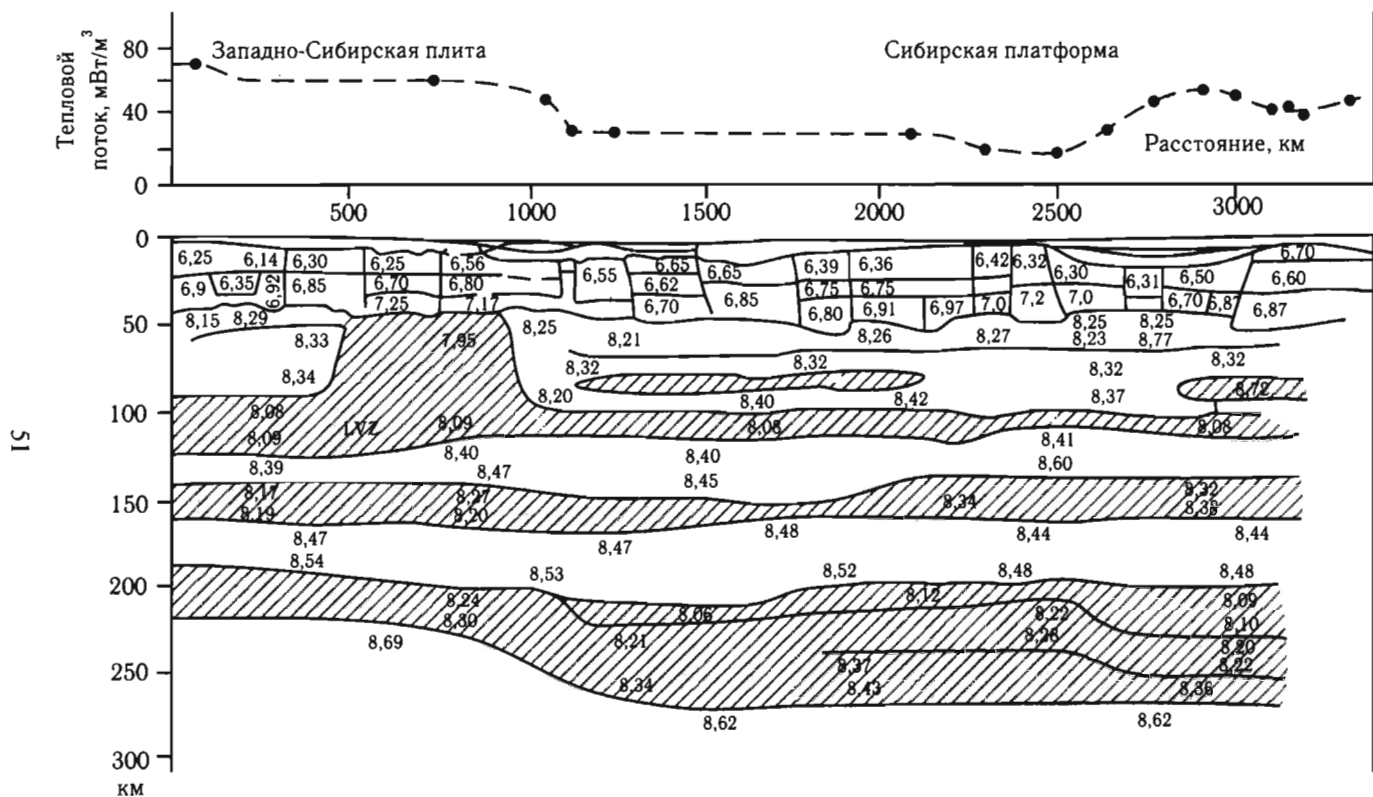


Рис. 14. Сейсмический разрез коры и верхней мантии регионов Западной Сибири и Сибирской платформы, иллюстрирующий сложную геофизическую расслоенность геосфер [78] (заштрихованы зоны низких скоростей)

НИС «Академик Николай Страхов» обстоятельные исследования океанских разломов, ортогональных Мировой рифтовой системе, свидетельствуют о релаксации спрединга, притом на разных расстояниях от осевой зоны этой системы. Объяснение этому с точки зрения тектоники плит дать трудно. Дополнительное осложнение вносит разнообразие разломов, среди которых в Атлантике выделяется несколько категорий: трансокеанские, приуроченные к центральным областям океана; развитые только по одну сторону срединного хребта; разломы, далеко отстоящие от оси хребта, и др. В этом, безусловно, отражается воздействие какого-то особого геодинамического фактора, не имеющего отношения к тектонике плит. Более того, местами разломы группируются в системы, в плане имеющие линзовидную форму (тектонолинзы). Следует упомянуть также о категории демаркационных разломных зон, разделяющих большие области океанов, резко отличающиеся по структуре, тектоническому развитию и геодинамике [35]. В подавляющем большинстве случаев они не согласуются с границами литосферных плит.

Еще одно важнейшее звено в плейтотектонической теории — субдукция. В настоящее время понятием субдукции начали обозначать фактически любой поддвиг, но мы берем его в первоначальном смысле, а именно — как погружение в глубоководные желоба цельных жестких литосферных плит вплоть до глубин 600–700 км. В то же время признание, например, Тихоокеанской литосферной плиты, занимающей огромную часть Тихого океана, в качестве единой плиты очень затруднительно. Протяженность этой «плиты» от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия до глубоководных желобов запада Пацифики составляет несколько тысяч километров, при толщине 15–80 км.

Таким образом, это тонкая сферическая необычайно жесткая скорлупа, для которой внутренние сколько-нибудь существенные тектонические процессы исключаются. Много лет назад подобные «монолиты» называли талассократонами. Разница лишь в том, что талассократоны никуда не двигались.

Однако в результате обширных геологических и геофизических исследований выяснилось, что симатическая кора и литосфера в океанских глубинах подвержены значительным тектоническим преобразованиям. Здесь происходит разломообразование; формируются грабены, горстовые поднятия, тектоно-вулканические структуры, а также структуры тектонического сучивания, как изометричные, так и валообразные, обязанные своим происхождением гори-

зонтальным срывам и движению литопластин, иногда складчатые формы. Могут проявляться значительные вертикальные как восходящие, так и особенно хорошо известные нисходящие движения. Равно и магматические процессы в отдельных регионах океана значительны и многообразны.

Полагаем, что сказанного достаточно, чтобы породить сомнения или отойти от представления о тектоно-магматической инертности океанской литосферы. Поскольку тектонические формы здесь, как правило, совпадают с формами рельефа дна, то уже по батиметрическим картам в общих чертах можно судить о степени тектонической расчлененности океанских областей. А карты эти, особенно полученные при помощи новейшей аппаратуры, очень сложны. Все это вместе взятое свидетельствует в пользу тектонической подвижности океанской литосферы, а тем самым — против представлений о тектонической пассивности плит. Отсюда и сами эти плиты, в том виде, как они преподносятся плейттектоникой, вырисовываются как весьма абстрактные категории.

Не только Тихоокеанская плита, но также Индо-Австралийская, Карибская, Евразийская и некоторые другие кажутся не более чем результатом искусственных построений, а отсюда и представление о субдукции (в первоначальном понимании этого термина) теряет опору. Серьезные возражения против субдукции уже неоднократно высказывались в литературе [36, 61 и др.].

Океанская тектоника дает множество примеров более частных отклонений от законов тектоники литосферных плит. Это касается, например, закона о величине погружения океанского дна, согласно которому амплитуда его опускания прямо пропорциональна корню квадратному от возраста океанской плиты, а равно закона об изменении мощности коры, осадочного слоя и т.п.

По нашему мнению, вся совокупность имеющихся данных о тектонике литосферных плит не позволяет считать, что на этом поиск в геологии кончается и что ее истины «вечны». Уже теперь видно, что судьба этой парадигмы в принципе будет такой же, как и предшествующей³. Одно только следует подчеркнуть, что будущая парадигма должна будет включать большой элемент мобилизма. Данные лазерных измерений со спутников, а также интерферометрии и наземной геодезии однозначно указывают на горизонталь-

³ Имеется в виду геосинклиальная теория.

ные движения масс земной коры. О том же говорят и палеомагнитные измерения.

Путь к новой более адекватной геологической глобальной теории (парадигме) сложен, но он открыт. Следует двигаться в направлении развития тектоники и геодинамики мантии, в особенности ее нижних геосфер (670–2900 км), подхода к ней с горизонталистских (мобилистических) позиций. Ее латеральные неоднородности раскрыты сейсмической томографией.

Глава 3

Геосферы мантии Земли

В этой главе на основе данных о минеральных трансформациях в глубинах Земли, геофизических разделах и об ареалах сейсмоаномалий на разных глубинных уровнях Земли рассматриваются строение и особенности минерального состава мантийных геосфер.

Но вначале приведем некоторые общие сведения.

Мантия находится между ядром Земли и земной корой, т.е. охватывает глубины между 2900 км и 30 км (примерно средняя мощность коры). Общая длина радиуса Земли составляет 6371 км.

Традиционно мантия делится на верхнюю и нижнюю.

Верхняя мантия на уровне 410 км делится на две части: приближенную к земной коре и более глубокую.

Нижняя мантия рассматривается как цельная оболочка.

Уровень раздела между ними лежит на глубине 670 км. Соответственно огромная часть мантии (около 2000 км) никак не дифференцирована.

В качестве особого слоя выделяется лишь слой D'', разделяющий ядро и мантию, мощность которого варьирует в пределах первых сотен километров.

В предлагаемом новом делении мантии обособляется шесть геосфер. Сопоставление традиционной и новой схем представлено на рис. 15.

Центральное место в новой схеме следует отвести средней мантии, находящейся в интервале глубин 840–1700 км, допуская, что в дельнейшем в ней могут быть выявлены более дробные единицы.

Приведем основные сведения о ее строении.

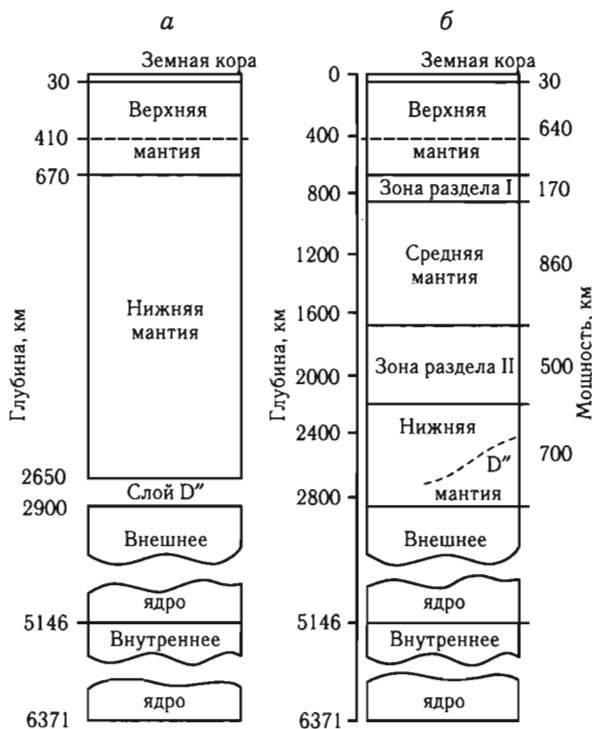


Рис. 15. Модели строения Земли

a — традиционная модель, распространенная в настоящее время; *б* — новая модель, основанная на анализе сейсмотомографических карт, данных о составе мантии и сейсмических границах. Мощности могут варьировать в пределах 10%

Средняя мантия Земли¹

Общая характеристика

Приведенные выше данные указывают, что мощность средней мантии приближается к 900 км. От верхней мантии ее отделяет зо-

¹ Понятие «средняя мантия» в нашей схеме было введено впервые в 1995 г. В дальнейшем оно получило распространение в публикациях ряда других авторов, например, помещенных в журнале «Earth and Planetary Science Letters»: см. т. 118 (2000 г.), с. 135–148; т. 214 (2003 г.), с. 143–151 и др.

на раздела I, мощностью порядка 170 км, отличающаяся более сложным внутренним строением, чем нижележащая геосфера. Рубеж между этими геосферами проходит на глубинах 840–870 км. Но в каких-то местах возможны и большие глубины, что легко объясняется тем, что обмен веществом и энергией между геосферами в открытых системах происходит с отклонением от строгой линейности.

Нижнюю границу средней мантии представляет сейсмический уровень «1700», ниже которого лежит геосфера, названная «разделом II», отличающаяся, как и «раздел I», более частой перемежаемостью ареалов сейсмоаномалий. Мощность этой зоны около 500 км. Глубже нее, в интервале 2200–2900 км, находится нижняя мантия.

Обратимся к сейсмоструктуре средней мантии. Особенности этой структуры на разных глубинных уровнях отчетливо проявлены на картах ареалов сейсмоаномалий (рис. 16, 17) [86, 133, 131]. Относительно сопредельных геосфер средняя мантия характеризуется большими размерами площадей неоднородностей, особенно областей средних и пониженных скоростей. Их можно воспринимать как фон, на котором рассеяны относительно высокоскорост-

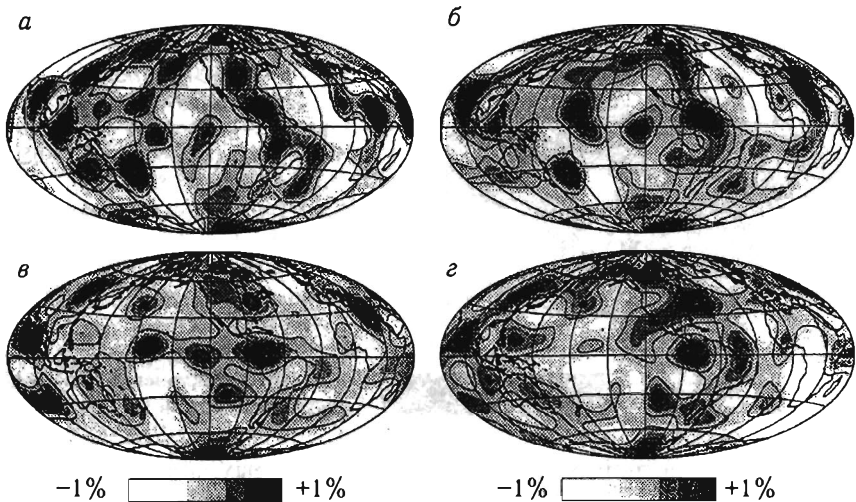


Рис. 16. Сейсмонеоднородности средней мантии в Тихоокеанском сегменте Земли и сопредельных областях [131]

a–г — глубинные уровни, км: *a* — 900, *б* — 1150, *в* — 1450, *г* — 1750.

Цифры на масштабной линейке — проценты отклонения от средних значений сейсмоаномалий

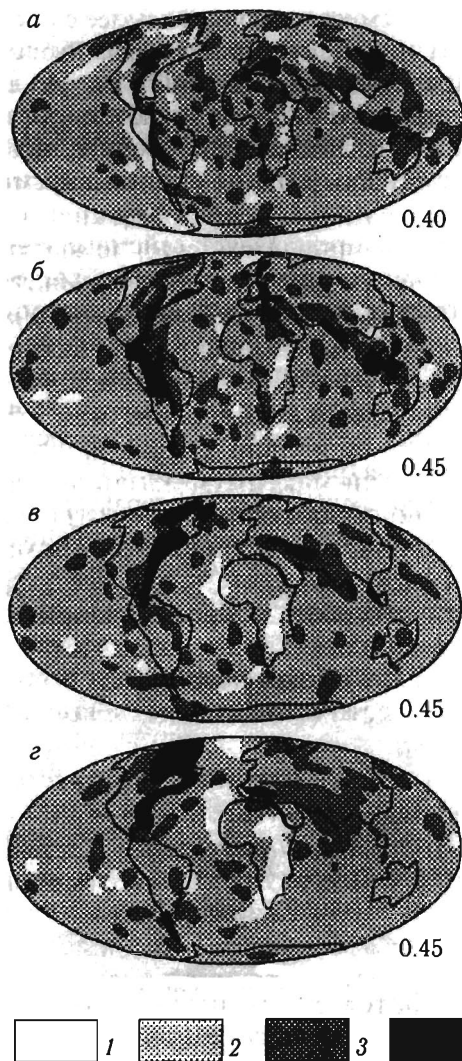


Рис. 17. Сейсмонеоднородности средней мантии в Индо-Атлантическом сегменте Земли и сопредельных областях [86] (несколько схематизировано)

а-г — глубинные уровни, км: *а* — геосфера «Раздел-1», 800; *б* — средняя мантия, 1050, *в* — 1350, *г* — 1800.

1-4 — ареалы сейсмоаномалий: *1* — низкоскоростные, *2* — средних значений, *3* — высокоскоростные, *4* — наиболее высокоскоростные.

Цифры справа — максимальные отклонения от средних аномалий, в %

ные округло-овальные формы, размеры которых могут достигать тысяч километров. Распространение их неравномерное и меняется от одного глубинного уровня к другому. Расстояния между уровнями, отображенными на картах, 250–300 км. Наиболее контрастных высокоскоростных ареалов насчитывается 10–20. В основном они приурочены к уровню «900», т.е. фактически к зоне, разделяющей геосферу «раздел I» и среднюю мантию.

О масштабах контрастности неоднородностей в латеральном направлении можно судить по температурным контрастам между областями холодной и горячей мантии. Компьютерные решения на этот счет содержатся в работе [109]. Они рассчитаны для разных глубинных уровней. На глубинах непосредственно ниже подошвы верхней мантии различия температур могут достигать $\sim 550\text{K}$, на уровне 1000 км — 800K , 2000 км — 1500K , на границе ядро–мантия $\sim 2000\text{K}$ или даже несколько больше. Имеется публикация о том, каким образом происходит изменение температуры в зоне ядро–мантия в геологическом времени [121]. Результаты данного исследования отражены на рис. 18.

Сопоставляя сейсотомографические карты, можно видеть различия в сейсмическом имидже средней мантии Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли [42]. Одна из примечатель-

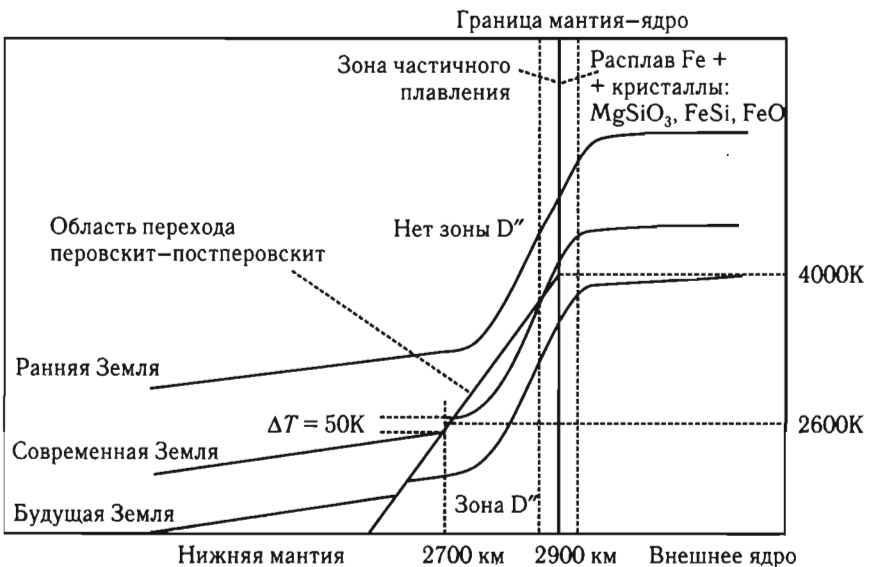


Рис. 18. Геотермы на границе ядро–мантия в ранней и современной Земле

Зона частичного плавления коррелирует с ультранизкой сейсмической скоростью в основании нижней мантии (по [109]). Изменение температуры ($\Delta T = 50\text{K}$) на графике геотермы современной Земли соответствует выделению скрытой теплоты при фазовом переходе I рода перовскитоподобного MgSiO_3 в постперовскитовую модификацию.

На рисунке видно разрастание слоя D'' в ходе геологической истории Земли

ных особенностей первого из них заключается в некоторой неопределенности проявления современного Тихого океана, в то время как в верхней мантии и лежащих глубже средней мантии геосферах Пацифика прослеживается достаточно резко. Логика подсказывает, что в данном случае имело место воздействие на среднемантийную геосферу особого геодинамического фактора, вызвавшего макроструктурное ее преобразование. Таким фактором могло явиться возникновение внутримантийных энергетических очагов. Ниже мы вернемся к этой теме.

В средней мантии Индо-Атлантического сегмента сейсмонеоднородности имеют иной характер. Ареалы повышенных значений сейсмоскоростей здесь более дробные. Обширные площади занимают области средних скоростей. Наиболее высокоскоростные полосы приурочены к западной части сегмента. Они узкие и простираются в субмеридиональном направлении.

В Африканском регионе в среднюю мантию с больших глубин проходит большой объем масс, отличающийся низкими сейсмоскоростями. Наибольшую площадь он занимает в слое D", будучи зафиксирован на уровне 2750 км [86]. В направлении к верхней части средней мантии данный тепломассопоток (плюм) становится все менее значительным.

В Тихоокеанском сегменте наиболее устойчиво во времени ведет себя низкоскоростной ареал Южной Пацифики. В Атлантическом и Индийском океанах «корни» срединных хребтов в среднюю мантию не проникают. В Тихом океане Восточно-Тихоокеанское поднятие прослеживается в верхней части среднемантийной геосферы до глубин, превышающих 1000 км [131].

Перейдем к геологической сущности сейсмонеоднородностей и к модели тектоно-геодинамических процессов в глубинах мантии Земли.

В условиях огромных давлений и температур из-за сил трения, обусловленного движением мантийных масс, может возникнуть закритическое состояние систем, порождающее внутримантийный энергетический очаг. Вследствие латерального движения масс должны возникать ансамбли их тектонического скупивания в одних местах и участки рассредоточения в других, т.е. высокоскоростные и низкоскоростные объемы (подробнее см. главу 4).

По сравнению с другими мантийными геосферами, средняя мантия характеризуется относительно более умеренным развитием таких процессов. Тепловой режим в ней менее дифференцирован-

ный. Априори можно принять, что подобные процессы влияют на минеральные преобразования в мантии. В частности, они должны отражаться на глубинных уровнях однотипных преобразований. Однако данных об этом пока не имеется.

Как отмечалось в главе 1, помимо упомянутых внутримантийных сейсмических границ глобального значения, местами выделяются и неглобальные (промежуточные). В средней мантии такие границы выделяются на уровнях 1050 и 1200 км. В некоторых случаях с ними связаны существенные минеральные трансформации, что будет показано ниже.

В статье [16], посвященной эволюции плюмов, рассматривается вариант их зарождения на границе ядра и мантии. В ней отмечается, что, согласно Р.Монтелли [105], проводившему сейсмо-томографические исследования Земли, низкоскоростные аномалии, соответствующие плюмам, доходят до среднемантийных глубин. Взгляды авторов на эволюцию плюмов этой группы основываются на численных экспериментах. По мере истощения горячего источника, вызывающего образование плюмов, последние теряют свои ножки и в итоге изолируются. Плюм, «отделенный от источника, — пишут авторы, — начнет исчезать снизу вверх в результате тепловой диффузии» [16], что «является наиболее вероятным объяснением среднемантийных плюмов» (там же). Объяснение представляется корректным, но не исчерпывающим. В нашей модели, как говорилось выше, энергетический источник может находиться и в самой средней мантии. Такая модель позволяет подойти к тектоническому объяснению происхождения областей высокоскоростных сейсмоаномалий.

Остановимся на публикации [105] несколько подробнее. В ней приводятся мантийные глубины, до которых прослеживаются 32 плюма, находящихся в разных районах Земли, 15 из которых доходят до уровня 1900 км и более, 13 — до среднемантийных глубин 1000 и 1450 км и 4 до сейсмораздела 670 км. Плюмы среднемантийных глубин, исключая Исландию, сосредоточены в Тихоокеанском тектоническом сегменте Земли, причем к глубинам 1000 км относится 8 из них, а к глубинам 1450 км — 4. Приведенные данные дополнительно характеризуют строение средней мантии. В то же время они способствуют дальнейшему развитию доктрины о тектонической асимметрии Земли. Отдельные плюмы, фиксируемые по низкоскоростным сейсмоаномалиям, могут рассматриваться как остаточные [16], однако далеко не все. Согласно нашим работам [50], общей для мантии Земли геодинамической законо-

мерностью является образование разноуровневых внутримантийных энергетических очагов, а отсюда и вторичных тепломассопотоков.

Минералогические особенности средней мантии

Давление и температура в средней мантии сильно меняются от ее верхней части к основанию. Используя данные на этот счет, приведенные в книге [53], в отношении давления изменения происходят от 352 кбар близ верхней границы до 730 кбар у нижней. Соответственно разница составляет 378 кбар (табл. 1).

Температура близ верхнего рубежа, как показывает несложный расчет, составляет около 2200К, а для нижнего — примерно 2590К. Разница между ними — 390К (табл. 2).

Экспериментальных исследований минеральных преобразований в указанных параметрах давления и температуры пока выполнено не столь много. Однако те, что имеются, позволяют судить о существенных минералогических чертах рассматриваемой геосферы [31].

Анализируя минеральные трансформации, приведенные в разделе «Структурные перестройки минералов в глубинных оболочках Земли» и характерные для средней мантии, следует отметить основные их особенности. В формализованном виде они представлены ниже на рис. 26. В зоне раздела I (см. рис. 15) щелочно-земельные Са, Mg-полевые шпаты трансформируются в структурный тип голландита [84], а в верхних горизонтах средней мантии пироп, (Mg, Al)-гранат, как наиболее устойчивый компонент верхней мантии, и рингвудит сменяются перовскитоподобным (Mg, Fe)SiO₃, а также корундом и (Mg, Fe)SiO₃ со структурой ильменита. Mg, Al-шпинели в этой же зоне образуют полиморфную модификацию со структурой Са-феррита [92].

С повышением давления до 42 ГПа (~1050 км) связана недавно установленная структурная трансформация арагонита в постарагонитовую фазу, структура которой изображена на рис. 8, в. Главное ее отличие — смещение треугольных анионов CO₃, расположенных на разных уровнях изображенной на рисунке проекции [112]. При близких давления на глубинах 1200 км шпинель состава MgAl₂O₄ трансформируется в ромбическую структуру титаната кальция CaTi₂O₄ [83].

Таблица 1. Изменения давлений на разных глубинных уровнях мантии Земли [53]

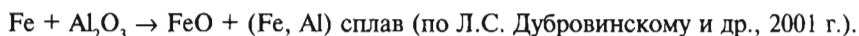
Глубина, км	Давление, кбар
200	65.5
430	138
670	247.2
800	305.7
1000	397.7
1200	491.7
1400	587.8
1600	686
1800	786.3
2200	994.9
2600	1216.2
2886	1384
3000	1503

Таблица 2. Распределение температур в глубинах Земли [53]

Глубина, км	Температура, К
0	288
200	1770
430	1940
600	2130
670	2170
1000	2260
1200	2360
1400	2450
1600	2540
1800	2640
2200	2820
2600	3010
2886	3130

Как отмечено выше, рутилоподобная тетрагональная форма SiO_2 на глубине 1500 км трансформируется в ромбическую структуру типа CaCl_2 [97, 111]. В нижней мантии на глубинах 2300 км эта фаза приобретает структуру, аналогичную найденному в метеоритах минералу зейфертиту (с.т. близкий $\alpha\text{-PbO}_2$) [73, 111].

Верхняя граница присущих средней мантии давлений соответствует глубине ~1700 км. Здесь возможная реакция между железом и корундом, приводящая к образованию вюстита и железоалюминиевого сплава:



Чрезвычайно интересны и структурные превращения сульфида железа — троилита, FeS , частично происходящие при давлениях, соответствующих средней мантии (> 40 ГПа) [122]. При комнатных условиях троилит с антиферромагнитными свойствами и с пространственной группой $R\text{-}62c$ кристаллизуется в структурном типе NiAs . При давлении 3.5 ГПа у этой фазы происходит изменение симметрии: гексагональная пространственная группа меняется на ромбическую Pnma и таким образом формируется вторая модификация FeS II со структурой типа MnP . Следующий переход при 7 ГПа нарушает антиферромагнитную структуру и приводит к образованию моноклинной фазы FeS III . Рассмотренные превращения относятся к верхней мантии. Две последующие трансформации с образованием FeS IV и FeS V связаны с повышением температуры, а обе фазы демонстрируют подобие с NiAs (FeS V) или с его сверхструктурной модификацией (FeS IV). К области средней мантии непосредственно относится модификация FeS VI , существующая в области давлений 40–135 ГПа, т.е. начиная с глубин ~900 км. В отличие от FeS II эта фаза не обладает магнитными свойствами, но также относится к с.т. MnP . Нижняя граница ее существования соответствует зоне D'' , глубже которой FeS VI трансформируется в FeS VII с пространственной группой Pmmn и с искаженной структурой типа NaCl . Остается добавить, что FeS VII устойчива вплоть до давлений 400 ГПа и существование этой фазы вполне допустимо во внутреннем ядре Земли.

Особо остановимся на нижней границе средней мантии, приуроченной в наших построениях к сейсмоуровню «1700». Этот уровень выделялся в публикации А.Дзевонского, В.Сю и Р.Вудворда в 1992 г. [76]. В качестве нижней границы средней мантии впервые он рассматривался в статье Ю.М. Пушаровского

в 1996 г. [39]. С того времени данный рубеж неоднократно фигурировал в наших работах. В последние годы значение этого рубежа (или близких к нему уровней) отмечено в публикациях [126, 129]. Так, в [129] указывается, что существующая на больших глубинах корреляция скоростей продольных и поперечных сейсмических волн на уровне 1500 км, вверх начинает постепенно нарушаться, что может означать изменение минерального состава в зоне данного рубежа. Это может быть связано с изменением температуры. Минеральные вариации выражаются в изменении содержания железа и соотношения между магнезиовюститом и перовскитом.

* * *

Из предыдущего описания ясна специфика средней мантии, позволяющая рассматривать ее как особую геосферу. Ее мощность, как отмечалось, порядка 900 км. От этой цифры могут быть отклонения как в одну, так и в другую сторону.

Строение средней мантии в Тихоокеанском и Индо-Атлантическом сегменте неодинаковое. Общей особенностью является существенно преобладающее распространение низко- и среднескоростных сейсмоаралов над высокоскоростными. Последние в Тихоокеанском сегменте имеют большие размеры, чем в Индо-Атлантическом. В их массе они соответствуют участкам тектонического скупивания мантийного материала, образовавшимся вследствие его сублатерального тектонического течения. Резкие формы ограничений таких участков нетипичны; обычно они в большей или меньшей мере плавные. Можно полагать, что это есть результат специфики реологических свойств пород, участвующих в тектоническом движении.

Расчетные данные позволяют утверждать, что в средней мантии доминирует $MgSiO_3$ (с примесями Fe^{2+} , Ca^{2+} , Al^{3+} , Fe^{3+}) с ромбически искаженной перовскитовой структурой и со сверхструктурной элементарной ячейкой $Pbnm$ ($\sqrt{2}a \times \sqrt{2}b \times 2c$), объем которой в 4 раза превосходит обычную для перовскита кубическую ячейку. В более глубоких частях средней мантии (~1500 км) стишовит заменяется постстишовитом со структурой типа $CaCl_2$, а основной углеродсодержащей фазой становится постарагонит, характеризующийся увеличением координационного числа Ca до 12.

Вблизи верхней границы средней мантии (~800 км) гематит Fe_2O_3 со структурой, аналогичной корунду и ильмениту, трансформируется в перовскитоподобную модификацию при относительно высоких температурах, что способствует ее смесимости с MgSiO_3 . При относительно низких температурах гематит приобретает структуру Rh_2O_3 [128]. В нижней части средней мантии (~60 ГПа) эта фаза приобретает постперовскитовую структуру типа CaIrO_3 [118].

Поскольку перестройка электронной структуры щелочных катионов, превращающая их из *s*- в *d*-элементы, фиксируется уже при 30 ГПа, не исключено, что железосодержащие фазы в условиях средней мантии аккумулируют в себе и щелочные катионы, в частности K^2 . Таковы основные черты минералогической геохимии средней мантии.

Выделение средней мантии в качестве обособленной геосферы приводит к необходимости выявления времени ее становления в процессе развития мантийных оболочек. В этом аспекте уже имеется первая публикация авторов³. На основе совокупности данных, прежде всего минералогических и петрологических, в этой работе показано, что оформление внутримантийных геосфер происходило длительно и одновременно. Нижний рубеж средней мантии определился в конце архея — начале раннего протерозоя, а верхний — в конце раннего — начале среднего протерозоя.

Состав геосфер верхней мантии

Вначале отметим, что, согласно современным взглядам, в составе мантии преобладает сравнительно небольшая группа химических элементов: Si, Mg, Fe, Al, Ca и O. Предлагаемые модели состава геосфер в первую очередь основываются на различии соотношений указанных элементов (вариации $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) = 0.8-0.9$; $(\text{Mg} + \text{Fe})/\text{Si} = 1.2-1.9$), а также на различиях в содержании Al и некоторых других более редких для глубинных пород элементов.

² См. *McMahon M.I., Nelmes R.J., Schwarz U., Syassen K.* Composite incommensurate K-III and a commensurate form: Study of a high-pressure phase of potassium // *Phys. Rev.* 2006. В 74. Р. 140102 (R).

³ *Пуцаровский Ю.М., Пуцаровский Д.Ю.* Опыт подхода к истории развития геосфер мантии Земли // *Геотектоника.* 2007. № 1. С. 3–8.

В соответствии с химическим и минералогическим составом эти модели получили свои названия: пиролитовая (главные минералы — оливин, пироксены и гранат в отношении 4 : 2 : 1), пиклогитовая (главные минералы — пироксен и гранат, а на долю оливина приходится лишь 40%) и эклогитовая, в которой наряду с характерной для эклогитов пироксен-гранатовой ассоциацией присутствуют и некоторые более редкие минералы, в частности, алюминийсодержащий кианит Al_2SiO_5 (до 10 вес.%).

Однако все эти петрологические модели относятся прежде всего к породам верхней мантии, простирающейся до глубин ~670 км. В отношении валового состава более глубоких геосфер лишь допускается, что отношение оксидов двухвалентных элементов (MO) к кремнезему (MO/SiO_2) ~ 2, оказываясь ближе к оливину $(Mg,Fe)_2SiO_4$, чем к пироксену $(Mg,Fe)SiO_3$, а среди минералов преобладают перовскитовые фазы $(Mg,Fe)SiO_3$ с различными структурными искажениями, магнезиовюстит $(Mg,Fe)O$ со структурой типа NaCl и некоторые другие фазы в значительно меньших количествах, о которых будет сказано ниже.

Все предложенные модели весьма обобщенные и гипотетичные. Пиролитовая модель верхней мантии с преобладанием оливина предполагает ее значительно большую близость по химическому составу со всей более глубокой мантией. Наоборот, пиклогитовая модель предполагает существование определенного химического контраста между верхней и остальной мантией. Более частная эклогитовая модель допускает присутствие в верхней мантии отдельных эклогитовых линз и блоков.

Большой интерес представляет попытка согласовать структурно-минералогические и геофизические данные, относящиеся к верхней мантии (Ross A., 1977 г.). Обычно допускается, что увеличение скоростей сейсмических волн на глубине ~410 км преимущественно связано со структурной перестройкой оливина $\alpha-(Mg,Fe)_2SiO_4$ в вадслеит $\beta-(Mg,Fe)_2SiO_4$, сопровождающейся образованием более плотной фазы с большими значениями коэффициентов упругости. Согласно геофизическим данным, на таких глубинах в недрах Земли скорости сейсмических волн возрастают на 3–5%, тогда как структурная перестройка оливина в вадслеит (в соответствии со значениями их модулей упругости) должна сопровождаться увеличением скоростей сейсмических волн примерно на 13%.

Вместе с тем, результаты экспериментальных исследований оливина и смеси оливин–пироксен при высоких температурах и давлениях выявили полное совпадение рассчитанного и экспери-

ментального увеличения скоростей сейсмических волн в интервале глубин 200–400 км. Поскольку оливин обладает примерно такой же упругостью, как и высокоплотные моноклинные пироксены, эти данные должны были бы указывать на отсутствие в составе нижележащей зоны граната, обладающего высокой упругостью, присутствие которого в мантии неизбежно вызвало бы более значительное увеличение скоростей сейсмических волн. Однако эти представления о «безгранатовой» мантии вступали в противоречие с петрологическими моделями ее состава.

Так появилась идея о том, что скачок в скоростях сейсмических волн на глубине 410 км связан в основном со структурной перестройкой пироксен–гранат внутри обогащенных Na частей верхней мантии. Такая модель предполагает почти полное отсутствие конвекции в верхней мантии, что противоречит современным геодинамическим представлениям. Преодоление этих противоречий можно связать с предложенной более полной моделью верхней мантии, допускающей вхождение атомов железа и водорода в структуру вадслеита (А.Росс, 1977 г.).

В то время как полиморфный переход оливина в вадслеит не сопровождается изменением химического состава, в присутствии граната возникает реакция, приводящая к образованию вадслеита, обогащенного Fe по сравнению с исходным оливином. Более того, вадслеит может содержать значительно больше по сравнению с оливином атомов водорода. Согласно А.Россу, участие атомов Fe и H в структуре вадслеита приводит к уменьшению ее жесткости и соответственно к уменьшению скоростей распространения сейсмических волн, проходящих сквозь этот минерал. Кроме того, образование обогащенного Fe вадслеита предполагает вовлечение в соответствующую реакцию большего количества оливина, что должно сопровождаться изменением химического состава пород вблизи раздела «410». Идеи об этих трансформациях подтверждаются современными глобально-сейсмическими данными.

В целом минералогический состав этой части верхней мантии представляется более или менее ясным. Если говорить о пиролитовой минеральной ассоциации (табл. 3), то ее преобразование вплоть до глубин ~800 км исследовано достаточно детально Т.Ирифюном и А.Е. Рингвудом и в обобщенном виде представлено на рис. 5. При этом квазиглобальной сейсмической границе на глубине 520 км соответствует перестройка вадслеита β -(Mg,Fe)₂SiO₄ в рингвудит — γ -модификацию (Mg,Fe)₂SiO₄ со структурой шпинели.

Таблица 3. Минеральный состав пиrolита (по [101])

Минерал	Химическая формула	Объемное содержание, %
Оливин (Fo ₈₉)	(Mg,Fe) ₂ SiO ₄	57
Ромбический пироксен	(Mg,Fe)SiO ₃	17
Моноклинный пироксен (омфацит)	(Ca,Mg,Fe) ₂ Si ₂ O ₆ -NaAlSi ₂ O ₆	12
Гранат (пироп)	(Mg,Fe,Ca) ₃ (Al,Cr) ₂ Si ₃ O ₁₂	14

Трансформация пироксен (Mg,Fe)SiO₃ → гранат Mg₃(Fe,Al,Si)₂Si₃O₁₂ осуществляется в верхней мантии в более широком интервале глубин. Таким образом, оболочка в интервале 400–600 км верхней мантии в основном содержит фазы со структурными типами граната и шпинели.

Все предложенные модели состава мантийных пород допускают содержание в них Al₂O₃ в количестве ~4 вес.%, которое также влияет на специфику структурных превращений. При этом отмечается, что в отдельных областях неоднородной по составу верхней мантии Al может быть сосредоточен в таких минералах, как корунд Al₂O₃ или кианит Al₂SiO₅, который при давлениях и температурах, соответствующих глубинам ~450 км, трансформируется в корунд и стишовит — модификацию SiO₂, структура которой содержит каркас из SiO₆ октаэдров. Оба эти минерала сохраняются не только в низах верхней мантии, но и глубже.

Важнейший компонент химического состава зоны 400–670 км — вода, содержание которой по ряду оценок составляет ~0.1 вес.% и присутствие которой в первую очередь связывают с Mg-силикатами. Количество запасенной в этой оболочке воды столь значительно, что на поверхности Земли оно составило бы слой мощностью 800 м (данные А.Б. Томпсона).

Состав мантии ниже границы 670 км

Проведенные в последние десятилетия исследования структурных переходов минералов с использованием камер с алмазными наковальнями позволили связать структурные перестройки минералов с сейсмологическими моделями [63, 75] и смоделировать некоторые особенности состава и структуры геосфер глубже границы

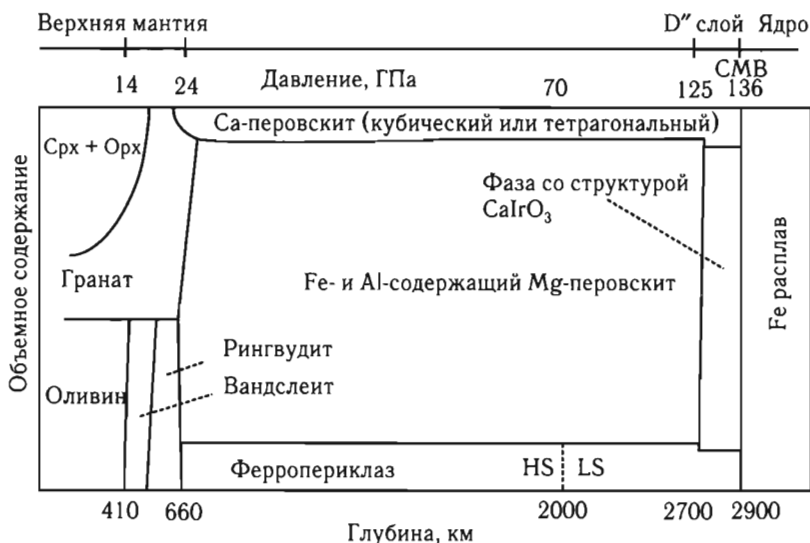


Рис. 19. Изменение объемных пропорций минералов при возрастании давления (глубины) [121]

СМБ — граница ядра и мантии; Срх + Орх — клино- и ортопироксены; HS и LS — высоко- и низкоспиновые состояния атомов железа, соответственно

670 км (рис. 19). Тем не менее, в отношении этой части мантии, на долю которой приходится более половины всех недр Земли, по-прежнему остается много вопросов. Большинство исследователей согласно с идеей о том, что вся эта глубинная (нижняя в традиционном понимании) мантия в основном состоит из перовскитоподобной фазы $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$, на долю которой приходится около 70% ее объема (40% объема всей Земли), и магнезиовюстита $(\text{Mg,Fe})\text{O}$ (~20%) (данные Л.Лиу). Оставшиеся 10% составляют стишовит и оксидные фазы, содержащие Ca, Na, K, Al и Fe, кристаллизация которых допускается в структурных типах ильменита-корунда (твердый раствор $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3\text{-Al}_2\text{O}_3$), кубического перовскита (CaSiO_3) и Са-феррита (NaAlSiO_4) .

Образование этих соединений связано с различными структурными трансформациями минералов верхней мантии. При этом одна из основных минеральных фаз относительно гомогенной оболочки, лежащей в интервале глубин 410–670 км, — шпинелеподобный рингвудит трансформируется в ассоциацию (Mg,Fe) -перовскита и Mg-вюстита на рубеже 670 км, где давление составляет ~24 ГПа.

Другой важнейший компонент переходной зоны — представитель семейства граната пироп $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ испытывает превращение с образованием ромбического перовскита $(Mg,Fe)SiO_3$ и твердого раствора корунда–ильменита $(Mg,Fe)SiO_3-Al_2O_3$ при несколько больших давлениях. С этим переходом связывают изменение скоростей сейсмических волн на рубеже 850–900 км, соответствующем одной из промежуточных (см. ниже) сейсмических границ. Трансформация Са-граната андрадита $Ca_3Fe_2^{3+}Si_3O_{12}$ при меньших давлениях ~21 ГПа приводит к образованию еще одного упомянутого выше важного компонента нижней мантии — кубического Са-перовскита $CaSiO_3$. Молярное отношение между основными минералами этой зоны — (Mg,Fe) -перовскитом $(Mg,Fe)SiO_3$ и Mg -вюститом $(Mg,Fe)O$ варьирует в достаточно широких пределах и на глубине ~1170 км при давлении ~29 ГПа и температурах 2000–2800К меняется от 2 : 1 до 3 : 1. Следует отметить, что объемная доля Mg -вюстита не превышает 19% и уменьшается с увеличением относительного содержания Fe , при котором $Fe/(Mg + Fe)$ составляет 0.11–0.14 (данные Т.Яги и Н.Фунамори).

Исключительная стабильность $MgSiO_3$ со структурой типа ромбического перовскита в широком диапазоне давлений, соответствующих глубинам низов мантии, позволяет считать его одним из первичных компонентов этой геосферы. При этом образцы Mg -перовскита $MgSiO_3$ были подвергнуты давлению, в 1.3 млн раз превышающему атмосферное, и одновременно на образец, помещенный между алмазными наковальнями, воздействовали лазерным лучом с температурой около 2000К, т.е. смоделировали условия, существующие на глубинах ~2800 км, вблизи нижней границы нижней мантии. Оказалось, что ни во время, ни после эксперимента минерал не изменил свою структуру и состав. Таким образом, Л.Лиу, а также Е.Ниттл и Р.Жанлоз [98] пришли к выводу, согласно которому стабильность Mg -перовскита позволяет рассматривать его как наиболее распространенный минерал на Земле, составляющий, по-видимому, почти половину ее массы.

Не меньшей устойчивостью отличается и вюстит Fe_xO , состав которого в условиях нижней мантии характеризуется значением $x < 0.98$, что означает одновременное присутствие в его составе Fe^{2+} и Fe^{3+} . При этом, согласно экспериментальным данным, температура плавления вюстита на границе нижней мантии и слоя D'' , по данным Р.Болера (1996 г.), оценивается в ~5000К, что намного выше 3800К, предполагаемой для этого уровня (при сред-

них температурах мантии ~2500К в основании нижней мантии допускается повышение температуры ~ на 1300К). Таким образом, вюстит должен сохраниться на этом рубеже в твердом состоянии, а признание фазового контраста между твердой нижней мантией и жидким внешним ядром требует более гибкого подхода и уж во всяком случае не означает четко очерченной границы между ними.

Следует отметить, что в преобладающих на больших глубинах перовскитоподобных фазах может содержаться весьма ограниченное количество Fe, а повышенные концентрации Fe среди минералов глубинной ассоциации характерны лишь для магнезиевюстита. При этом для магнезиевюстита доказана возможность перехода под воздействием высоких давлений части содержащегося в нем двухвалентного железа в трехвалентное, остающееся в структуре минерала, с одновременным выделением соответствующего количества нейтрального железа. На основе этих данных сотрудники Геофизической лаборатории Института Карнеги Х.Мао, П.Белл и Т.Яги выдвинули идеи о дифференциации вещества в глубинах Земли. На первом этапе благодаря гравитационной неустойчивости магнезиевюстит погружается на глубину, где под воздействием давления из него выделяется некоторая часть железа в нейтральной форме. Остаточный магнезиевюстит, характеризующийся более низкой плотностью, поднимается в верхние слои, где вновь смешивается с перовскитоподобными фазами. Контакт с ними сопровождается восстановлением стехиометрии (т.е. целочисленного отношения элементов в химической формуле) магнезиевюстита и приводит к возможности повторения описанного процесса.

Имеющиеся данные позволяют несколько расширить набор вероятных для глубокой мантии химических элементов. Например, обоснованная Н.Росс устойчивость магнезита при давлениях, соответствующих глубинам ~900 км, указывает на возможное присутствие углерода в ее составе.

Выделение отдельных промежуточных сейсмических границ, расположенных ниже рубежа «670», коррелирует с данными о структурных трансформациях мантийных минералов, формы которых могут быть весьма разнообразными, включая изменение типа химической связи и электронной структуры атомов переходных металлов (переход из высокоспинового в низкоспиновое состояние). Иллюстрацией изменения многих свойств различных кристаллов при высоких значениях физико-химических параме-

тров, соответствующих глубинной мантии, может служить, согласно Е. Ниттл и Р. Жанлозу, зафиксированная в ходе экспериментов при давлениях 70 ГПа (~1700 км) перестройка ионно-ковалентных связей вюстита в связи с металлическим типом межатомных взаимодействий [98].

Рубеж «1500» может соответствовать предсказанной на основе теоретических квантово-механических расчетов и впоследствии смоделированной при давлении > 50 ГПа и температуре ~2000 К перестройке SiO_2 со структурой стишовита в структурный тип CaCl_2 [97, 111] (ромбический аналог рутила TiO_2), а 2300 км — его последующему преобразованию в фазу со структурой, промежуточной между $\alpha\text{-PbO}_2$ и ZrO_2 , характеризующуюся более плотной упаковкой кремний-кислородных октаэдров [73]. Также, начиная с этих глубин (~2000 км), при давлениях 80–90 ГПа допускается распад перовскитоподобного MgSiO_3 , сопровождающийся возрастанием периклаза MgO и свободного кремнезема. Помимо этого, с использованием метода мессбауэровской спектроскопии при давлении ~90 ГПа установлено начало перехода из высокоспинового (HS) в низкоспиновое (LS) состояние атомов Fe в структуре магнезиовюстита (данные М. Пастернака с соавторами, 1997 г.). В феррипериклазе ($\text{Mg}_{0.83}\text{Fe}_{0.17}$)O этот переход фиксируется на еще меньшей глубине ~1850 км (~70 ГПа).

В последнее время появились данные и об изменении электронной структуры атомов железа в перовскитоподобных фазах состава $(\text{Mg}_{0.9}\text{Fe}_{0.1})\text{SiO}_3$. При этом содержание железа в низкоспиновом состоянии увеличивается, начиная с давлений ~70 ГПа (~1850 км), достигая максимума при 120 ГПа, т.е. вблизи границы мантия — слой D'' [65]. Такой двухступенчатый переход атомов железа из высокоспинового в низкоспиновое состояние в перовскитоподобных фазах в отличие от феррипериклаза объясняется более низкой симметрией октаэдров $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O}_6$ и соответственно их более значительным искажением. В результате характер расщепления катионов Fe в обеих структурах оказывается различным.

При несколько большем давлении (~96 ГПа) и температуре 800° установлено проявление политипии у FeO, связанное с образованием структурных фрагментов типа никелина NiAs(B8), чередующихся с антиникелиновыми доменами, в которых атомы Fe расположены в позициях атомов As, а атомы O — в позициях атомов Ni [103]. В связи с этим следует подчеркнуть, что структура вюстита FeO при высоком давлении характеризуется нестехиометрией состава, дефектами атомной упаковки, политипией, а также изменением

магнитного упорядочения, связанного с изменением электронной структуры ($HS \rightarrow LS$ -переход) атомов Fe [64]. Отмеченные особенности позволяют рассматривать вюстит как один из наиболее сложных минералов с необычными свойствами, определяющими специфику обогащенных им глубинных зон Земли вблизи границы D'' . Здесь же возможна трансформация Al_2O_3 со структурой корунда в фазу с ромбической структурой Rh_2O_3 (II), экспериментально смоделированная при давлении ~ 100 ГПа и температуре ~ 1000 К, т.е. на глубине 2200–2300 км [82, 115].

Сейсмологические измерения указывают на то, что и внутреннее (твердое), и внешнее (жидкое) ядра Земли характеризуются меньшей плотностью по сравнению со значением, получаемым на основе модели ядра, состоящим только из металлического железа при тех же физико-химических параметрах. Это уменьшение плотности большинство исследователей связывает с присутствием в ядре таких элементов, как Si, O, S и даже H, образующих сплавы с железом. Среди фаз, вероятных для таких физико-химических условий (давления ~ 250 ГПа и температуры 4000–6500К), называются Fe_3S с хорошо известным структурным типом Cu_3Au и Fe_7S (по Д.М. Шерману, 1997 г.), структура которого изображена на рис. 20. Другой предполагаемой в ядре фазой является β -Fe, структура которой характеризуется четырехслойной плотнейшей упаковкой. Температура плавления этой фазы оценивается в 5000К при давлении 360 ГПа.

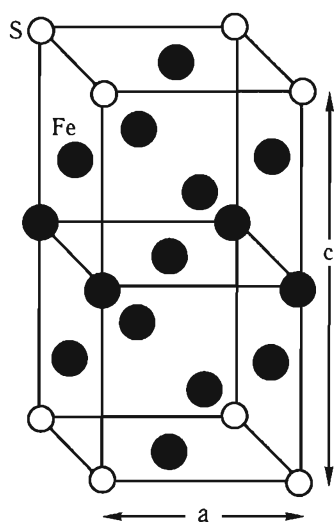


Рис. 20. Тетрагональная структура Fe_7S — возможного компонента внутреннего (твердого) ядра (Sherman, 1997 г.)

Присутствие водорода в ядре долгое время вызывало дискуссию из-за его низкой растворимости в железе при атмосферном давлении. Однако недавние эксперименты (данные Дж.Бэддинга, Х.Мао и Р.Хэмли) позволили установить, что гидрид железа FeH может сформироваться при высоких температурах и давлениях и, погружаясь вглубь, оказывается устойчив при давлениях, превышающих 62 ГПа, что соответствует глубинам ~1600 км. В этой связи присутствие значительных количеств водорода в ядре вполне допустимо и снижает его плотность до значений, согласующихся с данными сейсмологии.

Можно прогнозировать, что новые данные о структурных изменениях минеральных фаз на больших глубинах позволят найти адекватную интерпретацию и другим важнейшим геофизическим границам, фиксируемым в недрах Земли.

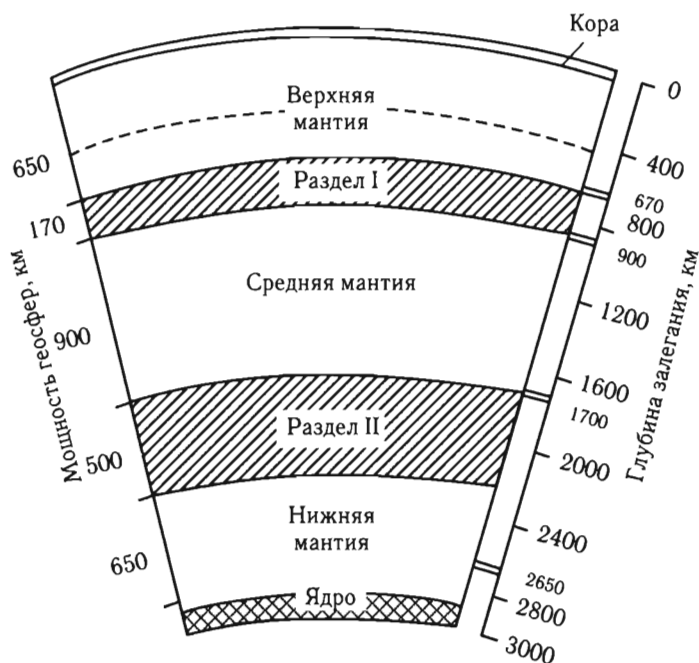


Рис. 21. Структура мантии Земли

Схема основана на анализе сейсмотомографических карт, данных о минеральном составе мантии и сейсмических границах (показаны короткими двойными линиями). Мощности могут варьировать в пределах 10%

Общее заключение таково, что на таких глобальных сейсмических рубежах, как «410» и «670», происходят значительные изменения в минеральном составе мантийных пород. Минеральные преобразования отмечаются также и на глубинах ~850, 1200, 1700, 2000 и 2200–2300 км, т.е. в пределах глубокой мантии. Это — весьма важное обстоятельство, позволяющее отказаться от представления об ее однородном строении.

В заключение приводится схема деления мантии Земли на геосферы, как она видится автором на основе анализа обширных геологических, минералогических и геофизических данных (рис. 21).

Глава 4

Энергетика и тектоника мантии

Общераспространенным является представление, что энергетика мантии связана с поступлением энергии из ядра Земли. При этом роль ее концентратора играет слой D'' , отделяющий мантию от ядра. Меняющаяся мощность этого слоя позволяет считать, что накопление, а также генерация в нем энергии происходят неравномерно. Дополнительным доказательством неравномерности служит различие в уровнях подъема энергетических потоков в мантийные геосферы. Остановимся на плюмовой форме энергетических потоков. Одни из плюмов не выходят за пределы низов мантии, другие останавливаются в средней или верхней мантии, третьи — сквозь-мантийные (рис. 22). Масштабы их разные, как это фиксирует сейсмотомография. Соответственно мантия по энергетическим свойствам, как и по составу представляет собой неоднородную среду.

Энергию, поступающую из ядра, можно назвать первичной. Наряду с ней существует и вторичная энергия. Ее очаги возникают внутри мантии (рис. 23), что доказывается, в частности, зарождением тепломассопотоков (плюмов) на разных мантийных уровнях (табл. 4) [105]. В общей сложности приведены данные о 32 плюмах, из них 8 относятся к рубежу ядро-мантия, 3 — к разделу слоя D'' и низов мантии, 4 — к зоне раздела средней и нижней мантии, 13 — к разным по уровню частям средней мантии и 4 — к основанию верхней мантии (670 км).

Прежде чем рассмотреть механизм образования вторичных энергетических очагов, остановимся на физической сущности выявлен-



Рис. 22. Тектоно-геодинамические модели в разных сечениях мантии [48]

Кривыми контурами показаны мантийные потоки и конвективные ячейки. В основании ячеек отображены зоны тектонических срывов и скупивания масс

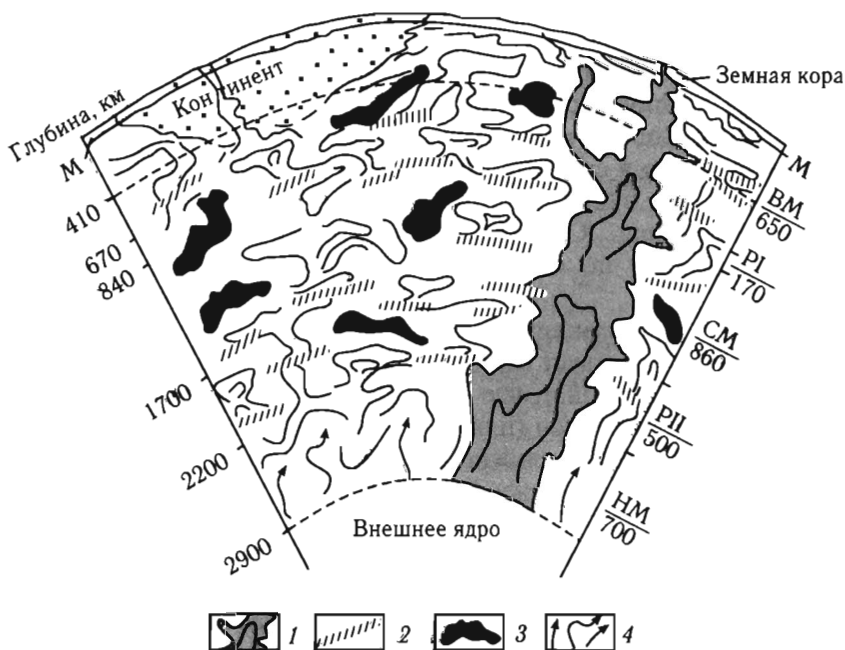


Таблица 4. Глубины зарождения плюмов в нижних областях мантии (в скобках — радиусы плюмов, км) по [105]

Глубина зарождения, км	Местоположение	Общее количество
2800	Вознесения (100), Азорский (300), Канарский (400) Кораллового моря (300), Пасхи (400), Самоа (200), Южная Ява (200), Таити (300)	8
2350	Крозе (400), Гавайи (300), Кергелен (400)	3
1900	САХ 15 и 25° с.ш., 45° з.д. (200), Индийский океан 35° ю.ш. 100° в.д. (400), Реюньон (200), острова Зеленого Мыса (300)	4
1450	Афар (200), Буве (400), острова Кука (200), Хуан Фернандес (300)	4
1000	Каролинский (300), Кокосовые острова (200), Этна (200), Соломоновы острова (-), Галапагос (300), Гайнан (200), Исландия (100), Хуан де Фука (100), Луисвилл (300)	9
650	Бови (100), Эйфель (100), Восточно-Австралийский (100), Сейшелы (-)	4

ных сейсмотомографией неоднородностей. Высокоскоростные неоднородности можно считать мантийными участками повышенной вязкости; низкоскоростные, наоборот, — пониженной. В первом случае материал более компактный и плотный, что может быть объяснено его тектоническим скупиванием. Латеральные движения в мантийных геосферах неизбежны, поскольку имеют место значительные градиенты между неоднородностями (вязкость, плотность). Наряду с нагнетанием масс и их скупиванием в одних местах, на

←

Рис. 23. Модель конвективного и адвективного движения мантийных масс, по [44]

1 — сквозьмантийный плюм; 2 — зоны тектонического течения или срыва, по которым может происходить скупивание масс, сопровождаемое выделением энергии, местами достаточной для образования внутригеосферных локальных конвективных потоков; 3 — вовлеченные в нисходящие мантийные потоки массы верхних геосфер, скорость прохождения сейсмических волн в которых наиболее высокая; 4 — зона влияния ядра в нижней мантии (слой D").

М — поверхность Мохоровичича; ВМ — верхняя мантия; РI — зона раздела I; СМ — средняя мантия; РII — зона раздела II; НМ — нижняя мантия. Числа под чертой — мощность геосфер, км ($\pm 10\%$)

сопредельных участках идет формирование структур растяжения. В случае значительных тектонических стрессов и движений, в условиях огромных внутримантийных давлений в системе развиваются мощные силы трения и система может перейти в закритическое состояние, став источником зарождения вторичного энергетического очага. Место его возникновения — зона субгоризонтального тектонического срыва. Вторичные очаги, как и первичные, порождают не только плюмы, но и конвективные ячеи.

Распространение конвективных ячеек в мантии неравномерное. Изменчивы также и их размеры. Судя по сейсмотомографическим картам и разрезам, в зонах разделов I и II они по размерам меньше, но распространены гуще. Это проявления самоорганизации внутримантийной оболочечной структуры. Ограничениями оболочек (геосфер) не всегда являются четко выраженные глобальные сейсмические границы. Существуют в той или иной степени расплывчатые зоны перехода. Распространение менее значимых сейсмических границ контролируется сложностями в конвективном процессе, нарушающими линейный ход эволюции. То же относится и к рубежам мантийных минеральных преобразований. Нарушающим фактором можно считать и сквозьмантийные плюмы. Отмечается также вероятность механического захвата и переноса отдельных масс мантии конвективными потоками, что приводит к разрушению мантийной слоистой структуры.

Далее обратимся к тектоническим движениям и деформациям. Отправным моментом в тектоническом анализе мантии является положение, что смену мантийных неоднородностей от одного уровня к другому и по латерали следует связывать с вариациями глубинной энергетики и с изменением геодинамических обстановок [41]. Возникающие при этом дифференцированные силовые поля и поля напряжений неизбежно вызовут дифференцированные тектонические перемещения мантийных масс. Их латеральное движение вследствие энергетических градиентов приведет к образованию структур тектонического сгущивания в одних местах и форм растяжения — в других (тыловые структуры). Основные виды тектонических движений будут представлены двумя категориями: тектоническое течение и движение объемов мантии по субгоризонтальным плоскостям с образованием зон срыва. Последнее связано с особенно плотными и жесткими средами, находящимися в геодинамической обстановке сжатия. Под тектоническим течением в данном случае понимается та его форма, при которой движения происходят без значительных дизъюнктивов.

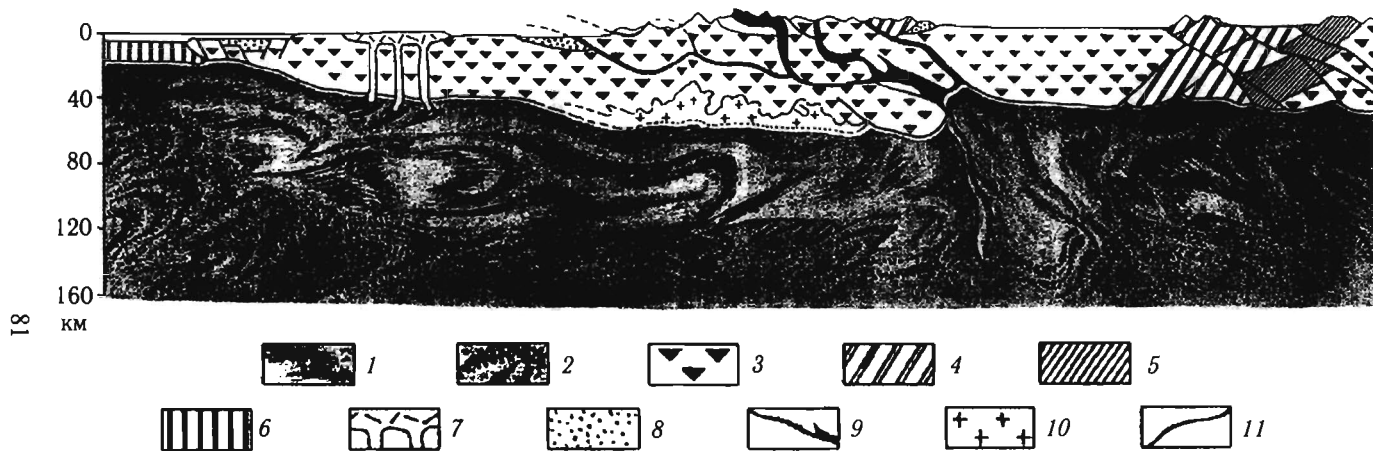


Рис. 24. Тектоническая расчлененность литосферы на юге Азии

1 — астеносфера; 2 — верхняя мантия; 3 — древняя докембрийская континентальная кора; 4, 5 — аккреционные призмы, образовавшиеся: 4 — в среднем палеозое, 5 — в позднем палеозое; 6 — океаническая кора, образовавшаяся в мезозое; 7 — базальтовые покровы и их корни; 8 — осадочные отложения платформ; 9 — ультрабазиты; 10 — граниты; 11 — тектонические срывы

Данные о проявлении глубинных тектонических процессов по радиусу Земли имеются и в отношении верхней мантии. Местами верхнемантийные тектонические пластины образуют аллохтоны в земной коре. В глубоких частях верхней мантии тектонические нарушения типа несогласий и надвигов фиксируются в виде наклонных сейсмических рефлекторов (отражателей), выявленных как в океанических, так и в континентальных областях. На сейсмических профилях видны огромные вертикальные разломные зоны, глубина которых доходит до 200 км (зона Чарли Гиббс, приуроченная к району 52° с.ш. и разделяющая Северную и Центральную Атлантику).

По зонам тектонических срывов на глубинах до 450–500 км движутся континенты [43]. Микроконтиненты имеют глубины корней порядка десятков километров. Тектонические структуры глубин земной коры и верхней части мантии вплоть до астеносферы показаны на модельном рис. 24, где отображен характер тектонической расслоенности верхних геосфер. Принципиальное значение имеют указания на движение масс вдоль поверхности Мохоровичича [27] и сейсмического раздела 670 км (основания верхней мантии). Последнее обосновывается не только плотностным, но и температурным скачком, отраженным на графике изменения температуры Земли с глубиной (рис. 25) [108]. Здесь происходит образование зон плавления и отдельных плюмов.

Отсюда можно перейти и к другим, более глубоким сейсмическим разделам. Имеются все предпосылки для утверждения, что проскальзывание масс в более глубоких геосферах вполне вероятно. В частности, обращалось внимание на то, что в средней и нижней мантии *PT*-условия изменчивы и что на больших глубинах могут существовать зоны частичного плавления. Это означает, что по ним могут происходить тектонические срывы.

На графике изменения плотности с глубиной (см. рис. 25) видно, что плотность между земной корой и уровнем 800 км возрастает ступенчато, притом наиболее значительные ступени приурочены к разделам Мохо, 410 и 670 км [108]. Это позволяет считать, что до глубины 800 км общая тектоническая структура должна иметь более сложный характер. Вероятно, в данном интервале могут быть проявлены как разрывные деформации, так и сложноскладчатые, особенно в зонах сейсмических разделов (тектоническое течение). В высокоплотных породах и менее структурированной плотностной среде глубже 800 км должны преобладать деформации сублатеральных срывов. Особыми по тектонике являются зона разде-

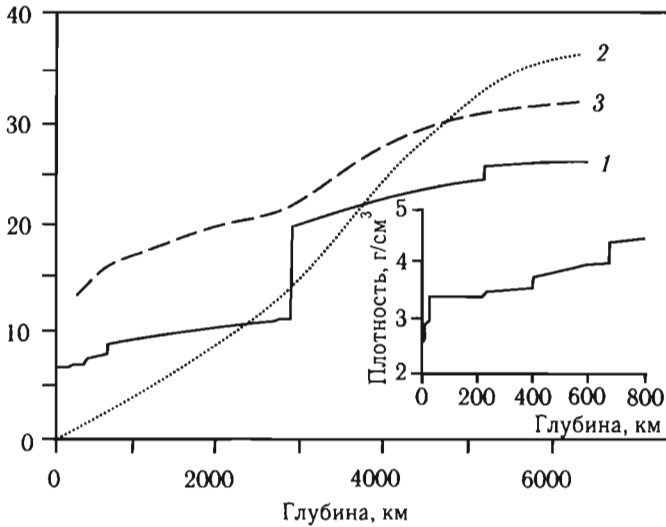


Рис. 25. Графики, отражающие изменения плотности, давления и температуры от поверхности до центра Земли [108]

1 — плотность, г/см³; 2 — давление, ГПа/10; 3 — температура, °С/100

ла II и низы мантии. Судя по характеру сейсмоаномалий, можно предполагать в первом случае усиление тектонического течения, а во втором — нарушение тектонических процессов интенсивными тепломассопотоками из-за близости к ядру.

Строение сейсмонеоднородностей и градиенты между аномальными областями свидетельствуют о большой вероятности глубинных тектонических процессов. Таким образом, мы приходим к выводу о проявлении тектонических процессов во всей мантии, вплоть до ее нижней части. В этой связи следует коснуться главной структурной асимметрии Земли, деления ее на Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты, прослеживаемого по данным сейсмотомографии сквозь всю мантию (см. рис. 12).

Сейсмотомографические карты в ряде случаев позволяют видеть глубины, до которых доходят крупные структурные образования земной коры. Так, Центральная область Тихоокеанской впадины прослеживается практически до ядра. На очень большие глубины уходит Циркум-Тихоокеанский пояс. Восточно-Тихоокеанское поднятие фиксируется до середины средней мантии (возможно, и глубже — до 1700 км) [51, 42, 86]. Евразийский тектонический

пояс прослеживается через всю мантию, Аппалачский — до глубин 2300 км, а Андийский — до 1800 км.

Представления о глубине распространения тектонических процессов на Земле, т.е. о тектоносфере, в настоящее время сводятся к двум вариантам: они охватывают либо литосферу (первые сотни километров), либо верхнюю мантию до ее нижней границы, находящейся на глубине 670 км.

Обобщая приведенные выше данные, мы заключаем, что тектоносферой следует считать всю область Земли от коры до ядра, находящегося на глубине 2900 км (см. рис. 23). В связи с большой значимостью данного положения ниже ему будет посвящена отдельная глава. Важнейшим итогом выполненной работы является заключение о существовании внутримантийных энергетических очагов.

Глава 5

Тектоносфера Земли: доктрина авторов

Термин «тектоносфера» используется в геологической литературе в течение нескольких десятилетий, но при этом вкладываемый в него смысл в разных изданиях разный. Проиллюстрируем это определениями, содержащимися в ряде словарей.

В словаре английских геологических терминов, напечатанном в 1972 г. и переведенном на русский язык в 1979 г. [57], сказано, что тектоносфера соответствует земной коре и состоит из сиалического, салсиматического и симатического слоев.

В отечественном геологическом словаре, изданном в 1978 г. [10], дается более широкое определение термина, а именно — это верхняя оболочка Земли, охватывающая земную кору и верхнюю мантию.

В словаре тектонической терминологии, составленном Ч.Б. Боукаевым и вышедшим в свет в 1999 г. [5], дается два значения термина: «Тектоносфера: 1. Геосфера, состоящая из литосферы и астеносферы, являющаяся главной областью проявления тектонических процессов; 2. Геосфера, которая может рассматриваться как единая плита, сминающаяся дисгармонично по отношению к астеносфере» (с. 14).

Все же наиболее распространенным пониманием термина в настоящее время является то, что это область Земли, охватывающая земную кору и верхнюю мантию. О более глубоких геосферах речь вообще никогда не шла. Представляется, однако, что современные данные, прежде всего геофизические (сейсмотомография), позволяют рассматривать в качестве тектоносферы мантию Земли в ее

полном объеме, т.е. до границы ядро–мантия, находящейся на глубине 2900 км.

По элементарной логике тектоносферой следует называть ту часть земного шара, где существуют тектонические структуры, порожденные тектоническими движениями. То, что в эту область входит земная кора, не нуждается в доказательствах. Важно, что некоторые структуры коры распространяются в верхнюю мантию. К их числу принадлежат, например, отдельные разломы, выявленные в океанах. В Атлантическом океане это разломы Романш, Чарли Гиббс, Агульяс-Фолклендский; в Индийском — разломы Амстердам, Оуэн, Принс Эдвард; в Тихом океане — разлом Элтанин. Все они разделяют обширные области океанского дна, отличающиеся структурой, историей развития, геодинамическими особенностями. Они получили название «демаркационных» [35]. Подобные разломы проявлены и на суше. Один из примеров — Трансджунгарская разломная зона, являющаяся трансформным разделом океанических палеоструктур на протяжении 100 млн лет (ранний девон — середина среднего карбона) [52]. Судя по продольному глубинному профилю Срединно-Атлантического хребта [137], проникновение разлома Чарли Гиббс (52° с.ш.), отделяющего тектонически разные области Центральной и Северной Атлантики, достигает 200 км. Наряду с этим известны общие для земной коры и верхов мантии надвиговые структуры.

Более глубокие тектонические процессы в верхней мантии обосновываются глубиной корней континентов. Последние фиксируются сейсмотомографией и отражаются в виде ареалов относительно высокоскоростных сейсмоаномалий. Соответствующие данные приводятся в ряде публикаций. Если ориентироваться на работу [124], то глубина корней под Западной Европой и Северо-Западной Африкой превышает 450 км; под Северной Америкой (Канада) и Северной Азией — 350 км; минимальная глубина под Центральной Африкой и Индией — около 100 км; под Южной Африкой и Антарктидой ~300 км; под Западной Австралией и Южной Америкой (Бразилия) 250 и 200 км, соответственно. Как корни гор в Андах, Тибете, на Памире и во всех других местах рассматриваются в качестве нижних составных частей соответствующих морфотектонических образований, так и корни континентов должны пониматься как неотъемлемая часть последних. Поскольку континенты (вместе с корнями) являются тектоническими единицами, естественно они ассоциируются с тектоносферой.

Некоторые авторы утверждают, что корни континентов достигают в некоторых районах нижней границы верхней мантии, т.е. глубины 670 км [123 и др.]. На этом основании можно принять, что тектоносфера охватывает верхнюю мантию целиком.

Чтобы перейти к тектонике более глубоких областей мантии, необходимо предварительно коснуться строения и геодинамики Земли вообще. Сейсмотомографические данные свидетельствуют о больших неоднородностях в строении мантии, разномасштабных и выраженных с разной степенью интенсивности и контрастности. Анализ их распространения позволил предложить более дробное разделение мантии на геосферы, чем деление ее только на верхнюю и нижнюю [50 и др.]. Новое расчленение (рис. 26) фиксирует в ней шесть геосфер. Верхняя мантия геофизическим разделом на уровне 410 км разделяется на верхнюю и нижнюю части. Ее нижняя граница 670 км. Глубже простирается геосфера, разделяющая верхнюю и среднюю мантию (зона раздела I), мощностью 170 км¹. Средней мантии соответствует геосфера, заключенная между уровнями 840 км и 1700 км. Еще глубже лежит зона раздела II, разграничивающая среднюю и нижнюю мантию; ее мощность 500 км. От уровня 2200 км до земного ядра, лежащего на глубине 2900 км, простирается нижняя мантия. Так называемый слой D'' составляет ее нижнюю часть. Возможно, что принципиальный сейсмический рубеж существует на уровне 2000 км. Но определенность в это вне-суд будущие исследования.

Как же соотносятся глубинные рубежи, выделенные по данным сеймики с рубежами глубинных минеральных преобразований?

Начнем с сейсмического раздела «670». Соответствующие эксперименты многим исследователям позволили заключить, что на этом рубеже шпинелеподобный рингвидит трансформируется в ассоциацию железомagneйного перовскита и магнезиевюстита. На рубеже 850–900 км пироп (магнево-алюминиевый силикат), соединяясь с Fe²⁺ из этих минералов, преобразуется в ромбический перовскит (железомagneйный силикат) и твердый раствор корунда-ильменита (Mg,Fe)SiO₃. На рубеже «1700» происходят изменения структуры и свойств различных кристаллов и, в первую очередь, вюстита. На глубинах ~2100 км происходит структурная трансформация корунда. Еще глубже на уровне 2300 км фиксируется образование плотной модификации кремнезема со структурой α-PbO₂.

¹ Здесь и ниже мощности и границы геосфер могут отклоняться на несколько процентов.

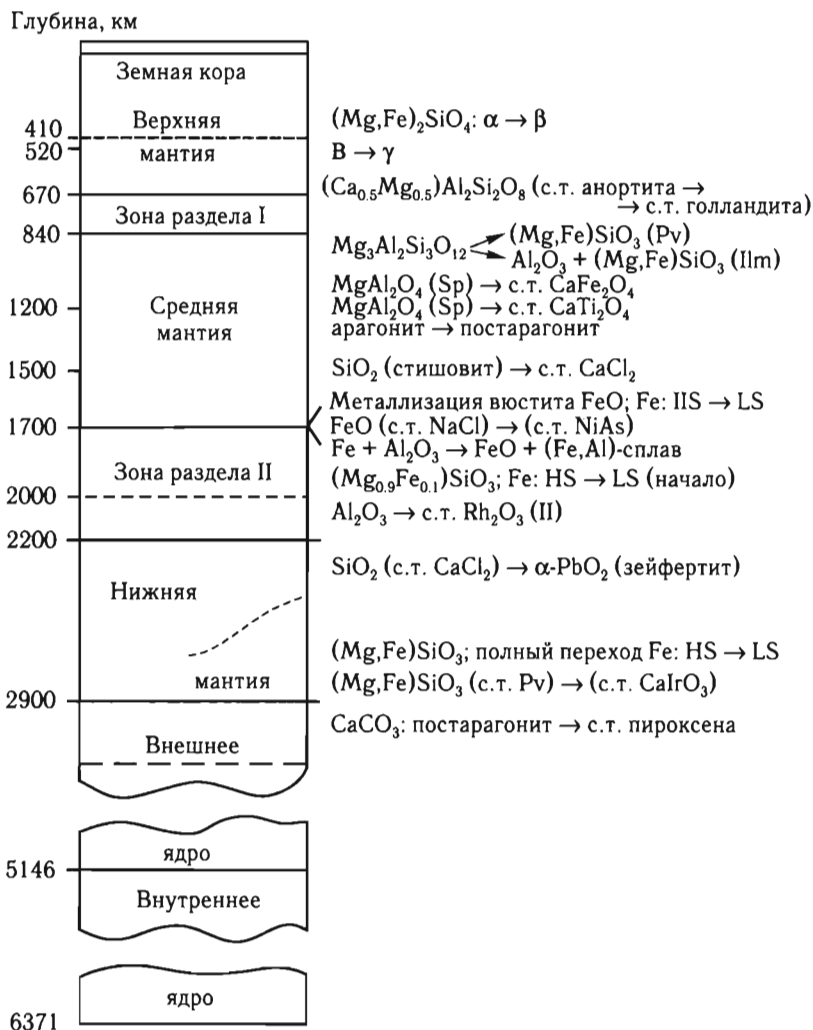


Рис. 26. Основные минеральные преобразования в средней мантии, сопредельных зонах и низах тектоносферы

Условные обозначения: с.т. — структурный тип; Pv — перовскит; Ilm — ильменит; HS — высокоспиновое состояние; LS — низкоспиновое состояние; пунктирные линии — внутригеосферные рубежи

Можно видеть, что между главными сейсмическими рубежами и рубежами минеральных преобразований имеется хорошее согла-

сование. Конкретно это относится к глубинам 670, 840, 1700, 2000, 2200–2300 км, а также 410 и 520 км.

Вместе с тем, некоторые минералы ведут себя весьма устойчиво в широком диапазоне глубин. К ним относятся Mg-перовскит и вюстит. Произведенный подсчет показал, что Mg-перовскит составляет почти половину массы Земли [101].

Предложенная схема расчленения мантии создает эмпирическую предпосылку для дифференцированного рассмотрения геодинамики геосфер. Судя по особенностям распределения ареалов сейсмоаномалий, геодинамические обстановки в геосферах существенно изменчивы. Основных причин, меняющих глубинные силовые поля и поля напряжений (т.е. геодинамические обстановки), имеется в нашем представлении две, а именно: конвективные и адвективные процессы, с одной стороны, и тектонические стрессы — с другой. В настоящее время многие авторы уже отошли от стандартных плейттектонических схем глубинной конвекции, предпочитая гораздо более сложную кинематику. Особенно определено об этом говорится в публикациях геохимического профиля. Рассмотрим два соответствующих примера, относящихся к 1999 г.

На рис. 27 приведена модель глубинных потоков, заимствованная из работы [66]. В основании мантии показан слой D", мощный

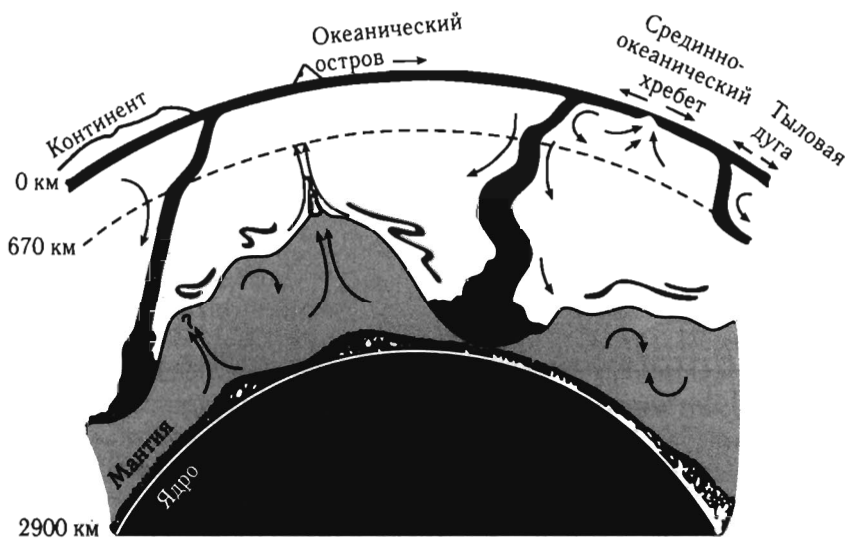


Рис. 27. Диаграмма глубинной мантийной динамики [66]

Видны сложные мантийные массопотоки. Остальные пояснения см. в тексте

ность которого меняется в пределах сотен километров. Над ним за­ле­гает слой повышенной плотности с резко разноуровневой верх­ней поверхностью. По мнению авторов модели, этот слой дефор­мирован устремленными вниз массопотоками. Таковых показано три. Один из них опускается из центральной области океана; два других (разноуровневых) — из зоны сочленения океан–континент. Между нисходящими потоками показан плюм, поднимающийся до глубины 670 км, т.е. до верхней мантии. Не очень ясно, связан ли с ним изображенный в океане вулканический остров. В правой части модели можно видеть верхнемантийный поток, венчающийся срединно-океаническим хребтом. Стрелками показаны направ­ления движения материала, а волнистыми полосками — его расте­кание. Как видно, движение глубинных масс представляется весьма сложным.

То же видно и на другой модели [96]. Она получила название blob model (рис. 28). Отмечая, что модель расслоенной конвекции в мантии находится в противоречии с геофизическими данными, авторы полагают, что в нижней мантии распространены крупные разрозненные массы примитивного вещества (blobs), имеющие расплывчатые границы. Они включены в низкоскоростную мантию, в

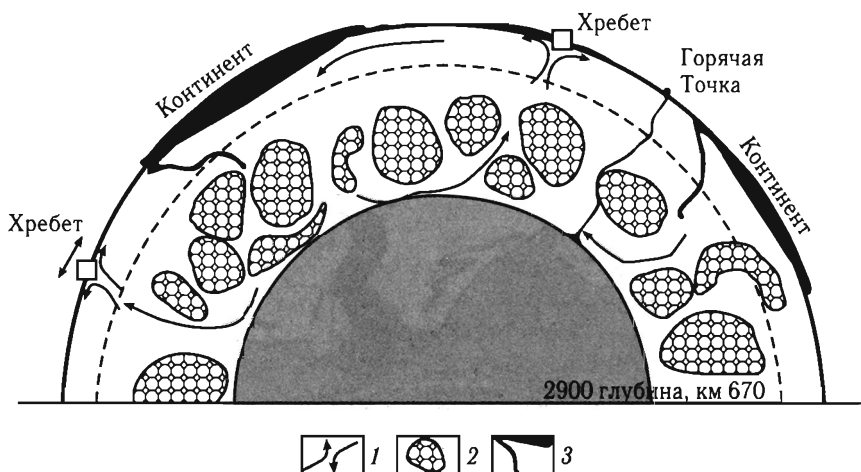


Рис. 28. Схема глубинной конвекции в мантии по [96]

1 — сложные конвективные движения; 2 — массы примитивного вещества (blobs), которые располагаются преимущественно в ядрах конвективных ячеек; 3 — утолщенные полосы, идущие в глубину от краев континентов, — пути проникновения слэббов

которой происходят сложные конвективные процессы, и располагаются в центре конвективных ячей.

В публикации высказывается идея, что поднимающиеся от ядра плюмы могут соприкоснуться с упомянутыми массами, что в конце концов приведет к гетерогенности изотопных источников базальтов океанических островов.

Для нас обе модели представляют интерес в том отношении, что они отходят от господствующих слишком упрощенных представлений о формах мантийной конвекции. Модели допускают сложное распределение конвективных потоков. То, что рисовка одно- или двухъярусных правильных конвективных ячеек в мантии противоречит картине глубинных неоднородностей, выявленных сейсмомографией, ясно уже давно. Отсюда и построение принципиально новой модели мантийных конвективных потоков, в основе которой лежат два момента: новая (шестигеосферная) модель строения мантии и методология нелинейной геодинамики [39, 41]. Впоследствии первичная схема была усложнена. Учитывая большую пестроту в распределении сейсмонеоднородностей, можно прийти к заключению о большой сложности строения и распространения мантийных конвективных систем, а также об их разномасштабности и контрастности проявления (см. рис. 23). Общий вывод таков, что это внутригеосферные самоорганизующиеся системы, индуцированные разноглубинными энергетическими импульсами.

Итак, глубинный материал находится отнюдь не в стабильном состоянии, а в движении. О вертикальной составляющей этого движения вряд ли необходимо специально говорить, поскольку представления о ней широко признаны. Обратимся к горизонтальной составляющей.

Изменчивость вязкостных свойств вещества геосфер по латерали, на что указывают сейсмонеоднородности, понимается нами как следствие субгоризонтального нагнетания масс в одних местах (высокоскоростные аномалии) и их оттока и разуплотнения — в других (низкоскоростные аномалии). И то, и другое легко увязывается с конвективными процессами. Но механизм нагнетания и оттока масс присущ, как известно, самым верхним геосферам, где он связывается с тектоническими движениями. Следствием является образование зон тектонического сгущивания, с одной стороны, и структур растяжения — с другой. Именно этот механизм лежит в основе тектоно-геодинамической концепции, получившей название «тектоническая расслоенность литосферы» [56]. Покровной тектонике придается при этом решающее значение.

Принципиально важную работу в этом смысле выполнил А.И. Суворов [55]. Для обширной территории Северной Евразии он проанализировал изменения мощностей различных слоев земной коры и подстилающей ее литосферы. А.И. Суворов показал, что раздувы мощностей разных слоев адекватны структурам тектонического скупивания, а уменьшенные — зонам оттока материала.

Для нас особенное значение имеют данные о перидотитовой литосфере, подстилающей земную кору. В ней выделяются две крупные зоны вздутия (увеличенных мощностей), длиной 4.5–5 тыс. км и шириной 2–2.5 тыс. км и примыкающие к ним депрессионные зоны несколько меньших размеров, где мощности существенно меньше. В первом случае мощности могут достигать многих десятков километров, а местами значительно превышать 100 км. Во втором случае они варьируют в интервале 30–65 км. Увеличенные мощности относятся к древним платформам и палеозоидам; уменьшенные — к Карпатам, Кавказу, Западной Сибири, тихоокеанским регионам. Такое распределение мощностей А.И. Суворов рассматривал как результат тектонического перемещения масс в геодинамических обстановках сжатие–растяжение, с образованием парагенеза: фронтальное поднятие — тыловая депрессия. Амплитуда горизонтального движения масс под Восточно-Европейской и Сибирской платформами, по А.И. Суворову, составляет не менее 2 тыс. км.

Приведенные выкладки весьма важны для нашей работы, поскольку в известной мере могут быть перенесены на глубокие мантийные геосферы. С целью более ясного представления о тектонике глубинных геосфер остановимся на физических параметрах внутренних областей земного шара, используя при этом графики А.Навротски [107] (рис. 29). Температурные изменения с глубиной происходят следующим образом: на уровне 410 км температура приближается к 2000К; на 670 км — 2200К; на границе мантия–ядро ~3000К; на границе внешнего и внутреннего ядра ~5300К; в центре Земли она достигает почти 6000°.

Что касается давления, то в интервале глубин 0–1250 км оно изменяется в пределах 0–50 ГПа; далее до границы мантия–ядро давление возрастает ~ до 140 ГПа; на границе внешнее ядро — внутреннее ядро (5200 км) достигает 325 ГПа; на глубине ~5500 км — 350 ГПа, продолжая расти к центру Земли. Таким образом, нижняя граница допускаемых нами глубинных тектонических процессов лежит в пределах 3000К и 140 ГПа. На нижней границе верхней мантии (670 км) температура лишь в 1.4 раза ниже, хотя давление

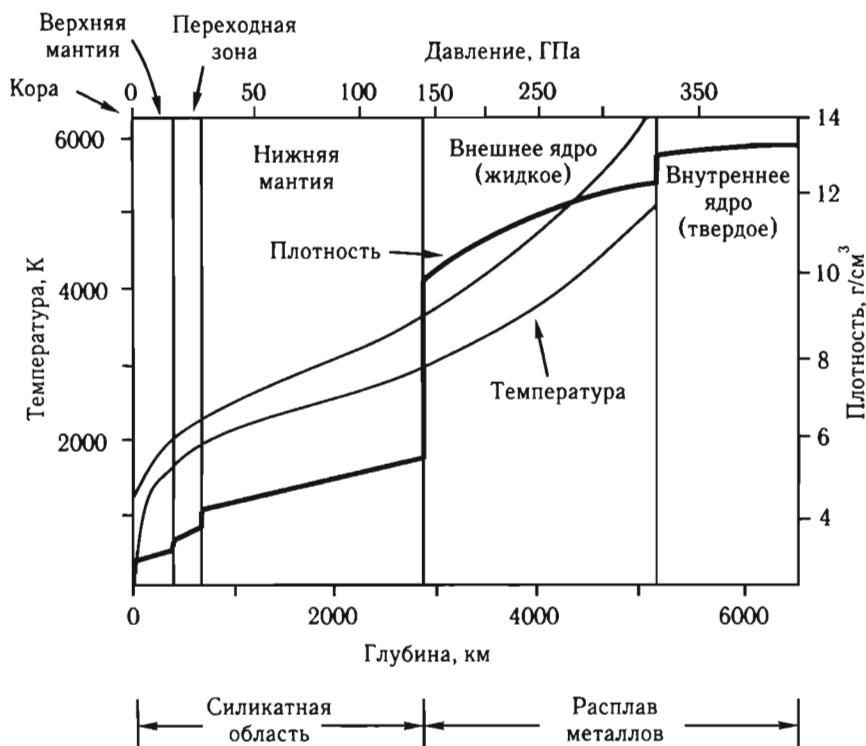


Рис. 29. Графики давления, температуры и плотности в земном шаре [107]

меньше в 4.5 раза. Но как бы то ни было, приведенные данные не служат ограничениями для существования тектонических движений в глубинах мантии. О том же свидетельствует и кривая плотности, показанная на приведенном рисунке.

Латеральное нагнетание масс, о котором в нашем случае идет речь, предполагает, насколько сейчас можно судить, движение по тектоническим срывам (надвигам, сдвигам), а также в виде тектонического течения. Это последнее понятие используется весьма широко и поэтому необходимо уточнить смысл, придаваемый ему в данной работе.

Тектонические движения вообще фиксируются по структурным формам, которые ими создаются. Масштабы и характер их проявления весьма различны (движение континентов, сводообразова-

ние, покровная тектоника, многообразие складчатых и разрывных деформаций и пр.).

Мантийные геосферы, как теперь можно утверждать, геодинамически представляют собой открытые неравновесные системы, в пределах которых под воздействием спонтанных энергетических факторов могут возникать закритические состояния, круто меняющие ход конвективных процессов и тектонических преобразований. При этом могут возникать значительные зоны проскальзывания масс, более или менее разогретые и в соответствующих условиях становящиеся даже источниками автономных энергетических импульсов, влекущих новообразования конвективных ячеек и перестройку внутригеосферных тектонических соотношений.

Здесь мы подходим к главному выводу проведенного анализа, который состоит в следующем. Тектоносферой является вся область земного шара, в пределах которой происходят тектонические движения, фиксируемые тектоническими деформациями. Такими процессами охвачены все геосферы коры и мантии Земли, в связи с чем понятие «тектоносфера» охватывает всю область планеты, лежащую выше ее ядра. Жидкое внешнее ядро не может к ней относиться по определению.

Глава 6

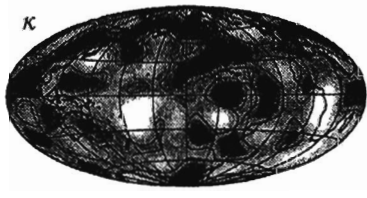
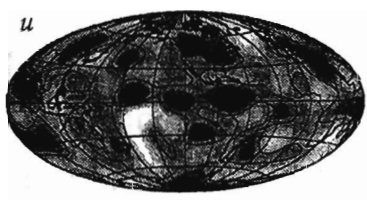
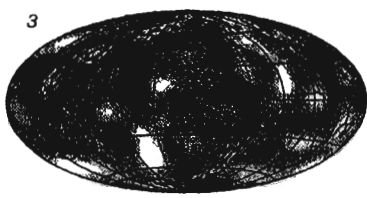
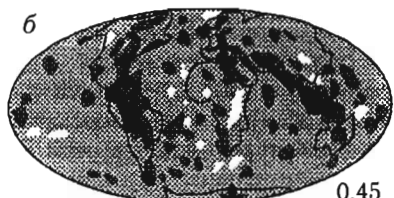
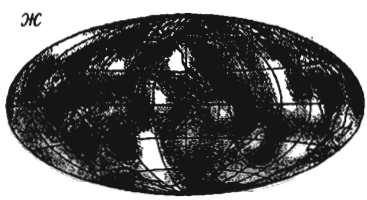
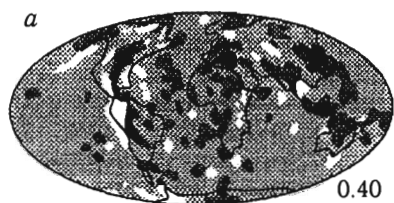
Тектоносфера Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов Земли на больших глубинах

Выше показано, что тектоносфера охватывает всю мантию Земли, а не только ее верхнюю часть, как считается во многих публикациях.

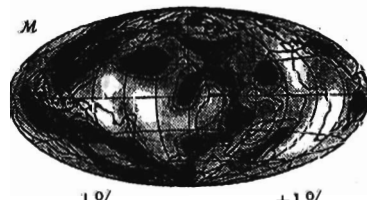
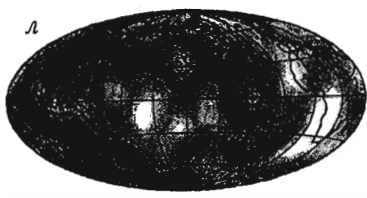
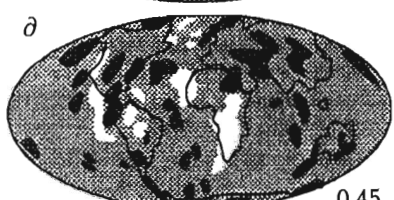
Однако тектоно-геодинамические процессы в разных областях планеты протекают весьма различно. Особенно ясно это видно на примере обособления глубоко различных по структуре Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов Земли. Эта проблема имеет глобальное значение. Ее разработка и составляет содержание данной главы. Базовой основой при этом будут служить сейсмотомографические карты, составленные для разных глубин Земли. Перейдем к их анализу, сконцентрировав внимание на картах для больших глубин, что представляет особенный интерес (рис. 30).

Глубинные сейсмонеоднородности сегментов

Сейсмотомографические карты для Тихоокеанского сегмента заимствованы из работы [131], для Индо-Атлантического — из работы [86]. Уровни не совпадают, но сравнить их можно, так как расхождения не слишком велики. Рубрикация геосфер дается в со-



-1% +1%



-1.5% +1.5%

1 2 3 4

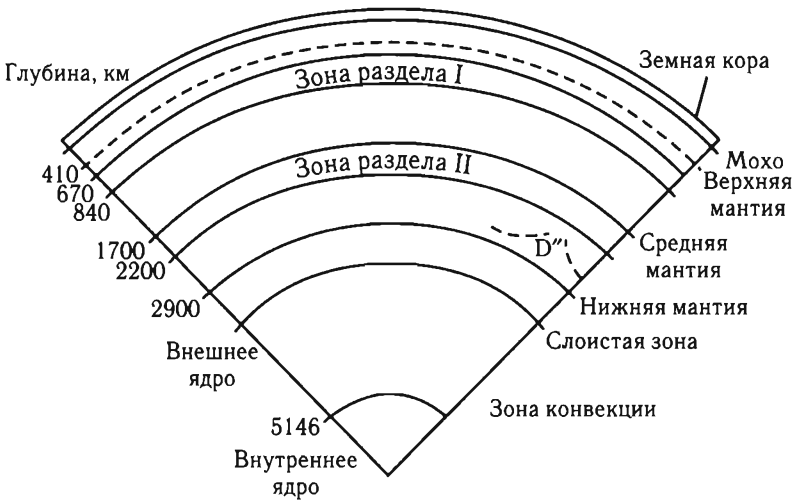


Рис. 31. Геосферы мантии Земли (в ядре — по [100])

ответствии с моделью глубинного строения Земли, предложенной авторами данной монографии (рис. 31).

Промежуточный интервал между зоной раздела I и средней мантией

Тихоокеанский сегмент. Уровень 900 км. При просмотре карт этого сегмента можно увидеть, что данный уровень отличается наи-

←

Рис. 30. Сопоставление карт глубинных сейсмонеоднородностей Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов Земли (*S*-волны)

Слева — Индо-Атлантический сегмент, по [86], несколько схематизировано: *a-e* — глубинные уровни, км: *a* — 800, *b* — 1050, *в* — 1350, *г* — 1800, *д* — 2300, *e* — 2750. *1-4* — ареалы сейсмоаномалий: *1* — низкоскоростные, *2* — средних значений, *3* — высокоскоростные, *4* — наиболее высокоскоростные. Цифры справа — максимальные отклонения от средних аномалий, %.

Справа — Тихоокеанский сегмент, по [131]: *ж-м* — глубинные уровни, км: *ж* — 900, *з* — 1150, *и* — 1450, *к* — 1750, *л* — 2350, *м* — 2600. Цифры на масштабных линейках относятся ко всем картам, расположенным над ними. Проценты характеризуют отклонения от средних значений сейсмоаномалий

более расчлененной сейсмоструктурой. Область Пацифики характеризуется пестрым распределением низкоскоростных и высокоскоростных аномальных ареалов. Преобладают низкоскоростные. Высокоскоростные ареалы образуют субмеридиональную полосу почти посередине океана. С запада к нему причленяется широтная полоса также относительно высокоскоростных аномалий, разделяющая два низкоскоростных ареала: северный и экваториальный. В южной половине по понижению скоростей прослеживается вытянутый в северо-восточном направлении контур, в общем укладывающийся в полосу современного Восточно-Тихоокеанского поднятия. С северо-запада он ограничен центральным максимумом. По периферии океана прослеживается мощное кольцо высокоскоростных максимумов. По площади большинство из них можно сравнить с Австралийским материком (7.3 тыс. км²). Общее число максимумов — 13. Ареалы низкоскоростных аномалий по площади в 1.5–2 раза больше. Наиболее пестрая картина распространения аномалий является основной характерной чертой зоны раздела I.

Индо-Атлантический сегмент. Уровень 800 км. Для данного уровня характерна наибольшая пестрота в распределении сейсмоаномалий в пределах Индо-Атлантического сегмента. На основном фоне средних значений видно большое число незначительных относительно высокоскоростных ареалов. Вдоль западной окраины Африки наблюдается полоса сгущения последних, уходящая в Северную Атлантику. Сгущения отмечаются также по простирающую Евразийского орогенного пояса. Наиболее значительные аномалии фиксируются в европейском и американском обрамлении Северной Атлантики. Ареалы контрастных низкоскоростных аномалий по площади также невелики, а количество их уступает высокоскоростным. Обращает внимание узкая низкоскоростная полоса, протягивающаяся в Африке к югу от экватора.

Если сопоставлять приведенные данные по Индо-Атлантическому и Тихоокеанскому сегментам, то можно отметить следующее. В обоих случаях фиксируется наиболее сложная картина в распределении аномалий по сравнению с другими уровнями. Тихоокеанскому сегменту свойственны более крупные ареалы неоднородностей. Между глубинными неоднородностями и главнейшими тектоническими образованиями земной коры имеется известная корреляция (Тихий океан, его обрамления, Евразийский пояс, восточная окраина Атлантики и некоторые другие). Но имеются и случаи явного несоответствия между ними (срединная часть Тихого океана,

Срединно-Атлантический и Индоокеанский срединговые хребты и некоторые другие области). Наблюдаемая в Индо-Атлантическом сегменте ситуация хорошо соответствует критериям, положенным в основу обособления зоны раздела I.

Средняя мантия

Здесь возможно сопоставление по двум глубинным уровням.

1а. Тихоокеанский сегмент. Уровень 1150 км. Картина распространения сейсмонеоднородностей на данном уровне значительно более простая, чем на уровне «900». Ареалы наиболее высокоскоростных аномалий по площади здесь примерно вдвое большие, чем на предыдущем, но число их меньше. Они располагаются в Меланезии, в экваториальной части Центральной Пацифики и в Карибском регионе. Небольшие и редкие контуры вырисовываются в пределах Тихоокеанского кольца. Низкоскоростной ареал, обладающий амебообразной формой, отчетливо выявляет область Тихого океана. Восточно-Тихоокеанское поднятие намечается зоной относительно пониженных значений скоростей. Имеется полное основание выявить сейсмическую ситуацию отнести к более глубокой геосфере, представляющей среднюю мантию.

1б. Индо-Атлантический сегмент. Уровень 1050 км. По сравнению с уровнем «800» картина распределения сейсмоареалов здесь значительно упрощена. В Атлантике и на западе Индийского океана обособляются отдельные бессистемно расположенные небольшие пятна повышенных скоростных значений. Их сгущения образуют три пояса: Аппалачско-Южноамериканский, Западно-Европейский и Евразийский. Низкоскоростные ареалы имеют также сравнительно небольшие размеры. Наиболее отчетливо они выражены в Африке и на ее периферии. Привлекает особое внимание африканская узкая линейная аномалия; она проявлена значительно ярче, чем на уровне «800». Необходимо отметить также небольшую по размерам аномалию в приматериковой полосе Северо-Западной Африки. Далее можно будет видеть, что обе указанные аномалии с глубиной становятся все более обширными. В пределах других районов Атлантического и Индийского океанов низкоскоростные аномалии, вероятно, также существуют, но их отклонения от среднего фона не столь значимы.

Особенности сейсмических неоднородностей на рассматриваемом уровне вполне соответствуют сейсмоструктуре средней мантии.

2а. Тихоокеанский сегмент. Уровень 1450 км. Распространенность, размеры и степень контрастности наиболее высокоскоростных ареалов здесь несколько меньшие, чем на уровне «1150», но принципиально ситуация во многом сходна. Карибский максимум вдоль экватора соединен с западнотихоокеанским; меланезийский выражен, но менее интенсивной аномалией; в Западно-Тихоокеанском поясе наблюдаются некоторые пертурбации в распределении аномалий. Экваториальный пояс разделяет Тихий океан на северную и южную области пониженных скоростей. Восточно-Тихоокеанское поднятие не выражено.

В целом, ситуация, достаточно характерная для средней мантии.

2б. Индо-Атлантический сегмент. Уровень 1350 км. Все то, что было отмечено в отношении уровня «1050», характерно и для данного уровня. Однако здесь четче определены и увеличены в размерах африканский и примыкающий к Северо-Западной Африке низкоскоростные ареалы. Проявлен минимум, расположенный в океане к югу от Африки. Площадь всех этих минимумов относительно невелика.

В целом, картина, типичная для средней мантии.

3а. Тихоокеанский сегмент. Уровень 1750 км. На данном уровне ситуация в отношении распределения сейсмоаномалий частично сходна с уровнем «1450», но имеются и особенности. Экваториальный пояс высокоскоростных аномалий выражен сравнительно слабо, он играет роль порога между Северной и Южной Пацификой, где фиксируются низкоскоростные ареалы. На востоке сегмента отмечается сгущение высокоскоростных аномалий, занимающих довольно значительные площади. На западе картина мало отличается от уровня «1450». Область Восточно-Тихоокеанского поднятия неопределенна.

Данный уровень приблизительно отвечает рубежу между средней мантией и зоной раздела II.

3б. Индо-Атлантический сегмент. Уровень 1800 км. Сейсмическая картина здесь характеризуется прежде всего существенно расширенными обоими низкоскоростными ареалами: южноафриканским и западноафриканским. Первый из них непосредственно продолжается в океан. Высокоскоростные аномалии в пределах Евразии, Северной Америки и Атлантики выявляют более сложную картину, чем на уровне «1350». В Южной Америке, наоборот, ситуация более простая.

Нижняя мантия

1а. Тихоокеанский сегмент. Уровень 2350 км. Четко очерчена Тихоокеанская область, расположенная главным образом южнее экватора. Но в пределах Северной Пацифики и на востоке сегмента видны большие площади относительно высокоскоростных ареалов. Размеры тихоокеанской низкоскоростной области 1500×6000 км. В целом картина контрастная, отличающаяся крупными чертами.

1б. Индо-Атлантический сегмент. Уровень 2300 км. Данный уровень близко расположен к низам зоны раздела II. Он характеризуется большой пятнистостью в смысле расположения относительно высокоскоростных аномалий. Это относится как к Атлантическому океану, так и к обоим американским континентам. В Евразии фиксируется несколько обособленных ступеней, приуроченных главным образом к южной половине. Южноафриканский и западноафриканский ареалы более обширны и выразительны, чем на уровне «1800».

2а. Тихоокеанский сегмент. Уровень 2600 км. Низкоскоростная тихоокеанская область по площади велика, имеет несколько иную конфигурацию, чем на уровне «2350». Она кольцом окружена высокоскоростными ареалами. Сейсмический «рельеф» контрастный; его элементы разномасштабны, по-разному ориентированы и неодинаковы по форме. Наиболее высокоскоростные ареалы сочетаются с несколько пониженными, в целом образуя обширные поля.

2б. Индо-Атлантический сегмент. Уровень 2750 км. В центре карты крупный низкоскоростной ареал, занимающий южную половину Атлантики, значительную часть Африки и запад Индийского океана. Его размеры $\sim 6500 \times 6000$ км. Очертания неправильные, извилистые. В других районах Атлантики, в Евразии и в Индийском океане в виде пятен и продольных контуров распространены многочисленные высокоскоростные ареалы разной интенсивности, которые в пределах Евразийского пояса, Северной Евразии и Атлантики образуют значительные скопления.

Общие замечания

Сравнение сейсмотомографических карт Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов позволяет констатировать очень большое различие в их глубинном строении. В обоих сегментах

обособляются крупные низкоскоростные неоднородности — тихоокеанская и африканская, но их масштабы и черты развития совершенно разные. Наиболее низкоскоростные ареалы фиксируются в нижней мантии, при этом тихоокеанская неоднородность превышает по площади африканскую примерно в 2.5 раза. По мере перехода к менее глубоким геосферам африканская низкоскоростная неоднородность редуцируется, так что на уровне 800 км она едва заметна. Тихоокеанская неоднородность с уменьшением глубины приобретает расчлененную, видоизменяющуюся от уровня к уровню структуру, но имидж океана как крупного целостного образования при этом не исчезает. Более того, карты для верхней мантии показывают [131, 133 и др.], что тихоокеанские низкоскоростные ареалы здесь даже увеличиваются в размерах, так что практически соответствуют площади современной Пацифики. Наиболее устойчиво во времени ведет себя низкоскоростной ареал Южной Пацифики.

Отличие состоит также в том, что спрединговое Восточно-Тихоокеанское поднятие прослеживается до глубин свыше 1000 км, тогда как Срединные Атлантический и Индоокеанский хребты на уровне «800» и, тем более, глубже не проявлены вовсе.

Что касается окраин океанов, то в глубинном строении Тихоокеанского сегмента они прослеживаются на всех уровнях; аномалии здесь образуют Циркум-Тихоокеанский пояс. Окраины Атлантического и Индийского океанов не фиксируются аномалиями, за исключением Северной Атлантики и отчасти Западной Африки, где аномальные полосы обособляются до самых больших глубин.

Совместное рассмотрение данных об океанах и их обрамлении позволяет заключить, что крупнейшая низкоскоростная неоднородность Тихоокеанского сегмента (суперплюм) может иметь очень древнее заложение, влияя на процесс саморазвития симатической тектоносферы. Африканская неоднородность, угасающая на уровне «800», должна восприниматься, на наш взгляд, как молодое новообразование — плюм, не вышедший еще за пределы средней мантии. В то же время, многие авторы указывают, что в южной части Индо-Атлантического сегмента в настоящее время существует мощный плюм, влияющий на тектоно-магматические процессы в земной коре. Здесь можно сказать лишь то, что этот плюм генерирован на более высоком мантийном уровне.

Таким образом, приведенные эмпирические данные о плюмах дополнительно подтверждают идею, высказанную еще в 1989 г.

[48], о разноуровненности тепломассопотоков, поднимающихся от границы ядро–мантия. Помимо того, они позволяют в совершенно конкретном виде увидеть историчность явления и его многообразие в смысле формы и характера проявления.

От унифицированного понимания плюмов следует перейти к дифференцированному.

Не менее резкое различие между сегментами существует в размерах, распределении и интенсивности проявления локальных аномальных ареалов. В Тихоокеанском сегменте ареалы крупнее и распределение их в общем подчинено двум главным структурным образованиям: Тихому океану и Тихоокеанскому тектоническому поясу. Взаимоотношения между ареалами на всех срезах контрастные. Для Индо-Атлантического сегмента характерны сравнительно мелкопятнистые ареалы, разбросанные по площади и в некоторых областях малоконтрастные (например, в Индийском океане). Правда, на всех картах видна полоса сгруппированных высокоскоростных аномалий, отвечающая Евразийскому орогенному поясу. Кроме того, как уже упоминалось, аномальные максимумы образуют узкие полосы по окраинам Северной Атлантики.

Столь существенное различие сегментов в глубинном строении отлично коррелируется с особенностями их тектоники, что весьма углубляет учение о тектонической асимметрии Земли. Наряду с этим, данный факт ясно указывает на распространение тектонических процессов в пределы всех мантийных геосфер, практически до зоны раздела ядро–мантия. Немыслимо отрицать тектоническую природу сегментов, а, следовательно, такую же природу имеют и соответствующие им глубинные сейсмонеоднородности. Тем самым тектоносфера охватывает как земную кору, так и всю мантию.

Далее необходимо отметить, что различие в глубинном строении сегментов, сколько бы значительным оно не было, не нарушает нашей схемы глубинного строения Земли. В данной главе рассмотрен интервал глубин от 800 до 2750 км. Особенности аномалий на разных уровнях фактически соответствуют рубежу зоны раздела I и средней мантии, собственно средней мантии, зоне раздела II и нижней мантии. Тем самым анализировавшиеся карты дополнительно аргументируют предложенное обособление глубинных геосфер, во всяком случае, ему не противоречат.

Важный момент — насколько глубоко в мантию прослеживаются крупнейшие тектонические сооружения земной коры. Если касаться Мировой рифтовой системы, то в указанном выше интер-

вале глубин прослеживается лишь Восточно-Тихоокеанское поднятие, в той или иной форме фиксирующееся до середины средней мантии. По данным статьи [51], однако, эта глубина достигает 1700 км, т.е. нижней границы средней мантии. Центральная область Тихоокеанской впадины прослеживается практически до ядра. На очень большие глубины уходит и Циркум-Тихоокеанский пояс. В Индо-Атлантическом сегменте через весь глубинный интервал прослеживается только Евразийский тектонический пояс. Аппалачский пояс редуцируется на глубинах 2300 км. Андийский пояс исчезает на уровне 1800 км.

Из сказанного ясно видно, что тектоническое структурообразование планетарного значения происходит на самых различных уровнях глубокой мантии.

Карты обоих сегментов иллюстрируют более или менее значительную изменчивость сейсмической ситуации между смежными уровнями. Высокоскоростные ареалы могут меняться местами с низкоскоростными. Модельные построения, сделанные в предыдущих работах [41, 50 и др.], привели к выводу, что высокоскоростные аномалии, отражающие ареалы высокой вязкости, являются следствием латерального тектонического сгущивания глубинных масс, происходящего в геодинамической обстановке сжатия. Таким образом, процессы тектонического сгущивания происходят в объеме всей земной мантии. Механизм сгущивания — тектоническое течение и тектонические перемещения масс по латеральным (сублатеральным) срывам.

Общее заключение таково, что мантия обоих сегментов тектонически активна, хотя каждый из них имеет свою тектоническую и геодинамическую специфику. Историко-тектоническое развитие сегментов на глубинах — особая тема, получившая уже основательное освещение в публикации [51]. Но в этой области необходимо сделать больше. Путь к этому лежит через распространение понятия «тектоносфера» на всю мантию [46], а в смысле методического подхода — через ориентацию на нелинейную геодинамику.

Глава 7

Историко-геологические построения

Проблему эволюции мантийных геосфер авторы рассматривают с того времени, когда определилась современная система мантия–ядро. К этому побудило то обстоятельство, что благодаря глубинной сейсмотомографии мантию Земли оказалось возможным расчленить на несколько оболочек, отличающихся особенностями строения [42, 44]. Тем самым мантия определилась как совокупность зонально расположенных обособленных геологических тел, изучение геологической истории которых представляет исключительный научный интерес.

Относительно времени образования системы мантия–ядро в ее современном виде не существует однозначного суждения. Самый молодой возраст оценивается в 2.6 млрд лет (рубеж архея и протерозоя) [53]. Но и в этом случае необходимо сделать вывод о большой длительности процесса эволюции мантийных геосфер. Априори можно принять, что в этом процессе происходили изменения как строения, так и вещественного состава мантийных масс. Имеющиеся разработки дают основание полагать, что строение мантийных геосфер и структурная зональность мантии определяются глубинной энергетикой. Она индуцирует тепломассопотоки в мантии и, как следствие, тектонические движения в ней, меняющие структуру геосфер. Что касается вещественного состава, то на его дифференциацию наряду с физическими свойствами материала оказывают столь же важное влияние термобарические условия. Соответственно созидание современных мантийных геосфер (структурно-вещественной неоднородности мантии) следует рассматри-

вать как сложный, непрерывно-прерывистый процесс, занявший большое время в геологической истории планеты. Задачу приоткрыть завесу в этой проблеме и поставили перед собой авторы. Ориентация на проведение исследований в данном направлении дана в публикации [44].

Структура мантии

Напомним очень кратко схему деления мантии на геосферы, предлагаемую авторами.

Традиционно мантия Земли подразделяется на верхнюю и нижнюю и разделяющую их переходную зону, находящуюся между глубинными сейсмическими границами 410 и 670 км. Соответственно из ее общей мощности на нижнюю мантию приходится 2200 км. Но еще в 1995 г. одним из авторов структура мантии была представлена в существенно более дробном делении [44]. Появившиеся к тому времени глобальные сейсмотомографические карты для разных глубинных срезов позволили обособить в мантии шесть геосфер. Соответствующая схема воспроизведена на рис. 15. В дальнейшем эта схема с некоторыми уточнениями публиковалась в ряде работ, из которых наиболее обстоятельной является статья 1999 г. [50]. В ней дается корреляция выделенных геосфер с уровнями минеральных преобразований в мантии, выявившая их большое совпадение. Наблюдающиеся некоторые отклонения навели на мысль о возможном выделении внутригеосферных подразделений, подобно обособлению локальных сейсмических границ. Один из более поздних вариантов схемы лежит в основе данной главы (см. рис. 26, 31).

Главную особенность схемы составляет обособление средней мантии и зон раздела между нею и верхней и нижней мантиями. Верхняя мантия распространена до рубежа 670 км, при этом по уровню «410» делится на верхнюю и нижнюю части (геосферы). Мощность средней мантии определена в 900 км, а нижней — 600 км, т.е. уменьшена по сравнению с традиционной в 4.4 раза. Значительную часть последней составляет перекрывающий ядро Земли слой D”.

Ранее, из-за слишком обобщенного представления о структуре мантии, фактически не стоял вопрос о геологической истории ее оболочек. Выполненное дробное расчленение выдвигает такую

проблему и создает возможности для ее разработки. Начать следует с термобарических данных.

Давления и температуры в глубинах Земли¹

В работе [100] приведены данные о *давлениях* на разных глубинах Земли. Они таковы.

Глубины, км	Давления, ГПа
10–50	1.5–2.5
400	15
660	25
2900	130
5200	300

Если взять область мантии в целом, то получается, что давление на 1 ГПа возрастает в среднем через 24 км. Отправным моментом в соответствующих расчетах послужили экспериментальные данные об условиях минеральных преобразований на глубинах.

В работе [53] к определению мантийных давлений авторы подошли от плотностных неоднородностей, определяемых, в свою очередь, данными глубинной сейсмоики. В конечном счете примененная методика привела к довольно дробной характеристике давлений на разных глубинах, сведенных в виде таблицы (см. табл. 1).

Рассмотрение таблицы показывает, что до уровня 430 км увеличение давления в мантии составляет 1 кбар на 3.5–3.3 км. В более глубоких частях, до уровня 2600 км, давление нарастает быстрее: 1 кбар на 2.0–2.2 км. В слое D'' в интервале 2600–2886 км увеличение давления на 1 кбар происходит через 1.7 км, а на глубине 3000 км (жидкое ядро) — через 1.1 км

Из сопоставления данных, приведенных в обеих цитированных работах, видно, что между ними имеются расхождения, но не столь значительные. В общем, близкие результаты получены и авторами книги [12].

Однако в каждом случае это усредненные значения. Но если принять, что в мантийных геосферах существует тектоническое

¹ Некоторые данные об этом приводились в главе 5. Здесь они излагаются подробнее.

течение, а именно: неравномерное движение масс по латерали с образованием локальных зон нагнетания и растяжения, а для этого есть много оснований, то давление от места к месту должно меняться. В открытой, в большей или меньшей степени неравновесной системе, где происходит обмен веществом и энергией, давление по определению не может быть устойчивым и постоянным. Но именно такими системами являются мантийные геосферы.

В этой связи представляют интерес данные об изменении плотности мантийного материала по радиусу Земли. Они отображены на графике (рис. 32). До глубины 800 км происходит ступенчатое увеличение значений плотности. Скачки приурочены к границе Мохо и уровням 200, 410, 670 км, но также и 840 км [53]. Отметим, что уровень «840» соответствует верхней границе средней мантии (в нашем понимании). В ходе геологической истории плотность, как и другие физические характеристики (давление, температура), эволюционировала. В книге [53] приведены кривые изменения плотностей для первичной (недифференцированной) и современной Земли (см. рис. 32).

Возвращаясь к таблице современных давлений, необходимо отметить, что некоторые отклонения даже в усредненных цифрах на разных уровнях глубины все же имеются, причем строгой линейности в этом не усматривается.

Если провести сопоставления изменения величин давления с выделенными нами основными подразделениями мантии, то вы-

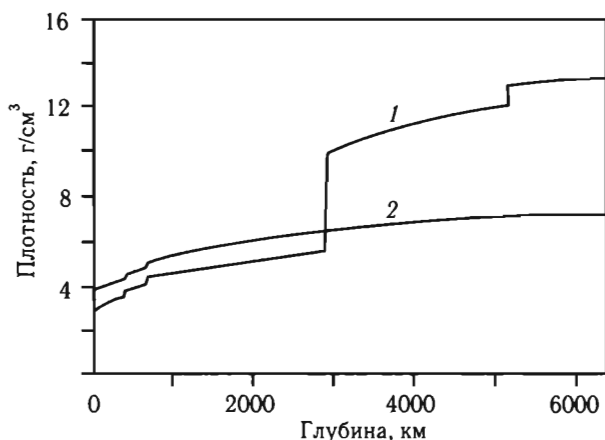


Рис. 32. Распределение плотности в современной (1) и первичной Земле (2), по [53]

ясняется следующее. Для интервала, отвечающего верхней части верхней мантии (200–430 км), увеличение давления на 1 км составляет 0.31 кбар, для нижней ее части — 0.44, для зоны раздела I — 0.45, в средней мантии давление увеличивается от 0.46 до 0.49, в зоне раздела II — 0.50–0.52, в нижней мантии — увеличение до 0.55, а в слое D'' — 0.59. Ядро Земли отличается значительным ростом давления — 1.04 кбар на 1 км. Таким образом, каждая геосфера имеет собственные характеристики P .

Похожая ситуация выявляется и в отношении распределения температур в области мантии. Данные о них приведены в уже цитированной книге [53] и сведены в табл. 2.

Из таблицы следует, что в пределах первых 200 км температура нарастает быстро, в среднем 7.4 К на 1 км. Но далее лишь в интервале 430–600 км ее среднее значение составляет 1.1 К на 1 км, а на остальных глубинах оно < 1 К. Вариации в значениях таковы: в зоне раздела I оно минимальное — 0.27 К, в средней мантии и в зоне раздела II — 0.5–0.45 К, в нижней мантии — 0.48 К. В слое D'', согласно таблице, значение оказывается 0.42, что понять трудно, тем более, что в следующем интервале глубин (2886–3000 км) рост температуры на 1 км составляет 1.58 К. Если рассматривать мантию в целом, то порядок изменения температур с глубиной виден определенно.

Здесь мы снова отмечаем, что имеем дело с усредненными значениями. Внутригеосферные тектонические процессы в обстановке мощных сил трения могут вызывать существенные локальные отклонения и даже критическое состояние систем. Температурную картину осложняют также сквозьмантийные плюмы, являющиеся проводниками тепловой энергии ядра.

На рис. 25 показана кривая изменения температур по радиусу Земли. Однако позднее появились данные о других значениях данного параметра, относящихся к ядру Земли. На основе новых представлений о составе примесей (O, S, Si) и плотностях в ядре, температура на границе внешнего и внутреннего ядра должна быть значительно выше ранее рассчитанной и составлять 5600К [62].

Палеотемпературы

Тепловая эволюция в истории Земли рассматривается в работе [87]. В ней имеется модельное построение для двухслой-



Рис. 33. Температурные изменения в двухслойной модели Земли, по: [87], упрощено

Характер температурных колебаний основан на незначительном переносе тепла между верхней и нижней мантией*. В раскаленной Земле на ранней стадии тепло переносилось в нижнюю мантию быстрее, чем оно сокращалось в верхней мантии, приводя к конвективным периодическим изменениям, в которых уровни подъема температуры нижней мантии пересекают линию безводного перидотитового солидуса и сопровождаются широкомасштабным плавлением на глубине ≥ 150 км. Этим обеспечиваются механизм накопления субконтинентальной литосферной мантии архейского типа и его прекращение в постархейское время, связанное с последовавшим охлаждением Земли

ной мантии. На приведенном в работе графике (рис. 33) видно охлаждение верхней мантии и всей мантии за всю геологическую историю. В начале дифференциации температура должна была быть $\sim 1670^\circ\text{C}$. 900 млн лет назад она понизилась до $\sim 1300^\circ\text{C}$. Кривая, относящаяся к верхней мантии, характеризуется девятью пиками, самые значительные из которых приписаны архею и раннему протерозою. Их амплитуда достигает в указанные периоды времени 350°C . В неогее кривая также неровная, но амплитуда «зубчатости» мелкая, притом постепенно снижающаяся. Уровень 1600–1700 км выступает, таким образом, как исключительно важный геодинамический рубеж в геологической истории Земли. Пояснение характера кривой имеется в подрисовочной подписи. Но, кроме того, по нашему мнению, ее

* В традиционном понимании.

особенности можно связать с неравномерностью переноса тепла из ядра Земли в мантию. Следует, однако, заметить, что моделирование тепловой эволюции в истории планеты — исключительно сложная задача. При других подходах могут быть получены и иные решения.

В связи с этим, приведем некоторые данные, заимствованные из работы, посвященной дифференциации вещества на начальном этапе образования Земли [1]. Эти данные, полученные разными авторами, на которые в цитированной работе имеются ссылки, основываются на изучении вещества метеоритов. Так, углистые хондриты после образования претерпели агломерацию и частичное плавление в условиях $1800 \pm 50 \text{K}^2$. Кристаллизация вещества эвкритовых метеоритов происходила при температуре $1600\text{--}1550 \text{K}$. Температура плавления вещества железных метеоритов более высокая. Плавление «железоникелевого сплава этих метеоритов с учетом небольших добавок FeS составляет около 1720K » (с. 804). Все приведенные цифры в общем сопоставимы. В значительной степени они могут соответствовать времени дифференциации, вероятно, не столь незначительному (в геологическом смысле), как иногда указывается.

Историко-геологические аспекты

Рассмотрение геологической истории мантийных геосфер следует начать с *этапа дифференциации мантии*. В работе [88] на основе данных по Sm-Nd изотопии супракристалльных пород из района Исуа (Западная Гренландия) авторы приходят к заключению о начале дифференциации $4.44\text{--}4.54$ млрд лет назад. На этом этапе произошло обогащение первичной поверхностной оболочки Земли легкими редкоземельными элементами.

В другой работе [71], выполненной с той же целью, изучалось отношение $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ из метаморфизованных габбро и базальтов того же района. Результаты получились сходные, что в конечном итоге позволило сделать вывод о дифференциации мантии Земли через 150 млн лет после аккреции. По мнению авторов цитируемой работы, дифференциация была связана с кристаллизацией

² В этом случае и ниже минеральный состав и фазовые системы в цитируемой работе приводятся.

так называемого «магматического океана»³. При этом в статье уже для этого времени говорится о нижней мантии, верхней мантии и земной коре. Необходимо отметить, что указанные выше цифры хорошо коррелируют с цифрами, приведенными в более ранней работе [2].

Далее обратимся к эволюции *магматизма* на Земле.

Предварительно заметим, что магматизм — это прямое указание на состояние и процессы в верхних оболочках планеты. В то же время он также является косвенным фактором, проливающим свет на особенности состояния и процессов глубоких геосфер.

Проблеме эволюции и стадийности в развитии магматизма Земли посвящено немало работ. В развернутом виде она рассмотрена в статьях [3, 4], где выделяются и характеризуются четыре стадии в эволюции земного магматизма: лунная, нуклеарная, кратонная и континентально-океаническая.

Пород *л у н н о й* *с т а д и* на Земле не обнаружено, и судить о них можно главным образом по аналогии с лунными породами, наиболее древний возраст которых 4.5 млрд лет. Если эта аналогия справедлива, то рубеж 3.8–3.9 млрд лет представляется как один из крупнейших в истории магматизма. Земля на этой стадии должна была испытывать разогрев, вызванный процессами внутри ядра, воздействием импактных факторов и другими процессами, и соответственно геотермический градиент был особенно высоким. Сформировалась первичная кора базитового типа, возможно с ультрабазитами и анортозитами. Авторы допускают, что уже на этой стадии могло происходить деплетирование мантии.

Н у к л е а р н а я *с т а д и я* охватывает отрезок времени: 3.9–2.5 (возможно, до 2.2) млрд лет, т.е. архейскую эру. Для этого времени характерно развитие зеленокаменных поясов, гранито-гнейсовых куполов, высокометаморфизованных пород (гранулиты) и мигматитов. С рубежом 2.5 млрд лет (граница архея и протерозоя) связаны, как пишут авторы, конец эры высокой тектоно-магматической активности, массового формирования перидотитовых коматиитов и связанных с ними базитов, начало образования на Земле ще-

³ Существование «магматического океана» нам представляется весьма проблематичным. Имеются большие основания, чтобы принцип вещественно-структурной неоднородности распространить на все этапы развития планеты. Один из авторов уже касался этой проблемы ранее [49].

лочных пород⁴, завершение развития зеленокаменных поясов. Тем самым определяется большая историко-геологическая значимость данного рубежа.

Вслед за ним наступил длительный период как бы «геодинамической разрядки», ознаменовавшийся мощным развитием кислого корового магматизма, составляющего характерную черту к р а т о н н о й с т а д и и магматизма, охватывающей время 2.5–1.5 млрд лет⁵. На этой стадии появились суперконтиненты, обладающие литосферой, близкой к современной. Кора обогащается калием и другими компонентами зрелой континентальной коры. Отмечается близость ее состава к современной коре. В тектоническом аспекте это было время становления древних платформ.

Рубеж 1.5 (1.6–?) млрд лет, подобно предыдущему, рассматривается как важнейшая веха в эволюции магматизма. Это относится как к плутоническому, так и вулканическому магматизму. В работе [4] на этот счет говорится следующее: «Важнейшим признаком магматизма к о н т и н е н т а л ь н о - о к е а н и ч е с к о й с т а д и и считается крайняя степень его разнообразия, чего не отмечалось в более ранних стадиях» (с. 61). Данной стадии присущи три главных типа магматизма: толеитовые базальты срединно-океанических хребтов, базальт-андезит-риолитовые ассоциации островных дуг и магматизм с широким распространением щелочных пород в континентальных областях.

Обобщая данные по отдельным эволюционным стадиям, авторы [4] фиксируют следующее: «При общем расширении спектра составов магматических пород отмечается смена примитивного коматиит-базитового и трондьемит-тоналитового магматизма глубоко дифференцированным с усилением роли К-На сиалического и щелочного магматизма» (с. 63).

Одним из определяющих факторов эволюции магматизма является изменение теплового режима Земли. «Максимальными запасами тепла, — пишут авторы, — наша планета обладала вскоре после образования, когда, по мнению многих исследователей, за счет энергии аккреции, гравитационного уплотнения и радиоактивного распада элементов произошли плавление и дифференциация ее внешней оболочки» (там же).

⁴ 2.5–2.7 млрд лет [19, 58].

⁵ Вероятнее 2.5–1.6 млрд лет, т.е. окончание стадии отвечает границе палео- и мезопротерозоя.

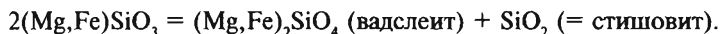
Играли важную роль также изменения во времени химического состава источников магматизма.

Данные о магматизме дают основание для того, чтобы перейти ко времени *расслоения мантии на внутримантийные геосферы*. Представляется, что слой D" и перекрывающая его нижнемантийная геосфера, а также протокора отслоились на заре истории развития Земли. Время оформления других геосфер более позднее, и можно предполагать, что оно соответствует крупнейшим рубежам в эволюции магматизма. Главнейшее значение в этом смысле, вероятно, имел рубеж, разделяющий архей и протерозой, после которого произошли уже отмечавшиеся фундаментальные изменения в геологической истории планеты. Кстати отметим, что близко к этому времени (~3 млрд лет) началось «необратимое похолодание поверхности Земли» [59, с. 3], которое главным образом следует связывать с уменьшением энергетического потенциала ядра. Первоначально на этом рубеже должна была образоваться система нижняя мантия — переходная зона (раздел II) — средняя мантия, тогда как система средняя мантия — переходная зона (раздел I) — верхняя мантия связана с другим, но также очень значимым в геологической истории рубежом — соответствующим границе раннего и среднего протерозоя.

На этом фоне рассмотрим проблему *минеральных преобразований на разных глубинных уровнях*. В основу текста здесь положены разработки, содержащиеся в статьях [31, 50].

Напомним, что как в земной коре, так и в мантии преобладают силикаты, однако структурно силикаты мантии существенно отличаются от силикатов земной коры. Более 100 тетраэдрических комплексов в силикатах земной коры сменяются не более чем 20 структурными типами этого класса минералов в мантии, главное отличие которых связано с перестройкой Si-тетраэдров в Si-октаэдры. Иными словами, минералогическое разнообразие глубинных оболочек существенно меньше, чем в земной коре.

Приведем основные конкретные данные о составе и минеральных преобразованиях в мантии, полученные главным образом в последнее время. На уровне ~220 км происходит смена моноклинных структур пироксенов ромбическими [104]. Данная трансформация коррелирует со скачком скоростей сейсмических волн (так называемый скачок Леманн), не фиксируемым, однако, в глобальном масштабе. На глубине ~300 км, согласно [136], в эклогитовых породах формируется стишовит, который может возникнуть как результат перестройки коэсита, либо путем преобразования клинопироксенов в соответствии с реакцией



К этому уровню приурочен, как и в предыдущем случае, скачок сейсмических скоростей, проявляющийся также локально.

К глобальной границе «410», т.е. к уровню, разделяющему верхнюю и нижнюю части верхней мантии, приурочена структурная перестройка оливин–вадслеит. В нижней части верхней мантии на рубеже «520» вадслеит переходит в шпинелеподобный рингвудит. Отметим, что оба эти минерала являются главными аккумуляторами воды в данной геосфере (410–670 км) [94]. В целом, верхняя мантия характеризуется преимущественным содержанием фаз со структурами типа оливина, пироксенов, граната, вадслеита и шпинели, а также, вероятно, присутствием твердых растворов $(\text{Mg,Al})(\text{Si,Al})\text{O}_3$ со структурой типа ильменита (акимитоит). Нижняя граница геосферы («670») является рубежом, ниже которого указанная ассоциация минералов замещается преимущественно перовскитоподобными фазами. Глобальность этой границы общепризнана.

Вполне определенно обособляется подстилающая верхнюю мантию геосфера, охватывающая интервал 670–850 км. Здесь происходит трансформация минерала $(\text{Ca}_{0,5}\text{Mg}_{0,5})\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ со структурой анортита в структуру типа голландита [84]. Данная геосфера в нашей схеме строения мантии обозначается как зона раздела I, разграничивающая верхнюю и среднюю мантии. Верхняя часть этой последней (840–900 км) очень резко выделяется минеральными преобразованиями, четко ее обособляющими. Пироп $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ трансформируется в перовскит — $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$ и, кроме того, — в Al_2O_3 (корунд) + $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$ (ильменит); MgAl_2O_4 со структурой типа шпинели переходит в MgAl_2O_4 со структурой типа CaFe_2O_4 [92].

В средней части средней мантии на уровне ~1200 км фаза с составом шпинели $(\text{MgAl}_2\text{O}_4)$ кристаллизуется в структуру типа титаната кальция [83].

С давлениями, соответствующими средней мантии, связан также следующий феномен. В ней происходит структурное преобразование одного из важнейших карбонатов — арагонита. Кальцит трансформируется в арагонит в верхней мантии. Распад доломита на магнезит и арагонит также происходит в верхней мантии. Структура долгое время нерешенной постараргонитовой фазы, как и сменяющей ее пироксеноподобной формы кальцита, устойчивой при 137 ГПа, была обоснована в работе [112]. Об этом здесь упоми-

нается постольку, поскольку с этими важнейшими карбонатами, по-видимому, связаны атомы углерода [112].

Нижней зоне средней мантии (~1500–1700 км) отвечает трансформация стишовита SiO_2 в SiO_2 с ромбической структурой CaCl_2 [97], а также металлизация связей Fe-O в вюститe. Наконец, о превращениях в слое D". На уровне ~2700 км MgSiO_3 со структурой перовскита трансформируется в MgSiO_3 со структурой CaIrO_3 . Недавно показано, что перовскит и постперовскит являются крайними членами политипной серии структур, построенных из содержащих их фрагментов [113].

Оценивая полученные результаты и выполненные геохимические и кристаллохимические построения, отметим, что они фиксируют прежде всего минералогическую изменчивость по радиусу Земли, т.е. по вертикали. Вместе с тем, она существует и по горизонтали, поскольку геосферы неоднородны в латеральном направлении [50], и эта сторона проблемы по-прежнему нуждается в разработке.

Остановимся на отношении всего сказанного о минеральных преобразованиях в глубинных областях Земли к *геологической истории мантийных геосфер*.

Приведенные данные показывают, что минеральный состав и минеральные преобразования определенно коррелируют со схемой расслоения мантии на отдельные геосферы, разработанной авторами, ее существенно обосновывая. Соответственно, эти данные важны для выявления историко-геологических черт мантийных оболочек.

Совершенно очевидно, что распределение минералогических зон в мантии в первую очередь определяется термобарическими условиями, которые в процессе развития планеты менялись. Судя по наличию глобальных и локальных сейсмических рубежей, такие изменения, приводящие к существенной смене физического состояния материала, происходили в течение сравнительно коротких отрезков времени. Минералогические же преобразования занимали, вероятно, более длительное время, вследствие чего границы их распространения носят обычно диффузный характер.

Общая направленность эволюции минерального состава мантии заключается в смене, условно говоря, минеральных ассоциаций, присущих «симатической» мантии, ассоциациями «сиалической» мантии. По мере охлаждения планеты эта вторая группа приобретала все большее значение. В очень приближенной схеме это выглядит следующим образом: минеральные ассоциации «симатической» мантии присущи нижним мантийным геосферам, «сиали-

ческой» — верхним; средняя занимает промежуточное положение. Таков общий тезис, над которым следует еще много работать.

Согласно излагаемой ниже теории [9], «рост первичной Земли начался с объединения металлических частиц, образовавших первичный металлический зародыш, который, обладая достаточной массой, продолжил гравитационный захват более поздних конденсатов окружающей среды» (с. 37). Так возникло первичное ядро. Образование первичной мантии — это последующая стадия.

Химический состав Земли формировался путем «конденсации в солнечной туманности и последующей аккумуляции конденсатов в компактные массы. Все эти конечные конденсаты представляют собой пороодообразующие минералы Земли и метеоритов» (там же, с. 14). Сначала конденсировались нелетучие, тугоплавкие элементы, пишут авторы. Затем конденсации подверглись труднолетучие, а в самом конце наиболее летучие элементы и их соединения. Процесс конденсации зависел в первую очередь от температуры; давление влияло в меньшей степени.

Проведем сопоставление изложенных взглядов на образование и эволюцию Земли на ранних этапах с публикуемыми в более позднее время. Они развиты в книге [134] и вкратце отражены в статье [21]. Их суть такова. Между вспышкой сверхновой крупномасштабной аккреции протопланетных дисков и появлением раннего Солнца прошло несколько миллионов лет. Далее, на протяжении 100 млн лет, происходило столкновение планетезималей и продолжилось формирование крупных протопланетных тел. Процесс сопровождался масштабным плавлением и дифференциацией силикатных компонентов. После образования Солнечной системы (~ через 50 млн лет) стали формироваться металлические ядра. На рубеже 4550–4540 млн лет в пределах одного из полушарий произошло «внезапное» плавление, вызвавшее образование магматического океана⁶. Континентальная кора образовалась в архее, а пик ее глобального роста относится ко времени 2.7 млрд лет. Отмечаются и эпохи регионального значения: 2.5, 2.1 и 1.9–1.8 млрд лет, что связывается с активизацией тектонической деятельности. Между тем, что тут изложено, и взглядами, приведенными выше, мы не усматриваем противоречий. Более того, концепции дополняют одна другую. Небольшое расхождение в цифрах вполне естественно.

⁶ Если эту гипотезу принять, то можно объяснить главную структурную асимметрию Земли, деление ее на Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты. *Примеч. авторов.*

Первичная мантия, как предполагается, в основной своей части представляла смесь силикатной, металлической и сульфидной фаз. Определяющим фактором в ее дальнейшей судьбе был разогрев, вызванный радиоактивным распадом, адиабатическим сжатием и космическим (бомбардировка) фактором. Следствием стали избирательное плавление и впервые проявившиеся в достаточно широких масштабах минеральные преобразования, что означало начало процесса дифференциации мантии. «Происходило выплавление наиболее легкоплавких, но тяжелых компонентов (железосернистые массы) с опусканием их к центру вследствие высокой плотности и низкой вязкости... С другой стороны, плавильные обогатенные летучими веществами фракции в верхней части мантии, что привело к образованию базальтовой магмы и впоследствии к формированию базальтоидной коры» [9, с. 40].

Термальное состояние планеты и в дальнейшей геологической истории не было постоянным, в частности по причине вымирания целого ряда радиоактивных изотопов, что снижало энергетический потенциал. Соответственно изменялись и уровни, и характер минеральных преобразований.

Каковы же веши в эволюции минералообразования в истории Земли? Вряд ли они могут быть иными, чем в развитии магматизма. Исходя из этого, представляется, что минеральный состав нижней, средней и верхней мантии эволюционировал дифференцированно при общей направленности процесса, отмеченной выше.

С теми же рубежами коррелируют и переломные эпохи эволюции конвекции в мантии [58]. Суть взглядов авторов цитируемой публикации сводится к следующему. В начале архея возникла тонкая пластичная протоконтинентальная кора, под которой находилась астеносфера. Именно в этой системе впервые и зародились конвективные ячеи. Подстилающая мантия в то время в этом смысле была инертной. В раннем протерозое геодинамическая ситуация изменилась, так что в конце этой эпохи конвекция охватила значительную часть или даже всю область современной верхней мантии. Конвекция в нижней мантии, в ее развитом виде, образовалась только в неогее. Таким образом, конвективный процесс в истории Земли постепенно развивался от верхней части планеты к ее ядру. Однако обсуждение этих взглядов в нашу задачу не входит. Отметим, что с одной из фаз конвекции в верхней мантии раннего протерозоя авторы связывают образование глубинного сейсмического раздела «410».

Итак, конвективные процессы в геосферах мантии начали свое развитие в разное время и развивались обособленно.

Наконец, остановимся на аспекте *минерагенеза*. Историческому подходу в этой области посвящено немало работ, которые позволяют видеть распространение во времени различных рудных и нерудных полезных ископаемых. Среди них по охвату объектов выделяется труд «Историческая минерагенезия», т. 1, изданный в 2005 г. [14].

Он состоит из двух основных частей: эндогенное рудообразование и экзогенный рудогенез. В обеих частях материал изложен по крупным подразделениям геологической или тектонической истории Земли. Как в эндогенной, так и в экзогенной частях описано по восемь таких подразделений: ранний докембрий (до 1650 млн лет), поздний протерозой (до 570 млн лет), каледонский этап (570–400 млн лет), раннегерцинский этап (400–310 млн лет), позднегерцинский этап (310–205 млн лет), киммерийский этап (205–137 млн лет), раннеальпийский этап (137–65 млн лет) и позднеальпийский этап (позже 65 млн лет).

Общий вывод в отношении эндогенного рудообразования таков: «Наиболее крупные рудные месторождения связаны с транспортировкой металлов из мантии в верхние горизонты земной коры магмами подкорового происхождения» (с. 443).

Что касается экзогенного рудообразования, то на этот счет в книге сказано следующее: «В отличие от месторождений магматогенного ряда, для которых металлогенические эпохи хорошо увязываются с эпохами складчатости и орогенеза, для осадочных и вулканогенно-осадочных рудных скоплений размещение в пространстве более связано с климатическими условиями, хотя вулканизм и тектонические условия тоже важны» (с. 499).

Конкретные разработки авторов по отдельным объектам весьма основательны и создают уверенность, что в дальнейшем они могут быть соотнесены с историей развития геосфер Земли.

* * *

Постановка проблемы историко-геологической эволюции мантийных геосфер представляется назревшей и заслуживающей дальнейших разработок. Геологическая история земной коры, с одной стороны, и Земли как планеты — с другой, привлекают внимание геологов длительное время. Что же касается мантии, точнее составляющих ее оболочек, то в этой области специальных работ, насколько можно судить, не существует. Как стало ясно, это большой

пробел в науках о Земле, к устранению которого имеется немало предпосылок. Они заключаются в углублении знаний о минерало-, магмо- и рудообразовании, имеющихся сейсмоотомографических и иных геофизических данных и построениях, данных тектонофизики, современных представлениях о геологии осадочной оболочки, наконец, в новейших космохимических, астрофизических и сравнительно-планетологических разработках.

Приведенное выше расчленение мантии на геосферы может служить отправным моментом в ее дифференцированном историко-геологическом исследовании. Следует, однако, принять во внимание принцип, что Земля представляет открытую систему, в которой происходит обмен веществом и энергией и, соответственно, наряду с четкими границами, в ней распространены диффузные соотношения между геосферами большего или меньшего порядка.

Выполненная работа показывает, что оформление внутримантийных геосфер в их современном виде было разновременным, и процесс этот был длительным. Слой D'' и прилегающие к нему области нижней мантии отвечают наиболее раннему этапу дифференциации мантии. То же можно сказать и о земной коре. Ее развитие разделяется на два этапа. На первом этапе образовалась базитовая протокора, на втором — континентальная, преобразования которой от стадии прото- до современной идут в течение по крайней мере 3.8 млн лет. По имеющимся данным нижний рубеж⁷ средней мантии определен в конце архея — начале раннего протерозоя, а верхний — в конце раннего — начале среднего протерозоя.

Между верхней и средней и нижней и средней мантиями выделяются зоны раздела I и II, где картина сейсмоотомографических неоднородностей более пестрая. Соответственно эволюция этих геосфер более сложная. Это относится, например, к их тектонической структуре.

Эволюционный аспект в отношении слоя D'' намечен в работах [113, 121]. В ранней Земле этот слой отсутствовал. Его возникновение авторы связывают с охлаждением Земли. По мере того как Земля теряет тепло, слой D'' разрастается. Для его современной динамики характерно горизонтальное течение материала. Но это как раз то, что подчеркивается нами в отношении всех других геосфер мантии.

Рассматриваемая проблема очень масштабна. Здесь предложен только первый абрис подхода к ней, ориентирующий на дальнейшую более полную разработку.

⁷ Если этот термин принимать расширительно.

Заключение

В выполненной работе поднята и рассмотрена первоочередная проблема в науках о Земле — геология мантии. Внимание сосредоточено на важнейших разделах проблемы, а именно: ее составе, строении, тектонических и геодинамических процессах в ней, источниках этих процессов и, наконец, эволюции образующих мантию геосфер. Каждый из этих разделов очень сложен для разработки, являясь, по существу, мультидисциплинарным. Нашу работу следует расценивать как «первопроходческую» в этом плане, закончившуюся формулированием достаточно цельной научной доктрины. Однако авторы убеждены, что фактические сведения о глубинной геологии будут в дальнейшем накапливаться, что создаст предпосылки для новых модельных построений. В то же время представляется, что каркас общей концепции будет сохранен, для чего имеются надлежащие фактические основы.

Базисное положение доктрины авторов — это дробное деление мантии на геосферы и рассмотрение последних как индивидуализированных геологических тел. Отсюда открывается путь к изучению их историко-геологической эволюции. Последнее предполагает познание тектонических процессов в геосферах, что стало возможным в результате выявления сейсмотомографических неоднородностей на разных уровнях мантии. Тектонические движения позволяют судить об энергетических источниках, с которыми они связаны. Главный вывод авторов заключается в том, что существуют вторичные (внутримантийные) источники энергии. В данном случае мы входим в область физики Земли, для которой исключительную

важность представляют данные о минеральных трансформациях по радиусу Земли.

Все перечисленные направления исследований актуальны для будущих работ, призванных обеспечить дальнейший прогресс знаний относительно земных глубин. Именно они составят основу тектоно-геодинамической модели нового поколения.

Поныне многие считают, что тектоносфера планеты распространяется только на верхнюю мантию. Но из изложенного видно, что она охватывает всю мантию.

С этих новых позиций Ю.М. Пушаровский подошел к проблеме движения континентов [43]. В основе его построений лежит учение о тектоническом течении, под которым понимается структурообразующее движение мантийных и коровых масс. Это понятие введено А.В. Пейве в 1967 г. Выделяются три вида тектонического течения: пластическое, твердопластическое и разломно-глыбовое. Движение континентов соответствует последнему виду, представляя особенно масштабное явление подобного рода. Тектоническое течение, имеющее разные векторы и интенсивность, присуще всем геосферам Земли, расположенным выше ядра. Континенты раскалываются, а затем части их движутся по поверхностям тектонического срыва. Разница плотностей масс континента и окружающей мантии, а также приливные силы играют при этом весьма важную роль, являясь причиной дифференцированной скорости их движения. Движением охвачены все континенты, кроме Евразии, в отношении которой из-за ее огромных размеров и большой сложности и разнородности внутреннего строения (она включает семь архейско-протерозойских кратонов) вопрос, вероятнее всего, должен быть решен отрицательно. Однако это не исключает движения составных частей этого материка.

Дополнительная к ранее известным геологическая аргументация дрейфа континентов состоит в следующем.

Имеются убедительные данные о свободном перемещении микроконтинентов, оторванных от материков на разных, сравнительно небольших глубинных уровнях. Во всех известных случаях они обладают утоненной корой, что свидетельствует о геодинамической обстановке растяжения. Механизм движения, как обычно принимается, — рифтингово-спредингвый. Параллель с некоторыми материками в данном случае естественна (Австралия).

В настоящее время едва ли нужна аргументация в отношении движения Индостана и той же Австралии. Нагляден пример Гренландии, отодвинутой от Северо-Американского континента. Экстра-

полируя эти данные с привлечением ряда других [43], вполне обоснованно можно заключить об обособленном движении континентов. Основной движущей силой в этом процессе является тектоническое течение.

Следует констатировать, что в данное время наблюдается *движение геологической мысли* в сторону разработки более всеобъемлющей тектоно-геодинамической модели. В поле зрения становятся все геосферы Земли, что и составит существо новой глобальной тектоники и геодинамики. Идеиной позицией при этом сохранится мобилистское мировоззрение, так как для такого вывода в настоящее время имеются уже все основания. Оно предполагает латеральное движение масс как в коре, так и в мантии и ядре Земли. Разработка, как показывает накопившийся опыт, идет в направлении моделирования механизмов движения. Земля ныне понимается как сложная открытая геодинамическая система. Познавание ее крайне затруднено, слишком много факторов необходимо при этом учитывать. Но созданию приближенных моделей, можно считать, начало положено.

Каждая геосфера Земли представляет собой обособленное геологическое тело, которое, подобно земной коре, имеет собственную геологическую историю. В такой плоскости вопрос наукой еще не

Таблица 5. Расчетные количества химических элементов, приходящиеся на 1 атом Si (данные А.Р. Оганова)

Элемент	Вселенная	Земля	Земная кора	Мантия (интервалы значений соответствуют увеличению глубины)	Пиролитовая гомогенная мантия
O	20.10	3.73	2.9	3.63–3.63	3.68
Na	0.06	0.06	0.12	0.03–2·10 ⁻³	0.02
Mg	1.08	1.06	0.09	0.97–1.09	1.24
Al	0.08	0.09	0.36	0.17–0.06	0.12
Si	1	1	1	1	1
P	0.01	–	4·10 ⁻³	6·10 ⁻⁴ –4·10 ⁻⁵	4·10 ⁻⁴
S	0.52	–	8·10 ⁻⁴	6·10 ⁻⁴ –5·10 ⁻⁵	2·10 ⁻³
Ca	0.06	0.06	0.14	0.12–0.05	0.09
Cr	0.01	–	1·10 ⁻⁴	5·10 ⁻³ –0.01	0.01
Fe	0.9	0.9	0.11	0.14	0.16
Ni	0.05	–	3·10 ⁻⁵	3·10 ⁻³ –4·10 ⁻³	3·10 ⁻⁵

ставился. Подход к этой теме исключительно сложен, но он необходим — таково требование геологического знания. Некоторые возможности для начала исследований в этом направлении имеются уже в настоящее время. Их определяют расчеты давления и температуры для разных глубин Земли, разработки в отношении химического состава на разных уровнях ядра и мантии, данные экспериментальной минералогии и петрологии. Приведенные данные позволяют заключить, что структурные трансформации минералов, а не изменения содержаний главных химических элементов (O, Si, Mg, Fe, Al) играют главную роль в глубинных геосферах (табл. 5). Очень существенная роль в разработке проблемы принадлежит сравнительной планетологии.

В заключение необходимо констатировать, что геологическая, геофизическая и астрофизическая эмпирики основательно документировали факты горизонтальных движений малых и крупных масс земной коры, а сейсмотомография в сочетании с данными глубинной геологии позволила перенести соответствующие представления на все геосферы мантии. Это открыло новый подход к проблеме дрейфа континентов, который рассматривается авторами в рамках представлений о тектоническом течении масс горных пород. Движение континентов — это проявление тектонического течения на макроуровне.

Литература

1. *Анфилов В.Н., Хачай Ю.В.* Возможный вариант дифференциации вещества на начальном этапе формирования Земли // Докл. РАН. 2005. Т. 403, № 6. С. 803–806.
2. *Богатиков О.А., Балашов Ю.А., Коваленко В.И.* Эволюция магматизма в докембрии и фанерозое // Эволюция геологических процессов. М.: Наука, 1989. С. 24–36.
3. *Богатиков О.А., Коваленко В.И.* Эволюция магматизма в истории литосферы // Эволюция геологических процессов в истории Земли. М.: Наука, 1993. С. 115–128.
4. *Богатиков О.А., Коваленко В.И., Добрецов Н.Л.* Магматизм, метаморфизм и геодинамика: Эволюция, глобальная периодичность и катастрофические явления // Глобальные изменения природной среды — 2001. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2001. С. 56–75.
5. *Борукаев Ч.Б.* Словарь-справочник по современной тектонической терминологии. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИ ГГМ, 1999. 71 с.
6. *Буллен К.Е.* Введение в теоретическую сейсмологию. М.: Мир, 1966. 460 с.
7. *Буллен К.Е.* Плотность Земли. М.: Мир, 1978. 442 с.
8. *Вегенер А.* Происхождение континентов и океанов. Л.: Наука, 1984. 286 с.
9. *Войткевич Г.В., Бессонов О.А.* Химическая эволюция Земли. М.: Недра, 1986. 212 с.
10. Геологический словарь: В 2 т. М.: Недра, 1978. Т. 2. 456 с.
11. *Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7/8. С. 59–75.

Литература

12. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2001. 409 с.
13. Жарков В.Н., Калинин В.А. Уравнения состояния твердых тел при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1968. 312 с.
14. Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырев Л.Т. Историческая минерагения: В 3 т. Т. 1: Введение в историческую минерагению. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 2005. 590 с.
15. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР: В 2 кн. М.: Недра, 1990. Кн. 1: 328 с.; Кн. 2.: 336 с.
16. Исмаил-Заде А.Т., Короткий А.И., Крупский Д.П., Цепелев И.А., Шуберт Дж. Эволюция тепловых плюмов в мантии Земли // Докл. РАН. 2006. Т. 411, № 4. С. 523–526.
17. Кашицев Г.Л., Пуцаровский Ю.М. Гетерогенность в мантии под океанами и нелинейность магматических процессов // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. СПб: ВНИИ Океангеология, 1995. С. 39–51.
18. Кинд Р. Как глубоко проникают континентальные корни в мантию? // Структуры верхней мантии Земли. М.: ГЕОС, 1997. С. 63–64.
19. Когарко Л.Н., Хаин В.Е. Щелочной магматизм в истории Земли: Опыт геодинамической интерпретации // Докл. РАН. 2001. Т. 377, № 5. С. 677–679.
20. Летников Ф.А. К оценке тектонических режимов на границах океанических и континентальных плит // Докл. РАН. 1997. Т. 354, № 2. С. 224–226.
21. Маслов А.В. Новая монография из серии «Developments in Precambrian Geology» // Литосфера. 2006. № 1. С. 158–164.
22. Меланхолина Е.Н. Соотношение поверхностной и глубинной структуры Северо-Запада Тихого океана // Геотектоника. 1996. № 3. С. 67–81.
23. Молоденский С.М., Сасао Т. Об одном новом подходе к теории нутации Земли. Ст. 1: Основные уравнения. Ст. 2: Численные результаты // Физика Земли. 1995. № 12. Ст. 1: С. 24–38; Ст. 2: С. 39–47.
24. Моссаковский А.А., Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В. Индо-Атлантический сегмент Земли: Тектоно-геодинамические реконструкции // Докл. РАН. 2001. Т. 378, № 1. С. 74–77.
25. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: Геодинамическая эволюция и история развития // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–31.
26. Павленкова Н.И. Сейсмические модели земной коры и верхней мантии и их геологическая интерпретация // Тектоника и геодинамика

- ка: Общие и региональные аспекты: В 2 т. М.: ГЕОС, 1998. С. 72–75 (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т. 2)
27. *Пейве А.А., Пуцаровский Ю.М.* Теоретические проблемы геологии океанов // *Природа*. 1982. № 1. С. 30–41.
 28. *Пуцаровский Д.Ю.* Структурная минералогия силикатов и их синтетических аналогов. М.: Недра, 1986. 160 с.
 29. *Пуцаровский Д.Ю.* Минералы глубинных геосфер // *Успехи физ. наук*. 2002. Т. 172, № 4. С. 480–485.
 30. *Пуцаровский Д.Ю.* Минеральные перестройки в глубинных геосферах // *Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология*. 2004. № 2. С. 3–10.
 31. *Пуцаровский Д.Ю., Оганов А.Р.* Структурные перестройки минералов в глубинных оболочках Земли // *Кристаллография*. 2006. Т. 51, № 5. С. 819–829.
 32. *Пуцаровский Ю.М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.
 33. *Пуцаровский Ю.М.* Крупные неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации // *Геотектоника*. 1982. № 5. С. 3–16.
 34. *Пуцаровский Ю.М.* Особенности геологической истории Тихоокеанской области Земли. М.: Наука, 1986. 30 с. (26-е чтение им. В.И. Вернадского).
 35. *Пуцаровский Ю.М.* Демаркационные разломы в океанах как особая категория тектонических разделов // *Докл. РАН*. 1994. Т. 335, № 5. С. 616–620.
 36. *Пуцаровский Ю.М.* О «субдуктологии» в свете нелинейной геодинамики // *Тихоокеан. геология*. 1994. № 4. С. 3–13.
 37. *Пуцаровский Ю.М.* Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики. М.: Наука, 1994. 85 с.
 38. *Пуцаровский Ю.М.* О трех парадигмах в геологии // *Геотектоника*. 1995. № 1. С. 4–11.
 39. *Пуцаровский Ю.М.* Сейсмотомография и структура мантии, тектонический ракурс // *Докл. РАН*. 1996. Т. 351, № 6. С. 806–809.
 40. *Пуцаровский Ю.М.* Главная тектоническая асимметрия Земли: Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты и взаимоотношения между ними // *Тектонические и геодинамические феномены*. М.: Наука, 1997. С. 8–24.
 41. *Пуцаровский Ю.М.* Сейсмотомография, тектоника и глубинная геодинамика // *Докл. РАН*. 1998. Т. 360, № 4. С. 518–522.
 42. *Пуцаровский Ю.М.* Тектоносфера Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов Земли на больших глубинах // *Геотектоника*. 2000. № 4. С. 3–13.

Литература

43. Пуцаровский Ю.М. Движущиеся континенты // Геотектоника. 2004. № 3. С. 3–12.
44. Пуцаровский Ю.М. О тектоногеодинамической модели Земли нового поколения — обзор проблемы // Геотектоника. 2006. № 3. С. 3–8.
45. Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоническое развитие Земли: Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 264 с.
46. Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н., Моссаковский А.А., Пуцаровский Д.Ю., Руженцев С.В. Глубинная тектоника Земли: Строение, структурная асимметрия, геодинамика геосфер // Докл. РАН. 1999. Т. 366, № 1. С. 88–92.
47. Пуцаровский Ю.М., Моссаковский А.А., Руженцев С.В. Тихоокеанский и Индо-Атлантический тектонические сегменты Земли // Докл. РАН. 1999. Т. 364, № 1. С. 88–91.
48. Пуцаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Гетерогенность мантии и конвекция // Геотектоника. 1989. № 5. С. 3–13.
49. Пуцаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Неоднородности и конвекция в тектоносфере // Геотектоника. 1990. № 5. С. 3–8.
50. Пуцаровский Ю.М., Пуцаровский Д.Ю. Геосферы мантии Земли // Геотектоника. 1999. № 1. С. 3–14.
51. Руженцев С.В., Моссаковский А.А., Меланхолина Е.Н. Геодинамика Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли: Сейсмотомографический аспект (постановка проблемы) // Геотектоника. 1999. № 3. С. 5–20.
52. Самыгин С.Г., Руженцев С.В., Поспелов И.И., Моссаковский А.А. Варисская трансформная зона Джунгарии: Опыт выделения // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1996. С. 196–222.
53. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. М.: Изд-во МГУ, 2002. 500 с.
54. Стишов С.М., Попова С.В. Новая плотная модификация окиси кремния // Геохимия. 1961. № 10. Р. 837–839.
55. Суворов А.И. Тектоническая расслоенность и тектонические движения в континентальной литосфере // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 34–48.
56. Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования / Ред. Ю.М. Пуцаровский, В.Г. Трифонов. М.: Наука, 1990. 294 с.
57. Толковый словарь английских геологических терминов: В 3 т. / Ред. М.Гери, Р.Мак-Афи, К.Вульф. М.: Мир, 1979. Т. 3. 544 с.

58. Хаин В.Е., Гончаров М.А. Геодинамические циклы и геодинамические системы разного ранга: Их соотношение и эволюция в истории Земли // Геотектоника. 2006. № 5. С. 3–24.
59. Чумаков Н.М. Причины глобальных климатических изменений по геологическим данным // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13, № 3. С. 3–25.
60. Шатский Н.С. Тектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений // Изв. вузов. Геология и разведка. 1960. № 11. С. 9–18.
61. Щеглов А.Д. Оловянные месторождения, мантия и субдукция // Докл. РАН. 1993. Т. 331, № 4. С. 459–462.
62. Alfè D., Gillan M.J., Price G.D. Composition and temperature of the Earth's core constrained by combining ab initio calculations and seismic data // Earth and Planet. Sci. Lett. 2002. V. 195. P. 91–98.
63. Anderson D.L. Theory of the Earth. Boston: Blackwell Scientific Publications, 1989. 366 p.
64. Badro J., Fiquet G., Guyot F., Rueff J.-P. Iron partitioning in the Earth's mantle: Toward a deep lower mantle discontinuity // Science. 2003. V. 300, № 5620. P. 789–791.
65. Badro J., Rueff J.P., Vanko G., Monaco G., Fiquet G., Guyot F. Electronic transitions in perovskite: Possible nonconvecting layers in the lower mantle // Science. 2004. V. 305, № 5682. P. 383–386.
66. Becker T.W., Kellogg J.B., O'Connell R.J. Thermal constraints on the survival of primitive blobs in the lower mantle // Earth and Planet. Sci. Lett. 1999. V. 171, № 3. P. 351–365.
67. Belonoshko A.B., Ahuja R., Johansson B. Stability of the body-centred-cubic phase of iron in the Earth's inner core // Nature. 2003. V. 424. P. 1032–1034.
68. Bernal J.D. Discussion // Observatory. 1936. V. 59. P. 267–269.
69. Birch F. The variation of seismic velocities with a simplified earth model in accordance with the theory of finite strain // Bull. Seism. Soc. Amer. 1939. V. 29. P. 463–479.
70. Birch F. Elasticity and Constitution of the Earth's interior // J. Geophys. Res. 1952. V. 57. P. 227–286.
71. Boyet M., Blichert-Toft J., Rosing M., Storey M., Telouk P., Albarede F. ¹⁴²Nd evidence for early Earth differentiation // Earth and Planet. Sci. Lett. 2003. V. 214. P. 427–442.
72. Crawford A.J., Birqueu L., Laporte C., Hasenaka T. Coexistence of Indian and Pacific Oceanic Upper Mantle Reservoirs beneath the Central New Hebrides island arc // Active margins and marginal basins of the Western Pacific. Geological Monograph 88. Wash, D.C.: American Geophys. Union, 1995. P. 199–217.

73. *Dubrovinsky L.S., Saxena S.K., Lazor P., Ahuja R., Eriksson O., Wills J.M., Johansson B.* Experimental and theoretical identification of a new high-pressure phase of silica // *Nature*. 1997. V. 388. P. 362–365.
74. *Dziewonski A.M.* Mapping of low mantle: Determination of lateral heterogeneity in P-velocity up to degree and order 6 // *J. Geophys. Res.* 1984. V. 89, № 137. P. 5929–5952.
75. *Dziewonski A.M., Anderson D.L.* Preliminary reference Earth model // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1981. V. 25. P. 297–356.
76. *Dziewonski A.M., Su W.J., Woodward R.L.* A change in the spectrum of lateral heterogeneity at about 1700 km depth // *EOS*. 1992. V. 73, № 45. Suppl. P. 577.
77. *Dziewonski A.M., Woodhouse J.H.* Three-dimensional Earth structure and mantle convection // XXVIII Intern. Geol. Congr.: Abstracts. Wash (D.C.), 1989. V. 1. P. 427–428.
78. *Egorkin A.V., Zyuganov S.K., Pavlenkova N.I., Chernyshov N.M.* Results of lithosphere studies from long-range profiles in Siberia // *Tectonophysics*. 1987. V. 140, № 1. P. 29–47.
79. *Fiquet G.* Mineral phases of the Earth's mantle // *Z. Kristallogr.* 2001. Bd. 216. S. 248–271.
80. *Fiquet G., Guyot F., Kunz M., Matas J., Andrault D., Hanfland M.* Structural refinements of magnesite at very high pressure // *Amer. Mineral.* 2002. V. 87. P. 1261–1265.
81. *Frost D.J., Lebske C., Langenhorst F., McCammon C.A., Tronnes R.G., Rubie D.C.* Experimental evidence for the existence of iron-rich metal in the Earth's lower mantle // *Nature*. 2004. V. 428. P. 409–412.
82. *Funamori N., Jeanloz R.* High-pressure transformation of Al_2O_3 // *Science*. 1997. V. 278. P. 1109–1111.
83. *Funamori N., Jeanloz R., Nguyen J.H., Kavner A., Caldwell W.A., Fujino K., Miyajima N., Shinmei T., Tomioka N.* High-pressure transformations in $MgAl_2O_4$ // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. P. 20813–20818.
84. *Gautron L., Madon M.* A study of the stability of anorthite in the *PT*-conditions of Earth's transition zone // *Earth and Planet Sci. Lett.* 1994. V. 125. P. 281–291.
85. *Goldschmidt V.M.* Zur Kristallchemie des Germaniums // *Nachr. Akad. Wiss. Gottingen Math. Physik*. 1931. Kl. 1, № 2. P. 184–190.
86. *Grand S.P.* Global seismic tomography: A snapshot of convection in the Earth // *GSA Today*. 1997. V. 7, № 4. P. 2–7.
87. *Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Abe N., Aulbach S., Davies R., Pearson N.J., Doyle B.J., Kivi K.* The origin and evolution of Archean lithospheric mantle // *Precambrian Res.* 2003. V. 127. P. 19–41.

88. *Harper C.L. Jr., Jacobsen S.D.* Evidence from coupled ^{147}Sm - ^{143}Nd and ^{146}Sm - ^{142}Nd systematics for very early (4.5 — Gyr) differentiation of the Earth's mantle // *Nature*. 1992. V. 360, № 6406. P. 728–732.
89. *Hemley R.J., Mao H.-K.* (Ed.). Ultrahigh-Pressure Mineralogy // *Rev. Miner.* 1998. V. 37. 671 p.
90. *Hickey-Vargas P., Hergt J.M., Spadea P.* The Indian ocean-type isotopic signature in Western Pacific marginal basins: Origin and significance // *Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific*. Geophysical Monograph 88. Wash, D.C.: American Geophysical Union, 1995. P. 175–197.
91. *Holzappel W.B.* Equations of state for solids under strong compression // *Z. Kristallogr.* 2001. Bd. 216. S. 473–488.
92. *Irifune T., Fujino K., Ohtani E.* A new high-pressure form of MgAl_2O_4 // *Nature*. 1991. V. 349. P. 409–411.
93. *Isshiki M., Irifune T., Hirose K., Ono S., Ohishi Y., Watanuki T., Nishibori E., Takata M., Sakata M.* Stability of magnesite and its high-pressure form in the lowermost mantle // *Nature*. 2004. V. 427. P. 60–63.
94. *Jacobsen S.D., Demouchy S., Frost J.D., Ballaran T.B., Kung J.* A systematic study of OH in hydrous wadsleite from polarized FTIR spectroscopy and single-crystal X-ray diffraction: Oxygen sites for hydrogen storage in Earth's interior // *Amer. Mineral.* 2005. V. 90, № 1. P. 67–70.
95. *Jeffreys H.* On the materials and density of the Earth's crust // *Monthly Notices Roy. Astron. Soc. Geophys. Suppl.* 1937. V. 4. P. 50–61.
96. *Kellogg L.H., Hager B.H., van der Hilst R.D.* Compositional stratification in the deep mantle // *Science*. 1999. V. 283, № 5409. P. 1881–1884.
97. *Kingma K.J., Cohen R.E., Hemley R.J., Mao H.-K.* Transformation of stishovite to a denser phase at lower-mantle pressure // *Nature*. 1995. V. 374. P. 243–245.
98. *Knittle E., Jeanloz R.* High-pressure metallization of FeO and implications for the Earth's core // *Geophys. Res. Lett.* 1986. V. 13. P. 1541–1544.
99. *Kuwayama Y., Hirose K., Sata N., Ohishi Y.* The pyrite-type high-pressure form of silica // *Science*. 2005. V. 309. P. 923–925
100. *Lister J.R., Buffett B.A.* Stratification of the outer core at the core-mantle boundary // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1998. V. 105, № 1/2. P. 5–19.
101. *Liu L.-G.* Chemical inhomogeneity of the mantle: Geochemical considerations // *Geophys. Res. Lett.* 1982. V. 9, № 2. P. 124–126.
102. *Looper D.E., Lay T.* The core-mantle boundary region // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100, № B4. P. 6397–6420.
103. *Mazin I.I., Fey Y., Downs R., Cohen R.* Possible polytypism in FeO at high pressure // *Amer. Mineral.* 1998. V. 83. P. 451–457.

104. *Mendelsohn M.J., Price G.D.* Computer modelling of a pressure induced phase change in clinoenstatite pyroxenes // *Phys. Chem. Minerals.* 1997. V. 25. P. 55–62.
105. *Montelli R., Nolet G., Dahlen F.A., Masters G., Engdahl R., Hung S.* Finite-frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle // *Science.* 2004. V. 303, № 5656. P. 338–343.
106. *Murakami M., Hirose K., Kawamura K., Sata N., Ohishi Y.* Post-perovskite phase transition in MgSiO_3 // *Science.* 2004. V. 304, № 5672. P. 855–858.
107. *Navrotsky A.* High pressure transitions in silicates // *Progr. Solid St. Chem.* 1987. V. 17. P. 53–86.
108. *Navrotsky A.* Physics and chemistry of Earth materials. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1994. 413 p.
109. *Oganov A.R., Brodholt J.P., Price G.D.* The elastic constants of MgSiO_3 perovskite at pressures and temperatures of the Earth's mantle // *Nature.* 2001. V. 411. P. 934–937.
110. *Oganov A.R., Brodholt J.P., Price G.D.* *Ab initio* theory of thermoelasticity and phase transitions in minerals // *EMU Notes in Mineralogy.* V. 4: Energy Modelling in Minerals / Ed. C.M. Gramaccioli. Budapest, 2002. P. 83–170.
111. *Oganov A.R., Gillan M.J., Price G.D.* Structural stability of silica at high pressures and temperatures // *Phys. Rev.* 2005. V. 71, № 6. P. 064104(8).
112. *Oganov A.R., Glass C.W., Ono S.* High-pressure phases of CaCO_3 : Crystal structure prediction and experiment // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 241. P. 95–103.
113. *Oganov A.R., Martoňák R., Laio A., Raiteri P., Parrinello M.* Anisotropy of Earth's D'' layer and stacking faults in the MgSiO_3 post-perovskite phase // *Nature.* 2005. V. 438. P. 1142–1144.
114. *Oganov A.R., Ono S.* Theoretical and experimental evidence for a post-perovskite phase of MgSiO_3 in Earth's D'' layer // *Nature.* 2004. V. 430. P. 445–448.
115. *Oganov A.R., Ono S.* The high-pressure phase of alumina and implications for Earth's D'' layer // *Proc. Natl. Acad. Sci.* 2005. V. 102, № 31. P. 10828–10831.
116. *Oganov A.R., Price G.D.* *Ab initio* thermodynamics of MgSiO_3 perovskite at high pressures and temperatures // *J. Chem. Phys.* 2005. V. 122, art. 124501.
117. *Oganov A.R., Price G.D., Scandolo S.* *Ab initio* theory of planetary materials // *Z. Kristallogr.* 2005. Bd. 220. S. 531–548.
118. *Ono S., Funakoshi K., Ohishi Y., Takahashi E.* In situ X-ray observation of the phase transformation of Fe_2O_3 // *J. Phys.: Condens. Matter.* 2005. V. 17. P. 269–276.

119. *Ono S., Kikegawa T., Ohishi Y.* High-pressure phase transition of hematite, Fe_2O_3 // *J. Phys. Chem. Solids*. 2004. V. 65. P. 1527–1530.
120. *Ono S., Kikegawa T., Ohishi Y., Tsuchiya J.* Post-aragonite phase transformation in CaCO_3 at 40 GPa // *Amer. Mineral*. 2005. V. 90. P. 667–671.
121. *Ono S., Oganov A.R.* In situ observations of phase transition between perovskite and CaIrO_3 -type phase in MgSiO_3 and pyrolitic mantle composition // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 236. P. 914–932.
122. *Ono S., Oganov A.R., Brodholt J.P., Vocadlo L., Wood I.G., Glass C.W., Cote' A.S., Price G.D.* High-pressure phase transformations of FeS: Novel phases at conditions of planetary cores // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2008. V. 272. P. 481–487.
123. *Pavlenkova N.I.* Structural regularities in the lithosphere of continents and plate tectonic // *Tectonophysics*. 1995. V. 243, № 3/4. P. 223–239.
124. *Polet J., Anderson D.L.* Depth extent of cratons as inferred from tomographic studies // *Geology*. 1995. V. 23, № 3. P. 205–208.
125. *Prewitt Ch.T.* Mineral physics: Looking ahead // *J. Miner. and Petrol. Sci.* 2003. V. 98. P. 1–8.
126. *Ren Y., Stutzmann E., Hilst R.D., Besse J.* Understanding seismic heterogeneities in the lower mantle beneath the Americas from seismic tomography and plate tectonic history // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. B01302, doi: 10.1029/2005 JB004154.
127. *Ringwood A.E., Major A.* The system Mg_2SiO_4 – Fe_2SiO_4 at high pressures and temperatures // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 1970. V. 3. P. 89–108.
128. *Rozenberg G.Kh., Dubrovinsky L.S., Pasternak M.P., Naaman O., Le Bihan T., Ahuja R.* High-pressure crystal structural studies of hematite Fe_2O_3 // *Phys. Rev. B*. 2002.V. 65. P. 064112-1–064112-8.
129. *Saltzer R.L., Stutzmann E., Hilst R.D.* Poisson's ratio in the lower mantle beneath Alaska: Evidence for compositional heterogeneity // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. B06301. doi: 1029/2003 JB002712.
130. *Smyth J.R.* A crystallographic model for hydrous wadsleyite: An ocean in the Earth's interior? // *Amer. Mineral*. 1994. V. 79. P. 1021–1025.
131. *Su W.-J., Woodward R.L., Dziewonski A.M.* Degree 12 model of shear velocity heterogeneity in the mantle // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99, № B4. P. 6945–6980.
132. *Tectonic Map of the Circun-Pacific Region. South-West Quadrant. Scale 1:10 000 000 / Chairman W.D. Palfreyman. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Denver: Denver. Geol. Surv., 1991.*
133. *The Journal of the Geological Society of Japan.* 1994. V. 100, № 1. P. VI–VII.
134. *The Precambrian Earth: Tempos and Events / Eds. P.G. Eriksson, W.Altermann, D.R. Nelson, W.U. Mueller, O.Catuneanu / Series «Developments*

- in Precambrian Geology, Vol. 12» / Series Ed. K.C. Condie. Amsterdam; Boston and others: Elsevier, 941 p.
135. *Vocadlo L., Alfe D., Gillan M.J., Wood I.G., Brodholt J.P., Price G.D.* Possible thermal and chemical stabilization of body-centred-cubic iron in the Earth's core // *Nature*. 2003. V. 424. P. 536–539.
136. *Williams Q., Revenaugh J.* Ancient subduction, mantle eclogite, and the 300 km seismic discontinuity // *Geology*. 2005. V. 33, № 1. P. 1–4.
137. *Zhang F., Oganov A.R.* Valence State and spin transitions of iron in Earth's mantle silicates // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 249, № 3. P. 436–443.

Оглавление

Введение	5
Глава 1. Научные предпосылки к созданию новой модели строения мантии Земли	7
Общегеологическое направление	7
Структурные перестройки минералов в глубинных оболочках Земли.....	16
Глубинные сейсмические разделы	36
Сейсмотомографическое направление.....	39
Глава 2. Парадигмы в геологии	45
Глава 3. Геосферы мантии Земли	55
Средняя мантия Земли.....	56
Состав геосфер верхней мантии.....	66
Состав мантии ниже границы 670 км.....	69
Глава 4. Энергетика и тектоника мантии	77
Глава 5. Тектоносфера Земли: доктрина авторов	85
Глава 6. Тектоносфера Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов Земли на больших глубинах	95

Оглавление

Глубинные сейсмонеоднородности сегментов.....	95
Общие замечания.....	101
Глава 7. Историко-геологические построения	105
Заключение	121
Литература	125

Content

Introduction	5
Chapter 1. Scientific background for creation of the new structural model of the Earth's mantle	7
Geological aspects.....	7
Structural transformations of minerals in the deep-seated geospheres	16
Deep seismic frontiers.....	36
Seismotomographic aspects.....	39
Chapter 2. The paradigms in geology	45
Chapter 3. The geospheres of the Earth's mantle	55
Middle Earth's mantle	56
The composition of the upper mantle.....	66
Mantle composition below 670 km.....	69
Chapter 4. Mantle energy and tectonics	77
Chapter 5. Tectonosphaera of the Earth: author's concept	85
Chapter 6. Tectonosphaera of Indo-Atlantic and Pacific segments of the Earth at high depths	95

Content

Deep seated seismic inhomogenities of segments..... 95
General considerations..... 101

Chapter 7. Approach to the geological history of the mantle 105

Conclusions 121

References 125

Научное издание

Юрий Михайлович Пушаровский
Дмитрий Юрьевич Пушаровский

Геология мантии Земли

Рецензенты:
В.В. Ярмолюк, С.В. Руженцев

Редактор *И.М. Ерофеева*
Дизайн и компьютерная верстка *Е.Ю. Ерофеева*

Подписано к печати 02.08.10
Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1,80 г/м²
Гарнитура Таймс Кириллик. Печать офсетная.
Уч.-изд. 10 л. Усл.-печ. 8,75 л.
Тираж 400 экз. Заказ О-1361.

ООО «Издательство ГЕОС»
125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел./Факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14
e-mail: geos@ginras.ru. www.geos-books.ru

Отпечатано в полном соответствии с качеством
предоставленного электронного оригинал-макета
в типографии филиала ОАО «ТАТМЕДИА» «ПИК «Идел-Пресс».
420066, г. Казань, ул. Декабристов, 2.
E-mail: idelpress@mail.ru