

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО ОБРАЗОВАНИЮ
НОВОСИБИРСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

Геолого-геофизический факультет
Кафедра геофизики

А. В. ЛАДЫНИН

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОФИЗИКА

Учебное пособие

УДК 550.3 (075):55 (1/9)
ББК Д2 я 73-1

Л.157. Ладынин А. В. Региональная геофизика. Учебное пособие /Новосибирский гос. ун-т. Новосибирск, 2006, 186 с.

Пособие предназначено студентам-геофизикам, выбравшим спецкурс “Региональная геофизика” для изучения в конце бакалаврского цикла или в магистерском цикле обучения.

В книге дана характеристика основных методов региональной геофизики, их возможностей и ограничений, изложены принципы комплексирования геофизических методов в региональных задачах и основные результаты глубинной региональной геофизики.

Введение и первые четыре главы посвящены методологии и методике региональной геофизики. Обсуждаются постановка задач региональной геофизики, их связь с задачами геодинамики, закономерности регионального распределения физических свойств горных пород, основные методы региональной геофизики (структурная сейсмология и ГСЗ, гравиметрия, электромагнитные зондирования, геотермия и палеомагнитология), комплексирование геофизических методов в региональных задачах.

В трех других главах изложены важнейшие результаты региональных геофизических исследований: геофизическое обоснование тектоники литосферных плит, структура и динамика верхней мантии. Последняя глава – о строении земной коры и верхней мантии Сибири, структуре и динамике литосферы Байкальской рифтовой зоны выполнена в форме обзора для облегчения выбора студентами тем самостоятельной работы.

Книга рекомендуется студентам-геологам других специальностей при изучении курса “Геофизические методы исследований”

Рецензенты:

доктор геол.-мин. наук профессор В. Д. Суворов
доктор геол.-мин. наук профессор Б. М. Чиков

Новосибирск
2006

© Новосибирский государственный
университет, 2005

ВВЕДЕНИЕ

Предмет региональной геофизики

В изучении твердой Земли геофизика разделяется на две дисциплины: *разведочную геофизику и физику Земли*. Первая является прикладной дисциплиной, инструментом для решения геологических задач. Вторая относится к числу фундаментальных наук; у нее свои объекты исследований, принципы постановки и решения научных задач.

Предметом *разведочной геофизики* является обобщенная совокупность задач, сформулированных на геологической идейной, фактической и терминологической основе. Ее объекты находятся в земной коре, особенно в верхней ее части, доступной для промышленной разработки залежей полезных ископаемых. Ее результаты оцениваются на основе геологических критерий.

Предметом *физики Земли* являются физические явления и процессы в глубоких недрах – в мантии и ядре Земли; ее объекты исследований – это оболочки (ядро, мантия), крупные неоднородности мантии и ядра в распределении главных физических свойств, а также эволюция этих неоднородностей в геодинамических процессах. Физика Земли имеет свою методологию (способы постановки и решения задач, модели среды), свою терминологическую базу.

Региональная геофизика занимает пограничное положение между разведочной геофизикой и физикой Земли. Она использует методы разведочной геофизики для изучения структуры и динамики литосферы и верхних частей мантии, поставляя фактическую информацию для физики Земли. Объекты исследования региональной геофизики – элементы структуры земной коры и верхней мантии – занимают промежуточное положение между объектами разведочной геофизики и физики Земли. Региональная геофизика не ориентирована на прямое применение результатов в производстве. Ее выводы имеют теоретическое значение в обосновании геологических и геодинамических концепций. Они приобретают практическое значение, в том числе прогнозного плана, после геологического истолкования региональных геофизических данных.

В отличие от большинства объектов разведочной геофизики, выделяемых по признакам геологических классификаций и описывае-

мых в геологических терминах, объекты региональной геофизики – неоднородности верхней мантии и крупные структурные элементы земной коры – изначально выделялись по геофизическим характеристикам, а их геологическая систематизация является результат интерпретации, не всегда однозначной.

Региональная геофизика имеет самостоятельный предмет и объекты исследований. Это: структура и динамика литосферы, неоднородности земной коры и верхней мантии и ответственные за них геодинамические процессы. У нее есть своя методология: принципы постановки и решения задач, арсенал методов и средств исследований и критерии оценки их результатов. Все это делает региональную геофизику фундаментальной дисциплиной в науках о Земле.

С другой стороны региональная геофизика направлена на прогноз размещения и направление поисков месторождений полезных ископаемых и прогноз опасных природных явлений, что определяет ее прикладную роль.

Задачи и структура курса

Цель курса – ознакомить студентов с возможностями геофизики в исследовании крупных неоднородностей структуры земной коры и мантии, а также явлений и процессов в глубинах Земли, влияющих на формирование структур литосферы.

Студенты уже знакомы с методами разведочной геофизики, которые используются в решении региональных геолого-геофизических задач. Специфика этих задач определяется большими размерами изучаемых площадей и большими глубинами залегания объектов исследования. Это не позволяет (главным образом по финансовым соображениям) обеспечить достаточную полноту и детальность геофизических материалов. Кроме того, ограничены возможности использования априорной информации и независимого контроля результатов.

В первой части курса рассматриваются постановки региональных геофизических задач, подходы к их решению и другие вопросы методологии региональной геофизики. Обсуждаются закономерности распределения физических свойств горных пород в комплексах регионального распространения и на значительных глубинах в литосфере. Здесь же дана краткая характеристика основных геофизиче-

ских методов, используемых для решения задач глубинной и региональной геологии: структурной сейсмологии и ГСЗ, электромагнитных зондирований, гравиметрии, геотермии и палеомагнитологии. Материал не повторяет других геофизических курсов; изложены специфические методы интерпретации геофизических данных, используемые в региональных задачах. Рассмотрены принципы комплексирования методов региональной геофизики при изучении неоднородности литосферы и в задачах прогнозного типа.

Вторая часть курса посвящена основным результатам региональной геофизики. Рассматриваются: сферически симметричные физические модели Земли и выявленные по отношению к ним латеральные неоднородности в распределении физических свойств; геотермическая модель Земли; другие результаты глубинной геофизики, необходимые для геодинамического моделирования процессов формирования структур литосферы. Кратко изложены главные результаты региональных геофизических исследований строения и динамики литосферы Сибири, в частности, Байкальской рифтовой зоны. Этот раздел представляет собой обзор, призванный помочь студентам выбрать сообразно их интересам темы для самостоятельной работы.

Важным элементом изучения региональной геофизики является самостоятельная работа студентов в форме составления рефератов по результатам региональных геофизических исследований. Для этого в библиографическом списке приведены не только работы, на которые есть ссылки в тексте, или предназначенные для дополнительного изучения, но также публикации для их реферирования. Для реферирования список не является исчерпывающим или обязательным: студенты могут сами подбирать публикации по интересующим их разделам региональной геофизики.

Используются традиционные обозначения геофизических величин; поэтому в разных разделах по-разному обозначается плотность: в описании физических свойств горных пород и в гравиметрии – как σ , в сейсмологии и геодинамике – как ρ . Так, по мнению автора, удобнее для студентов, пользующихся, кроме этого пособия, другой учебной и научной литературой.

Глава 1

МЕТОДОЛОГИЯ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОФИЗИКИ

1.1. Задачи региональной геофизики

Методология геофизики – это обоснование постановки и принципов решения задач, необходимых для эффективного использования их результатов в различных дисциплинах цикла наук о Земле.

Задачи региональной геофизики делятся на две группы:

а) фундаментальные; их результаты используются в теоретической геотектонике, петрологии и в геодинамике;

б) прикладные, нацеленные на прогноз размещения геологических структур, контролирующих промышленно важные месторождения полезных ископаемых и очаги опасных природных геологических явлений; их результаты используются в нефтегазовой геологии, в геологии рудных месторождений, сейсмологии очаговых областей и вулканологии.

К числу фундаментальных задач относятся:

1. Исследование латеральной неоднородности верхней мантии на разных глубинах, изучение свойств астеносферы.

2. Изучение глубинного строения земной коры, ее расслоения, блоковой структуры.

3. Тектоническое районирование верхней части земной коры – фундамента платформенных областей, дна океанов.

Прикладными задачами региональной геофизики являются:

1. Изучение строения осадочных толщ платформ, предгорных прогибов, межгорных впадин, шельфовых бассейнов для прогноза размещения и направления поисков структур, перспективных на нефть и газ.

2. Металлогеническое районирование платформенных и складчатых областей.

3. Изучение структуры и динамики сейсмоопасных зон и областей современного вулканизма.

Постановка региональных геофизических исследований и представление результатов для дальнейшего использования различны в фундаментальных и прикладных задачах.

Особенности постановки и решения фундаментальных задач в большой мере зависят от типа геодинамических моделей, на которых основана систематизация и комплексная интерпретация материалов региональной геофизики.

1.2. Региональная геофизика и геодинамика

Региональная геофизика – главный источник фактических данных для геодинамики. Исследования глубинного строения литосфера и нижележащей мантии предполагают использование их результатов в формировании исходных моделей структуры и свойств изучаемой среды для последующего геодинамического моделирования процессов формирования неоднородностей мантии, литосферы и, в конечном счете, геологических структур в земной коре.

Основным механизмом движений мантии является тепломассоперенос в гравитационном поле Земли. Поэтому исходные модели для геодинамических исследований должны содержать сейсмические границы, распределение плотности и температуры.

Геодинамические задачи и модели

Построение геодинамических моделей структур литосферы, соответствующих известным структурным и кинематическим характеристикам объектов изучения, призвано прогнозировать неизвестные параметры этих объектов.

Смысл таких моделей – понимание природы и механизмов формирования геологических объектов разных рангов – от земных оболочек до структур, содержащих залежи полезных ископаемых. На основе геодинамики возможно согласование результатов геологии и геофизики, в частности, установление соотношений глубинных структур литосферы, изучаемых методами геофизики, с геологическими данными о строении верхней части земной коры.

Современная теоретическая геодинамика имеет дело с построением математических и (реже) физических моделей небольшого числа геодинамических процессов. Основной метод геодинамики – решение *прямых задач* гидродинамики вязкой жидкости (в некоторых задачах – механики деформируемого твердого тела) в условиях теплообмена на основе заданных структурных моделей среды, парамет-

ры которых определены геофизическими методами. При этом используются относительно простые модели процесса (уравнения движения и краевые условия), чтобы обеспечить разрешимость задачи, возможность анализа результатов моделирования применительно к типичным структурам литосферы и мантии Земли.

Такими геодинамическими моделями являются: тепловая конвекция в мантии, нижнемантинные термохимические плюмы, астено-сферный диапиритм, изостатическое регулирование литосферы, погружение литосферных плит в зонах субдукции. Результатами моделирования являются главные черты формируемых этими процессами структур литосферы.

Но для региональной геологии нужна иная постановка задачи: определить механизм формирования конкретных, изученных геологическими и геофизическими методами структур, чтобы выявить важные неизвестные их характеристики. По своему смыслу это *обратная задача* геодинамики. В результате ее решения должны быть получены характеристики процесса, который привел среду к данной структурно-кинематической ситуации (актуальной модели). Решение может быть не единственным, и проблема состоит в выборе лучшего решения по заранее сформулированным критериям.

Но прежде нужно выбрать исходную модель среды и тип геодинамического процесса.

В теоретической геодинамике нет теорем единственности решений обратных задач. Это приводит к необходимости исследования альтернативных моделей процессов и выбора из них модели, удовлетворяющей одному из критериев: простейшей, или наиболее общей, или точнее других предсказывающей подтверждаемые в дальнейшем новые факты.

Некорректность геодинамических задач

Обратная задача геодинамики формулируется так: по известным структурным и кинематическим характеристикам современной литосферы и подстилающей мантии (актуальное состояние) требуется восстановить эволюцию системы из априори неизвестного начального состояния. Такая задача в принципе не имеет единственного решения. Для этого утверждения есть несколько оснований:

1) Результаты геодинамического моделирования конвекции, плюмов и других процессов медленной эволюции выявили факты существования неустойчивых критических режимов с ветвлением (бифуркацией) решений по путям с сильно различающейся дальнейшей эволюцией. Выбор путей выхода системы из критического режима определяется малыми флуктуациями факторов процесса, т. е. является случайным. Поэтому нельзя однозначно определить путь эволюции системы из заданного начального состояния.

2) В эволюции значительную роль играют необратимые процессы, способные самопроизвольно идти только в одном направлении. Поэтому неизбежна потеря информации о прошлых состояниях системы. Два ведущих геодинамических процесса – теплообмен и масоперенос в гравитационном поле – без внешних воздействий идут только в направлении выравнивания тепловых и плотностных неоднородностей. Со временем, с удалением от исходного состояния от его структуры мало что сохраняется.

3) Информации о состоянии изучаемой системы на разных стадиях ее эволюции, как правило, не хватает. Это относится и к актуальному состоянию. Неполнота описания системы вызвана следующими основными причинами:

- для априори неизвестного типа модели геодинамического процесса неизвестен набор характеризующих его параметров;
- не все существенные в геодинамическом механизме параметры принципиально могут быть определены по имеющимся данным;
- все оценки геодинамических параметров имеют более или менее значительные погрешности.

Ситуации, обусловленные неполнотой описания, поясним на основе представлений о траекториях в фазовом пространстве [Арнольд, 1990]. Применительно к геодинамике фазовым пространством является многомерное пространство, в котором вектор признаков описывается: координатами, скоростями или импульсами элементов среды, ее свойствами, термодинамическими условиями. Все они являются функциями времени.

При полном и точном описании процесса состоянию системы в любой момент времени соответствует точка. Траекторией является пространственная кривая изменения ее положения во времени. Эти понятия введены в аналитической динамике, где доказано, что тра-

ектории не пересекаются, но могут асимптотически сближаться в особых точках.

Геодинамическое описание может быть неполным из-за отсутствия или неточного определения некоторых параметров процесса. Это значит, что реальное фазовое пространство проектируется в описании на пространство меньшей размерности.

Точки состояний системы размытаются погрешностями определения параметров и временной привязки.

Кроме того, актуальное состояние не обязательно является равновесным и конечным результатом процесса.

По известным вместо истинных траекторий их проекциям нельзя восстановить пространственную кривую. А внутри области размытости точки состояния может проходить несколько траекторий, т. е. промежуточные состояния разных процессов могут совпадать при их неполном описании.

Три главные причины некорректности обратных геодинамических задач – динамическая неустойчивость процессов, утрата информации о прошлых состояниях и неполнота структурно-кинематического описания моделей – в различной степени ограничивают возможности геодинамики и требуют для их преодоления разных условий.

Неустойчивость геодинамических процессов приводит к необходимости искать регулярные решения обратных задач – вне критических режимов и при отсутствии флуктуаций параметров процессов. Сложный процесс описывается моделью медленной эволюции: инерционные силы отсутствуют, движение заменяется последовательностью равновесных состояний.

Из-за утраты части информации о прошлых состояниях геодинамических систем более или менее надежно можно восстановить только новейшие процессы. В районах их проявления следы древних процессов могут быть стерты. Это снижает возможности геодинамики в выяснении природы древних структур земной коры.

Неполнота геодинамического описания – фактор важный, но им в некоторых пределах можно управлять, выбирая рациональный комплекс геофизических методов для расширения круга признаков, характеризующих моделируемые процессы. Средством уменьшения неоднозначности служит построение некоторой совокупности моде-

лей изучаемого процесса и выбор из них той модели, которая согла-суется с наибольшим количеством фактических данных.

Требования геодинамики к данным региональной геофизики

Итак, материалы регионального геофизического изучения современной структуры литосферы нужны для построения моделей структурообразующих геодинамических процессов. По результатам такого моделирования возможен прогноз параметров литосферы в регионах, недостаточно изученных геофизическими методами. Выбор из альтернативных геодинамических моделей осуществляется по критерию лучшего согласия с имеющейся фактической информацией.

Требования к качеству результатов региональных геофизических исследований определяются целевой установкой и способами использования результатов. Поскольку основой геодинамических моделей является тепломассоперенос в гравитационном поле Земли, то структурные модели литосферы для геодинамического моделирования, должны содержать информацию о распределении плотности, температуры, теплопроводности, вязкости, о положении и рельефе основных границ раздела.

Рельеф границ раздела, как и распределение скорости распространения упругих волн в слоях, определяется сейсмическими методами. В ряде случаев (за исключением исследований методом отраженных волн) можно без дополнительной информации оценивать необходимые параметры упругой модели литосферы. Но упругие свойства не так важны в геодинамическом моделировании, как структура границ раздела и распределение плотности. Плотностную структуру сред с субгоризонтальными границами нельзя определить по данным гравиметрии из-за неоднозначности решений обратных задач в таких моделях. Этим определяется необходимость комплексирования сейсмических методов и гравиметрии для построения плотностных моделей литосферы. Комплексирование предполагает использование сейсмических данных как априорной информации при интерпретации данных гравиметрии или оптимизационный подбор скоростных и плотностных моделей, соответствующих сейсмической информации и гравитационному полю в предположении линейной зависимости скорость – плотность.

Глава 2

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД

2.1. Определяющие факторы физических свойств горных пород

Изучение физических свойств горных пород позволяет выделить факторы, определяющие их поведение в механических, электрических и магнитных полях. Главными определяющими факторами физических свойств пород являются их химический состав и структура.

Химический состав описывается рядом характеристик:

- а) структурой атомов – числом протонов и нейтронов, распределением электронов по оболочкам, зонной электронной структурой;
- б) молекулярной структурой – типами связей атомов, их силой, направленностью;
- в) изоморфным замещением и атомами примесей в кристаллической решетке пордообразующих минералов, акцессорными минералами в горной породе, составом флюидов в поровом пространстве.

Как видим, понятие *структурата* шире понятия *химический состав*. Структура горных пород определяется также:

- г) кристаллической структурой минералов: симметрией, плотностью упаковки, типами и концентрацией дефектов;
- д) минеральным составом, взаимоотношением минералов (зерен), их фазовым и агрегатным состоянием;
- ж) пористостью, концентрацией и ориентировкой трещин, составом жидкостей и газов в породе.

Важные в региональной геофизике свойства: плотность, магнитная восприимчивость, удельное электрическое сопротивление, скорости распространения сейсмических волн – в разной степени обусловлены этими структурными факторами. Для каждого из свойств набор определяющих факторов индивидуален. Если некоторые факторы являются общими для разных свойств пород, между этими свойствами обнаруживается корреляционная зависимость. Самые факторы тоже зависят: атомная и молекулярная структура во многом определяют макроструктуру горных пород.

Атомная структура

Химические элементы различаются *составом ядра*: числом протонов (атомным номером) или суммарным числом протонов и нейтронов (массовым числом). Тяжелые атомы (с большим числом протонов и нейтронов) или изотопы с неустойчивыми по соотношению протонов и нейтронов структурами ядер могут быть радиоактивными. Горные породы являются радиоактивными в связи с концентрацией в них этих элементов, которые являются аксессорными. В математических горных породах концентрация радиоактивных элементов уменьшается от кислых пород к ультраосновным. Это определяет отрицательную корреляцию радиоактивности с плотностью и в меньшей мере с упругими свойствами и магнитной восприимчивостью. Кроме того, от радиоактивности непосредственно зависит генерация тепла в горных породах.

Электронная конфигурация элементов определяет тип магнетизма – диамагнетизм или парамагнетизм атомов.

Атомы с четным числом электронов по правилу Хунда – компенсации полей противоположно ориентированных магнитных моментов электронов – являются диамагнетиками. Они намагничиваются индуктивно, в направлении, противоположном намагничивающему полю. (К классу диамагнетиков относятся все ионные кристаллы).

Атомы с нечетным числом электронов являются парамагнетиками. Их намагниченность имеет ориентационную природу, направление намагниченности совпадает с направлением поля. Парамагнитными также являются переходные металлы в связи с энергетической инверсией электронных оболочек ($4s-3d$ в группе железа, $5s-4d$ в группе палладия, $6s-4f-5d$ в группе платины, инверсия вокруг оболочки $5f$ у актинидов).

Парамагнетики при невысокой температуре приобретают магнитную упорядоченность в виде параллельной ориентации магнитных моментов электронов валентной оболочки (магнитный фазовый переход при температуре Кюри). Вещество становится ферромагнитным. В магнетизме горных пород наиболее важен ферромагнетизм железа, другие элементы мало распространены в литосфере.

Главными факторами, определяющими магнитные свойства пород, являются содержание в породах соединений железа, их магнитная структура и температура.

Зонная электронная структура атомов определяет их электропроводность. Если валентная зона атома перекрывается разрешенной зоной проводимости, такое вещество является проводником. У полупроводников между заполненной валентной зоной и пустой зоной проводимости есть неширокая (0,1–5 эВ) запрещенная зона, которая преодолевается электронами при достаточно сильном электрическом, тепловом или механическом возбуждении. Диэлектрики имеют широкую (> 5 эВ) запрещенную зону между валентной зоной и зоной проводимости.

Воздействие электронной структуры на физические свойства вещества реализуется через тип связей атомов в молекулы.

Важно, что элементы, входящие в большинство химических соединений, имеют валентные p -электроны (C, N, O, Al, Si, P, S, Cl и другие), у которых орбитальное квантовое число $l = 1$, а другие (в частности, переходные металлы группы железа) – d -электроны ($l = 2$). Электронные орбитали у них имеют отчетливую ориентировку, что определяет возможность образования направленных связей, энергия которых по разным осям различна.

Кристаллическая структура минералов формируется на основе трех видов связей атомов: ионной, ковалентной и металлической. Энергия этих связей варьирует в диапазоне от 10^4 до 10^7 Дж/моль. Как правило, у ионных кристаллов она больше, чем у металлов, значения энергии ковалентных связей (у разных соединений) располагаются во всем указанном диапазоне. От энергии связи атомов зависят температура плавления и механические свойства кристаллов. Многие минералы и породы обнаруживают разные виды связей, но всегда одна из них является преобладающей.

Ионная связь создает прочные симметричные электронные конфигурации, она ненаправленная, кристаллы обладают высокой симметрией, почти изотропные по физическим свойствам. Ионные кристаллы – обычно диэлектрики, диамагнетики, они прозрачны, имеют низкую теплопроводность. Ионные связи характерны для соединений щелочных металлов с галогенами, карбонатов, сульфатов.

Ковалентная связь, создаваемая общими для каждой пары атомов p -электронами, направленная, и чем меньше у атома валентных электронов, тем резче выражена направленность, что определяет низкую симметрию кристаллов, анизотропию их свойств. Чисто ковалентная связь может быть только между одинаковыми атомами, в

других соединениях она ослабляется за счет ионных или металлических связей. Многие ковалентные кристаллы являются полупроводниками, у них довольно высокая теплопроводность, они непрозрачны для видимого света, имеют большие значения упругих модулей.

Металлическая связь образуется нелокализованными на отдельных атомах валентными электронами. Такие вещества пластичны, имеют высокую электропроводность и теплопроводность, не прозрачны в видимом свете. К этому классу относятся самородные металлы, ряд окислов и сульфидов.

Изоморфизм – взаимное замещение в кристаллической решетке близких по свойствам атомов – распространенное явление в минералах, включая порообразующие минералы. В изоморфных рядах обнаруживаются вариации физических свойств: модулей упругости, плотности, магнитной восприимчивости, иногда электропроводности. В группе полевых шпатов имеет место изоморфизм по Na и K (альбит – ортоклаз, микроклин) и по комплексам Na + Si и Ca + Al (плагиоклазы от альбита до аортита); у оливинов – изоморфизм по Mg и Fe (форстерит – фаялит); у железных руд – изоморфизм Ti – Fe (титаномагнетит – магнетит). Эти и другие замещения происходят по принципу близости атомных радиусов при условии сходных поляризационных характеристик ионов. Влияние изоморфных замещений на физические свойства пород невелико ввиду малых различий кристаллической структуры.

Примесные атомы в кристаллической решетке по-разному искают решетку, находясь в узлах и междуузлиях, создают добавочные энергетические уровни в зонной электронной структуре. Увеличивается электропроводность минералов – диэлектриков и полупроводников, изменяются поглощающие свойства, цвет, пластичность, прочность, упругие свойства, в меньшей мере плотность и магнитные свойства, усиливаются транспортные свойства (диффузия, теплопроводность). Степень этих изменений свойств зависит от концентрации примесей.

Аксессорными минералами часто бывают рудные, темноцветные, редкие минералы. Несмотря на малое содержание в горных породах, они существенно влияют на электрические и магнитные свойства пород. Темноцветные и рудные минералы повышают электропроводность горных пород, непосредственно из-за металлических связей и косвенно, путем изменения типа и структуры связей других

минералов, понижения потенциала ионизации. Среди них есть много минералов переходных металлов, прежде всего окислы и гидроокислы железа, за счет которых намагничиваются горные породы. Другие свойства горных пород: упругие модули, плотность корреляционно связаны с концентрацией аксессорных минералов. Эта корреляция обусловлена обратной зависимостью концентрации темноцветных минералов от содержания кремнезема в магматических породах. Поэтому насыщенные темноцветными минералами основные породы имеют более высокие значения плотности и скоростей сейсмических волн.

Состав флюидов в поровом пространстве горных пород существенно влияет на электрические свойства – удельное сопротивление и диэлектрическую проницаемость. Особенно важна зависимость проводимости от минерализации вод в поровом пространстве для осадочных пород. Коллекторы различаются по диэлектрической проницаемости в зависимости от заполнения пор: вода, нефть или воздух.

Другие свойства с составом флюидов связаны меньше. Большое геофизическое значение имеют изменения плотности и скорости сейсмических волн в коллекторах с газом по сравнению с породами, насыщенными водой или нефтью.

Кристаллическая структура (параметры решетки, плотность упаковки атомов, симметрия, типы и концентрация дефектов и дислокаций) является важнейшим фактором для плотности и упругих модулей. Кристаллической структурой определяются и другие свойства минералов: электрические, тепловые, деформационные. Однако в горных породах, представляющих собой поликристаллические и полиминеральные агрегаты, фактор кристаллической структуры во влиянии на эти свойства иногда перекрывается другими, макроструктурными характеристиками горных пород.

Широко распространенные горные породы имеют относительно небольшие вариации средней атомной массы – от 20 до 22–23. Дифференциация по плотности и упругим свойствам горных пород, вызванная этим фактором, не выходит за пределы 5–10 %.

Реальное разнообразие значений плотности и скоростей распространения сейсмических волн от 1–2 г/см³ и 0,3–2 км/с (пески, песчаники, суглинки вблизи поверхности) до 5,5 г/см³ и 13,5 км/с (мантия Земли у границы ядра) обусловлено главным образом параметрами кристаллической структуры. Чем плотнее упаковка атомов в

решетке, тем выше плотность, упругие модули и скорости распространения сейсмических волн. Наиболее плотная упаковка в силикатах образуется под высоким давлением в низах нижней мантии. Многие порообразующие минералы: кварц, оливин, пироксены и другие в условиях высоких давлений претерпевают полиморфные фазовые переходы от низкоплотных форм, равновесных в поверхностных условиях, к плотным структурам с высокой симметрией кристаллических решеток на больших глубинах в мантии.

Дефекты кристаллической решетки, как правило, приводят к некоторому понижению плотности и упругих модулей минералов и горных пород. Тепловые фононы, кроме того, изменяют электропроводность. Металлические кристаллы увеличивают сопротивление с температурой. У ионных кристаллов сопротивление с температурой понижается. Понижается с ростом температуры сопротивление и ковалентных полупроводниковых минералов. Тепловое возбуждение нарушает ориентацию магнитных моментов частиц, а при температуре выше точки Кюри ликвидирует магнитное упорядочение ферромагнетиков, и они переходят в парамагнитное состояние.

Точечные дефекты в кристаллах: вакансии, атомы в междуузлиях, концентрация которых повышается с температурой, определяют транспортные свойства минералов и горных пород (температуропроводность, диффузию, вязкость, электропроводность). Дефекты изменяют напряженное состояние кристаллов, уменьшая тем самым упругие модули минералов и горных пород. Влияние точечных дефектов на плотность мало, так как в больших объемах число вакансий и число атомов в междуузлиях примерно одинаково.

Линейные дефекты – дислокации (краевые и винтовые) влияют, в основном, на механические свойства минералов и горных пород (упругость, пластичность, прочность). Через взаимодействие с дислокациями точечных дефектов проявляется влияние дислокаций на коэффициенты переноса. В частности, скорость диффузии по линиям дислокаций может на порядки превышать объемную диффузию.

Макроструктура магматических пород определяется минеральным составом, условиями кристаллизации, последующей эволюции и местонахождения. Различия физических свойств интрузивных и эффузивных пород, сходных по химическому составу, невелики. Эффузивы имеют в среднем несколько меньшие (на ~ 10 %) значения плотности и упругих характеристик, чем интрузивные породы

рис. 1), но заметно больший разброс этих значений для пород одного состава.

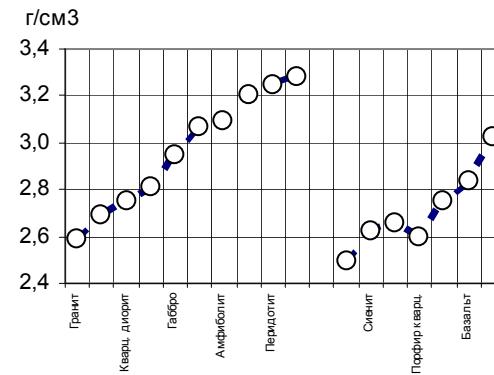


Рис. 1. Средняя плотность магматических пород: слева – интрузивных, справа – эффузивных

Подобное соотношение имеет место и для магнитной восприимчивости интрузивов и эффузивов.

Влияние процессов метаморфизма на физические свойства магматических пород разнообразно. Оно зависит от типа метаморфизма, т. е. от температуры, давления, сдвиговых деформаций и состава привнесенных флюидов. При региональном метаморфизме повышаются плотность и упругие модули горных пород, довольно заметны эти изменения в фациях высоких давлений и температур – гранулитовой и особенно эклогитовой. За счет графитизации и появления магнетита возрастают электропроводность и магнитная восприимчивость метаморфических пород фаций зеленых сланцев и амфиболитов по сравнению с неизмененными породами. Иной характер изменения физических свойств обнаруживается при низкотемпературном метасоматозе, примером которого служит серпентинизация гипербазитов, превращение оливинов и пироксенов в гидроокислы с существенно меньшими (на 10–15 %) значениями плотности и скоростей упругих волн, но с большей магнитной восприимчивостью.

Метаморфизм осадочных пород приводит к еще более значительным изменениям физических свойств. Контактовый метаморфизм сопровождается образованием скарнов, часто содержащих месторождения железа, свинца и цинка, золота, вольфрама и молибдена. Большинство скарнов имеют резко повышенные значения плотности и магнитной восприимчивости и пониженное сопротивление.

С региональным метаморфизмом песчаников часто связаны железорудные залежи. Железистые кварциты (КМА, Криворожье) имеют

высокие значения плотности, магнитной восприимчивости и электропроводности, пропорциональные концентрации железа.

Пористость, трещиноватость и флюидонасыщенность довольно сильно влияют на физические свойства осадочных пород на глубинах до 3–5 км, а на свойства магматических и метаморфических пород – в основном в приповерхностных условиях. Пористость и трещиноватость ведут к уменьшению плотности, пропорциональному общей пористости K_p . Поэтому плотность сухих пород σ_c меньше минеральной плотности σ_m твердой фазы: $(\sigma_m - \sigma_c) / \sigma_m = K_p$. В осадочных породах K_p может достигать 0,2–0,4. Но поры в естественном залегании редко остаются без жидкого заполнения, так что реальное уменьшение σ не так велико: $(\sigma_m - \sigma) / \sigma_m = K_p (\sigma_m - \sigma_j) / \sigma_m \approx 0.6 K_p$. Примерно в таком же отношении уменьшаются и скорости распространения упругих волн, но здесь сложнее: важны геометрия пор, скелета, степень связности пор.

Пористость и состав флюидов являются факторами, определяющими электропроводность горных пород. Этот фактор очень сильный; удельное сопротивление осадочных пород часто не зависит от состава скелета, определяясь исключительно составом и концентрацией флюидов.

Главная теплофизическая характеристика горных пород – коэффициент теплопроводности определяется теми же факторами, что плотность и скорость сейсмических волн: главный из них – кристаллическая структура, а также пористость, давление и температура.

Давление и температура

Плотность горных пород при высоких давлениях и температурах зависит от сжимаемости и коэффициента теплового расширения. Объемная сжимаемость, $\beta = \partial\sigma / \sigma \partial P$, различна для магматических и метаморфических, с одной стороны, и осадочных пород, с другой, при небольших давлениях, пока не закрыто поровое пространство.

На рис. 2 схематически показана зависимость плотности и скорости продольных волн от давления на примере перидотита. Начальная часть кривой является обобщением экспериментальных данных, а изменения свойств при больших давлениях, в том числе фазовые переходы получены по физической модели Земли PREM [Dziewonski, Anderson, 1981]. В начальной части кривой видна нелинейность, связанная с эффектом закрытия пор. Наклон кривой при более высоком давлении обусловлен сжатием кристаллической решетки.

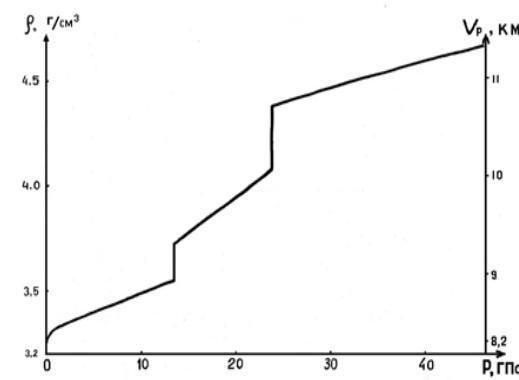


Рис. 2. Зависимость плотности и скорости продольных волн от давления (перидотит)

Значения сжимаемости горных пород в нижней части земной коры находятся в пределах $(0,2-5) \cdot 10^{-12} \text{ Па}^{-1}$. Сжатие решетки не беспрепятственно; она не выдерживает давления выше критической величины, различной у разных минералов, но всегда зависящей, кроме того, от температуры. При этом давлении происходит фазовый переход в структуру с более плотной упаковкой. На рис. 1 фазовые переходы изображены в виде скачкообразных увеличений плотности и скорости упругих волн на фазовых границах. Сжимаемость перидотита в переходной зоне мантии (около $8 \cdot 10^{-12} \text{ Па}^{-1}$), как видим, больше, чем выше этой зоны и особенно в нижней мантии, где она составляет $\sim 3 \cdot 10^{-12} \text{ Па}^{-1}$. Примерно такие же значения имеют коэффициенты зависимости от давления скорости продольных волн.

Тепловое расширение характеризуется величиной $\alpha = -\partial\sigma / \sigma \partial T$. Этот коэффициент мало зависит от давления и температуры, но обнаруживает зависимость от состава пород – от содержания SiO_2 . С увеличением содержания от 30 % в дуните до 70 % в гранитах α возрастает от $2 \cdot 10^{-6}$ до $8 \cdot 10^{-6} \text{ К}^{-1}$. Еще большее тепловое расширение кварцитов – $11 \cdot 10^{-6} \text{ К}^{-1}$. Эти различия существенны для верхних частей континентальной коры, а в мантии коэффициент теплового расширения имеет значения порядка 10^{-6} К^{-1} .

Скорости сейсмических волн в магматических породах практически линейно зависят от температуры в условиях земной коры (от 0 до 500 °C):

$$v_{p,s}(T) = v_{p,s}(0) (1 - \alpha_{p,s} T), \quad (1)$$

причем $\alpha_p \approx \alpha_s$. Значения этих коэффициентов порядка $(1-5) \cdot 10^{-6} \text{ К}^{-1}$ и мало зависят от состава пород.

Электропроводность пород на большой глубине в земной коре и верхней мантии определяется в основном температурой. Зависимость удельного сопротивления от температуры довольно сильна:

$$\rho(T) = \rho(0) \exp(E_0 / 2kT), \quad (2)$$

где k – постоянная Больцмана ($1,38 \cdot 10^{-23}$ Дж/К), E_0 – энергия активации. У разных минералов E_0 изменяется в широких пределах, от $\sim 10^{-18}$ Дж у эгирина до $\sim 10^{-13}$ Дж у берилла и серпентина.

Выше температуры солидуса удельное сопротивление мантийных пород понижается почти на два порядка из-за повышения концентрации расплава. Этот факт используется для выяснения структуры астеносферы методом глубинных электромагнитных зондирований.

Магнитная восприимчивость основных и ультраосновных пород, составляющих нижнюю часть земной коры и верхнюю мантию, мало меняется с температурой, если она не достигает точки Кюри – температуры перехода ферромагнетика в парамагнитное состояние с резким уменьшением магнитной восприимчивости κ и намагниченности J . Намагниченность по ферромагнитному типу имеют породы, у которых велика температура Кюри T_c . Главный ферромагнитный минерал земной коры имеет $T_c = 578$ °С. Температуры Кюри ультрабазитов мантии (железо входит в решетки оливина и пироксенов) составляют 300–600 °С.

2.2. Корреляция физических свойств горных пород

Значения физических свойств пород имеют довольно широкие области неопределенности из-за влияния нескольких факторов, по причинам различия состава, структуры каждого типа пород, условий их залегания. Это приводит к неоднозначности геологического истолкования результатов, полученных каждым из геофизических методов. Поэтому возникает необходимость комплексирования геофизических методов. Чтобы обосновать возможность комплексирования в конкретных геологических задачах, необходимо выявить взаимосвязи между физическими свойствами горных пород.

Взаимосвязи между физическими свойствами горных пород можно выявить путем сопоставления определяющих факторов или корреляционным анализом эмпирических данных.

Между какими-то двумя свойствами в определенном классе пород может быть установлена корреляция, выраженная уравнением регрессии. В других случаях корреляция отсутствует, но некоторые геологические тела могут быть выделены по двум (или более) физическим свойствам. Рассмотрим соотношения, которые можно ожидать между основными геофизическими свойствами: плотностью σ , магнитной восприимчивостью κ , скоростями сейсмических волн v_p и v_s и удельным электрическим сопротивлением ρ , исходя из определяющих факторов этих свойств.

Плотность и упругие свойства пород определяются в основном параметрами кристаллической структуры минералов. Поэтому имеется довольно тесная связь между этими свойствами пород, если нет больших различий по средней атомной массе.

Электрическая проводимость горных пород зависит, главным образом, от содержания флюидов в поровом и трещинном пространстве породы и степени их минерализации. Этот фактор не является ведущим для других свойств. Поэтому удельное сопротивление, в общем, не обнаруживает корреляции с другими свойствами, хотя в некоторых осадочных толщах есть участки разрезов с устойчивыми соотношениями удельных сопротивлений со скоростями сейсмических волн. Диапазон значений удельных сопротивлений горных пород очень широкий. Пористость и трещиноватость тесно связаны с составом и структурой пород, так что любые литологические различия в разрезе различаются по электропроводности. Имеет место корреляция удельного сопротивления и скоростей сейсмических волн для глубинных зон литосфера в связи с температурой.

Достаточно общее, практически для всех пород, уравнение регрессии связывает только плотность и скорости продольных волн. Фактических данных о скоростях поперечных волн немного, их корреляция с плотностью изучена хуже, чем для скоростей продольных волн. Уравнение регрессии

$$\sigma = a(M_a) + b v_p. \quad (3)$$

называется универсальным уравнением состояния (уравнением Берча). Свободный член уравнения зависит от средней атомной массы M_a , она для большинства горных пород мало отличается от значений

21–22, возрастаю в случаях повышения содержания металлов: железа, титана и других.

Значения коэффициентов уравнений регрессии обнаруживают некоторый разброс. Это не мешает эффективно использовать уравнение (3) для построения плотностных моделей региональных геологических разрезов по данным о скорости продольных волн при комплексной интерпретации сейсмических и гравиметрических данных. Но латеральные вариации плотности и скоростей сейсмических волн в отдельных слоях обычно невелики, и их оценка лежит за пределами возможностей этого метода комплексной интерпретации сейсмических и гравиметрических данных.

На рис. 3 показаны фактические соотношения между плотностью и скоростями сейсмических волн для разных пород. Видны: хорошая корреляция свойств во всем диапазоне значений, изменения наклона кривой для разных пород, роль атомной массы, приводящая к сдвигу линии регрессии. Очевидно, что пересчет скорости в плотность на основании этой корреляции сопряжен с погрешностями. Они могут быть меньше изменений свойств от слоя к слою, но в пределах даже крупных слоев вариации свойств надежно выявить на этой основе невозможно.

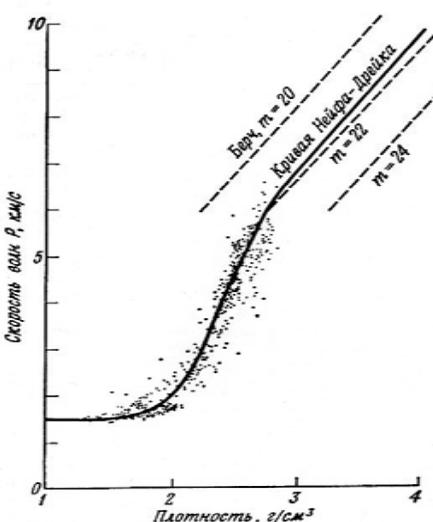


Рис. 3. Соотношение плотности и скоростей продольных волн для горных пород разных типов. Обозначения: а) точки – фактические данные для осадочных, магматических и метаморфических пород, сплошная кривая – аппроксимация Нейфа и Дрейка, пунктир – зависимости для магматических пород с разной атомной массой при высоких давлениях [Берч, 1960]

Как видим, существенная нелинейность зависимости скорость – плотность наблюдается в левой части кривой, при $\sigma < 2,2 \text{ г/см}^3$.

Петрофизическая классификация горных пород для региональных задач геофизики включает три класса осадочно-вулканогенных пород: терригенные, карбонатные и основные эфузивные породы (траппы); четыре класса магматических пород: гранитоиды, средние, основные породы и ультрабазиты (табл. 1). Здесь показан диапазон значений свойств в каждом классе пород. Скорости поперечных волн не приводятся: их можно вычислить как $v_S = 0,6 v_P$.

Таблица 1
Физические свойства пород регионального распространения

Классы пород	$\sigma, \text{г/см}^3$	$v_P, \text{км/с}$	$\kappa, \text{ед. СИ}$	$\rho, \text{Ом}\cdot\text{м}$
Осадочный комплекс:				
терригенные	2,3–2,6	3,2–3,8	10^{-5} – 10^{-3}	10^{-1} – 10^3
карбонатные	2,6–2,8	4,0–4,8	$<10^{-5}$	10^2 – 10^3
траппы	2,8–2,9	5,8–6,2	10^{-2} – 10^{-1}	10^3 – 10^4
Магматические породы:				
гранитоиды	2,5–2,7	5,2–5,8	10^{-4} – 10^{-3}	10^2 – 10^4
средние	2,6–2,8	5,7–6,5	10^{-3} – 10^{-2}	10^2 – 10^4
основные	2,8–3,0	6,3–7,5	10^{-2} – 10^{-1}	10^2 – 10^5
ультрабазиты	3,1–3,3	7,6–8,7	10^{-5} – 10^{-1}	10^2 – 10^5

Как видим, разброс значений для конкретных типов пород не мешает выявлению определенных закономерностей, особенно для магматических пород. Главная закономерность – увеличение плотности и скорости упругих волн от кислых к ультраосновным породам.

2.3. Плотностная и скоростная модели коры и мантии Земли

Плотностная и скоростная структура коры и мантии Земли определяется составом горных пород, температурой и давлением.

В структуре литосферы выделяют слои: K_1 – осадочный (или осадочно-вулканогенный); K_2 – гранитно-метаморфический; K_3 – базальтовый; M_1 – подкоровый (литосферная мантия).

Названия слоев, слагающих земную кору, не имеют строгого петрографического смысла. Это обозначения, использующие близость свойств вещества слоев к физическим свойствам соответствующих горных пород.

Верхняя часть земной коры сложена осадочными породами, а также кислыми и средними магматическими и близкими им по составу метаморфическими породами. Она состоит из осадочного и гранитного (гранитно-метаморфического) слоев.

Осадочный слой изменяется по толщине в разных тектонических областях от 0 на щитах платформ и в складчатых областях до 20 км в платформенных и предгорных прогибах. Его плотность в среднем равна $2,2\text{--}2,5 \text{ г}/\text{см}^3$, а скорость продольных волн изменяется от $0,5\text{--}1,5 \text{ км}/\text{с}$ в рыхлых породах верхней части разреза до $3\text{--}4,5 \text{ км}/\text{с}$ на глубинах порядка 2 км. Скорость довольно сильно варьирует в зависимости от относительного содержания в разрезе карбонатных, терригенных и эфузивных пород.

В земной коре континентов плотность и скорости сейсмических волн возрастают с глубиной в основном из-за изменений минералогического состава пород, а также из-за повышения давления. Влияние температуры, как правило, невелико. Лишь в отдельных активных тектонических областях оно оказывается достаточным для возникновения волноводов – внутриструктурных зон пониженных скоростей упругих волн, обычно на глубинах порядка 15–20 км – в нижней части гранитного слоя.

Гранитно-метаморфический слой варьирует по толщине: от 0 до 25 км. Он отсутствует в океанах и в отдельных частях горных областей (например, Урала), а также под некоторыми платформенными и межгорными прогибами. Его средняя плотность равна $2,6\text{--}2,7 \text{ г}/\text{см}^3$, а скорости продольных волн $5,5\text{--}6 \text{ км}/\text{с}$.

Нижний слой континентальной коры и почти вся океаническая кора сложены породами основного состава. Это базальтовый слой толщиной от 5 до 20 км с плотностью $2,9\text{--}3,0 \text{ г}/\text{см}^3$ и скоростями Р-волн $6,5\text{--}7,2 \text{ км}/\text{с}$. Он отсутствует только на небольших площадях в тех горных областях, где велика мощность гранитного слоя.

Нижняя граница земной коры – раздел Мохо почти повсеместно выражается скачками скоростей: продольных волн с $6,7\text{--}7,2 \text{ км}/\text{с}$ до $7,8\text{--}8,5 \text{ км}/\text{с}$, поперечных волн – с $3,7\text{--}4,2 \text{ км}/\text{с}$ до $4,4\text{--}5 \text{ км}/\text{с}$ и скачком плотности на $0,3\text{--}0,4 \text{ г}/\text{см}^3$. В отдельных районах обнаружена переходная зона от коры к мантии толщиной порядка 5 км.

В верхней мантии континентов и океанов на разных глубинах (в зависимости от теплового состояния) выделяется зона пониженных

скоростей сейсмических волн (волновод, астеносфера). Под континентами она имеет большую глубину залегания верхней границы и меньшую толщину, чем под океанами, а под холодными массивными платформенными областями практически не выделяется. Эта зона имеет тепловую природу и нерезкие границы. Она обусловлена частичным плавлением мантийного вещества на глубинах 100–200 км в связи с приближением реальной геотермы к кривой плавления. В областях надежного установления астеносферы (под океанами и рифтовыми зонами континентов) в ней возможно тепловое разуплотнение верхней мантии на величину $\sim 0,05 \text{ г}/\text{см}^3$. Астеносфера выделяется, кроме того, уменьшением удельного электрического сопротивления, что связано с повышением температуры и частичным плавлением вещества.

Переходная зона между верхней и нижней мантией на глубинах 420–670 км – это стратифицированный по плотности слой, в котором оливин и пироксен претерпевают полиморфные переходы. На основных фазовых границах (420 и 670 км) плотность и скорость продольных волн скачкообразно возрастают на 5–8 %.

Нижняя мантия под разделом 670 км имеет плотность $(4,40 \pm 0,03) \text{ г}/\text{см}^3$, скорость продольных волн $v_p (10,75 \pm 0,03) \text{ км}/\text{с}$. К основанию нижней мантии из-за адиабатического сжатия ее плотность возрастает до $5,6 \text{ г}/\text{см}^3$, а скорости v_p до $13,7 \text{ км}/\text{с}$.

В табл. 2 приведены петрофизические характеристики литосферы континентов и океанов: мощности слоев земной коры и диапазон значений их основных физических свойств.

Таблица 2
Петрофизическая модель литосферы

Слои	Континенты			Океаны		
	H, км	$\sigma, \text{ г}/\text{см}^3$	$v_p, \text{ км}/\text{с}$	H, км	$\sigma, \text{ г}/\text{см}^3$	$v_p, \text{ км}/\text{с}$
Осадочный	0–20	$2,2\text{--}2,8$	$2,5\text{--}6,0$	0–3	$1,5\text{--}2,5$	$1,7\text{--}3,8$
Гранитный	0–20	$2,5\text{--}2,7$	$3,0\text{--}6,0$	–	–	–
Базальтовый	0–50	$2,8\text{--}3,0$	$6,5\text{--}7,3$	4–10	$2,8\text{--}2,9$	$6,0\text{--}7,3$
Подкоровый	50–150	$3,1\text{--}3,4$	$7,7\text{--}8,7$	15–100	$3,0\text{--}3,3$	$7,8\text{--}8,3$

В комплекс геофизических методов исследования литосферы входят: сейсмология и ГСЗ, гравиметрия, геотермия и глубинные электромагнитные зондирования.

Глава 3

МЕТОДЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОФИЗИКИ

Основными методами региональной геофизики являются:

- сейсмологические, включая методы глубинных сейсмических зондирований с использованием искусственных источников волн – взрывов, вибраторов и др. Эти методы дают наиболее надежную информацию о расслоении литосферы;
- электромагнитные зондирования, позволяющие определить электропроводность пород на разных глубинах, выявить зоны повышенной электропроводности, обусловленные, как правило, разогревом вещества до частичного плавления;
- гравиметрия – для изучения изостазии, типа и степени отклонения литосферы конкретных районов от равновесия, совместно с ГСЗ
- для изучения плотностной неоднородности земной коры и верхней мантии, для выявления структурно-тепловой неоднородности фазовой переходной зоны мантии;
- магнитометрия – для выявления закономерностей распределения возраста океанической литосферы по полосовым магнитным аномалиям и палеомагнитной шкале;
- геотермия – для выяснения тепловой неоднородности литосферы, латерально и по глубине;
- палеомагнитология – для изучения параметров горизонтальных движений литосферных плит и блоков, а также истории вертикальных движений в пределах крупных осадочных бассейнов.

3.1. Структурная сейсмология и ГСЗ

Сейсмологии в учебном плане геофизиков посвящен отдельный спецкурс. В нем рассматриваются вопросы очаговой (распределение очагов землетрясений в пространстве и во времени, механизмы очагов, прогноз землетрясений) и структурной сейсмологии (методы и результаты изучения строения Земли по скоростям распространения сейсмических волн, и их динамическим характеристикам – амплитудам и частотам). Метод глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) также изучаются в отдельном спецкурсе.

Вопросы структурной сейсмологии и ГСЗ обсуждаются здесь в плане качества применения результатов этих методов в задачах изучения структуры литосферы.

Литосфера представляет собой слоистую среду, границы в которой являются разделами по плотности и скоростям распространения сейсмических волн и, как правило, имеют малые углы наклона. Сейсмические методы весьма эффективны в определении параметров таких скоростных моделей. Для этого не требуется дополнительной информации.

Структурная сейсмология и ГСЗ различаются источниками колебаний: в сейсмологии – это землетрясения, положение которых в пространстве и времени не подвластно исследователю. В ГСЗ расположение источника, время импульса и его энергия (мощность) определяются исследователем. Естественно, что методики наблюдений в сейсмологии и ГСЗ по этой причине различаются, но этот вопрос мы не обсуждаем.

Первые данные о строении земной коры были получены методами структурной сейсмологии. И в настоящее время она вносит большой вклад в познание структуры литосферы. Особенно велико ее значение в части выявления пространственных скоростных неоднородностей литосферы и мантии Земли по временам пробега сейсмических волн от множества очагов к множеству сейсмических станций методом сейсмической томографии.

Методы структурной сейсмологии

Источниками волн в структурной сейсмологии являются очаги землетрясений, горных ударов, больших промышленных взрывов. Для горных ударов примерно известны координаты, в том числе глубина очага, а для промышленных взрывов, кроме того, приближенное время взрыва. Иное положение с землетрясениями: время в очаге и координаты очага должны быть определены по временам пробега упругих волн от очага к сети сейсмических станций. Времена пробега сейсмических волн можно использовать для восстановления скоростной структуры среды (решения обратной кинематической задачи). Методов решения этой задачи предложено много. В основе ряда методов лежит решение интегрального уравнения сейсмического луча:

$$t = \int_s \frac{ds}{v(s)}, \quad (4)$$

где t — время пробега сейсмической волны от источника к приемнику, $v(s)$ — скорость волны по лучу с траекторией s .

Траектория луча зависит от распределения в среде скорости $v(s)$, и задача восстановления $v(s)$ является нелинейной.

Для преодоления трудностей, связанных с нелинейностью, вводятся предположения по упрощению скоростной структуры среды.

Способ Герглотца–Вихерта позволяет определить скорость рефрагированных волн v в точках максимального проникновения сейсмических лучей в среде с непрерывным увеличением скорости с глубиной и без латеральной неоднородности:

$$\ln \frac{R}{r} = \frac{1}{\pi} \int_0^\Delta \operatorname{arch} \frac{p}{P} d\Delta, \quad (5)$$

где: r — радиус такой точки; R — радиус Земли; $p = dt/d\Delta$ — производная годографа в функции углового эпицентрального расстояния Δ ; это параметр луча; P — его значение, соответствующее точке максимального проникновения луча, где угол наклона луча к радиусу равен $\pi/2$. По определению P : $v = r / P$. Таким образом, определяя параметр луча по углу выхода луча на поверхность и скорости волны вблизи поверхности, получаем значение скорости на максимальной глубине луча. Проекция этой точки на поверхность лежит на середине эпицентрального расстояния для данного луча.

Этот метод применим только для непрерывных годографов. Когда имеются разрывы, годографы исправляют путем приведения к поверхности разрыва.

Способ Гуттенберга позволяет без решения интегрального уравнения (3) определить скорости в мантии в окрестностях очагов глубоких землетрясений. Параметры лучей, вышедших из очага

$$p_j = (R - h) \sin j / v_h, \quad (6)$$

где v_h — искомая скорость, h — глубина очага, j — угол наклона луча к радиусу R . Максимальное значение p_{\max} параметр p_j имеет, когда луч горизонтален, $j = \pi/2$. Таким образом, скорость равна

$$v_h = (R - h) / (dt/d\Delta)_{\max}, \quad (7)$$

так как $p = dt/d\Delta$ — производная годографа по эпицентральному расстоянию Δ . Лучу соответствует точка перегиба на годографе.

Метод анализа дисперсии поверхностных волн используется для выявления региональных неоднородностей верхней мантии, в особенности, положения и толщины волноводного слоя. Дисперсией называется зависимость скорости распространения волн Рэлея от частоты, обусловленная изменением упругих свойств среды с глубиной и разной эффективной толщиной слоя, в котором распространяются волны разной частоты. Низкочастотные волны, с периодами до 600 с, проникают в мантию до глубин более 400 км. Путем сравнения реальных дисперсионных кривых $v_R(T)$ с кривыми, рассчитанными для моделей с разными параметрами волноводного слоя, можно выбрать региональные модели строения верхней мантии, соответствующие конкретным данным наблюдений. Например, обнаружено систематическое повышение толщины волноводного слоя в активных тектонических областях континентов по сравнению со стабильными платформенными регионами, а также в среднем под океанами относительно континентов. Наличие волновода подтверждено обнаружением канальных волн P_a и S_a , распространяющихся путем внутреннего отражения с рефракцией от нерезких границ волновода и имеющих прямолинейные годографы.

Метод сейсмического просвечивания исследуемой области волнами удаленных землетрясений применяется для изучения региональных особенностей строения земной коры и верхней мантии. Объемные волны далеких землетрясений приходят на станции региональной сети под довольно большими углами. Обнаружить области пониженных скоростей сейсмических волн под литосферой можно по площадному распределению времени запаздывания прихода волн по отношению к расчетному времени, полученному для стандартной модели сейсмического разреза или относительно стандартного годографа (например, годографа Джейффриса – Буллена). Таким способом В. А. Рогожиной [1982] и независимо С. В. Крыловым [1982] обнаружена довольно глубокая аномальная низкоскоростная область мантии под Байкальским рифтом и построены ее глубинные разрезы. Обратная задача восстановления скоростной структуры по этим данным надежно решается при наличии плотной сети сейсмических лучей, пересекающих аномальную область во всем ее

объеме. Так как в БРЗ таких лучей было немного, задача решалась при определенных предположениях. Предположения указанных исследователей были различными, и полученные модели аномальной зоны тоже различаются (рис. 4).

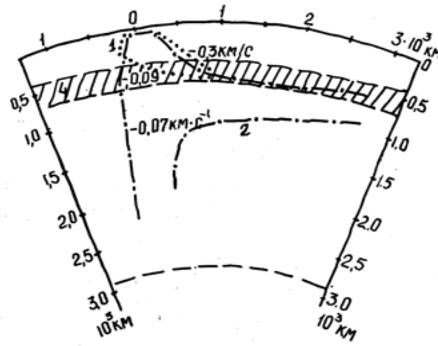


Рис. 4. Сравнение моделей низкоскоростной области мантии в Байкальской рифтовой зоне:
1 – интерпретация В. А. Рогожиной (1982), 2 – интерпретация С. В. Крылова (1982)
Вертикальной штриховкой показана переходная зона мантии

В модели В. А. Рогожиной довольно большое понижение скорости ($0,2 \text{ км/с}$) отмечается в области до глубины 200 км. В модели, построенной С. В. Крыловым, значительно меньшая аномалия скорости распространяется до большей глубины ($0,09 \text{ км/с}$ вверху до 700 км и $0,07 \text{ км/с}$ на глубинах от 700 до 2000 км).

Метод отношения спектров вертикальной и горизонтальной компонент телесейсмических Р-волн позволяет исследовать слоистую структуру земной коры в районе сейсмической станции. Этим методом надежно оценивается толщина коры, но ее расслоение определяется неустойчиво. На примере исследования структуры земной коры в районе грабена Осло (Ботнический залив), где действует группа сейсмических станций NORCAPP, показано, что лучшие результаты дает *метод анализа формы колебаний в R-волне*. Это достигается за счет использования не только амплитудных спектров, как в методе отношения спектров, но и фазовых частотных характеристик [Структура и динамика..., 1988].

Метод обменных волн землетрясений (МОВЗ) для изучения региональных особенностей структуры земной коры использует разности времен пробега продольных и поперечных волн удаленных землетрясений. Эти волны приходят на приемную станцию от близко расположенных точек границы обмена. На подходе снизу к границе обмена они могут иметь разную (Р или S) поляризацию. Эффект обмена и интенсивность обменных волн зависят от величины скачка

скоростей (любого знака). Метод использовался для прослеживания основных границ обмена в земной коре: обычно это раздел Мохо или поверхность фундамента на платформах, иногда удавалось выделить другие границы внутри коры. Предполагалось, что скорости волн в слоях земной коры постоянны и известны. Выделение и корреляция Р-волн обычно не вызывает трудностей: они имеют большие амплитуды и обычно выходят в первые вступления. Проблема с PS-волнами: при редкой сети станций их корреляция практически невозможна. Для повышения детальности полевых наблюдений методом МОВЗ использовались автономные малоканальные станции "Земля". Но в любом случае при дискретных системах наблюдений для корреляции этих волн приходится использовать дополнительные критерии, такие как форма импульса и плавность изменения по профилю величины Δt – разности времен прихода PS и Р-волн. Поэтому в результате интерпретации повсеместно получался пологий рельеф обменных границ, что иногда противоречит данным ГСЗ.

Метод времен пробега сейсмических волн близких землетрясений используется для изучения строения литосферы сейсмоактивных регионов. Эти волны выходят на эпицентральных расстояниях $\Delta \leq 800$ км, и для их регистрации нужна достаточно плотная сеть сейсмических станций. Такие сети имеются в регионах высокой сейсмичности; в Сибири это Байкальская рифтовая зона и Алтай-Саянская область. При построении годографов Р- и S-волн конкретного землетрясения используются данные станций, расположенных в разных азимутах, и результаты относятся к некоторой площади вокруг эпицентра. Точность определения толщины земной коры этим методом не высока, порядка 15 %, а внутренняя структура земной коры, как правило, не исследуется. Поэтому в сейсмически активных областях для изучения структуры литосферы лучшим методом является ГСЗ.

Метод площадных систем наблюдений преломленных волн землетрясений и промышленных взрывов применяется для исследования строения литосферы сейсмически активных регионов. Используется методика регистрации волн на региональных сетях станций, разработанная в ГСЗ для труднодоступных регионов Сибири. Параметры среды определяются по градиентам поверхностных годографов, что снимает вопрос неопределенности времени в очаге и положения гипоцентра.

Глубинные сейсмические зондирования

Метод ГСЗ используется более 50 лет. За это время метод претерпел большие изменения: по моделям среды, системам наблюдений, способам выделения и корреляции волн, способам построения сейсмических разрезов. Материалы ГСЗ в разных районах надо рассматривать с учетом этих методических особенностей конкретного исследования

Первые варианты метода базировались на непрерывном прослеживании глубинных преломленных волн. Модель среды предполагала небольшое число однородных слоев и увеличение скоростей на границах. Головные волны от наиболее глубокой границы Мохо регистрировались на удалении до 200–300 км;

Строились системы наблюдений, которые позволяли обеспечить «непрерывную» корреляцию основных волн и построение сводных годографов; но так как плотную расстановку на больших базах осуществить было практически невозможно, корреляция волн выполнялась по существу дискретно.

Первые результаты показали простую структуру земной коры даже в горных районах Средней Азии. В ней выделены 2–3 слоя, границы Мохо и Конрада залегают почти горизонтально, раздел Мохо выделяется постоянной граничной скоростью 8,1 км/с.

Это послужило основанием длительной дискуссии о природе пологих сейсмических границ, резко контрастирующих со сложными структурами горных областей и платформенных щитов. Окончательно проблема не снята до сих пор. Впоследствии во избежание больших затрат в исследованиях крупных регионов стали применять более простые схемы наблюдений, направленные на выделение и дискретную корреляцию небольшого числа опорных волн. Также рассматривались отраженные волны вблизи критической и за критической зоной выхода головных волн. Отраженные волны на небольших расстояниях от источника (до критической зоны) обычно не регистрировались из-за малых отношений сигнал/помеха, и потому системы наблюдений на них не ориентировались. В последние годы началось применение многократных систем наблюдений почти вертикальных отражений с использованием при обработке многоканальных способов фильтрации помех и построения временных разрезов. Как пример наиболее качественных результатов такого рода

на рис. 5 приведен временной разрез [Talwani et al., 1982] по району Тихого океана восточнее Японского желоба.

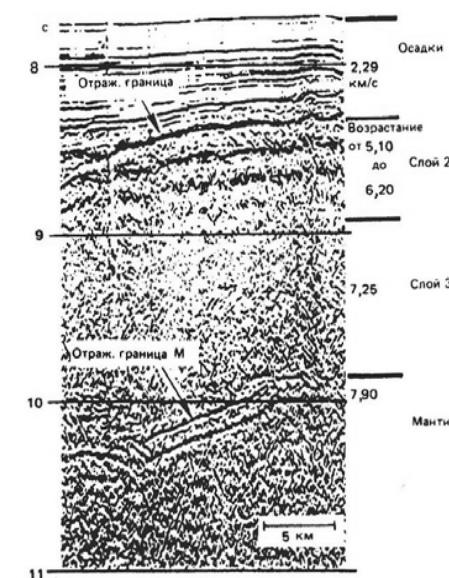


Рис. 5. Сейсмический временной разрез океанической коры вблизи Японии по данным многократных систем наблюдений отраженных волн [Talwani et al., 1982]

Здесь хорошо прослеживаются отражающие границы между осадками и базальтами 2-го слоя океанической коры и граница Мохо.

Структура глубинных разрезов земной коры по данным ГСЗ определяется выбором моделей среды и типов регистрируемых волн; эти два фактора взаимосвязаны. Различия параметров основных волн, используемых в ГСЗ, выражаются в амплитудах и форме

годографов, и не всегда достаточно значительны.

Волны, регистрирующиеся в первых вступлениях, могут иметь (при условиях плоской границы и головной волны) прямолинейный годограф и параллельную систему нагоняющих годографов; амплитуда волн уменьшается с расстоянием.

При непрерывном возрастании скорости с глубиной годографы первых вступлений криволинейные, кажущаяся скорость рефрагированных волн v_k увеличивается с расстоянием; нагоняющие годографы не параллельны, разности времени Δt между годографами уменьшаются с расстоянием.

Закритические отраженные волны тоже имеют криволинейные годографы, но v_k уменьшается с расстоянием; нагоняющие годографы тоже не параллельны, но разности времени Δt между годографами с расстоянием увеличиваются. Амплитуда, как правило, больше, чем амплитуда головных волн.

Некоторые разрезы ГСЗ в разное время интерпретировались по разным моделям. Например, С. В. Крыловым опубликованы два разреза Байкальской рифтовой зоны по профилю, пересекающему оз. Байкал в районе дельты р. Селенги. Разрез в модели однородно-слоистых сред приведен на рис. 6; границы построены по головным и закритическим отраженным волнам.

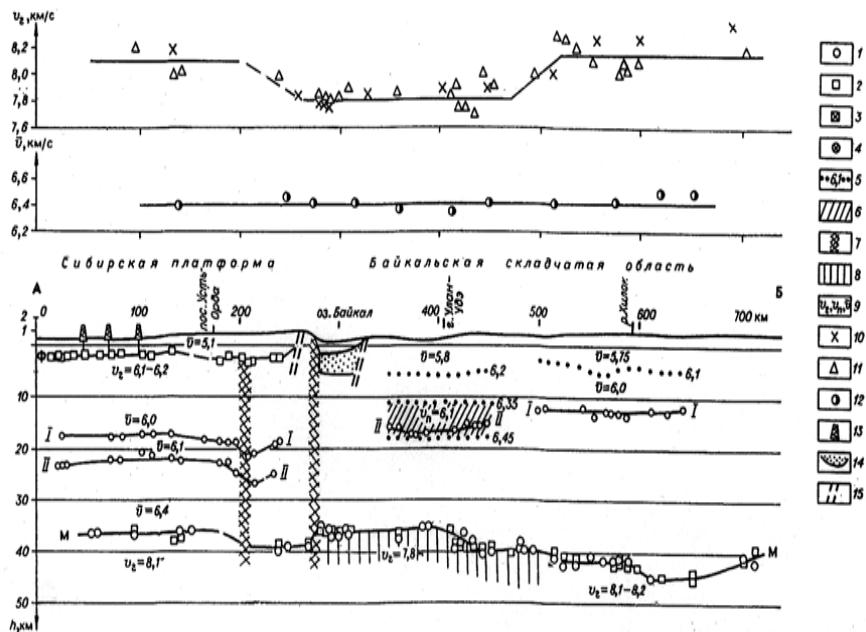


Рис. 6. Разрез по Селенгинскому профилю ГСЗ, построенный на интерпретации головных и отраженных волн [Крылов, 1981]

Обозначения: 1, 4 – глубины по отраженным волнам; 2, 3 – глубины по преломленным волнам; 5 – изолинии скорости, км/с; 6 – волноводный слой в коре; 7 – глубинные разломы; 8 – слой пониженной скорости в верхах мантии; 9 – граничная, пластовая и средняя скорости, км/с; 10 – граничная скорость на поверхности М по данным преломленных волн; 11 – то же при совместном использовании отраженной и преломленной волны; 12 – средняя скорость в земной коре по отраженным волнам; 13 – скважины; 14 – осадки во впадине Байкала; 15 – приповерхностные разломы; Ф – поверхность фундамента Сибирской платформы; I, II – внутрикоровые преломляющие и отражающие границы; М – граница Мохоровичича; М₁ – граница в верхах мантии.

Разрез в модели градиентных сред приведен на рис. 7; изолинии скоростей продольных волн в земной коре построены по рефрагированным волнам, контур верхнемантийной области с пониженной скоростью построен по проходящим волнам землетрясений.

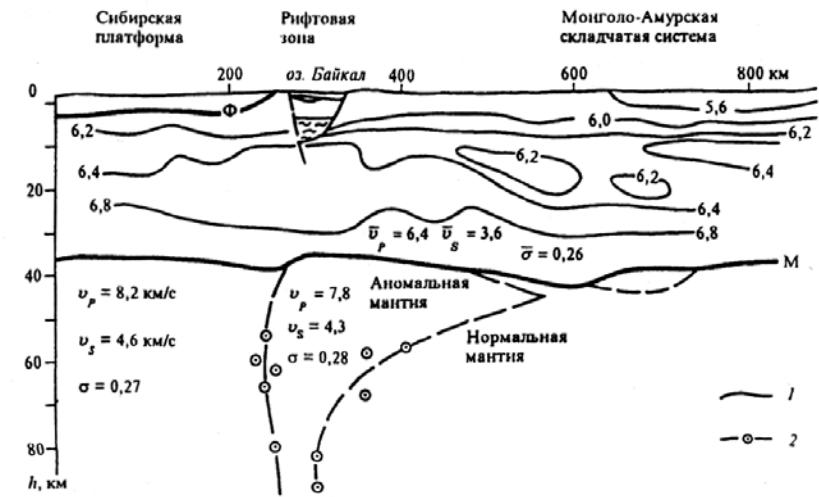


Рис. 7. Разрез по Селенгинскому профилю ГСЗ по данным рефрагированных волн для кристаллической коры [Крылов и др., 1996].

Обозначения: 1 – изолинии скорости v_p в км/с, 2 – контур аномальной низкоскоростной области мантии по проходящим волнам удаленных землетрясений.

Как видим, внутренняя структура земной коры представлена по-разному, хотя важная черта разреза – внутрикоровый волновод в Забайкалье находит отражение в обеих моделях.

Многие ранее построенные оригинальные разрезы ГСЗ в последние годы пересмотрены по исходным материалам на основе других моделей среды. Это стало возможным за счет применения новых технологий, учитывающих отличие среды от однородно-слоистых моделей. Новые результаты заметно отличаются от прежних, они дают информацию об изменениях скорости внутри слоев. Примером тому служат сейсмические разрезы земной коры юга Западной Сибири, построенные В. Д. Суворовым с коллегами [Суворов, Сергеев, 1981; Суворов и др., 2001].

Данные ГСЗ по разным регионам иногда трудно сопоставимы из-за больших различий в системах наблюдений. Основными системами наблюдений в ГСЗ являются:

а) системы встречных и нагоняющих гидографов при кусочно-непрерывном расположении приемников, рассчитанные на дискретную корреляцию опорных волн;

б) непрерывное сейсмическое профилирование по системам встречных и нагоняющих гидографов с небольшими интервалами между центрами групп приемников (200–300 м);

в) дифференциальные сейсмические зондирования, основанные на предположении о пологих сейсмических границах, которым соответствуют регулярные волны. Дискретно прослеживаются именно эти – опорные волны. Чтобы определить параметры этих волн, выполняются параметрические зондирования по отдельным профилям с плотной системой наблюдений. Они позволяют выбрать оптимальные условия возбуждения и приема колебаний, выявления областей регистрации опорных волн и установления диагностических признаков для их дискретной корреляции. Для изучения земной коры на всю ее толщину используют не менее двух систем точечных наблюдений. Одну – для изучения структуры верхней части земной коры, в особенности рельефа фундамента платформенных областей, а другую – для изучения структуры нижней части земной коры и верхов мантии, в первую очередь рельефа раздела Мохо и скоростной неоднородности подкорового слоя мантии. Эта методика, разработанная применительно к условиям Западной Сибири, затем эффективно использовалась во многих труднодоступных районах: на Сибирской платформе, в Байкальской рифтовой зоне, горных областях Дальнего Востока, Антарктиде. Как и другие методики, она допускает варианты моделей среды и, соответственно, изображений глубинных разрезов: а) в форме границ раздела – по головным волнам и отраженным волнам вблизи критической зоны и за ней; б) в форме изолиний скоростей – по рефрагированным волнам.

Многие важные в тектоническом отношении регионы континентов и океанов изучены методом ГСЗ, в том числе территория Сибири (длинные профили ГСЗ, трансекты).

Детальные исследования методом ГСЗ в последние годы имеют разную направленность и методику исследований (модели среды,

системы наблюдений, методы инверсии сейсмических данных в глубинные разрезы). Они имеют целью

а) изучение детальной структуры отражающих границ в литосфере методами отраженных волн на малых удалениях от источника с применением многократных систем наблюдений и соответствующей обработки данных в комплексе с наблюдениями на больших базах (собственно ГСЗ), обеспечивающими получение сведений о распределении скоростей продольных и поперечных волн;

б) изучение особенностей состава и фазового состояния литосфера исследованиями на продольных, поперечных (и обменных) волнах. Пример: площадные исследования в Байкальской рифтовой зоне [Крылов и др., 1993].

3.2. Электромагнитные зондирования

Известно, что электрические свойства горных пород в недрах Земли определяются в основном температурой. Зависимость от температуры удельного электрического сопротивления однородной по составу и фазовому состоянию горных пород среды:

$$\rho(T) = \rho_1 \exp(E_1 / 2kT) + \rho_2 \exp(E_2 / kT), \quad (8)$$

где первое слагаемое относится к полупроводникам с электронно-дырочной проводимостью, а второе – к диэлектрикам с ионной проводимостью. Относительная роль этих слагаемых меняется с глубиной: в верхней части земной коры преобладает ионная проводимость, а полупроводниковая более важна в глубоких недрах литосферы и мантии. Энергия активации E_1 – величина порядка 3 эВ ($5 \cdot 10^{-19}$ Дж), и для уменьшения сопротивления на порядок достаточно роста температуры на ~40 К. В области частичного плавления вещества мантии, соответствующей сейсмическому волноводу (астеносфере) уменьшение сопротивлении много больше, чем следует из оценок по (8). Оно достигает 4 порядков. Такие пространственные вариации удельного сопротивления успешно выявляются методами электромагнитных зондирований.

В региональной и глубинной электроразведке ведущими являются методы магнитотеллурических зондирований (МТЗ), в которых в качестве зондирующего электромагнитного поля используются ва-

риации естественного геомагнитного поля (ГМП), источники которых находятся в магнитосфере и связаны с переменным воздействием на нее потока заряженных частиц – солнечного ветра. Этими вариациями являются:

- магнитные бури продолжительностью 1–3 суток, в главной фазе которых H – горизонтальная составляющая ГМП меняется на сотни нанотесл за время от часов до суток;
- внезапные начала магнитных бурь, имеющие вид импульсов, в которых H возрастает на 50–100 нТл за время около 5 мин.;
- солнечно-суточные вариации (спокойные S_q и возмущенные S_d), в которых изменения ГМП происходят с 8 до 16 часов местного времени и имеют в средних широтах амплитуду в H до 50 нТл;
- бухтообразные возмущения ГМП продолжительностью до 2–3 часов с амплитудой H около 100–200 нТл в высоких широтах и 10–50 нТл в низких широтах;
- пульсации – квазипериодические вариации разных типов и периодов колебаний (от долей секунды до нескольких минут), амплитуда которых тем больше, чем больше период, и достигает сотен нанотесл.

Широкий частотный диапазон вариаций ГМП и присутствие в их спектре низкочастотных гармоник обеспечивает возможность электромагнитного зондирования всего разреза литосферы. Мощность этих источников поля намного больше, чем у всех современных искусственных источников.

Источниками магнитотеллурических вариаций служат электрические токи в околосземном пространстве, концентрирующиеся в ионосфере. Из-за высокого сопротивления атмосферы в Землю практически без затухания передаются из ионосферы вариации с большой длиной волны. Для описания таких полей применима модель плоских волн, нормально падающих на поверхность Земли.

Почти однородное в пространстве переменное во времени магнитное поле перечисленных источников наводит в Земле вихревые теллурические токи. Посредством преобразования Фурье из них можно выделить гармоники $\sim \exp(-i\omega t)$, амплитуды которых описываются уравнением Гельмгольца. В общем случае функция $f_n(r)$, определяющая радиальное распространение поля, зависит от латеральной структуры, но для глубины зондирований z много меньшей ра-

диуса Земли, поле вариаций считается горизонтально однородным, и уравнение Гельмгольца принимает вид:

$$\frac{d^2f}{dz^2} - k^2 f = 0. \quad (9)$$

$$\text{Его решение: } f(z) = f_0 \exp(-kz), \quad (10)$$

то есть поле распространяется и затухает с глубиной как плоская волна, а глубина распространения (толщина скин-слоя) пропорциональна $(\rho T)^{1/2}$, T – период волны. При этом горизонтальными неоднородностями в интерпретации конкретного зондирования можно пренебречь. Такая модель известна как модель Тихонова – Каньяра.

Характеристика разреза в модели Тихонова – Каньяра дается через входной импеданс Z , определяемый отношением горизонтальной компоненты электрического поля к ортогональной компоненте магнитного поля:

$$Z = E_\phi / H_\theta = -E_\theta / H_\phi. \quad (11)$$

Эта величина не зависит от пространственной структуры поля, так как компоненты электрического и магнитного полей одинаковым образом изменяются в горизонтальных направлениях. Условие применимости модели Тихонова – Каньяра: глубина исследования на порядок меньше длины волны.

В настоящее время имеется несколько модификаций зондирований на основе модели Тихонова – Каньяра. Основной из них является магнитотеллурическое зондирование (МТЗ) по данным наблюдений горизонтальных компонент электрических и магнитных компонент электромагнитного поля в одном пункте. Такое зондирование имеет ряд преимуществ по сравнению с ВЭЗ: возможность изучения разрезов, перекрытых плохо проводящими экранами, исключение влияния анизотропии слоистых разрезов, более высокая разрешающая способность при изучении больших глубин. Есть и техническое преимущество – не требуются наблюдения на больших разносах. Этот метод имеет много большую глубинность, чем методы частотного зондирования и зондирования становлением поля.

Частотная характеристика геоэлектрического разреза, получаемая по данным МТЗ, является комплексной функцией. Обычно она представляется кажущимся сопротивлением ρ_t . Интерпретация данных

наблюдений, представленных кривыми зондирований (Z_n в функции $T^{1/2}$) производится путем сравнения с теоретическими амплитудными кривыми (ρ_T/ρ_1 в функции λ_1/h_1). Здесь $\rho_T = 0,2 T |Z_n|^2$, $|Z_n| = |E_x/H_y| = |E_y/H_x|$ – входной импеданс, ρ_1 – продольное удельное сопротивление первого (верхнего) слоя модели, в омметрах, T – период в секундах, λ_1/h_1 – длина волн в первом слое, отнесенная к его толщине. Фазовые кривые МТЗ фт представляют собой разности фаз электрических и магнитных компонент, входящих в определение входного импеданса Z_n .

Теоретические кривые строятся посредством решения прямых задач для горизонтально-слоистой среды, в которой входной импеданс Z_n связан с приведенным импедансом разреза R_n соотношением:

$$Z_n = -(i\omega/k_1) R_n, \quad (12)$$

где k_1 – волновое число для первого слоя. Для расчета R_n используются рекуррентные соотношения; они не приводятся.

Первые результаты МВЗ по Сибирскому профилю Ачинск – Чита по работе [Ваньян, Харин, 1965] приведены на рис. 8.

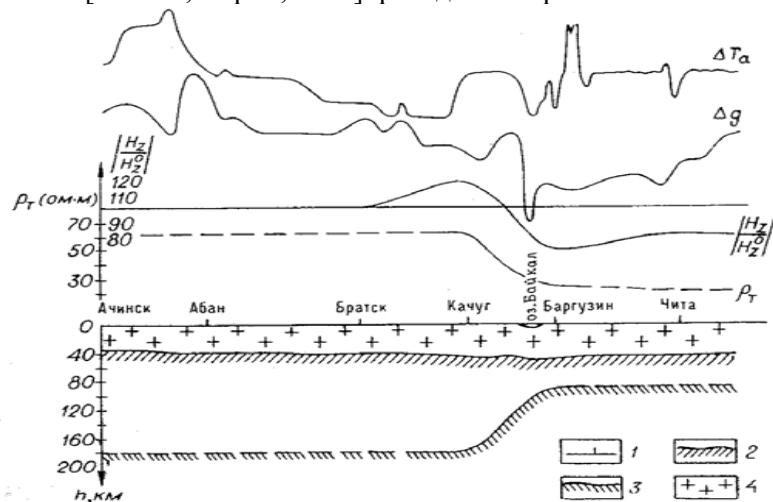


Рис. 8. Результаты электромагнитных зондирований по профилю Ачинск – Чита [Ваньян, Харин., 1967]. Обозначения: 1 – пункты наблюдений; 2 – поверхность Мохо; 3 – кровля проводящего слоя в верхней мантии, 4 – земная кора. Значения $|H_z|/|H_z^0|$ в процентах.

Это первое определение положения астеносферы на территории Сибири. Резкое изменение глубины ее поверхности от 180 км на юге Сибирской платформы до 80 км в Забайкалье отмечается в Байкальской рифтовой зоне, где имеются значительные аномалии Буге.

3.3. Региональная гравиметрия

Плотностные модели литосфера в региональных задачах геофизики характеризуются горизонтальной слоистостью при относительно малой роли латеральных неоднородностей и неоднозначностью решений обратных задач гравиметрии. Но такие модели очень важны в задачах геологии, особенно в геотектонике и геодинамике. Этим обусловлены особые методы интерпретации гравиметрических данных в региональных задачах, как правило, не сводящиеся к решениям обратных задач ввиду их неоднозначности. Вместе с тем гравиметрия как легкий и мобильный метод геофизики способна без больших затрат труда и средств обеспечить довольно подробное изучение больших территорий суши и акваторий Мирового океана. Контроль плотностных моделей посредством сравнения их гравитационных полей (из решения прямых задач) с реальными аномалиями является эффективным средством выбора подходящих региональных разрезов земной коры. Поэтому данные гравиметрии служат связующими для данных других геофизических методов в комплексном изучении литосферы, о чем пойдет речь дальше. Здесь же рассмотрим специфические методы интерпретации данных гравиметрии при изучении строения и изостатического состояния земной коры и верхней мантии.

Методы изучения изостазии литосферы

Изостазия – особый вид равновесия в литосфере, определяемый равенством масс в вертикальных колонках литосферы до глубины, превышающей глубину поверхности компенсации. Эта поверхность является фиктивной, она не выражена в каких-либо изменениях свойств литосферы, а проводится на уровне максимальной глубины раздела Мохо – порядка 80 км. Такой же порядок имеют горизонтальные размеры этих столбов литосферы. Совершенство изостазии иногда оценивают по разности давлений на поверхности компенса-

ции; этот метод основан на подсчете масс в вертикальных столбах литосферы. Условие изостазии:

$$\Sigma (h_i \sigma_i) = \text{const}, \quad (13)$$

где h_i – толщина слоев литосферы в каждом столбе, а σ_i – их плотность. В число слоев литосферы отдельно включаются рельеф земной поверхности и слой воды в морях и океанах; в обоих случаях отсчет ведется от уровня моря.

Лучшим по точности и возможности широкого применения является метод изучения изостазии, основанный на вычислении и анализе изостатических аномалий. О нем речь пойдет чуть ниже.

Другой метод, основанный непосредственно на формуле (13), состоит в подсчете масс по колонкам разрезов ГСЗ, в которых значения плотности получены по скоростям продольных волн с использованием закона Берча (3). Однако возможности этого метода ограничены по следующим причинам:

- далеко не везде есть данные ГСЗ;
- в разрезах ГСЗ могут отсутствовать границы, на выделение которых не была специально нацелена система наблюдений, или относящиеся к ним волны не входят в число заранее определенных опорных волн;
- толщина слоев оценена с погрешностью порядка 5%;
- значения плотности слоев, определенные по скоростям продольных волн, имеют погрешности порядка 5–10%.

В совокупности это приводит к погрешностям оценки изостазии примерно 15 %, что соответствует довольно большим отклонениям от равновесия. Хотя такой подход к оценке нарушений изостазии себя не оправдывает, его можно использовать как эффективный способ контроля качества глубинных разрезов ГСЗ. Среди колонок с рассчитанными по (13) массами нетрудно выявить такие, у которых отклонения от средних значений превышают нарушения изостазии, обнаруженные по гравиметрическим данным. Это достаточное основание для пересмотра интерпретации материалов ГСЗ по данному участку профиля или уточнения плотностного разреза путем комплексной интерпретации данных ГСЗ и гравиметрии.

Гравиметрический метод изучения изостазии основан на корреляции гравитационных аномалий с осредненными высотами рельефа

(более строго – с изостатической поправкой). Для этого иногда используются аномалии Фая или Буге, но наиболее надежные результаты получены при изучении изостатических аномалий. Они вычисляются в следующих предположениях:

- равновесие полное (массы рельефа равны, но противоположны по знаку компенсационным массам);
- равновесие локальное: каждый элемент рельефа компенсируется независимо от других массами, расположеннымными непосредственно под ним (учитываемые элементы рельефа имеют горизонтальные размеры порядка глубины компенсации);
- распределение компенсационных масс соответствует одной из моделей изостазии. (Отметим, что эти модели не обязательно строить в массах, можно и прямо в их гравитационных эффектах.)

Классические модели изостазии включают массы рельефа и компенсационные массы, расположенные в литосфере. В рельеф включаются земная поверхность и дно океана с учетом водной нагрузки. Модели изостазии различаются распределением компенсационных масс. В модели Пратта массы компенсации равномерно распределены в литосфере в слое до постоянной глубины компенсации T . Плотность σ_k этих масс:

$$\sigma_k = -\sigma_0 h / T, \quad (14)$$

где σ_0 и h – плотность и средняя высота рельефа в конкретной вертикальной колонке.

В модели Эри массы компенсации образованы рельефом границы земной коры и мантии – поверхностью Мохо:

$$H = H_0 + \sigma_0 h / (\sigma_m - \sigma_k), \quad (15)$$

где H_0 – глубина раздела Мохо при отсутствии рельефа, σ_m и σ_k – плотность вещества мантии под разделом Мохо и средняя плотность земной коры.

Тип и степень нарушений изостазии оценивается по коэффициентам локальной недокомпенсации θ_1 и региональной перегрузки θ_2 .

Чтобы пояснить смысл этих величин, рассмотрим двумерную модель литосферы с периодическими нагрузками рельефа $\rho(x)$ и геологических неоднородностей $\mu(x)$ и соответствующим условиям изо-

стазии распределением масс компенсации $\rho_k(x)$ и $\mu_k(x)$ на одинаковой средней глубине H .

$$\rho(x) = \sigma_0 h_0 \exp(-ikx) = \rho_0 \exp(-ikx), \quad (16)$$

где $k = 2\pi / L$, (L – длина волны рельефа), $\rho_0 = \sigma_0 h_0$. Будем считать $h_0 \ll L$, чтобы гравитационный эффект мог быть с достаточной точностью выражен формулой плоского слоя

$$\Delta g_r(x) = 2\pi G \rho_0 \exp(-ikx). \quad (17)$$

Считаем, что таким же условиям удовлетворяют и плотностные неоднородности в земной коре:

$$\Delta g_r(x) = 2\pi G \mu_0 \exp(-i\omega x), \quad (18)$$

где $\omega = 2\pi / l$ – волновое число геологических неоднородностей. Введем условия равновесия.

а) полная компенсация рельефа

$$\rho_k(x) = -\rho_0 \exp(-ikx); \quad (19)$$

б) полная компенсация геологических масс

$$\mu_k(x) = -\mu_0 \exp(-i\omega x); \quad (20)$$

в) компенсационные массы ρ_k и μ_k расположены на глубине H (используется модель Эри).

Гравитационные эффекты масс компенсации, распределенных периодически, выражаются периодическими же функциями с волновыми числами k и ω , но с амплитудой, уменьшенной множителями $\exp(-kH)$ и $\exp(-\omega H)$:

$$\Delta g_{kr}(x) = -2\pi G \rho_0 \exp(-kH) \exp(-ikx); \quad (21)$$

$$\Delta g_{kr}(x) = -2\pi G \mu_0 \exp(-\omega H) \exp(-i\omega x); \quad (22)$$

Из эффектов (17), (18) и (21), (22) образуем гравитационные аномалии Фая Δg_Φ , Буге Δg_B и изостатические Δg_i .

В аномалии Фая входят все эти эффекты. При полном уравновешивании топографических и геологических масс

$$\Delta g_\Phi(x) = 2\pi G \mu_0 \exp(-i\omega x) [1 - \exp(-\omega H)] + \rho_0 \exp(-ikx) [1 - \exp(-kH)]. \quad (23)$$

В аномалиях Буге исключен эффект топографических масс. Остались слагаемые (18), (21) и (22):

$$\Delta g_B(x) = 2\pi G \mu_0 \exp(-i\omega x) [1 - \exp(-\omega H)] - \rho_0 \exp(-ikx) \exp(-kH). \quad (24)$$

В изостатических аномалиях исключено и влияние компенсации топографических масс $\Delta g_{kr}(x)$; остаются лишь эффекты уравновешенных неоднородностей литосферы (18) и (22):

$$\Delta g_i(x) = 2\pi G \mu_0 \exp(-i\omega x) [1 - \exp(-\omega H)]. \quad (25)$$

Оценим корреляцию аномалий с рельефом. Если нет корреляции с рельефом плотностных неоднородностей μ_r (длины волн L и l не кратны) имеем уравнения регрессии

$$\Delta g_\Phi = A + B [h(x) - h_{cp}(x)]; \quad (26)$$

$$\Delta g_B = A - B h_{cp}(x); \quad (27)$$

$$\Delta g_i = A, \quad (28)$$

где $A = 2\pi G \mu_0 \exp(-i\omega x) [1 - \exp(-\omega H)]$ – гравитационный эффект геологических неоднородностей и соответствующих им масс компенсации; $B = 2\pi G \sigma_0$; $h(x)$ – рельеф; $h_{cp}(x)$ – рельеф, осредненный с весом $P(x,H) = H / (x^2 + H^2)$, спектр Фурье которого $\Phi(k) = \exp(-kH)$ равен множителю в амплитуды гравитационных эффектов компенсационных масс в этой модели.

В действительности гравитационные аномалии Фая и Буге коррелируют с рельефом земной поверхности так, как это отражено в формулах (26) и (27) при $B = 2\pi G \sigma$, только в условиях полной изостазии. Ясно, что отрицательная корреляция аномалий Буге с рельефом объясняется влиянием компенсационных масс. Почти повсеместная (кроме горных областей) близость к нулю аномалий Фая и корреляция их с локальным рельефом ($h - h_{cp}$) свидетельствует о близости эффектов компенсационных масс к влиянию рельефа (с обратным знаком). А это возможно только при условии, что в обоих случаях с достаточной точностью работает формула притяжения плоского слоя $\Delta g = 2\pi G \sigma_0 h$. Изостатические аномалии в случае полной компенсации с рельефом не коррелируются.

Из сказанного следует возможность использования в качестве изостатических довольно просто вычисляемых аномалий де Грааф-Хантера:

$$\begin{aligned}\Delta g_{GH} &= \Delta g_F - 2\pi G \sigma_0 h + 2\pi G \sigma_0 h_{cp} = \\ &= \Delta g_F - 2\pi G \sigma_0 (h - h_{cp})\end{aligned}\quad (29)$$

(Здесь опущена поправка за рельеф). Первая форма записи показывает одинаковый способ вычисления топографической и компенсационной поправок. Вторая форма показывает, что в аномалиях де Грааф-Хантера исключена имеющая место в аномалиях Фая корреляция с локальным рельефом.

Если равновесие нарушено, изостатические аномалии обнаруживают корреляцию с осредненным рельефом, зависящую от типа и степени нарушения изостазии.

Введем коэффициент компенсации $\tau = \rho_k / \rho$. Уравнения регрессии принимают вид:

$$\Delta g_F = A + B [h(x) - \tau h_{cp}(x)] \quad (30);$$

$$\Delta g_B = A - \tau B h_{cp}(x) \quad (31);$$

$$\Delta g_u = A + (1 - \tau) B h_{cp}(x). \quad (32)$$

При недостатке компенсационных масс (недокомпенсации), $\tau < 1$, корреляция изостатических аномалий с осредненным рельефом h_{cp} положительна, при избытке компенсационных масс (перекомпенса-

ции), $\tau > 1$, они имеют отрицательную корреляцию с осредненным рельефом.

При оценке типа и степени отклонения конкретного района от изостазии удобно вычислять:

- 1) величину $\theta_1 = 1 - \tau$, коэффициент локальной недокомпенсации;
- 2) коэффициент региональной перегрузки $\theta_2 = \Delta g_u^{cp} / B h_{cp}^{-}$, определяемый отношением средних значений изостатических аномалий Δg_u^{cp} (за вычетом зональных эффектов, обусловленных плотностной неоднородностью мантии) к среднему значению поправок за компенсацию $B h_{cp}^{-}$.

Зональные аномалии определяются по опубликованным картам, полученным по спутниковым наблюдениям, или путем глубокого (в радиусе порядка 200 км) осреднения изостатических аномалий.

Изучение структурно-тепловой неоднородности переходной зоны мантии

Переходная зона мантии (ФПЗ), залегающая на глубинах в среднем от 400 до 700 км, играет важную роль в эволюции и динамике Земли. Фигура Земли гораздо ближе к фигуре вращающейся жидкой планеты, чем другие планеты земной группы и их спутники. Радиальная структура Земли известна по сейсмологическим данным. Не хватает данных о латеральной неоднородности ФПЗ, рельефе ее границ, что, как известно, связано с процессами тепломассопереноса в мантии. Единичными профилями ГСЗ выявлены границы на глубинах около 420, 520 и 670 км, определены скачки скорости на границах между слоями, совпадающие с оценками в рамках сферически симметричных параметрических моделей Земли. Методы сейсмической томографии, дающие информацию о скоростной структуре мантии, в том числе вблизи переходной зоны, не могут быть использованы для восстановления рельефа ее границ.

Важной физической характеристикой ФПЗ является закономерное, в соответствии с изменением кристаллической структуры, увеличение плотности сверху вниз на каждой фазовой границе на 0,3–0,4 г/см³. Это довольно сильные плотностные границы, которые должны находить отражение в аномальном гравитационном поле.

Гравитационные аномалии по спутниковым данным (и высоты геоида) не обнаруживают связи со структурой литосферы, мощно-

стью земной коры, распределением континентов и океанов. Оценки глубины источников этих аномалий дают результаты до 2000 км по низким гармоникам ($n = 3-7$) и порядка 500–1000 км по высоким ($n = 7-18$). Это оценки сверху, они соответствуют глубинам предельно концентрированных распределений масс, какими границы в мантии не являются. Оценки показывают, что эти аномалии могут быть связаны или с ФПЗ или с плотностными неоднородностями, обусловленными распределением температуры. Последние должны проявляться в скоростной структуре мантии, определенной по данным сейсмической томографии.

Для понимания сути метода требуются знать некоторые характеристики фазовой переходной зоны (табл. 3). Главные из них – скачки плотности на фазовых границах, наклон кривых Клаузиуса–Клапейрона dP/dT .

Таблица 3.

Характеристики переходной зоны мантии

Характеристики фазовой переходной зоны	Единицы измерения	На границах	
		420 км	670 км
Давление, P	ГПа	13,7	23,8
Средняя температура, T	К	1800	2100
Плотность над границей, σ_1	г/см ³	3,55	4,05
Плотность под границей, σ_2	г/см ³	3,80	4,38
Относ. скачок плотности, $\Delta\sigma/\sigma_1$	–	0,07	0,08
Температурный градиент, τ	К/км	1,2	0,8
Наклон кривой Клапейрона, dP/dT	МПа/К	5	-2
Наклон фазовой границы, dH/dT	км/К	0,12	-0,05

Спутниковые карты представляют аномалии Фая, определенные на средней орбите спутников, на высоте около 300 км. В состав источников аномального поля входит рельеф земной поверхности и массы компенсации. Так как высоты орбит спутников много больше глубины компенсации (около 80 км) и толщины земной коры (в среднем 40 км), в большинстве регионов гравитационные эффекты рельефа и масс компенсации взаимно исключают друг друга. Их надо учитывать для высокогорных районов, таких как Гималаи, Памир. С этой целью вычисляется гравитационное влияние осредненного в радиусе 200 км рельефа. Для этого используются формулы для мо-

делей пластин, контуры которых соответствуют изолиниям рельефа с заданным сечением, на сферической Земле [Старостенко и др., 1986]. Так же схеме вычисляется влияние компенсационных масс.

Учитывая:

- сильную отрицательную коррелированность верхней (420 км) и нижней (670 км) границ ФПЗ [McQueen, Stacey, 1976];
 - разные знаки наклона фазовых кривых Клапейрона;
 - немного больший скачок плотности, но меньший наклон фазовой границы 670 км, чем на границе 420 км,
- принята модель изостатической структуры границ ФПЗ, по условию

$$\Delta H_1 \Delta \sigma_1 = -\Delta H_2 \Delta \sigma_2, \quad (33)$$

где ΔH_1 и ΔH_2 – изменения глубины фазовых границ, а $\Delta \sigma_1$ и $\Delta \sigma_2$ – скачки плотности на этих границах

Без этого предположения восстановить рельеф двух границ по гравитационным аномалиям было бы невозможно из-за неоднозначности решения такой обратной задачи. Учитывая конфигурацию аномалий и большую глубину изучаемых объектов, можно заменить плавные границы ступенчатыми в соответствии с принятым сечением изолиний глубин фазовых границ. Тогда интерпретация сводится к оценке параметров сферических параллелепипедов и призм, которые при условиях изостазии принадлежат к классу моделей, удовлетворяющих условиям единственности решений обратных задач.

Основные результаты исследования (на территории Азии): глубины фазовых границ варьируют в диапазоне ± 20 км от средних значений, а латеральные температурные аномалии в переходной зоне достигают 350 К [Захарова, Ладынин, 1990]. Аналогичные значения изменений толщины ФПЗ по другим регионам приведены в работе [Foulger, Julian, 2002]. Авторы отметили увеличение толщины ФПЗ под континентами в среднем на 20 км по сравнению с океанами.

3.4. Геотермия

Температура – важный параметр состояния вещества недр Земли. От нее зависят многие физические свойства горных пород. Теплоперенос в глубинах Земли, инициируемый разностью температур, является главным геодинамическим механизмом эволюции Земли. По-

этому на изучение распределения температуры в литосфере и в глубоких недрах Земли направлены усилия многих специалистов и геофизических исследовательских центров. Однако современный температурный режим Земли является одной из важнейших не решенных проблем геофизики. Это связано с отсутствием удовлетворительных прямых методов оценки реального распределения температуры в глубоких недрах Земли. Все известные косвенные методы являются по существу относительными. Они позволяют восстановить температурный разрез глубоких недр при условии задания исходной температуры на некоторой глубине в верхней части более или менее однородной мантии.

Основную информацию о тепловом режиме литосферы, особенно земной коры, дает геотермический метод, основанный на изучении распределения по поверхности Земли плотности теплового потока и восстановлении температуры в недрах путем решения обратной задачи для уравнения теплопроводности. Геотермическим методом могут быть получены значения температуры в литосфере до глубины 50 км, менее надежно до 100 км, где еще не существует конвективный теплоперенос. В других методах для оценки температуры в земной коре используются [Магницкий, 1965]:

- а) температура лав вулканов, положение очагов которых оценивается по сейсмическим данным;
- б) распределение скоростей сейсмических волн, в особенности при наличии обнаруживаемых методом ГСЗ волноводных зон, где влияние температуры на скорость сейсмических волн компенсирует влияние давления;
- в) положение зон повышенной электропроводности, выявляемых глубинным электромагнитным зондированием;
- г) положение изотермы Кюри, которая определяется как огибающая глубин нижних кромок магнитоактивных тел.

Эти методы служат для контроля геотермических данных, иногда – для их экстраполяции на большие глубины.

Геотермический метод использует для оценки температурного разреза земной коры данные измерений плотности теплового потока через земную поверхность q . Чтобы избежать значительных погрешностей, связанных с неоднородностью поверхностных слоев земной коры, неравномерным нагревом их солнечным теплом и неравномерным остыванием, суточными и сезонными колебаниями темпе-

туры и теплообменом за счет перемещений подземных вод, измерения проводятся в скважинах, предпочтительно глубоких. Но таких мало. Приходится измерять и в мелких скважинах, вводя поправки, учитывающие перечисленные факторы. Измеряются градиент температуры $\text{grad } T$ и коэффициент теплопроводности горных пород λ . По определению $\mathbf{q} = -\lambda \text{ grad } T$. Часто используется одномерная модель среды ($\text{grad } T = dT/dz$), и векторное описание заменяется скалярным $q = -\lambda \text{ grad } T$.

Распределение температуры $T(z)$ находят, решая уравнение теплопроводности (Фурье). Одномерное стационарное (не зависящее от времени) уравнение теплопроводности имеет вид:

$$d(\lambda dT/dz)/dz - P = 0. \quad (34)$$

Здесь все переменные – функции глубины z ; $P(z)$ – генерация тепла в среде (объемная плотность теплового потока). Предполагается, что единственным источником тепла в земной коре (в региональном плане), определяющим ее температуру, служит распад радиоактивных элементов, и генерация тепла пропорциональна среднему содержанию радиоактивных элементов в горных породах.

Если источники тепла равномерно распределены в однородном ($P/\lambda = \text{const}$) слое толщиной h , задача ставится так:

$$\begin{aligned} d^2T/dz^2 &= | P/\lambda \text{ при } h \geq z \geq 0, \\ &\quad | 0 \text{ при } h < z; \end{aligned} \quad (35)$$

$$\begin{aligned} \text{Границные условия:} \quad T(0) &= 0, \\ &\quad dT/dz \Big|_{z \rightarrow \infty} = 0. \end{aligned}$$

Решение этой задачи:

$$\begin{aligned} T(z) &= | (h z - z^2/2) P/\lambda \text{ при } h \geq z \geq 0, \\ &\quad | h^2 P/2\lambda \text{ при } h < z. \end{aligned} \quad (36)$$

Температура постоянна ниже слоя с источниками, а поверхностный тепловой поток $q = P h$. Следует отметить, что стационарный тепловой поток зависит только от распределения источников, $P(z)$, а температура $T(z)$, кроме того, от распределения коэффициента теплопроводности $\lambda(z)$.

Эти результаты дают основания для постановки двух задач:

I. оценки распределения температуры в литосфере, состоящей из нескольких слоев с разными значениями плотности источников и коэффициента теплопроводности; решения типа (33) для нескольких задач можно суммировать;

II. оценки распределения температуры в слоистой литосфере при сохранении реальных значений поверхностной плотности теплового потока q_n для конкретных тектонических регионов: $\lambda \frac{dT}{dz} |_{z=0} = q_n$ вместо условия $\frac{dT}{dz} |_{z \rightarrow \infty} = 0$. Введение в качестве граничного условия значения теплового потока через земную поверхность должно ограничить свободу выбора моделей распределения источников.

В обоих случаях необходимо знать распределение источников тепла в литосфере, коэффициенты теплопроводности и их зависимость от температуры.

Известно, что концентрация радиоактивных элементов в гранитном слое континентов много больше, чем в базальтовом слое континентов и океанов. Во всех геологических процессах эволюции Земли радиоактивные элементы U, Th, K выталкивались из плотноупакованных структур мантии в верхние горизонты земной коры.

В гранитах генерация тепла составляет $(2\text{--}3) \cdot 10^{-6}$ Вт/м³, в основных породах (базальты, габбро) $(0,1\text{--}0,5) \cdot 10^{-6}$ Вт/м³, в ультраосновных породах – менее 10^{-8} Вт/м³.

Плотность теплового потока через поверхность континентов и океанов (без рифтовых хребтов) в среднем примерно одинакова, порядка 55 мВт/м² [Slater et al., 1980], с разбросом от $20\text{--}40$ мВт/м² в стабильных платформенных областях и в пассивных океанических котловинах до $100\text{--}120$ мВт/м² в областях современной тектонической активизации континентальной литосферы. В рифтовых зонах океанов, особенно вблизи тройных сочленений, тепловой поток достигает $150\text{--}200$ мВт/м² [Chapmen, Pollack, 1975].

Приняв распределение источников тепла в литосфере соответственно концентрации радиоактивных изотопов в коре и мантии, получаем из решения задачи I различные значения теплового потока для континентов и океанов. Тому, что реальные средние значения теплового потока на континентах и океанических котловинах примерно одинаковы (если исключить океанические рифтовые зоны), могут быть две альтернативные причины:

а) различная плотность источников тепла в мантии, а значит – различие состава мантии этих областей,

б) различная эффективность выноса тепла из мантии континентов и океанов посредством конвекции.

Первое объяснение – в рамках концепции фиксизма: земная кора создана из материала первичной мантии, а поскольку в континентальной коре имеет больше радиоактивных элементов, то мантия под континентами ими обеднена. Второе объяснение соответствует концепции мобилизма: континентальная и океаническая кора не привязаны к конкретным областям мантии, везде имеющей одинаковое распределение радиоактивных элементов.

Решение задачи II заключается в интегрировании стационарного одномерного уравнения теплопроводности с граничными условиями для температуры и теплового потока на земной поверхности, с данной моделью распределения источников тепла:

$$\begin{aligned} \frac{d^2T(z)/dz^2 - P(z) / \lambda(z, T)}{} &= 0, \\ T|_{z=0} &= T_n, \\ \lambda_n \frac{dT}{dz}|_{z=0} &= q_n. \end{aligned} \quad (37)$$

Коэффициент теплопроводности $\lambda = \lambda_0 T_0 / T$, $\lambda_n = \lambda_0 T_0 / T_n$.

Решение этой задачи:

$$\ln(T/T_n) = (z/\lambda_0 T_0) [q_n - (1 - z_{cp}/z) P_{cp}] \quad (38)$$

P_{cp} – среднее значение генерации тепла в слое толщиной z_{cp} .

Из (35) следует, что наибольшая температура достигается, когда $z = z_{cp}$, то есть, когда источник расположен внизу слоя.

Предположение, что под континентами мантия содержит меньше радиоактивных элементов, чем под океанами, приводит к выводу [Магницкий, 1965], что средняя глубина источников под океанами гораздо больше, чем под континентами, и температура, начиная с некоторой глубины, под океанами больше, чем под континентами (табл. 4).

Решение задачи II позволяет получить распределение температуры в литосфере разных тектонических областей в зависимости от средних значений теплового потока. Результаты обычно представляют в виде карт температуры на фиксированных глубинах или на поверхности Мохо [Дучков, Соколова, 1986].

Таблица 4

Геотермические модели литосферы

Глубина, км,	$P \cdot 10^6, \text{ мВт/м}^3$		Температура, °C	
	Континент*)	Океан**)	Континент*)	Океан**)
5	2	0	120	5
11		0,5	200	130
20		0,08	380	400
40	0,5		650	850
50	0,01		700	1100

Примечания: *) – без областей современной активизации;

**) – без океанических рифтовых хребтов.

Из этого же решения получены исходные значения температуры на глубине 100 км, необходимые для оценок температуры в мантии.

Эти результаты зависят от входных данных о теплопроводности вещества литосферы. Имеются материалы лабораторного изучения образцов горных пород при нормальной температуре T_0 (20°C), но данных о зависимости теплопроводности от температуры немного. В физике твердого тела известно, что решеточная (фононная) теплопроводность обратно пропорциональна температуре, так что для любой горной породы можно записать соотношение $\lambda = \lambda_0 T_0 / T$ (λ_0 – коэффициент теплопроводности при нормальной лабораторной температуре T_0). Это позволяет обойтись без знания недостаточно изученных коэффициентов зависимости теплопроводности от температуры для конкретных пород в разных слоях литосферы.

Но теплообмен в горных породах литосферы связан не только с решеточной теплопроводностью. Есть лучистый теплоперенос, существенный при высоких температурах. Коэффициент лучистой теплопроводности λ_l , пропорционален кубу температуры и обратно пропорционален коэффициенту поглощения a : $\lambda_l \sim T^3 / a$. О распределении величины a в Земле почти ничего не известно. Ясно только, что лучистый теплоперенос является важным фактором стабилизации температур в глубоких недрах Земли вне зависимости от распределения источников тепла. Но при оценке температуры верхней части оболочки в уравнении теплопроводности лучистый теплоперенос не учитывается. Поэтому решение может быть удовлетворительным лишь для температуры не выше 1000°C . Еще один механизм

теплопереноса – экситонный связан с переносом электронного возбуждения в кристалле. Он тоже мало изучен. Им тоже приходится пренебречь, хотя в кристаллах с большой концентрацией дефектов его роль может быть сравнима с фононной теплопроводностью. На больших глубинах в литосфере, а особенно в мантии приоритет в теплопередаче приобретает конвекция. Тогда вместо уравнения теплопроводности Фурье необходимо решать систему уравнений тепломассопереноса в среде с заданными свойствами (уравнения Навье–Стокса для вязкой жидкости).

По этим причинам оценка температуры на глубине 100 км, принимаемая в качестве исходной при построении тепловых моделей мантии, не очень надежна.

На рис. 9 показано осредненное распределение теплового потока на территории Сибири [Дучков и др., 1987].

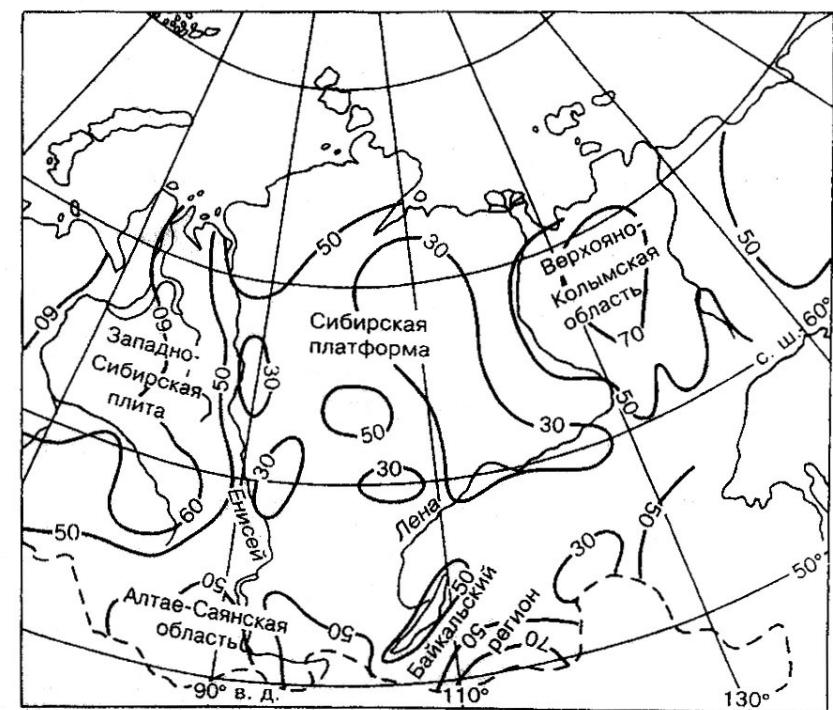


Рис. 9. Схематическая карта теплового потока Сибири [Дучков и др., 1987]. Изолинии – в мВт/м^2

Плотность теплового потока q через земную поверхность в модели однородной континентальной мантии зависит от мощности гранитного слоя M_r , так как он дает более 90 % общей генерации тепла на континентах. Эта зависимость имеет вид $q = q_0 + b M_r$. Коэффициент пропорциональности b зависит от плотности источников тепла в гранитном слое, а свободный член q_0 – от потока тепла из мантии, обусловленного распределенными в ней источниками тепла или конвекцией. В условиях современной континентальной литосферы, в частности в платформенных областях Сибири и их горного обрамления, кроме Байкальского рифта и Верхоянского нагорья, можно считать мантийный тепловой поток постоянным. Приняв среднее значение генерации тепла в мантии (перидотит) равной $0,08 \cdot 10^{-6}$ Вт/м³, получим: $q = 22 + 1,9 M_r$. Это равенство довольно хорошо отражает распределение теплового потока в разных тектонических областях Сибири (рис. 9).

Как отмечалось выше, экстраполяция температуры на большие глубины на основе решений уравнения теплопроводности некорректна. Поэтому для оценки температуры в мантии используются другие методы. О них речь пойдет дальше.

3.5. Палеомагнитология

Методика палеомагнитных исследований

Палеомагнитология – раздел геофизики, исследующий магнитное поле Земли прошлых эпох для решения задач геологии, прежде всего геодинамики и стратиграфии.

Изучение закономерностей намагничивания горных пород привело к выделению первичной остаточной намагниченности J_{rp} , возникшей во время формирования породы. Природа этой намагниченности различна. Магматические породы при остывании проходят точку Кюри, приобретая термоостаточную намагниченность J_{rt} , а в процессе формирования осадочных пород намагниченные частицы ориентируются по существующему полю – это ориентационная намагниченность J_{ro} .

Известно, что геомагнитное поле очень нестабильно сравнительно с другими физическими полями Земли. Вариации МПЗ разнообразны. Главные из них:

а) изменение магнитного момента M . Средняя скорость за 150 лет регулярных наблюдений $dM / M dt \approx -5 \cdot 10^{-4}$ год⁻¹. Будь она постоянной, поле уменьшилось бы до нуля за 2000 лет, но она в действительности изменяется, в том числе по знаку;

б) инверсии (изменения знака) геомагнитного поля, выявленные по данным палеомагнитных исследований. За последние 5 млн. лет произошли 27 инверсий произошли 27 инверсий ГМП (рис. 10а).

Выделяются две эпохи прямой (современной) и две эпохи обратной полярности: Брюнес⁺ (0.87 млн. лет до настоящего времени), Матуяма⁻ (2.40–0.87 млн. лет), Гаусс⁺ (3.32–2.40 млн. лет) и Гилберт⁻ (5.20–3.32 млн. лет); в каждой из них выявлены более или менее длительные (от 0.02 до 0.2 млн. лет) эпизоды противоположной полярности. За 230 млн. лет, в мезозое и кайнозое, одна инверсия происходила на $(2-5) \cdot 10^5$ лет. Длительность инверсии (процесса изменения полярности) равна 10^3 – 10^5 лет.

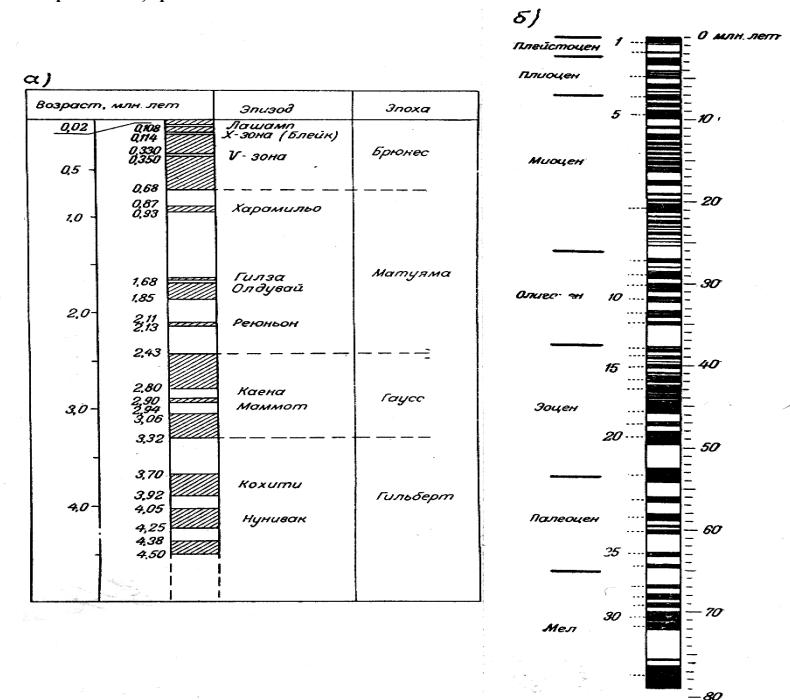


Рис. 10. Палеомагнитная шкала: а) за последние 5 млн. лет [Стейси, 1972], б) Ламонтская палеомагнитная шкала [Heirtzler et al., 1966]

На рис. 10б показана Ламонтская шкала инверсий геомагнитного поля (Heitzler et al., 1966) с мела до настоящего времени. Этот возрастной интервал почти перекрывает время формирования земной коры океанов.

Инверсии происходят путем уменьшения напряженности магнитного поля практически до нуля и восстановления ее с другим знаком. Это демонстрируется (рис. 11), где показаны инверсии геомагнитного поля по данным измерений колонки глубоководных осадков.

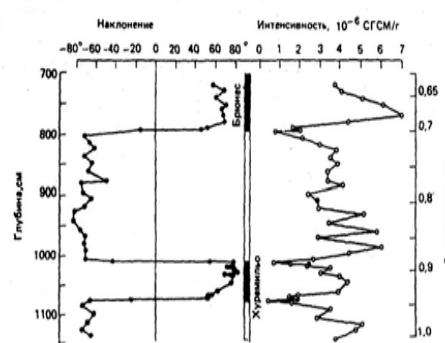


Рис. 11. Инверсии ГМП в колонке осадков [Opdyke, 1968]

Изучение пространственной структуры и вековых вариаций современного геомагнитного поля и сравнение его характеристик с магнитными полями других планет выявили факты, нашедшие объяснение в теориях генерации магнитных полей:

- 1) магнитные поля Земли и планет, если они велики (как на Земле и Юпитере), являются преимущественно дипольными (отношение дипольных составляющих к полному полю около 0,9);
- 2) магнитный момент Земли (и Юпитера) ориентирован почти по оси вращения, но не совпадает с ней, составляя угол порядка 12° ;
- 3) магнитный момент Земли прецессирует вокруг оси вращения, так что средняя за время порядка 10^3 лет магнитная ось совпадает с осью вращения (модель осевого диполя);
- 4) центр диполя расположен недалеко от центра масс Земли: в настоящее время расстояние между ними составляет примерно 0,07 радиуса, а в среднем за 10^4 лет оно существенно меньше (диполь является центральным);
- 5) для центрального осевого диполя (ЦОД) справедлива простая зависимость между наклонением I и широтой φ точки: $\operatorname{tg} I = 2 \operatorname{tg} \varphi$;
- 6) вековые вариации дипольного поля:

а) изменения модуля магнитного момента по величине и направлению (изменение положения геомагнитных полюсов);

б) инверсии знака поля;

в) изменение положения геомагнитных полюсов;

Инверсии ГМП происходят путем уменьшения напряженности поля до нуля и восстановления с обратной ориентировкой за время порядка 10^3 – 10^4 лет.

Эти факты позволяют по измерениям вектора первичной остаточной намагниченности образцов горных пород, отобранных с фиксацией их ориентировки в естественном залегании по странам света и по вертикали, определить:

- палеошироту места отбора образцов;
- направление намагниченности (прямое, согласно современному магнитному полю, или обратное);
- величину намагниченности, позволяющую при наличии данных измерений магнитной восприимчивости породы оценить напряженность магнитного поля во время образования горных пород.

Важными условиями точности результатов палеомагнитологии и надежности их геологического истолкования являются гипотезы (постулаты) палеомагнетизма:

- 1) гипотеза фиксации – горные породы при своем образовании намагничиваются по направлению геомагнитного поля времени и места их образования;
- 2) гипотеза сохранения – первичная намагниченность сохраняется в породе и может быть выделена из суммарной остаточной намагниченности различной природы;
- 3) гипотеза ЦОД – геомагнитное поле, среднее за время порядка 10^4 лет, является полем центрального осевого диполя.

Первые две гипотезы имеют техническое значение; они проверяются для каждого типа пород и места их отбора. Если они не выполняются (после необходимых магнитных чисток), породы считаются непригодными для палеомагнитного изучения.

Гипотеза ЦОД принципиальна, и ее обоснование, как отмечалось выше, базируется на данных о пространственно-временной структуре современного геомагнитного поля, моделях генерации магнитных полей планет и находит подтверждение в архео- и палеомагнитных данных (рис. 12).

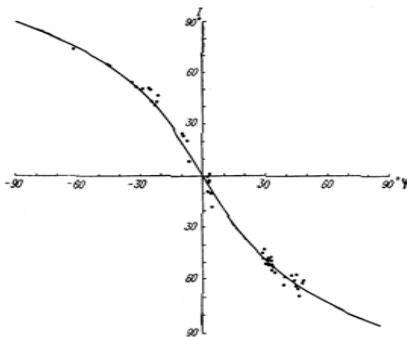


Рис. 12. Зависимость наклонения от широты по данным 52 колонок океанических осадков [Oddyke & Henry, 1968]. Обозначения эпох: 1 – Брюнес, 2 – Матуяма

На этом рисунке показано, что фактические данные о наклонении в эпохи Брюнес и Матуяма хорошо согласуются с теоретической

зависимостью наклонения от широты (см. ниже формулу 43).

Доказательства реальности геомагнитных инверсий основаны на следующих фактах:

- одинаковая полярность первичной остаточной намагниченности пород одного возраста на всех континентах;
- почти повсеместное совпадение направления остаточной намагниченности интрузий и лав с одной стороны контакта и обожженных ими вмещающих пород с другой; редкие исключения – явления самообращения намагниченности.

Доказательством глобальности инверсий (их одновременности по всей Земле) служит совпадение их абсолютного возраста по радиохронологическим данным и относительного возраста по палеонтологическим данным на разных континентах, для чего изучаются наиболее представительные разрезы. Представительность разреза оценивается по стабильности палеомагнитных данных и точности привязки времени.

Задачи палеомагнитологии подразделяются на два класса:

- а) прямая задача – восстановление геомагнитного поля в развертке по геологическому времени, составление опорной палеомагнитной шкалы, в которой каждый эпизод истории магнитного поля имеет радиохронологическую датировку (по абсолютной шкале) и привязан к общей стратиграфической шкале, построенной по палеонтологическим данным;
- б) обратными задачами являются конкретные геодинамические и другие геологические задачи, в решении которых основной фактической информацией являются палеомагнитные данные: о закономерностях распределения (в районах отбора образцов) и изменений во

времени величины и направления первичной остаточной намагниченности и полученных по ним координат древних геомагнитных полюсов (палеомагнитных направлений) с оценками овалов доверия.

Методика палеомагнитных исследований включает:

- отбор и подготовка ориентированных образцов;
- оценку стабильности первичной намагниченности J_r ;
- магнитные чистки от других видов намагниченности;
- определение направлений J_r , их статистический анализ;
- учет тектонических деформаций в направлениях J_r ;
- вычисление координат палеомагнитных полюсов;
- оценка величины модуля древнего поля.

Специальные вопросы палеомагнитологии: техника отбора и подготовки образцов, методы исследований стабильности J_r ; технология магнитных чисток и способы измерений модуля древнего поля здесь не рассматриваются.

Координаты палеомагнитного полюса – широта Φ и долгота Λ определяются по координатам точки отбора образцов (φ, λ) и значениям склонения D_r и наклонения I_r древнего поля по формулам:

$$\sin\Phi = \sin\varphi \sin\varphi_m + \cos\varphi \cos\varphi_m \cos D_r; \quad (39)$$

$$\sin j = \cos\varphi_m \sin D_r / \cos\Phi; \quad (40)$$

$$j = \Lambda - \lambda, \text{ если } \sin\varphi_m \geq \sin\varphi \sin\Phi; \quad (41)$$

$$j = 180^\circ - (\Lambda - \lambda), \text{ если } \sin\varphi_m < \sin\varphi \sin\Phi; \quad (42)$$

$$2\tan\varphi_m = \tan I_r; \quad (43)$$

где φ_m – геомагнитная широта древнего поля в точке наблюдения.

Наличие недипольной части поля вызывает разброс значений координат геомагнитного полюса при вычислении их по данным из разных регионов. Поэтому полюса называются виртуальными. Разброс является мерой отклонения реального палеополя от поля центрального осевого диполя. Он может достигать величины угла наклона диполя к оси вращения Земли ($11\text{--}12^\circ$). На рис. 11 приведены виртуальные полюса четвертичного и пермского возраста по данным

А. Холмса из книги П. Шарма [1989]. Осредненное по времени порядка 10^4 лет поле из-за цикличности вековых вариаций дипольного поля и дрейфа недипольных составляющих близко к полю ЦОД, так что для образцов осадочных пород разброс виртуальных полюсов может быть существенно меньшим. Он оценивается параметром K – кучностью, смысл которой – отношение упорядочивающего фактора (поля диполя) к возмущающим факторам. Параметр K вычисляется по геометрической сумме проекций на координатные оси векторов палеомагнитных направлений R (модуль каждого вектора равен единице) и алгебраической сумме модулей тех же векторов N для данного виртуального полюса.

Как правило, статистика палеомагнитных направлений подчиняется распределению Фишера, для которого при $K > 3$ справедливо соотношение $K = N / (N - R)$.

Значения K могут меняться от 1 для совершенно случайных векторов до бесконечности, если все вектора коллинеарны. В однородных совокупностях данных они могут быть большими. Например, совокупность образцов осадочных пород одного пласта в обнажении дает значения K порядка 2000–6000, что указывает на высокую точность собственно палеомагнитных измерений. Для пород из одного пласта в ряду разрезов одного региона K уменьшается до 1000 и менее, для разных пластов одного разреза еще меньше, а средние K для одновозрастных отложений по региону имеют значения порядка 20–50.

Приближенно область доверия (в угловой мере), в которую с вероятностью 0,95 попадают палеомагнитные направления, связана с K формулой:

$$a = 140(NK)^{-1/2}. \quad (44)$$

Эта величина позволяет определить овал доверия вокруг палеомагнитного полюса с полуосами Q_1 и Q_2 , соответственно, перпендикулярно магнитному меридиану и вдоль него:

$$Q_1 = a(\cos\varphi_m / \cos I); \quad Q_2 = (a/2)(\cos\varphi_m / \cos I)^2 \quad .(45)$$

Из этой формулы следует, что более высокую точность определения координат палеомагнитных полюсов (при прочих равных условиях) имеют точки отбора образцов, близких по положению к па-

леомагнитному экватору (овал с полуосями $a/2$ и a). Максимальный разброс при наблюдениях вблизи палеомагнитного полюса (круг с радиусом $2a$), в последнем случае площадь овала доверия в 8 раз больше, чем на экваторе.

Палеомагнитными данными, важными в определении перемещения плит являются координаты виртуального полюса в каждом пункте конкретного района исследований (отбора образцов). Координаты палеомагнитного полюса вычисляются осреднением координат виртуальных полюсов по всем образцам района, относящимся к данному геологическому времени.

Область разброса точек виртуальных полюсов имеет угловые размеры порядка $10\text{--}15^\circ$. На рис. 13 показано, как концентрируются вокруг географического полюса виртуальные полюсы плейстоценового и плиоценового времени. Современный магнитный полюс (обозначен буквой М) лежит вне площади этих полюсов. Для сравнения приведены пермские виртуальные полюса по данным для Северной Евразии. Как видим, разброс здесь лишь вдвое превышает разброс для четвертичных полюсов.

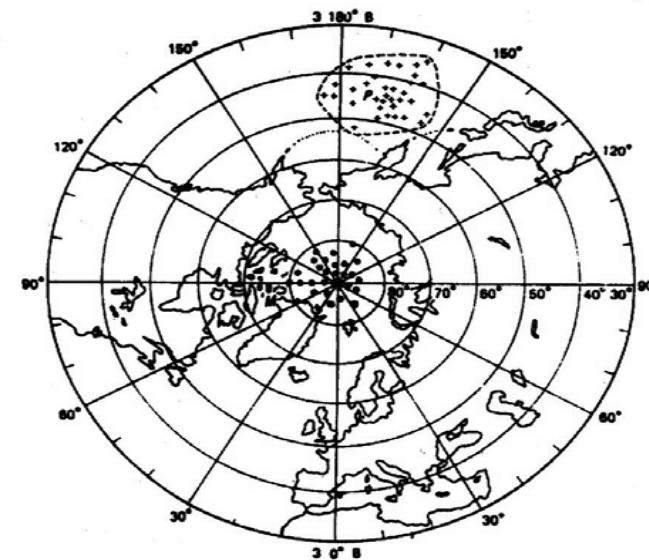


Рис. 13. Четвертичные (кружки) и пермские (крестики) виртуальные полюсы. Из книги П. Шарма [1989, рис. 5.10]

Для оценки надежности реконструкций положения континентов по палеомагнитным данным важно оценить, было ли древнее поле в основном дипольным, как и современное поле. Это достигается сферическим гармоническим анализом (СГА) палеомагнитных данных, из которого определяются основные параметры древнего поля. Анализ [Бенькова и др., 1973] выполнен в двух вариантах (табл. 5):

1) при фиксированном в современных географических координатах положении пунктов отбора образцов для палеомагнитных исследований;

2) с учетом мобилистских реконструкций.

Эти варианты показаны цифрами 1, 2 в первом столбце после индекса времени. Координаты палеомагнитных полюсов Φ и Λ оценены по формулам (39-42). Смещение центра диполя от геометрического центра Земли оценивается на основе первых коэффициентов Гаусса в модели диполя А. Шмидта. Отношение амплитуд первых гармоник Q_1 и Q_2 также характеризует эксцентрисичность диполя. Последний столбец дает представление о точности анализа по средней разности наклонений наблюденного и синтезированного (из двух гармоник) полей.

Таблица 5

Параметры ГМП из сферического анализа палеомагнитных данных

Период, эпоха	Координаты полюсов		Смещение центра диполя, км	Отношение амплитуд гармоник	Средняя разность наклонений
	Φ , °	Λ , °			
Q (Брюнес)	89	135	491	0,14	5°
N ₂ -Q ₁ (Матуяма)	87	203	343	0,11	4
Q	87	254	454	0,16	5
N	83	254	659	0,19	10
T (1)	65	158	1055	0,33	17
T (2)	89	196	824	0,22	10
P (1)	77	122	1032	0,31	28
P (2)	87	337	863	0,24	7
C ₃ -P (1)	57	172	1250	0,38	26
C ₃ -P (2)	79	234	867	0,24	8

Как видим, при реконструированном положении континентов параметры древнего магнитного поля оказываются близкими к параметрам современного поля. Если же считать континенты неподвижными, древнее поле становится существенно не дипольным. Этот результат является хорошим свидетельством в пользу сразу двух положений:

- 1) идеи больших перемещений литосферных плит;
- 2) применимости модели центрального осевого диполя.

Другой важный параметр палеомагнитного поля – его модуль. Он определяется в предположении пропорциональности намагниченности J намагничивающему полю H . Чтобы не использовать неопределенную для первичного намагничивания величину магнитной восприимчивости (как для индуктивной намагниченности современным полем), моделируется процесс приобретения термоостаточной или ориентационной намагниченности соответственно способами нагрева–охлаждения или переосаждения горных пород. Зная модуль поля лаборатории H_l , получаем:

$$H = H_l(J / J_l). \quad (46)$$

Чтобы можно было сравнивать данные из разных регионов, значения H приводят к экватору H_e по модели поля ЦОД:

$$H_e = H(1 + 3\sin^2\varphi)^{-1/2}. \quad (47)$$

Стратиграфические задачи требуют более детального представления о вариациях геомагнитного поля в конкретные палеомагнитные эпохи и даже во время отдельных инверсий. Для этого подробно изучают индивидуальные морфологические особенности инверсий: характер изменений склонения D , наклонения I и величины магнитной индукции T палеополя за время порядка 10^5 – 10^6 лет, включающее одну или несколько инверсий поля, на разрезах мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров. Такие портреты инверсий позволяют коррелировать геологические разрезы. Для выяснения режима магнитного поля во время инверсий, перед ними и после них используется комплекс методов:

- моделирование разных гипотез о физической природе инверсий (при реальных параметрах поля);

– детальный анализ морфологии возможно большего числа инверсий, синхронных в разных регионах и разновременных по каждому из регионов в отдельности.

Основные результаты палеомагнетизма

Основу палеомагнитологии, имеющей целью решение геодинамических и других геологических задач, составляет палеомагнитная шкала инверсий геомагнитного поля в координатах абсолютного возраста, наложенная на стратиграфическую шкалу. Эта шкала позволяет соотнести любую инверсию с конкретным периодом и веком (системой и ярусом), что позволяет считать ее магнитостратиграфической шкалой.

Построение палеомагнитной шкалы является главной прямой задачей палеомагнитологии, требующей больших усилий мирового сообщества специалистов и координации их работы. Шкала постоянно пополняется, новые данные в шкалу официально вносятся решениями Международного конгресса.

Палеомагнитные шкалы мезокайнозоя и палеозоя обычно разделяют по причине их разной точности: шкала мезокайнозоя имеет меньше пропусков палеомагнитных эпизодов иной полярности и на порядок более высокую точность абсолютной временной датировки. Самую точную часть шкалы (последние 5–7 млн. лет) обычно показывают в более крупном масштабе (рис. 8, а) для иллюстрации спектра инверсий, длительности геомагнитных эпох и ивентов. Названия эпох традиционно даются по именам видных ученых. Ивенты тоже имеют собственные названия – по районам их выделения.

Сводная палеомагнитная шкала (рис. 8б) составляется по результатам синтеза данных исследования множества разрезов, согласования и корреляции инверсий геомагнитного поля для разных тектонических областей и их межрегиональной корреляции. В ней использованы материалы палеомагнитного изучения: осадков Мирового океана, терригенных осадочных пород плитных комплексов платформ и прогибов горных областей, эффузивов (лавовых потоков) вулканических областей, магматических и осадочных пород складчатых областей.

Большой вклад в построение шкалы палеомагнитных инверсий вносят исследования намагниченности донных осадков Мирового

океана и анализ структуры аномального магнитного поля океана. Океанические осадки ложа (вне зон интенсивной тектоники или с сильными придонными течениями) накапливаются равномерно, со скоростью порядка 0,1 мм/год или меньше. Так что толща осадков кайнозоя (около 65 млн. лет) обычно не превышает 60 м. Палеомагнитные измерения образцов из колонок таких осадков дает возможность подробно восстановить историю палеомагнитных инверсий за время осадконакопления. Это время ограничено молодостью дна океана. Длина колонок зависит от толщины осадков в разных частях океана и технических параметров судов.

Анализ структуры линейных магнитных аномалий в океанах и установление их связи с разрастанием океанической литосферы от осей рифтовых хребтов (на основе гипотезы Вейна–Меттьюза) выявили положение в океане границ блоков литосферы с разной полярностью намагниченности. Обнаружено хорошее согласие полярности базальтов дна океана в рамках этой гипотезы и по прямым измерениям намагниченности образцов из керна скважин, а также полярности по придонным осадкам, что доказывает справедливость гипотезы разрастания дна океана (спрединга) и реальность инверсий геомагнитного поля.

Первичная остаточная намагниченность в значительной мере утрачивается в континентальных горных областях, которые после кристаллизации магматических пород прошли стадии:

а) регионального метаморфизма с прогревом до температур выше точки Кюри;

б) динамометаморфизм в зонах разломов с локальным прогревом молодыми интрузиями;

в) процессы метасоматоза и ферромагнитной минерализации,. Здесь выделяется возникшая в перечисленных процессах вторичная остаточная намагниченность. Надо заметить, что первичная остаточная термическая намагниченность образуется при остывании горных пород ниже температур Кюри ($600\text{--}700^{\circ}\text{C}$), тогда как кристаллизация магмы происходит при значительно более высоких температурах ($800\text{--}1000^{\circ}\text{C}$ в зависимости от состава). От кристаллизации до перехода через температуру Кюри проходит большое время, зависящее от глубины (Р-Т-условий) кристаллизации. Вторичная намагниченность горных пород разных типов теснее привязана во времени к

вызывавшим ее процессам, следовательно, выше точность геодинамических реконструкций, основанных на палеомагнитных данных.

Для геодинамических приложений палеомагнитологии важно распределение инверсий во времени. При этом используются данные о временной привязке конкретных инверсий. В стратиграфических задачах важна датировка разреза или его части в произвольных мес-тах магнитостратиграфической шкалы. Значит, разрез следует привязать к ближайшим инверсиям, хотя бы одной. Примерные оценки возраста пород обычно имеются. Так что интервал магнитостратиграфического разреза, к которому относится исследуемый разрез, может быть не очень большим. Но он может включать несколько инверсий на границах палеомагнитных эпох, ивентов или содержать экскурсы поля с разными закономерностями вариаций во времени. Поэтому для стратиграфических задач важно иметь набор "портретов" инверсий, что позволило бы идентифицировать каждую из них, если она относится ко времени осадконакопления.

Морфология инверсий различна. Наблюдались быстрые инверсии – с обращением поля за один темп без предварительных его изменений. Другим инверсиям предшествует период нескольких «попыток» с неустойчивыми режимами поля и экскурсами; за ним может следовать (или нет) окончательное изменение полярности. В некоторых инверсиях фиксированы промежуточные положения векторов J_r с переходом к новой полярности. Общими для инверсий являются:

- уменьшение в период инверсии напряженности поля более чем на порядок;
- движение виртуальных геомагнитных полюсов по двум довольно узким меридиональным полосам: одна проходит вдоль 100° в. д., через центры Сибирской и Антарктической мировых магнитных аномалий, другая вдоль 90° з. д., по Канадской и Бразильской мировым магнитным аномалиям.

Продолжительность инверсий – от 10^3 до 10^5 лет. Время между инверсиями варьирует в широких пределах: от $\sim 10^5$ до 10^7 лет; но последняя цифра неточна: кажущееся увеличение длительности эпох стабильного поля с геологическим возрастом связано с недостаточной палеомагнитной изученностью палеозоя.

Перечислим главные результаты палеомагнитологии.

1. Сравнение траекторий перемещения в геологическом времени палеомагнитных полюсов, относящихся к разным континентам (точ-

нее, к разным литосферным плитам), привело к выводу о реальности больших горизонтальных перемещений литосферных плит. Этот вывод основан на установленном соответствии древнего магнитного поля Земли полю ЦОД: в этой модели поля иначе различие траекторий виртуальных полюсов объяснить нельзя.

2. Объединение результатов палеомагнитных исследований пород одних и тех же возрастов с разных континентов на основе метода совмещения траекторий палеомагнитных полюсов позволило реконструировать положение литосферных плит в разные периоды геологической истории.

3. В решении более локальных геодинамических задач палеомагнитология позволила выявить повороты блоков литосферы и крупных тектонических структур, их изгибы, смещения (в основном в меридиональном направлении, так как движения без изменения широты выявляются хуже);

4. По отдельным осадочным бассейнам выявлены закономерности распределения скоростей вертикальных движений земной коры за время, прошедшее после определенной инверсии или между инверсиями – по изменению положения соответствующих изохронных поверхностей в палеомагнитных разрезах.

5. По палеомагнитным данным коррелированы некоторые разрезы эфузивных пород в районах современного вулканизма; есть опыт использования этого метода для картирования древних эфузивов. Магнитостратиграфия успешно применяется для изучения колонок грунта, отобранных при морских геологических исследованиях; по ним удается оценивать значения скорости осадконакопления.

6. Палеомагнитные материалы позволяют расширить представления о спектре вековых вариаций геомагнитного поля. Инструментальные данные охватывают период около 300 лет; и добавление архео- и палеомагнитных данных привело, в частности, к обнаружению важного типа колебаний поля (МАК-волны с периодом около 800 лет), причиной которых является конвекция в жидком ядре под действием магнитных, архимедовых и кориолисовых сил.

Глава 4

КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

Разнообразие используемых в решении геологических задач геофизических методов и принципиальная неоднозначность геологического истолкования данных каждого из методов из-за малого набора определяющих физических свойств, обычно не входящих в состав признаков геологических классификаций геологических тел и горных пород, приводят к необходимости комплексной интерпретации данных геофизики вместе с геологическими материалами. Наиболее результативным такое комплексирование является в тех случаях, когда при постановке геофизических исследований предполагается общность моделей среды для разных методов и реализуется единый подход к методике полевых работ, обработке и интерпретации различных геофизических материалов.

4.1. Принципы комплексирования

Удовлетворительной общей теории комплексирования геофизических методов для региональных, как и для большинства других геологических задач, не имеется, и вряд ли можно надеяться на ее построение. Объединить разные методы в комплекс можно только на основе общей физической модели среды, но функциональные связи между определяющими физическими свойствами разных геофизических методов практически отсутствуют, а на корреляционных связях трудно базировать детерминированные подходы к интерпретации комплекса данных геофизики. Не случайно наиболее разработана методика комплексирования гравиметрии и сейсмических методов. Этому способствует устойчивость количественных характеристик соотношения плотности и скоростей упругих волн.

С другой стороны, имеются эвристические подходы к интерпретации комплексных геолого-геофизических данных в ситуациях, когда невозможно сформировать общие физические модели объектов исследования, в частности при региональном прогнозе зон распределения рудных месторождений.

Достоинствами геофизических методов являются:

а) дистанционность исследования объектов без непосредственного контакта с ними, что позволяет изучать объекты, залегающие на довольно больших глубинах;

б) возможность построения объемных моделей объектов, а также изучения их изменений во времени;

в) высокая производительность и гораздо меньшая стоимость по сравнению с глубоким бурением.

Недостатки региональной геофизики:

а) определяются не все параметры разреза, которые важны в конкретной геологической задаче;

б) решения обратных геофизических задач часто неоднозначны, особенно при недостатке данных в начальной стадии исследований конкретных площадей или объектов;

в) геофизические модели и результаты часто содержат меньше информации, чем необходимо для их полного содержательного геологического истолкования в и применении.

Комплексирование призвано, сохраняя достоинства геофизических методов, в максимально возможной степени уменьшить влияние их недостатков для наиболее полного извлечения из геофизических данных содержательной геологической информации, повышения ее надежности и точности количественных характеристик.

Уровни комплексирования; подходы к интерпретации

В зависимости от геофизической изученности района исследований и от постановки геологической задачи комплексирование геофизических методов может быть реализовано на двух уровнях:

I. Комплексная геологическая интерпретация геофизических данных различных методов (КГИГФД); предполагается, что для решения поставленной задачи привлекаются результаты проведенных ранее геофизических исследований, выполненных независимо одни от других и от конкретной геологической задачи.

II. Комплексное применение геофизических методов (КПГФМ) целевым образом для решения данной задачи с планированием эксперимента, согласованием сетей и методики наблюдений в разных методах и с использованием количественных методов комплексной интерпретации геофизических данных.

В региональных геофизических исследованиях комплексирование I уровня пока применяется чаще комплексирования II уровня.

При комплексной интерпретации I уровня производится:

- а) отбор геофизических материалов, содержательно и по масштабу соответствующих поставленной задаче;
- б) качественная интерпретация путем сопоставления данных разных геофизических методов между собой и с геологическими материалами;
- в) количественная оценка параметров разреза.

Возможны три подхода к интерпретации:

а) **детерминированный** подход реализуется в тех задачах, где разные геофизические методы могут работать в рамках общей *физико-геологической модели среды* (ФГМС); когда имеют место хотя бы корреляционные связи между определяющими физическими свойствами пород, а существенные в геологическом смысле границы раздела (тел, слоев) выделяются по нескольким физическим свойствам. Данные разных геофизических методов при таком подходе могут:

- дополнять друг друга;
- взаимно контролировать оцениваемые параметры.

На основе ФГМС можно строить согласованные по разным свойствам результативные физические модели среды.

б) **стохастический** (корреляционный, статистический) подход по своему названию предполагает случайность связей физических характеристик разреза, выделяемых разными геофизическими методами, или связей геофизических полей с геологическими элементами. Среди них всегда имеются более или менее устойчивые; они составляют основу общей физической модели на эталонных областях, по которым составляются уравнения регрессии, переносимые затем на изучаемую область. Используются только те элементы общей физической модели среды, которые характеризуются высокой корреляцией с фактическими геофизическими данными;

в) **эвристический** подход применяется в случаях практической независимости различных геофизических характеристик между собой и с фактическими геолого-geoхимическими данными, хотя в них предполагается наличие информации об объектах поисков, по крайней мере, об их плановом положении. Отсутствие общей физической модели и устойчивых корреляционных связей оставляет надежду только на методы распознавания образов.

Детерминированный подход широко используется при комплексной интерпретации сейсмических и гравиметрических данных в исследовании глубинного строения литосферы. Это вызвано необходимостью определения плотностной структуры земной коры и верхней мантии для геодинамических построений. В них упругие свойства, надежно определяемые сейсмическими методами, менее значимы, чем плотность, но ее определить только по гравиметрическим данным невозможно из-за неоднозначности обратных задач для моделей слоистых сред. Поэтому данные комплекса гравиметрии и ГСЗ при надлежащем качестве материалов и их интерпретации приносят много больше полезной информации, чем сумма результатов раздельной интерпретации этих методов

Стochasticский подход менее информативен по результатам, чем детерминированный. Некоторое время назад он был довольно популярен в региональных геофизических исследованиях, не только в задачах районирования, где он применяется и сейчас, но и в задачах изучения строения земной коры. Это по существу было паллиативным решением, в связи с недостатком данных для надежного (в отношении однозначности и точности результатов) определения параметров земной коры детерминированными способами. В таком подходе конкретной области исследований без достаточных оснований приписывались свойственные эталонным областям соотношения структурных параметров разреза земной коры. Тем самым априори пропускались некоторые индивидуальные черты структуры изучаемой области.

Эвристический подход может быть пригодным в региональной геофизике для обнаружения объектов с небольшой дифференциацией физических свойств, например, при выявлении по комплексу данных сейсмической томографии и гравиметрии слабых неоднородностей в литосфере или в мантии типа диапировых и конвективных структур.

Если имеется возможность, предпочтение отдается детерминированному подходу, даже если он требует больших расходов на проведение полевых работ.

Комплексное применение геофизических методов предполагает несколько этапов в исследованиях:

- а) планирование эксперимента;

б) согласованное (по набору геофизических методов, их соподчинению и последовательности, участкам, системам наблюдений) выполнение полевых работ;

в) комплексную интерпретацию полученных данных.

Рациональный комплекс геофизических методов

Рациональным комплексом геофизических методов называется их сочетание, позволяющее эффективно решить поставленную геологическую задачу с минимальными затратами труда и средств. Выбор комплекса во всех случаях индивидуален. Общим является системный подход к его формированию. Он использует: сведения о физических возможностях методов разведочной геофизики; опыт их использования в различных условиях; характеристики физико-геологической модели региона исследования; принципы дополнительности, взаимоконтроля, повышения детальности.

Принцип дополнительности предполагает использование геофизических методов, которые освещают важные в поставленной задаче разные стороны физико-геологической модели, например, элементы слоистой и блоковой структуры, субгоризонтальные границы и локальные тела, геометрию модели и физические свойства.

Принцип взаимоконтроля реализуется в целях повышения надежности геофизических данных при обнаружении объектов и при оценках их параметров; он предполагает применение методов, определяющих по разным физическим характеристикам одни и те же элементы модели среды.

Принцип повышения детальности реализуется для оптимизации исследований в виде итерационной схемы: сначала стадия малой детальности и проверка эффективности комплекса, повышение детальности на отдельных участках, проверка результатов интерпретации и, наконец, детальные исследования на всей площади. В оценках эффективности комплекса на любой стадии учитывается полнота извлечения из геофизических данных геологической информации и удельные затраты труда и средств на единицу исследуемой площади.

Перечислим этапы формирования рационального комплекса геофизических методов, не конкретизируя содержание отдельных этапов, поскольку оно определяется геологическими задачами.

1. Построение исходной ФГМС; ключевым моментом является определение источников необходимой информации.

2. Оценка условий применения геофизических методов:

– дифференциации среды по физическим свойствам;

– соответствия определяемых геометрических параметров ФГМС реальным возможностям геофизических методов;

– уровня помех геологического и иного происхождения;

– трудоемкости и стоимости работ разными методами.

3. Выяснение степени неоднозначности интерпретации данных разных методов в рамках исходной ФГМС; выбор ведущего геофизического метода – по надежности определения количественных характеристик модели и/или по возможности обобщения им данных других методов; определение вспомогательных методов и конкретизация их задач в общей структуре комплекса.

4. Обоснование: последовательности (по площадям исследования и по времени) геофизических работ разными методами; структуры сети, систем измерений, их точности, выбора аппаратуры.

5. Проверка геологической эффективности геофизических методов, выбранных по параметрам исходной ФГМС, на конкретных объектах и на моделях с альтернативными по отношению к исходной модели элементами.

6. Оценка экономической эффективности избранных вариантов комплекса геофизических методов путем сравнения затрат на применение методов, дающих близкую геологическую эффективность, и определения доли затрат каждого метода по отношению к затратам на весь комплекс.

В региональных задачах чаще всего используется комплекс гравиметрии и ГСЗ для восстановления плотностной структуры земной коры и верхней мантии.

При исследовании неоднородностей астеносфера используются сейсмические данные и материалы глубинных магнитотеллурических зондирований, но комплексом это назвать трудно, так как информация этих методов объединяется (для повышения надежности выводов) на этапе окончательного решения вопроса о положении и толщине волноводного слоя с повышенной электропроводностью.

В России принята федеральная программа комплексных геофизических исследований по региональным профилям (геотраверсам) с целью изучения строения земной коры и верхней мантии. В ком-

плекс входят: профильная сейсморазведка МОВ по многократным системам наблюдений; ГСЗ; гравиразведка и аэромагниторазведка масштаба 1:100 000 (с детализацией по отдельным участкам профилей) в полосах шириной до 50 км вдоль профилей, профильные электромагнитные зондирования МТЗ.

4.2. Комплекс ГСЗ и гравиметрии

Смысл комплексирования данных сейсмики и гравиметрии в изучении строения земной коры и верхней мантии заключается в соединении относительно высокой надежности ГСЗ (по однозначности и точности оценок геометрических и упругих параметров среды), метода довольно трудоемкого и дорогостоящего, с высокопроизводительной в изучении больших площадей гравиметрией, чтобы эффективные геологические результаты получить с минимальными затратами. При этом важна высокая разрешающая способность гравиметрии в плане проверки плотностных моделей разреза по критерию соответствия их с аномальным гравитационным полем. Кроме того, в геодинамическом использовании результатов изучения структуры литосферы ее плотностная модель важнее скоростной (упругой) модели.

Строение земной коры и верхней мантии

В зависимости от постановки задачи, учитывающей качество исходной информации, возможны три схемы комплексной интерпретации данных ГСЗ и гравиметрии при изучении строения земной коры и верхней мантии:

- корреляционная,
- схема опорных сейсмических данных,
- согласование скоростных и плотностных разрезов.

На разных стадиях изучения структуры литосферы они поочередно играли ведущую роль.

Корреляционная схема включает: оценки коэффициентов уравнений регрессии, связывающих гравитационные аномалии $\Delta g(x, y)$ с глубиной сейсмических границ $\Gamma_j(x, y)$ в литосфере по отдельным точкам или профилям ГСЗ (эталонная область); использование полученных уравнений для определения по гравитационному полю этих

границ в неизученных методом ГСЗ регионах. Этот подход предполагает модель литосферы везде такой же, как в эталонной области.

Использование сейсмических данных в качестве опорных при интерпретации гравитационных аномалий можно рассматривать как схему подбора плотностной модели, в которой для обеспечения гравиметрического метода исходной информацией (для устранения неоднозначности) привлекаются априорные сейсмические данные. Это по существу способ решения обратных задач гравиметрии, а не пример комплексирования гравиметрии и сейсморазведки.

Схему взаимного согласования скоростных и плотностных моделей среды по комплексу данных гравиметрии и ГСЗ рассмотрим подробнее, частично используя работу [Страхов, Романюк, 1984].

Известны:

- сейсмическое волновое поле в виде набора сейсмограмм или гидографов, полей времен;
- пределы вариаций коэффициентов уравнения, связывающего плотность и скорость продольных волн, a_1, a_2, b_1, b_2 :

$$\sigma = a + b v_p; \quad a_1 < a < a_2; \quad b_1 < b < b_2; \quad (48)$$

– гравитационное поле – аномалии Буге (или Гленни) Δg .

Требуется построить скоростные и плотностные разрезы литосферы, $\sigma(x, y, z)$ и $v_p(x, y, z)$, так, чтобы они соответствовали фактическим данным. Скоростные разрезы должны соответствовать волновому полю, плотностные – гравитационным аномалиям, физические свойства слоев – уравнению скорость-плотность (6) с коэффициентами, не выходящими из заданных пределов. Это задача много-параметрической оптимизации; отметим лишь ее содержательные аспекты.

Важное различие сейсмики и гравиметрии в том, что системы наблюдений в сейсмике выбираются для изучения конкретных элементов скоростной структуры в ограниченном объеме среды, а в гравитационных аномалиях отражены все плотностные неоднородности Земли. Поэтому сейсмическая модель среды по объему и содержанию, как правило, не полна; прямой перевод ее в плотностную модель игнорирует часть элементов плотностной структуры. Такая плотностная модель может не отвечать гравитационному полю.

Причины несоответствия сейсмической и гравитационной моделей литосферы: первая содержит только опорные границы на профиле ГСЗ, а вторая должна включать плотностную структуру по всей Земле, в том числе тела и границы в пределах изученного методом ГСЗ объема среды, но не выявленные им. Имеются три способа устранения этого несоответствия:

1. Влияние элементов плотностной структуры вне объема сейсмической модели устраниют методами разделения полей. Для этого нужна информация о параметрах исключаемых объектов. В каждой конкретной задаче этот подход реализуется по-своему. Например, в изучении структуры литосферы можно использовать факт изостатической компенсации плотностных неоднородностей земной коры.

2. Использование редукции Гленни позволяет убрать влияние структур раздела Мохо, компенсирующих рельеф за пределами 2-градусной зоны (220 км). С другими плотностными неоднородностями, удовлетворяющими условиям изостазии, связаны, как правило, пренебрежимо малые аномалии на больших расстояниях от точек измерения.

3. Не зафиксированные сейсмическими материалами в объеме изученной скоростной модели границы раздела с достаточно заметными структурой и скачками плотности выявить можно только путем детализации и повышения точности сейсмических наблюдений.

Плотностная неоднородность верхней мантии

Известно, что распределение плотности в литосфере может быть и причиной и ограничителем ее движений. Главные механизмы эволюции плотностных неоднородностей – это диапиризм, концентрационная (химическая) конвекция в среде с инверсией плотности (размещением менее плотных пород под более плотными) и растекание плотностных неоднородностей. Механизм ограничения движений определяется факторами изостатического регулирования. Общим для всех этих процессов является направление эволюции в сторону состояния системы с минимумом потенциальной энергии.

В вязкой среде (астеносфера, мантия), где градиенты скоростей смещений пропорциональны касательным напряжениям, движения вызываются даже малыми плотностными аномалиями. Поэтому столь велико геодинамическое значение информации о распределении

плотности в литосфере и подстилающих слоях мантии, в том числе о латеральной плотностной неоднородности литосферной мантии и астеносфера.

Эту информацию нельзя получить из гравиметрических данных из-за неоднозначности решения обратных задач для соответствующих моделей среды. Некорректно и построение плотностных моделей на основе данных о распределении скорости распространения продольных волн и универсального уравнения связи скорость – плотность ввиду малых латеральных вариаций скорости и плотности, не выходящих за пределы погрешностей (естественной неопределенности) коэффициентов этого уравнения. Решение задачи возможно путем комплексирования данных гравиметрии и ГСЗ.

Региональные плотностные неоднородности литосферы это:

- рельеф земной поверхности, сформированный преимущественно неоген-четвертичными тектоническими процессами;
- рельеф фундамента платформенных областей, предгорных и межгорных прогибов;
- латеральная плотностная неоднородность кристаллической коры, обусловленная непостоянством ее состава, в том числе переменное соотношение толщины слоев коры;
- вариации толщины земной коры, в значительной мере являющиеся компенсирующими массами для земного рельефа;
- плотностная неоднородность литосферного слоя верхней мантии (между разделом Мохо и астеносферой).

Все эти неоднородности за исключением последней изучаются в рамках исследований строения земной коры и ее изостатического состояния по данным ГСЗ и гравиметрии.

Для выявления плотностных неоднородностей литосферного слоя мантии и латеральных вариаций плотности в астеносфере используется тоже комплекс данных ГСЗ и гравиметрии, но в других формах:

- на основе сравнения реальной структуры земной коры по данным ГСЗ с ее изостатической моделью [Ладынин, 1973];
- на основе интерпретации латеральных вариаций глубины "поверхности свободной мантии" [Артемьев и др., 1983].

Оба метода используют одномерные модели среды, так как исследуются латеральные неоднородности регионального уровня, горизонтальные размеры которых много больше вертикальных размеров неоднородностей.

В методе сравнения реальной и изостатической моделей земной коры используются условия изостазии по Эри:

$$H_m^i = H_m^0 + h \sigma_0 / (\sigma_m - \sigma_k), \quad (49)$$

где H_m^0 – стандартная глубина раздела Мохо (при $h = 0$);

σ_0 – плотность пород в пределах рельефа (считается постоянной);

h – высота рельефа; на море это глубина с коэффициентом, учитывающим относительную разность плотности воды и горных пород дна, $-(\sigma_0 - \sigma_b) / \sigma_0$;

σ_m и σ_k – соответственно, плотность пород мантии под разделом Мохо и средняя (по вертикали) плотность земной коры. Здесь и дальше в этом разделе индексы 0 или 0 отмечают стандартный параметр, в отличие от переменных по площади величин. Формула (49) основана на простой изостатической модели – с однородной земной корой. В реальных условиях имеются отклонения от идеальной изостазии, а в земной коре неоднородны по плотности и толщине осадочный, гранитный и базальтовый слои. Это учтено в следующей формуле:

$$\begin{aligned} H_m^i = H_m^0 &+ \tau h \sigma_0 / (\sigma_m^0 - \sigma_b^0) + [H_{oc} (\sigma_{oc} - \sigma_r) + \\ &+ H_r (\sigma_r - \sigma_r^0) + \delta H_r (\sigma_r^0 - \sigma_b^0)] / (\sigma_m^0 - \sigma_b^0), \end{aligned} \quad (50)$$

где σ_{oc} , σ_r и σ_b^0 – плотность пород слоев коры, соответственно осадочного, гранитного и базальтового (последний предполагается однородным); H_{oc} и H_r – толщина осадочного и гранитного слоев, δH_r – латеральные изменения толщины гранитного слоя; эти параметры вместе с глубиной залегания раздела Мохо однозначно определяют толщину базальтового слоя; τ – коэффициент компенсации топографических масс (о нем см. выше в разделе об изостазии). Мерой плотностной неоднородности $\delta\sigma_m$ литосферного слоя верхней мантии H_{lm} является разность реальной толщины земной коры по сейсмическим данным H_m^c и модели (50):

$$\Delta H_m = H_m^c - H_m^i,$$

$$\delta\sigma_m = \sigma_m - \sigma_m^0 = \Delta H_m (\sigma_m^0 - \sigma_b^0) / H_{lm}. \quad (51)$$

Очевидно, что точность оценки $\delta\sigma_m$ зависит от погрешностей определения H_m^c и качества учета факторов неоднородности и неравновесия земной коры. При средних значениях $\sigma_m^0 = 3,25 \text{ г}/\text{см}^3$, $\sigma_b^0 = 2,9 \text{ г}/\text{см}^3$, $H_{lm} = 50 \text{ км}$ имеем $\delta\sigma_m = 0,007 \Delta H_m$. Погрешности определения глубины раздела Мохо по данным ГСЗ составляют примерно 3 км, так что аномалии плотности верхней мантии определяются этим методом с погрешностью $\pm(0,02-0,03) \text{ г}/\text{см}^3$.

В методе, основанном на оценках глубины поверхности свободной мантии, условия изостазии формально не участвуют. Вычисляется глубина мантии в предположении, что слои коры сжаты до плотности мантии:

$$H_{cm} = H_m (1 - \sigma_k / \sigma_m) - h \sigma_0 / \sigma_m, \quad (52)$$

где H_m – глубина раздела Мохо от уровня моря, σ_0 – средняя плотность пород в пределах рельефа. При указанных абзацем выше значениях плотности σ_0 , σ_k и σ_m глубина залегания «поверхности свободной мантии» H_{cm} равна 4,3 км. Аномалии плотности верхней мантии составляют:

$$\delta\sigma_m = \Delta H_{cm} \sigma_m^0 / (H_m - H_{cm}^0); \quad \Delta H_{cm} = H_{cm} - H_{cm}^0. \quad (53)$$

При $\sigma_m^0 = 3,25 \text{ г}/\text{см}^3$ и $H_m - H_{cm}^0 = 40 \text{ км}$ (это среднее значение для территории Сибири) $\delta\sigma_m = 0,08 \Delta H_{cm}$. Реальная погрешность оценки ΔH_{cm} по (53) на основе данных ГСЗ (H_m) составляет $\pm 0,02 \text{ г}/\text{см}^3$. Отметим, что в этом методе не конкретизирована область мантии, к которой относятся оценки плотностной неоднородности; это неопределенной толщины слой непосредственно под разделом Мохо.

Нарушения изостазии учитываются поправкой δH_{cm} в (53), формула которой с подстановкой уже приведенных значений плотности имеет вид: $\delta H_{cm} = 0,82 (\tau - 1) h$. Например, при не очень большом нарушении равновесия (недокомпенсации), $\tau = 0,8$, получаем поправку $\delta H_{cm} = -0,164 h$; если средняя высота рельефа h равна 1 км, значение H_{cm} будет 4,14 км (вместо 4,3 км), что приведет к фиктивной аномалии плотности в мантии $\delta\sigma_m = 0,015 \text{ г}/\text{см}^3$. Поэтому при

оценке плотностной неоднородности верхней мантии этим методом нельзя обойтись без анализа изостазии литосферы.

Точность рассмотренных методов одинакова, так как она зависит в основном от точности общих данных ГСЗ. Результаты оценок плотностной неоднородности верхней мантии этими методами тоже близки, хотя сравнения не проводилось: в различных регионах применялись разные методы [Артемьев и др., 1984; Ладынин, 1973; Ладынин и др., 1985].

4.3. Комплексная интерпретация гравитационных и магнитных аномалий

Из региональных геологических задач комплекс гравиметрии и магнитометрии используется чаще всего в задачах тектонического или металлогенического районирования фундамента платформенных областей или дна океанов.

Основным этапом комплексной интерпретации гравитационных и магнитных аномалий является оценка природы источников этих аномалий. Корреляция между магнитными и гравитационными аномалиями обычно существенна, когда аномалии обусловлены магматическими образованиями – в фундаменте или в осадочно-вулканогенном комплексе платформ. Другим критерием оценки природы аномалий является глубина залегания их источников, которая в первом приближении оценивается отношением амплитуды аномалии к максимальному горизонтальному градиенту.

Задача тектонического районирования фундамента платформенных областей по геофизическим данным ставится как задача разделения исследуемой области на квазиоднородные зоны по основному тектоническому критерию, например по возрасту завершающей складчатости, физически выраженному в морфологии тектонических структур и в составе комплексов горных пород, следовательно, и в характеристиках гравитационного и магнитного полей. Эти характеристики выбираются для региона исследований в предположении его тектонического сходства с близлежащими областями, где районирование выполнено по геологическим данным. Такими, например, на Сибирской платформе могут быть области Алданского и Анабарского щитов, для районирования фундамента Западно-Сибирской плиты – складчатые области Казахстана, Алтая и Урала. В число структур-

ных характеристик аномальных полей входят: характерные размеры, форма, ориентировка локальных аномалий, их распределение по площади; характеристики, связанные с составом пород: средний уровень поля в зоне, интенсивность локальных аномалий, величина коэффициента в соотношении Пуассона ($J/G\sigma$).

Границы между зонами проводятся на участках наиболее резкого изменения перечисленных характеристик, как правило, соответствующих глубинным разломам. Если это затруднительно, привлекаются весь набор характерных геофизических признаков глубинных разломов, ограничивающих тектонические зоны. Эти признаки – уступообразное изменение гравитационного поля, узкие линейные зоны аномалий разного знака в магнитном поле, цепочки вытянутых вдоль генерального направления разлома локальных гравитационных и магнитных аномалий, связанных обычно с интрузивными телами разного состава, с приразломными впадинами.

Тектоническое районирование дна океанов имеет задачей определение возраста консолидированной коры, точнее –литосферы, так как современная концепция тектоники плит предполагает совместное формирование океанической коры с подстилающей литосферной мантией в едином акте спрединга (раздвижения, разрастания океанического дна).

Главный геофизический метод в тектоническом районировании дна океана представляет собой комплекс анализа полосовых магнитных аномалий с оценками возраста этих аномалий и соответствующих им участков литосферы по шкале инверсий геомагнитного поля. Первую такую работу по Атлантическому океану выполнили Ф. Вайн и Д. Мэттьюз (1963). Им принадлежит гипотеза, связывающая формирование полосовых магнитных аномалий с новообразованием литосферы в океанских рифтовых зонах, намагничиванием их в соответствии с направлением существовавшего поля и раздвижением литосферы от рифтов в сторону океанских котловин. Каждая магнитная аномалия имеет порядковый номер, начиная с аномалий рифтовых долин, и оценку возраста по палеомагнитной шкале. Таких аномалий в кайнозое 36, в мезозое – 39. Сравнение возраста литосферы по этим оценкам с возрастом осадков по данным глубоководного бурения показало высокую сходимость. Подробнее об этом сказано ниже, в главе о геофизическом обосновании тектоники плит.

Глава 5

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ В ОБОСНОВАНИИ ТЕКТОНИКИ ПЛИТ

5.1. Литосфера и астеносфера континентов и океанов

Литосферой обычно называют верхнюю часть оболочки, включающую земную кору и верхнюю часть мантии, которая отличается от нижележащей астеносферы типом деформирования в геодинамических процессах. Литосфера деформируется преимущественно посредством разрушения – через образование разломов, тогда как в астеносфере деформации имеют вид ползучести, вязкого течения. Это объясняется различием реологических свойств литосферы и астеносферы, находящихся в разных температурных условиях. Температурный профиль – реальная геотерма $T(h)$ в мантии пересекается с геотермой солидуса – начала плавления на двух глубинах, соответствующих верхней и нижней границы астеносферы.

Общепринятой реологической характеристикой мантии является вязкость – коэффициент пропорциональности между скалывающими напряжениями и скоростью сдвиговых деформаций (модель ньютоновского вязкого течения). Вязкость материала верхней мантии сильно зависит от температуры и от степени плавления. Малые значения (10^{17} – 10^{19} Па·с) она имеет в астеносфере, где степень плавления составляет 5–8 %.

Граница между литосферой и астеносферой, а также нижняя граница астеносферы не являются резкими ни по одному из главных физических свойств – плотности, скоростям прохождения сейсмических волн и электропроводности. Эти границы представляют собой зоны больших (по модулю) градиентов указанных свойств, связанные с частичным изменением агрегатного состояния вещества – наличием расплавных включений базальтов в ультрабазитовой матрице материала мантии.

Обобщенная структура комплексов литосфера – астеносфера – переходная зона мантии приведена в табл. 6. Показаны ее особенности в основных геодинамических областях литосферы: 1 – континентальных кратонах, 2 – горных областях новейшей активизации, 3

- континентальных рифтовых зонах, 4 – океанических котловинах, 5 – рифтовых океанических хребтах.

Таблица 6.

Обобщенные параметры верхней части оболочки Земли

Параметры \ Области	1	2	3	4	5
Толщина литосферы, км	300	200	100	200	50
Свойства литосферной мантии:					
Плотность σ , г/см ³	3,34	3,32	3,30	3,31	3,28
Скорость v_p , км/с	8,5	8,2	7,8	8,0	7,6
Электропроводность, См/м	10^{-4}	10^{-3}	10^{-3}	10^{-3}	10^{-2}
Вязкость, Па·с	10^{24}	10^{22}	10^{20}	10^{21}	10^{20}
Свойства астеносферы					
Плотность σ , г/см ³	3,32	3,30	3,27	3,28	3,25
Скорость v_p , км/с	8,2	7,8	7,5	7,6	7,3
Электропроводность, См/м	10^{-3}	10^{-2}	0,1	1	10
Вязкость, Па·с	10^{20}	10^{18}	10^{17}	10^{18}	10^{16}
Глубина верхней границы фаз	450	420	400	420	380
Глубина нижней границы фаз	650	670	700	670	720
Температура на $h = 400$ км, °C	700	850	950	850	1000

Области субдукции в этот список не включены по той причине, что структурные неоднородности всех рассматриваемых частей комплекса – от литосферы до переходной зоны мантии в них настолько велики, что обобщенные характеристики не имеют смысла.

Градиентные границы верхней мантии, в первую очередь, границы астеносферы имеют субгоризонтальное залегание: указанные в табл. 6 изменения происходят на больших горизонтальных расстояниях, измеряемых сотнями и тысячами километров. По этой причине плотностная структура верхней мантии не может быть получена из решений обратных задач гравиметрии, обладающих сильной неоднозначностью. Оценки плотности получаются из согласования сейсмических моделей верхней мантии с реальным гравитационным полем посредством решения прямых задач гравиметрии с использованием соотношения плотности и скорости продольных волн – уравнения Берча (3).

На рис. 14 приведены варианты плотностной структуры литосферы Срединно-Атлантического хребта, полученные путем подбора по гравитационному полю с использованием элементов скоростной структуры по сейсмическим данным МПВ [Кулон, 1973].

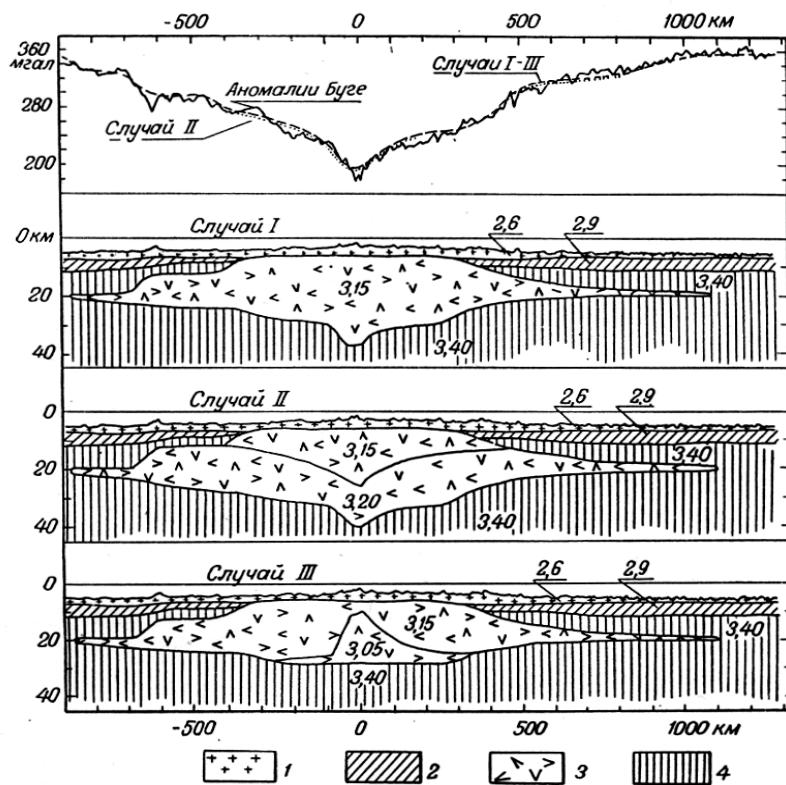


Рис. 14. Плотностные модели литосферы Срединно-Атлантического хребта
М. Тальвани и др., (1965) из книги [Кулон, 1973].

Три варианта модели, согласующиеся с сейсмическими и гравиметрическими данными, значительно в геологическом смысле различаются, предполагая разные геодинамические процессы формирования структуры литосферы хребта. Подобная неоднозначность имеется и по другим регионам, и не только в отношении срединно-океанических хребтов.

Такая структура верхней мантии сложна для применения всех геофизических методов. Астеносферу, как область пониженной скорости сейсмических волн v_p (волноводная зона) и повышенной электропроводности γ , удается обнаружить сейсмическими методами и глубинными электромагнитными зондированиями. Этот объ-

ект характеризуется инвариантами: $H \cdot \delta v_p$ и $H \cdot \delta \gamma$ (здесь H – толщина астеносферы). Но в части раздельной оценки параметров (толщина, свойство) имеется неединственность. Сейсмические методы в принципе могут преодолеть эту неоднозначность, если организовать плотную сеть сейсмических лучей и использовать методы сейсмической томографии. Но это не всегда удается из-за недостатка фактической информации.

Неоднородность литосферы по толщине влияет на структуру конвективных течений в мантии. Очевидно, что на нее влияет также реологическая неоднородность верхней мантии, в особенности, астеносферы. Тем не менее, кинематические модели тектоники плит пока рассматриваются вне зависимости от структурной и реологической неоднородности литосферы или астеносферы. Такие модели следует считать первым приближением к реальной картине движений. Дальнейшее изложение опирается на эти модели первого приближения. В них литосфера представляется жесткой (недеформируемой, кроме раздвижения в рифтовых зонах), а все движения литосферных плит происходят относительно конвектирующей верхней мантии.

В рифтовых зонах срединно-океанических хребтов происходит раздвижение литосферных плит (спрединг). В некоторых областях сочленения литосферных плит континентов и океанов происходит поддвигание океанических плит под более легкие континентальные (субдукция), реже надвигание океанических плит на континентальные (обдукация), а в областях столкновения движущихся навстречу континентальных плит возникают коллизионные зоны утолщения литосферы.

5.2. Основные положения тектоники плит

В классической тектонике плит характеризовались относительные движения 7 крупных литосферных плит, которые считались жесткими. Тектонические деформации предполагались только на границах плит. Такими границами явились разломные зоны: океанические рифты (зоны спрединга), островные дуги – активные зоны сочленения континентов и океанов (субдукции, обдукции) и трансформные разломы, которые соединяют:

а) части смешенных хребтов,

- б) хребет с дугой,
- в) дугу с дугой.

Современная плитно-тектоническая концепция рассматривает около 17 крупных и малых плит (Рис. 15) и, кроме того, учитывает тектонические процессы внутри плит: относительные смещения террейнов, микроплит (микроконтинентов), эволюцию задуговых бассейнов, формирование аккреционных призм в зонах субдукции, коллизионные складчатость и магматизм.

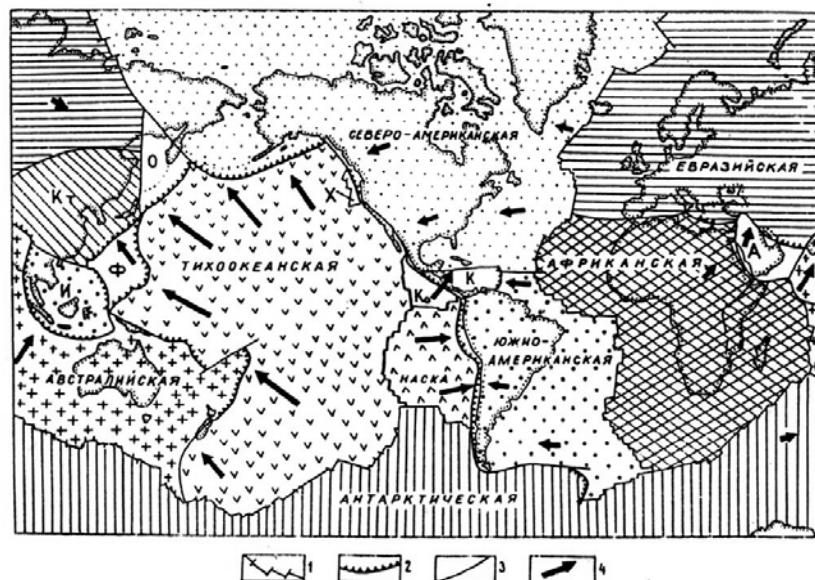


Рис. 15. Литосферные плиты Земли

Обозначения: 1 – дивергентные границы (оси спрединга), 2 – конвергентные границы (зоны субдукции, коллизии), 3 – трансформные разломы, 4 – векторы скоростей движений плит относительно горячих точек; по [Хайн, Ломизе, 1998]

Границами террейнов также являются разломы, которые, в зависимости от типа движений по ним, образуют небольшие рифты – при растяжении или горизонтальных сдвигах, взбросы и надвиги – при сжимающих движениях.

Тектоника плит основывается на нескольких положениях, в существенной степени обоснованных геологическими и особенно геофизическими данными по океанам. Некоторые факты, лежащие в

обосновании плитной тектоники, отмечались выше, другие будут указаны дальше. Перечислим их в краткой формулировке.

1. Верхняя часть Земли расслоена; литосфера представляется жесткой и хрупкой оболочкой, вязкость астеносфера много ниже, что допускает эффективный конвективный тепломассоперенос в астеносфере и под ней, включая переходную зону мантии.

2. Литосфера разделена на небольшое число жестких плит; деформирование при горизонтальных движениях плит происходит по их границам, в которых происходит выделение основной энергии землетрясений.

3. Взаимные перемещения плит, определяющие характер границ между ними, относятся к одному из трех типов:

а) раздвижение плит (спрединг) на дивергентных границах (рифтовых разломах);

б) поддвигание одной плиты под другую на конвергентных границах (субдукция, обдукация или коллизия) в областях сжатия при встречном движении плит;

в) горизонтальное проскальзывание соседних плит по трансформным разломам.

4. Все перемещения плит описываются теоремой Эйлера сферической геометрии; они являются вращениями вокруг осей, исходящих из центра Земли в точки, называемые эйлеровыми полюсами. Трансформные разломы представляют собой отрезки окружностей с центрами в этих полюсах.

5. Постулатом теории плитной тектоники является утверждение, что объем литосферы, поглощаемой в зонах субдукции, равен ее объему, образующемуся в зонах спрединга.

6. Наименее строгим является утверждение о причинах движений литосферных плит. В первой редакции теории источником движений плит считалась тепловая верхнемантийная конвекция. В настоящее время главной причиной движения плит считается их затягивание в зонах субдукции погруженными частями плит, в которых из-за фазовых превращений (базальт коры – эклогит на глубине ~ 30 км, оливин – шпинель вблизи верхней границы фазовой переходной зоны мантии) увеличивается плотность и отрицательная плавучесть. Этот механизм усиливается при достижении литосферной плитой фазовой переходной зоны мантии (об этом – см. ниже).

5.3. Очаги землетрясений и их механизмы

Наибольший вклад в обоснование тектоники плит внесла очаговая сейсмология: распределение эпицентров землетрясений по поверхности Земли, распределение очагов в конкретных сейсмических областях по глубине, пространственное распределение землетрясений разных энергетических классов, механизмы первых движений в очагах землетрясений в разных тектонических областях.

В многочисленных публикациях приводится размещение эпицентров землетрясений на поверхности Земли (рис. 16).

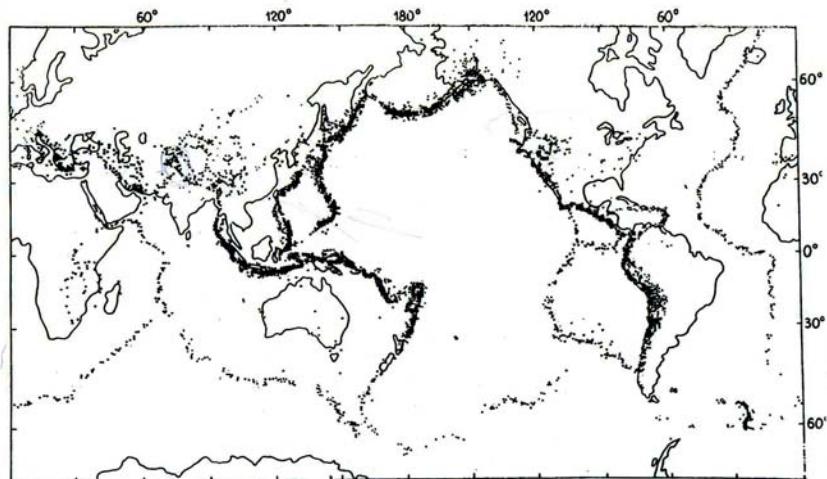


Рис. 16. Распределение эпицентров землетрясений по данным М. Баразанги и Дж. Дормана (1969); из книги [Хайн, Ломизе, 2005]

Сейсмические пояса (концентрации эпицентров) рассматриваются как границы плит. В сущности, это главное положение тектоники плит: сейсмические пояса являются зонами, где происходят дифференциальные движения плит. Цепочка эпицентров мелкофокусных землетрясений очерчивает границы литосферных плит в океанах. Характерны тройные сочленения в этой цепи в местах схождения:

а) Африканской, Антарктической и Южно-Американской плит – в Атлантическом океане;

б) Африканской, Антарктической и Индо-Австралийской плит – Индийском океане;

в) Антарктической, Индо-Австралийской и Тихоокеанской плит южнее Новой Зеландии на границе Индийского и Тихого океанов;

г) два сочленения плиты Наска и Тихоокеанской с Антарктической на юге и плитой Кокос на севере – в Тихом океане.

Ширина этой цепи эпицентров в океанах обычно не превосходит 20 км (глубина очагов – порядка 10 км), но на участках трансформных разломов области эпицентров становятся шире.

Гораздо более плотная цепь эпицентров опоясывает с запада, севера и востока Тихий океан, здесь (кроме побережья Северной Америки) велика роль землетрясений с глубиной очагов до 700 км, пример – распределение эпицентров землетрясений с глубиной более 60 км вблизи Японии (рис. 17).

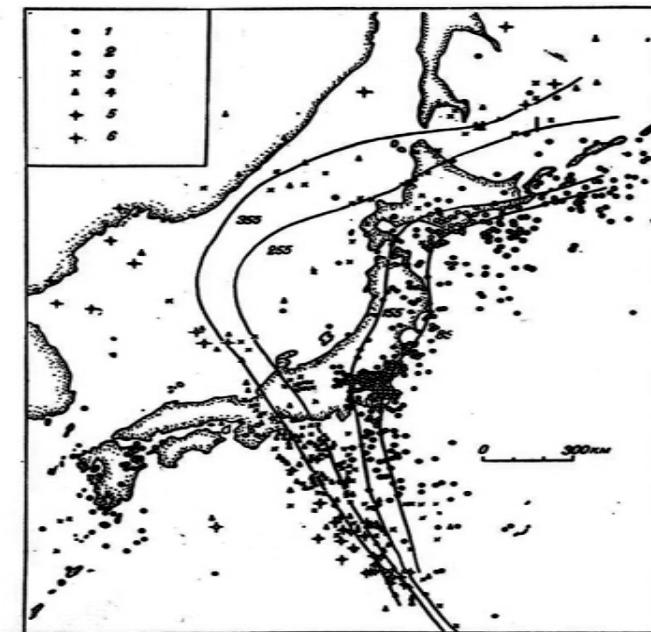


Рис. 17. Эпицентры глубоких землетрясений [Сугимура, Уeda, 1967]. Глубина очагов, км: 1 – 61–100, 2 – 101–200, 3 – 201–300, 4 – 301–400, 5 – 401–500, 6 – более 500 км

На западном побережье Южной Америки роль островной дуги играют Анды. И здесь также полоса очагов землетрясений наклонена под континент.

Глубокофокусные землетрясения происходят в зоне вдоль системы Яванского желоба и островной дуги Индонезии. На западе она смыкается с Альпийско-Гималайским континентальным сейсмическим поясом, где глубокофокусные землетрясения происходили только в отдельных узлах. Ими являются восточное окончание Гималайского хребта, хребет Гиндукуш, на западе Турции и в Эгейском море. Эти районы также находятся на границах плит – Евразийской с Африканской и Индо-Австралийской. Кроме того, район наиболее глубокофокусных землетрясений в хребте Гиндукуш является континентальным тройным сочленением плит.

Ввиду того, что напряжения в астеносфере приводят к ползущим движениям (вязкому течению), они в ней не могут накапливаться. Землетрясения возможны только в литосфере.

В зонах субдукции распределение очагов землетрясений в плане и по глубине (зоны Беньоффа) указывают направление погружения литосферы и угол, под которым она уходит в мантию (рис. 18).

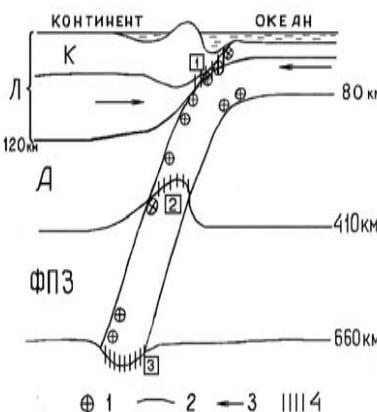


Рис. 18. Схема строения зоны субдукции и очаги землетрясений
Обозначения: К – земная кора, Л – литосфера (континентальная и океаническая); А – астеносфера; ФПЗ – фазовая переходная зона; 1 – очаги землетрясений; 2 – границы слоев (литосфера, астеносфера, переходной зоны); 3 – направление горизонтальных движений литосферных плит; 4 – фазовые переходы в погружающейся литосфере (цифры в кружках: 1 – базальт – эклогит, 2 – оливин – шпинель, 3 – шпинель – перовскит)

Здесь показан главный источник движений плит – повышение плотности погружающейся литосферной плиты, вызванное:

а) фазовым переходом базальта океанической коры в эклогит с изменением плотности с $2,9 \text{ г}/\text{см}^3$ до $3,4 \text{ г}/\text{см}^3$,

б) фазовым переходом в океанической литосфере с приобретением оливином структуры шпинели и увеличением плотности на $0,4 \text{ г}/\text{см}^3$ в области над верхней границей ФПЗ (400 км). Погружающаяся литосфера холоднее окружающей мантии (на $200\text{--}300^\circ\text{C}$), переход в плите происходит поэтому при меньших давлениях и на меньших глубинах. Высота этого выступа границы шпинелевой зоны в плите составляет 20–40 км.

Фазовый переход шпинель-перовскит в плите (плотностной скачок около $0,5 \text{ г}/\text{см}^3$) возможен на большей глубине, чем в соседних областях мантии. Эта структура представляет собой массу с положительной плавучестью. Вероятно, поэтому литосферные плиты не могут проходить нижнюю границу ФПЗ, и глубина очагов землетрясений не превышает 700 км.

Очаги с глубиной до 100 км приурочены в основном к месту изгиба погружающейся плиты, а глубокофокусные землетрясения связаны с деформациями той части пластины, которая находится вблизи границы фазового перехода в литосферной плите, образующей выступ, который затягивает плиту в мантию. При таком распределении очагов эпицентры глубокофокусных землетрясений смещены относительно эпицентров мелкофокусных землетрясений в сторону континента.

Более 90 % энергии всех землетрясений Земли выделяется в Тихоокеанском сейсмическом поясе, из оставшихся 10 % более половины – в Альпийско-Гималайском поясе; на океанические рифтовые зоны и сейсмичность внутри плит приходится менее 5 % сейсмической энергии.

Это связано с преобладающими механизмами очагов в разных сейсмических областях. Тихоокеанский и Альпийско-Гималайский пояс характеризуются закономерной ориентировкой почти горизонтальных осей сжатия поперек структур. Напротив, для рифтовых зон характерно горизонтальное растяжение поперек структур. В условиях сжатия могут накапливаться большие напряжения, запасаться большая энергия разрушения, так как эффективная прочность горных пород на сжатие на два порядка превышает прочность на растяжение. Разрушение в любом случае имеет сдвиговый характер – по плоскостям максимальных скальвающих напряжений. В геологическом смысле это:

а) взбросы и надвиги, преобладающие в областях активных континентальных окраин (Тихоокеанский пояс);

б) сдвиги, надвиги и взбросы, преобладающие во внутренних континентальных областях сжатия (Альпийско-Гималайский пояс и связанные с ним области рассеянной сейсмичности, такие как Алтай-Саянская область);

в) сбросы и сдвиги, преобладающие в океанических хребтах с рифтами и трансформными разломами, в континентальных рифтовых зонах (Красное море, Байкал, Рио-Гранде, рифты Китая и др.).

Указанные закономерности распределения сжимающих и растягивающих напряжений в разных тектонических областях, определяют не только механизм очагов землетрясений, но особенности в распределении нарушений изостазии.

На больших пространствах континентов и океанов изостазия выполняется довольно хорошо: на 95%, если считать по соотношению топографических масс и масс компенсации, и на 99,5 %, если анализировать отклонения от гидростатических условий на уровне поверхности компенсации (75 км).

Небольшие нарушения изостазии связаны с активными процессами в континентальных горных областях, особенно в тех, где новейшее развитие идет в обстановке преобладающего горизонтального сжатия. Самые большие нарушения изостазии типа недокомпенсации структур земного рельефа глубинными плотностными неоднородностями отмечены в системах желоб-островная дуга по периферии Тихого океана и в Индонезии. Условия горизонтального сжатия литосферы препятствуют процессам изостатического регулирования. В современных рифтовых зонах, несмотря на активные структурообразующие процессы, которые идут в направлении нарушения изостазии, новейшие структуры близки к равновесию. Активные геодинамические процессы определяют подвижность астеносферы, ее низкую вязкость, так что скорость изостатического регулирования в таких областях наиболее велика. А условия горизонтального растяжения благоприятны для блоковых движений в земной коре, способствующих восстановлению изостазии.

5.4. Магнитное поле океанов и гипотеза Вейна – Меттьюза

Контуры литосферных плит определены, как сказано выше, в основном по данным о распределении эпицентров землетрясений, но относительные движения плит были впервые установлены из анализа данных о характерной полосовой структуре магнитных аномалий в океанах.

Подобные аномалии впервые были обнаружены в восточной части Тихого океана Р. Мейсоном и А. Раффом в 1958 и 1961 гг. Позже они были выявлены А. Коксом и др. в хребте Рекьянес (район Исландии), затем в Тихоокеанско-Антарктическом хребте. На рис. 19 приведены данные Ф. Вейна (1966) из книги [Шарма, 1989].

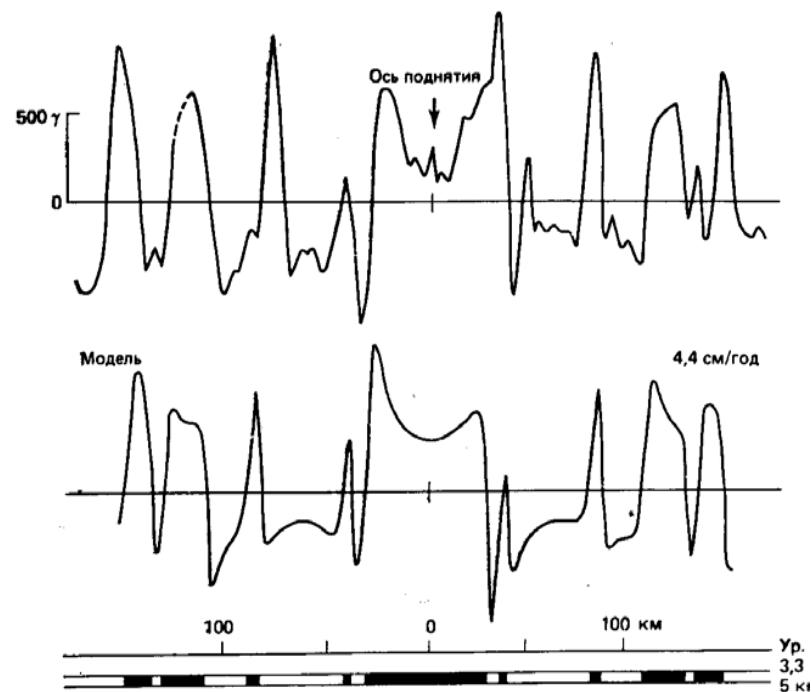


Рис. 19. Профиль аномального магнитного поля над Тихоокеанско-Антарктическим хребтом. Кривые: вверху – реальные аномалии, внизу – модель поля магнитоактивного слоя литосферы по гипотезе Вейна–Меттьюза. Масштаб шкалы инверсий – разрастание 4,4 см/год.

Аномальное магнитное поле океанов представляет собой чередование положительных и отрицательных аномалий с амплитудой до 3000 нТл, для которых характерно:

- параллельность полос с простиранием вдоль направления рифтовых долин океанических хребтов;
- сохранение симметрии картины аномалий относительно рифтовых долин до больших удалений от них;
- относительно небольшая глубина аномальных тел, порядка 3 км от дна океана.

Магнитным аномалиям не соответствовали заметные неоднородности аномального гравитационного поля, что должно было бы иметь место, если бы аномалии были вызваны различием магнитной восприимчивости тел. Исследователям было известно, что в океанической литосфере нет значительных неоднородностей состава. Естественно было предположить, что магнитные аномалии связаны с разным направлением намагничивания.

Ф. Вайн и Д. Меттьюз [1963] сопоставили профили магнитных аномалий с палеомагнитной шкалой А. Кокса путем подбора масштабов (на профилях – линейного, на шкале – времени). Обнаружено, что положительные магнитные аномалии соответствуют эпохам прямой полярности геомагнитного поля, отрицательные – обратной.

Предполагается, что океаническая литосфера, образующаяся на рифтовом хребте, при охлаждении намагничивается существующим полем (прямым или обратным) и растаскивается конвективными мантийными потоками в стороны от хребта, а следующая порция литосферы может быть намагниченена в противоположном направлении. Разделение происходит по оси рифта, где повышена температура. При раздвижении литосферы ее температура понижается, растет ее толщина и глубина океана. Сопоставление магнитных аномалий с палеомагнитной шкалой позволило оценить скорость раздвижения и определить возраст конкретных аномалий.

Базальты с хребтов имеют большую остаточную намагченность – на полтора порядка выше индуктивной и невысокую (150–200 °С) температуру Кюри, что объясняет сохранение первичного намагничивания.

На основании гипотезы Вейна – Меттьюза определен возраст океанического дна океанов. Проверка возраста океанического дна

путем определения радиогенного возраста образцов пород, поднятых драгированием и особенно бурением в разных частях Мирового океана (рис. 20) подтвердила оценки по магнитным аномалиям.

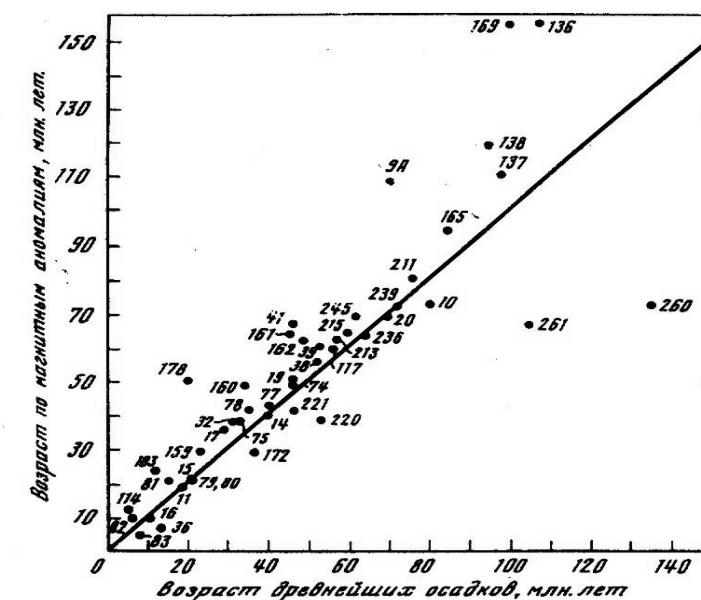


Рис. 20. Соотношение возрастов дна океана по палеомагнитным данным и бурению [McElhinni, 1973] (цифры – номера скважин)

Очевидна высокая степень согласия палеомагнитного и абсолютного возраста древнейших осадков по скважинам глубоководного бурения [McElhinni, 1973].

5.5. Большие горизонтальные перемещения плит по палеомагнитным данным

Горизонтальные перемещения континентов на большие расстояния до совмещения их границ (или границ материкового склона) предполагались геологами и до А. Вегенера (1915). Они основывались на разнообразных данных, прежде всего, по Африке и Южной Америке:

- а) сходство формы береговых линий и элементов геологической структуры материков, разделенных океаном;
- б) сходство на разделенных океанами материках ископаемых организмов и коренное различие комплексов фауны в некоторых частях континентов (например, к северу и югу от Гималайского горного пояса);
- в) угольные месторождения в Гренландии, эвапориты в высоких широтах, ледниковые отложения в тропических областях.

Наибольший вклад в обоснование больших горизонтальных перемещений литосферных плит внес палеомагнетизм.

Регулярное смещение палеомагнитного полюса данного региона плиты в геологическом времени означает движение плиты, так как магнитный полюс, если поле остается преимущественно дипольным, не может значительно изменять свое положение: в среднем за время $\sim 10^4$ лет он совпадает с географическим полюсом.

Различие траекторий изменения во времени полюсов для разных материков (плит) означает дифференциальное движение этих материков. На рис. 21 показаны траектории смещения палеомагнитных полюсов для районов Америки и Евразии с кембрийского по меловое время.

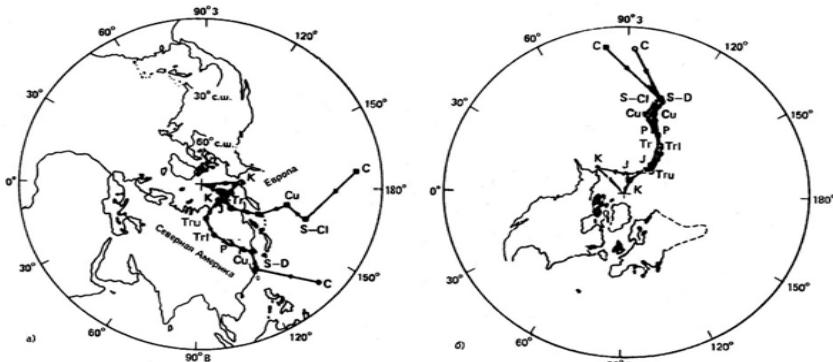


Рис. 21. Траектории смещения Северного полюса для Северной Америки (кружки) и Евразии (квадратики). Обозначения геологического возраста: К – мел, Ј – юра, Тр – триас (Тру – поздний, Три – ранний), Р – пермь, Си – карбон поздний, Сл – карбон ранний, Д – девон, С – силур, С – кембрий. Слева – в современных координатах точек отбора образцов,

справа – с учетом движения плит по реконструкции [Bullard et al., 1965]. Данные [McElhinny, 1973] из книги [Шарма, 1989]

Формирование Атлантического океана происходило позже, в мезозое. Различие траекторий практически исчезает, если «закрыть» Атлантический океан, как это сделано в реконструкции Е. Булларда и др. (1965). Таким образом, палеомагнитные данные однозначно свидетельствуют о больших перемещениях литосферных плит в геологической истории Земли.

5.6. Механизмы движения плит по геофизическим данным

Значение вопроса о механизмах движения плит велико; об этом свидетельствует, в частности, факт, что гипотеза А. Вегенера в свое время была отвергнута (прежде всего – геофизиками) и надолго забыта из-за того, что в ней не было предложено механизма движений континентов (по субстрату – мантии). На рис. 22 показана петрологическая интерпретация концепции литосферных плит и основные направления движений литосфера и астеносфера.

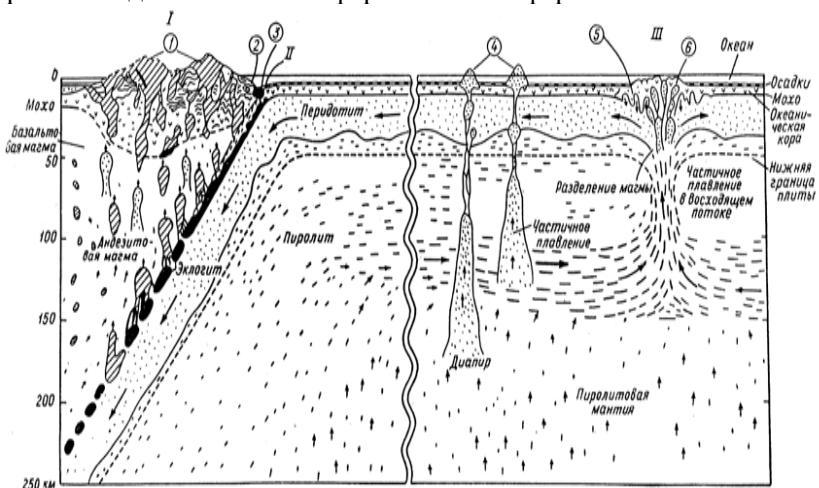


Рис. 22. Петрологическая модель плит [Ringwood, 1968]
Обозначения: I – островная дуга или континентальная окраина тапа Анд; II – желоб; III – срединно-океанический хребет; цифры в кружках: 1 – андезитовые вулканы; 2 – смятые океанические осадки; 3 – переход базальта в эклогит; 4 – щелочные базальты; 5 – погружение перидотитовых тел в мантию; 6 – базальтовая магма

В современных моделях тектоники плит рассматриваются три возможных причины перемещений плит:

- 1) верхнемантийная тепловая конвекция; обоснование ее необходимости и возможности будет дано в следующей главе;
- 2) раздвижение (расклинивание) литосферы в рифтовых зонах поступающим снизу веществом астеносфера и гравитационное сползание литосферных плит с астеносферного выступа в областях рифтовых хребтов;
- 3) затягивание литосферы в мантию в зонах субдукции из-за увеличения ее плотности при фазовых переходах.

Эти факторы могут действовать совместно, ни одна из причин не исключает другие. Вопрос в том, какова мера действия каждого фактора этого комплекса применительно к движениям конкретных плит. Особыми условиями для каждой плиты являются механизмы ее взаимодействия с соседними плитами, что зависит от размеров и формы плит, типа и геометрии границ между ними.

Перечисленные механизмы действуют на разные участки литосферы. Из них конвекция в мантии является самым общим и первичным. Однако пока точно не сформулированы условия, при которых верхний пограничный слой конвективной ячейки сцеплен с литосферой и тащит ее, а при каких течении в мантии происходит как бы под жесткой неподвижной покрышкой.

Сила вязкого сцепления литосферы с конвектирующей мантией может быть либо активным фактором, когда скорость конвективных течений под литосферой равна или больше скорости перемещения литосферной плиты, либо пассивным (тормозящим), если соотношение скоростей обратное. Последнее имеет место, если причиной движения плиты является не конвекция, а, например, субдукционное затягивание. В этом отношении важна роль континентальных утолщений литосферы: они не препятствуют движению плиты под действием конвекции, но тормозят (как якоря) движение в иных случаях. Способ разрешения этой альтернативы один: сравнить скорости реальных движений плит (по данным GPS) с оценками скоростей конвекции в геодинамических моделях.

Представление тектоники плит о жесткости литосферы и текучести астеносферы является упрощением. Как уже упоминалось, граница между литосферой и астеносферой не резкая – в литосфере вязкость выше, чем в астеносфере, даже значительно, но вязкое те-

чение в литосфере возможно. Его скорость должна быть меньше, чем скорость течений в астеносфере, при одинаковом уровне касательных напряжений, либо, при одинаковой скорости течения, в литосфере будут поддерживаться более высокие скальывающие напряжения. Как реализуется связь мантийных конвективных течений с перемещением плывущей на них литосферы, пока не ясно. Это требует детального геофизического изучения механических свойств пограничной области между литосферой и астеносферой, а также физического и математического моделирования процесса перемещения плит по конвектирующей мантии. Такие геофизические исследования ведутся в разных районах Мирового океана, поскольку в океане их легче провести с необходимой детальностью и точностью, чем на континентах.

Раздвижение литосферных плит внедряющимся в рифтовые зоны материалом астеносферы связано с формированием конструктивных границ плит. Предполагается, что образование выступа в рифтовых хребтах первично, а раздвижение – его следствие. Однако, можно допустить иную соподчиненность: астеносферный выступ формируется вследствие растяжения литосферы над восходящим (и расходящимся) конвективным потоком. Скорость новообразования литосферы за счет внедряющегося материала астеносферы определяет скорость раздвижения, так как толщина литосферы в разных океанах примерно одинаково зависит от ее возраста.

Трудно сказать, как далеко распространяется расклинивающий эффект кристаллизующейся магмы; это зависит от временных характеристик процесса: короткие импульсы внедрения должны упруго деформировать литосферу, длинные – вызывать ее вязкое течение. Для более конкретных утверждений не хватает фактических данных и основанных на них результатов моделирования.

Гравитационное сползание плит со срединно-океанического хребта А. Кокс и Р. Харт (1989) считают одним из главных кандидатов на роль движущей силы тектоники плит. Они называют эту силой «отталкивания от хребта», но не приводят каких-либо оценок. Высоты хребтов над океаническими котловинами составляют 3–4 км. Разница толщины литосферы – порядка 50 км: 20–30 км под рифтовыми долинами, 70–80 км под котловинами [Городницкий, Сорохтин, 1979]. Наклон к горизонту границы литосферы с астеносферой достигает 3–5°. Эти цифры приводят к значениям горизон-

тального растягивающего напряжения порядка 0,1–0,15 ГПа, примерно 8 % давления на средней глубине раздела литосфера – астеносфера 60 км. Не ясно, однако, как далеко литосфера может передавать эту горизонтальную нагрузку.

Если бы два рассмотренных («рифтовых») механизма были главными, наибольшую скорость раздвижения должны были иметь плиты, разделяемые Срединно-Атлантическим хребтом. В действительности это не так.

Говоря о механизмах движений плит, следует принять во внимание сложность проблемы. Число плит не очень велико, и они все разные по основным характеристикам, таким как:

- протяженность зон спрединга или субдукции относительно периметра плиты;
- относительная часть площади плиты, занятая континентами;
- геометрия (угол наклона и его изменения по глубине) и максимальная глубина очаговых областей (слэбов в зонах субдукции);
- механизм очагов землетрясений в слэбе на разных глубинах.

Некоторые закономерности из сопоставления этих характеристик со скоростями движений плит были получены. На рис. 23 показано сопоставление абсолютной скорости плит с относительной протяженностью зоны субдукции [Forsyth, Uyeda, 1975].

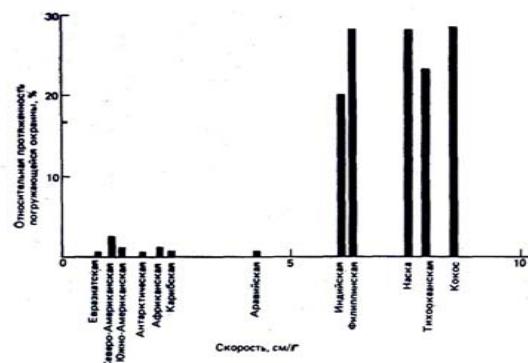


Рис. 23. Зависимость средней абсолютной скорости движения плит от относительной протяженности зон субдукции, в % от общей длины границы плиты [Forsyth, Uyeda, 1975]

Как видим, плиты, имеющие большую относительную протяженность зон субдукции в своих границах, отличаются большой скоростью перемещения. Но линейного или какого-либо другого тренда не наблюдается.

Вернемся к рис. 18 и 22. Движущие силы субдукции связаны с увеличением плотности материала литосферы при фазовых трансформациях: в верхней ее части – базальтов океанской коры – в эклогиты, оливина – в структуру шпинели в зоне фазовых переходов. Эти тяжелые массы тонут в астеносфере, заставляя погружаться всю плиту.

Данные по механизмам очагов землетрясений показывают, что вдоль плиты действуют напряжения сжатия. Этим подтверждается, что, наряду с тяжелой массой выступа литосферы выше верхней границы ФПЗ есть тормозящий погружение прогиб на нижней границе (рис. 18). Он может находиться в литосферной плите и под ней – на нижней фазовой границе ФПЗ, что связано с понижением температуры в этой области мантии вблизи холодной литосферной плиты. Чем больше скорость погружения, тем меньше прогревается плита за счет теплопроводности. Тем больше вероятность ее хрупкого разрушения при больших нагрузках. Имеет место отчетливая зависимость глубины максимального числа землетрясений в плите от скорости субдукции (рис. 24).

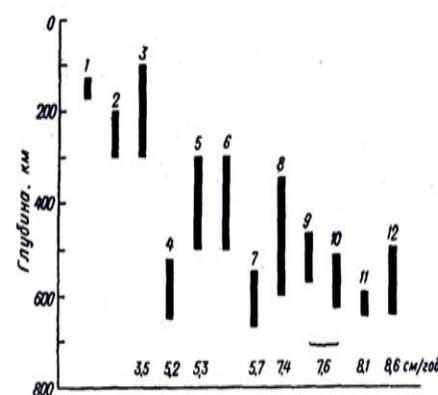


Рис. 24. Зависимость глубины максимальной сейсмической активности от скорости субдукции [Isacks et al., 1968]

Цифрами обозначены: 1 – Румыния, 2 – Гиндукуш, 3 – Новая Зеландия, 4 – Зондский желоб, 5 – о. Кермадек, 6 – желоб Идзу-Бонин, 7 – Южная Америка, 8 – Курилы и Камчатка, 9 – о-ва Южные Тонга, 10 – о-ва Северные Тонга, 11 – Новые Гибриды, 12 – Филиппины

Убедительную аргументацию связи скорости движения плит со структурой зон субдукции предложили П. Молнар и др. [1979]. Они сопоставили длину погруженной плиты со скоростью встречного движения плит, умноженной на возраст литосферы вблизи желоба. Как показывает рис. 25, связь довольно тесная. Это показывает, что длина слэба и (вероятно) глубина его погружения определяется

скоростью движения плиты и продолжительностью времени этого движения. В такой трактовке видна причина погружения плиты. Можно говорить об иной соподчиненности. Затаскиваемая плита имеет тем большую скорость движения, чем глубже она погружена в мантию (влияние отрицательной плавучести структуры слэба на верней границе ФПЗ).

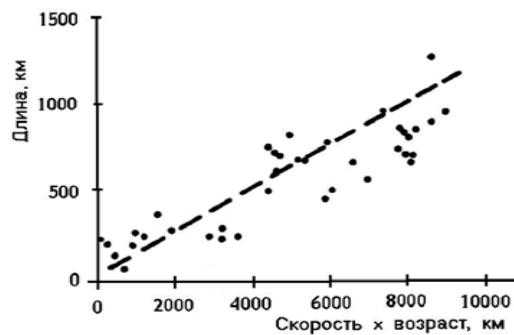


Рис. 25. Зависимость длины зоны Беньофа в поперечном сечении от скорости движения и возраста субдуцирующей плиты, по [Молнар и др., 1979] с дополнениями [Суги, Уэда, 1984]

Зоны субдукции называются активными континентальными

окраинами не только из-за высокой сейсмичности, но и большого числа действующих вулканов на островных дугах и Береговых хребтах. Они образуют «огненное кольцо» по границам плит Тихого океана, кроме южных границ с Антарктической плитой.

Абсолютными перемещениями плит считаются их движения относительно горячих точек (см. рис. 15). Таких точек насчитывается около 40, и со всеми связаны проявления базальтового вулканизма, причем по химическому составу это базальты из первичной (недеплетированной), вероятно, нижней мантии. Поэтому для движения плит горячие точки могут быть точками отсчета.

Абсолютная скорость разных плит является довольно устойчивой их характеристикой. На рис. 26 приведен график изменений скорости спрединга в Центральной Атлантике за последние 30 млн лет по уточненной датировке линейных магнитных аномалий и Б. Э. [Тивей, Тучолка, 1998].

Скорость спрединга во времени меняется в относительно небольших пределах.

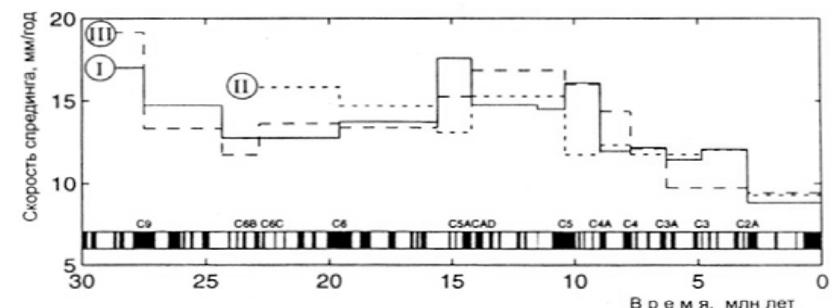


Рис. 26. Изменение скорости спрединга в Центральной Атлантике; из книги [Хайн, Ломизе, 2005]. Цифры I, II, III – три профиля через западный склон Срединно-Атлантического хребта, 25–27° с.ш.

Оценки по другим пересечениям дают значения 1–2 см/год, т. е. пространственные изменения того же порядка, что и вариации скорости во времени..

Абсолютные скорости движения плит были восстановлены в системе горячих точек. Внутриплитовый вулканизм связан по преимуществу с этими горячими точками. Вулканические острова и платобазальты на континентах являются следами мантийных плюмов на поверхности Земли. На схеме Дж. Вильсона [1973] размещения этих горячих точек можно видеть, что наибольшее их число находится в Африке. Самой известной горячей точкой является Гавайская, которая является причиной формирования цепи Гавайских островов и подводных гор и продолжающих их к ССЗ гряды подводных гор Императорского хребта. Ее след в виде цепи этих островов хребта имеет характерный излом между Гавайским архипелагом и Императорским хребтом. Дж. Вилсон и Дж. Морган объяснили его изменением направления движения Тихоокеанской плиты. Это привело к идеи использования горячих точек как неподвижной системы для оценки абсолютных скоростей движения плит.

Предположение, что все горячие точки неподвижны в геоцентрических координатах и потому могут быть использованы для оценки абсолютных скоростей движений литосферных плит, в настоящее время вряд ли можно считать обоснованным. Мантийные плюмы, образующие горячие точки, могут смещаться конвективными потоками в верхней мантии. Проявления базальтового вулканизма горячих имеют относительно небольшой диапазон возраста –

мезозойский и кайнозойский. Экстраполировать на более древние эпохи, по-видимому, нет оснований. Но есть возможность сравнения скоростей в системе горячих точек с современными скоростями движения плит по данным GPS-мониторинга (рис.27). На сайте, откуда взят этот рисунок, имеются данные по 935 станциям наблюдений, в большинстве – в течение 5–10 лет.

Направления и скорости движений (рис. 27) довольно хорошо согласуются их значениями, определенными по системе неподвижных горячих точек, что подтверждает исходные положения тектоники плит и роль горячих точек в геодинамике.

Сложная картина встречных и ортогональных движений отмечается на западе Тихого океана, где в ансамбле зон субдукции и обдукции (встречного движения океанических плит) имеются значительные различия структуры литосферы по геофизическим данным, в частности, распределения очагов землетрясений по глубине.

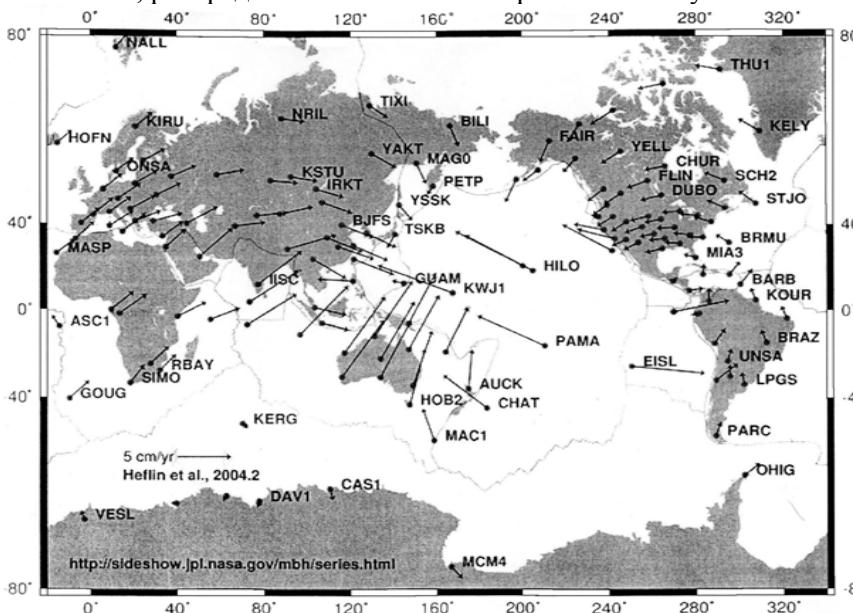


Рис. 26. Векторы абсолютных скоростей движения плит по GPS-данным; <http://sideshow.jpl.nasa.gov/mhb/series.html>

По этим данным, в частности, большую скорость (также около 8 см/год) смещения на северо-восток имеет Австралийская плита и близкие значения – Индийская плита. Заметим, что по поводу их единства, в качестве Индо-Австралийской плиты, или разделения нет общего мнения исследователей. Самые большие скорости (около 8 см/год) имеют: Тихоокеанская плита – на северо-запад, плиты Кокос и Наска – на восток, Австралийская – на северо-восток.

Наиболее примечательной чертой картины движений плит (рис. 26) являются: встречный разворот Евро-Азиатской плиты по часовой стрелке, Северо-Американской плиты – против часовой стрелки, движение Тихоокеанской плиты на северо-запад и Австралийской плиты на северо-восток. Судя по этим движениям, северная часть Тихого океана в настоящее время закрывается. Эта тенденция имела место и прошлые геологические эпохи [Кокс, Харт, 1989].

В своей первоначальной версии тектоника плит не рассматривала процессы внутри плит. Литосферные плиты, однако, не являются жесткими, о чем свидетельствуют значительные дислокации и проявления магматизма на больших пространствах плит, не только на их границах. Многие из этих процессов исследуются методами геодинамического моделирования на основе геофизических данных.

Важным новым элементом глобальной тектоники является совокупность геодинамических процессов, обусловленных нижнemanтийными термохимическими пломами. Физическая в своей основе идея пломов, поднимающихся из слоя D'' от границы мантии с ядром, как реализация плотностной неустойчивости Релея–Тейлора, получила признание геологов, увидевших в ней объяснение феномену вулканической цепи Гавайских островов и Императорского хребта с их характерным изгибом. Дж. Вилсон и Дж. Морган [Хайн, Ломизе, 2005] предложили гипотезу горячих точек и мантийных пломов, которая в настоящее время активно разрабатывается рядом исследователей, как «плом-тектоника», являющаяся развитием и углублением (в прямом и переносном смысле) «плейт-тектоники».

Новейшие концепции мантийных плюмов рассматривают эти структуры как следствие проплавления мантии начальным телом разогретого вещества и образования непрерывного канала плюма на всем расстоянии от ядра до литосферы [Добрецов и др., 2005].

Глава 6

СТРУКТУРА И ДИНАМИКА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

6.1. Сферически симметричная модель Земли

Физические модели Земли, построенные по комплексу геофизических данных, необходимы в качестве фактической основы для постановки задач изучения физических процессов в недрах Земли. Они используются как референтные модели, относительно которых отсчитываются латеральные неоднородности на разных глубинах в Земле. Поскольку структура Земли приближенно является совокупностью концентрических сферических оболочек (слоев), такие модели являются сферически симметричными. Главные элементы структуры (слои) выделяются по основным геофизическим свойствам – скорости распространения упругих волн, плотности и другим, выводимым на основе этих характеристик. Изменения свойств на главных границах раздела намного больше их латеральных вариаций. Поэтому исследования закономерностей распределения физических характеристик в Земле проводится по принципу выделения главной (сферически симметричной) части, чтобы затем выявлять и анализировать латеральные аномалии этих свойств в отдельных слоях Земли:

$$v_{p(s)}(r, \varphi, \lambda) = v_{p(s)}^0(r) + \delta v_{p(s)}(r, \varphi, \lambda), \quad (54)$$

$$\rho(r, \varphi, \lambda) = \rho^0(r) + \delta\rho(r, \varphi, \lambda). \quad (55)$$

Здесь: $v_{p(s)}$ – скорости распространения продольных (поперечных) волн, $v_{p(s)}^0(r)$ – сферически симметричная часть скоростной модели Земли, $\delta v_{p(s)}$ – латеральные неоднородности скорости относительно сферически симметричной модели. Вторая формула аналогична для распределения плотности ρ .

Такой подход используется в изучении скоростной неоднородности мантии Земли методом сейсмической томографии и при изучении плотностной неоднородности верхней мантии по комплексу данных гравиметрии и сейсмических наблюдений.

Исходные материалы

В комплексе геофизических данных, лежащих в основе физических моделей Земли, главное место занимают данные сейсмологии по множеству трасс очаг – сейсмостанция:

- времена пробега объемных P, S – волн, прямых, рефрагированных, отраженных и преломленных разными границами в Земле и обменных волн на границах: внешнее – внутреннее ядро, ядромантия, фазовая переходная зона, раздел Мохо;
- дисперсия поверхностных волн Лява и Рэлея;
- поглощение объемных волн; а также
- периоды и амплитуды нормальных мод собственных колебаний Земли, сфероидальных и крутильных.

Существенную роль играют данные гравиметрии и астрономии:

- масса Земли, момент инерции относительно оси вращения, высшие моменты инерции относительно координатных осей;
- параметры прецессии, свободной и вынужденной нутации Земли, Чандлеровских колебаний положения полюса и вариаций скорости суточного вращения (длительности суток).

В истории геофизики известно много подобных моделей. Дальнейшее изложение будем вести на примере PREM – предварительной референтной модели Земли А. Дзивонски и Д. Андерсона (1981), которая является по решению IUGG (Международного союза геодезии и геофизики) важной частью модели «Стандартная Земля-1984» (в нее входят также астрономические, геодезические и гравиметрические параметры фигуры Земли).

PREM

Эта физическая модель Земли внутренне согласована по основным физическим характеристикам. В некоторых аспектах она базируется на предыдущей модели А. Дзивонски и др. – PEM. Она содержит главные физические параметры в функции радиуса и положение основных границ раздела, осредненное по угловым координатам. Изменение свойств между границами раздела аппроксимировано полиномами низких степеней (0–3) в функции радиуса.

Модель построена на основе времен пробега объемных волн по 2 млн. трасс, времен пробега поверхностных волн по 500 трассам, 1000 периодов нормальных мод собственных колебаний Земли, комплекса указанных выше астрономических и гравиметрических данных. Эти данные суммировались по 72-м 30-градусным зонам поверхности Земли.

Для согласования данных по объемным, поверхностным волнам и свободным колебаниям Земли введены неупругая дисперсия и анизотропия, что сделало модель частотно-зависимой. В этом существенное отличие PREM от PEM, которая состоит из трех моделей – глобальной, континентальной и океанической. Все модели построены как сферически симметричные, но при построении континентальной и океанической моделей использовались данные, относящиеся к соответствующим сегментам оболочки Земли. Это было вызвано выявленными особенностями скоростной структуры верхней мантии, которые интерпретировались как крупные латеральные неоднородности. PREM основана на отчасти иной интерпретации скоростной структуры: привлечении модели анизотропии верхней мантии. За время, прошедшее между построением этих моделей, были выполнены специальные исследования мантии океанов, которые обнаружили отчетливую азимутальную анизотропию скорости сейсмических волн в верхней мантии. Оказывается, ориентировка «быстрой» оси (направление с высокими скоростями головных сейсмических волн в верхах мантии) соответствует направлению горизонтальных потоков в предсказанной геодинамическим моделированием конвективной структуре верхней мантии. Скорость сейсмических волн в направлениях «быстрой» и «медленной» горизонтальных осей азимутальной анизотропии различается на 10–15 %. Это объясняется преимущественной ориентировкой удлиненных кристаллов оливина (основного минерала мантии) по направлению конвективного течения и анизотропией упругих свойств оливина: совпадением «быстрой» оси анизотропии с длинной осью кристалла. В таком случае скорость сейсмических волн в среднем по горизонтальным направлениям в верхней мантии выше, чем по вертикали. С разной конвективной структурой континентов и океанов могут быть связаны и получившие отражение в PEM различия в скоростной структуре верхней мантии континентальных и океанических сегментов Земли. По этим соображениям в PREM для верхней

мантии была принята трансверсально-изотропная модель среды, в которой имеется различие вертикальных и горизонтальных скоростей Р и S-волн на 2–4 %.

Приведены данные для периодов колебаний 1 с (характерный период объемных волн) и 200 с (характерный период поверхностных волн). Дан вариант изотропной модели, в которой упругие модули анизотропной части верхней мантии оценены по принципу эквивалентности.

PREM содержит следующие параметры:

- скорость упругих Р и S-волн, упругие модули K , μ , сейсмический параметр Φ и добротность Q ;
- давление, сила тяжести;
- параметры неоднородности и анизотропии: dK/dP и η_B .

В PREM не входят, но в физике Земли необходимы тепловые параметры: поле температуры, температура плавления, термодинамические характеристики – адиабатическая температура, параметр Грюнайзена γ и др. Для их оценки используются, помимо сейсмических параметров среды из PREM, теоретические соотношения между разными термодинамическими характеристиками.

Средняя модель Земли – математическая абстракция. Но если в глубоких недрах Земли реальные отклонения от однородности слоев действительно невелики, то латеральная неоднородность структуры земной коры и верхов мантии настолько значительна, что средняя модель не отражает реальной Земли ни с каких позиций. Поэтому физические модели Земли следует анализировать, начиная с глубины порядка 100 км.

В PREM выделяются следующие оболочки:

1. Океан (0–3 км);
2. Земная кора (ЗК); под океанами ее средняя толщина 11 км, под континентами – 35 км; в среднем принято 25 км;
3. Литосферная мантия (ЛМ) – часть мантии между земной корой и астеносферой, до глубины 80 км;
4. Низкоскоростная зона (LVZ), от 80 до 220 км;
5. Область между LVZ (220 км) и разделом 400 км;
6. Переходная зона (ФПЗ) на глубинах от 400 до 670 км;
7. Нижняя мантия; от 670 до 2890 км, в ее основании выделяется слой D'' толщиной 150 км;
8. Внешнее ядро от 2890 до 5150 км,

9. Внутреннее ядро, радиус 1220 км.

В табл. 7 приведены некоторые важные для региональной геофизики физические свойства этих слоев.

Таблица 7.
Физические свойства Земли – PREM

Слой	H, км	ρ , г/см ³	v_p , км/с	v_s , км/с	Q_s	K , 10^{11} Па	μ , 10^{11} Па	$\frac{dK}{dP}$	η_B
ЗК	25	2,9	6,8	3,9	600	0,75	0,44		
	25	3,38	8,11	4,49	600	1,32	0,68	-0,64	-0,13
ЛМ	80	3,38	8,08	4,47	600	1,3	0,67	-0,67	-0,13
	80	3,38	8,08	4,47	80	1,3	0,67	-0,67	-0,13
LVZ	220	3,36	7,99	4,42	80	1,27	0,66	-0,76	-0,12
	220	3,44	8,56	4,64	143	1,53	0,7	3,23	0,78
BM'	400	3,54	8,9	4,77	143	1,74	0,81	3,37	0,83
	400	3,72	9,13	4,93	143	1,9	0,91	7,26	1,73
ФПЗ	600	3,98	10,16	5,52	143	2,49	1,21	8,09	1,98
	600	3,98	10,16	5,52	143	2,49	1,21	2,37	0,37
D'	670	3,99	10,27	5,57	143	2,55	1,24	2,41	0,37
	670	4,38	10,75	5,95	312	3	1,55	3,04	0,98
D'	2740	5,49	13,68	7,27	312	6,41	2,9	3,33	1,01
	2740	5,49	13,68	7,27	312	6,41	2,9	1,64	1,01
D"	2890	5,57	13,72	7,27	312	6,55	2,84	1,64	0,99
	2890	9,9	8,06	0	0	6,44	0	3,58	0,99
OC	5150	12,17	10,36	0	0	13,05	0	3,76	1,01
	5150	12,76	11,03	3,5	85	13,43	1,58	2,32	0,99
IC	6370	13,09	11,26	3,67	85	14,25	1,76	2,34	0,99

Параметры плотности в PREM были вычислены на основе старых значений, полученных ранее в модели PEM. Это:

плотность под разделом Мохо, $\rho_M = 3,32$ г/см³,
скакок на границе 670 км, $\delta\rho_\phi = 0,35$ г/см³,
плотность мантии на границе с ядром, $\rho_{hm} = 5,55$ г/см³,
скакок на границе ядра, $\delta\rho_{mj} = 4,40$ г/см³,
скакок на границе внутреннего ядра $\delta\sigma_j = 0,50$ г/см³,
плотность в центре Земли, $\rho_c = 12,97$ г/см³.

В табл. 8 показаны условия (P , g) на границах этих слоев PREM. В мантии g меняется мало: растет до глубины 670 км ($10,014$ м/с²), достигает минимума на глубине 1470 км ($9,930$ м/с²), максимума – на границе ядра.

Таблица 8

Условия на границах слоев – PREM

Граница	Глубина, км	P , ГПа	g , м/с ²
ЗК	25	0,6	9,839
ЛМ	80	2,45	9,855
LVZ	220	7,11	9,905
BM'	400	13,35	9,969
ФПЗ	670	23,83	10,014
D'	2740	126,97	10,484
D"	2890	135,75	10,682
OC	5150	328,85	4,4
IC	6370	363,85	0

В табл. 8 не приведен сейсмический параметр Φ , который вычисляется по скоростям продольных и поперечных волн:

$$\Phi = v_p^2 - (4/3) v_s^2 = K / \rho \quad (56)$$

Он имеет большое значение в оценках распределения плотности между границами раздела. Для этого важно уравнение Адамса – Вильямсона. Оно выводится в предположении, что изменения плотности по вертикали между границами раздела определяются только влиянием давления и температуры. Тогда

$$dp/dr = (\partial p / \partial P)_T (dP/dr) + (\partial p / \partial T)_P (dT/dr). \quad (57)$$

В мантии и ядре Земли справедливы условия гидростатики: $dP/dr = -gp$, а по определению модуля сжатия $K = \rho \partial P / \partial \rho$ имеем $(\partial p / \partial P)_T = \rho / K_T$. По смыслу это величина обратная сейсмическому параметру Φ .

Но для недр Земли важен адиабатический модуль сжатия K_S , а не изотермический K_T . Из термодинамики известно соотношение между K_S и K_T : $K_S / K_T = c_P / c_V$ (c_P – теплоемкость при постоянном давлении, c_V – теплоемкость при постоянном объеме). Так как эти величины непосредственно не измеряются, их отношение оценивается из теории Дебая.

В недрах Земли выполняются высокотемпературные условия теории Дебая: $T > \theta$ (температура Дебая $\theta = h v_D / k$, h – постоянная Планка, v_D – максимальная частота акустических колебаний в кристаллической решетке, k – постоянная Больцмана). В таких условиях молярная теплоемкость при постоянном объеме это константа, $c_V = 6$ кал/моль·градус. Для мантии со средней атомной массой 21 это дает удельную теплоемкость $c_V = 1,19$ Дж/кг·К.

В условиях земных недр существенна теплоемкость c_p . Из термодинамики известно, что $c_p = c_V(1 + \gamma \alpha T)$, где параметр Грюнайзена $\gamma = d(\ln \theta) / d(\ln \rho) = \rho d\theta / \theta d\rho$. Соответственно, соотношение модулей: $K_S = K_T(1 + \gamma \alpha T)$. Используя: $1 / K_T = 1 / K_S - \alpha^2 T / \rho c_p$, заменим в (57) K_T на K_S . Из приведенных соотношений следует:

$$\begin{aligned} d\rho/dr &= -\rho^2 g / K_T + \alpha^2 \rho [(dT/dr)_S + \tau] = \\ &= -(\rho^2 g / K_S - \alpha^2 g \rho T / c_p) + [\alpha^2 g \rho T / c_p + \alpha \rho \tau]. \end{aligned} \quad (58)$$

Здесь в первом слагаемом K_T заменен на K_S , а во втором полный температурный градиент dT/dr представлен суммой адиабатического градиента $(dT/dr)_S$ и сверхадиабатического градиента τ . Окончательное уравнение Адамса–Вильямсона:

$$d\rho/dr = -\rho^2 g / K_S + \alpha \rho \tau. \quad (59)$$

Плотность уменьшается с радиусом из-за уменьшения давления и растет из-за наличия сверхадиабатического градиента температуры (если он определяется как $\tau = dT_u/dr$, то $\tau < 0$, $T_u = T - T_s$). Известно, что в среднем в верхней мантии геотерма проходит выше адиабаты, $\tau = dT_u/dz > 0$.

Надо заметить: если в зависящем от давления слагаемом уравнения Адамса–Вильямсона стоит изотермический модуль K_T , то в температурном слагаемом должен фигурировать полный градиент температуры, если же в первом стоит K_S , то во втором – только τ .

В PREM не учитывается влияние температуры на плотность в уравнении Адамса–Вильямсона. Для этого есть основания. Реальная температура в недрах Земли определяется ненадежно, лучше оценивается адиабатическая температура, а ее оценки основаны на

сейсмических данных, как и упругие свойства, а также на теоретических соотношениях между упругими и термодинамическими свойствами вещества земных недр. К тому же, по современным представлениям о динамике мантии ее температурный разрез мало отличается от адиабатической модели. Это позволяет пренебрегать влиянием в среднем небольшого сверхадиабатического градиента.

PREM не является окончательным решением проблемы физических моделей сферически симметричной Земли. Уточнения возможны не только при учете влияния температуры, но и в части оценки роли анизотропии и неоднородности верхней мантии под океанами и континентами. Следует напомнить, что в PREM были выявлены заметные различия свойств континентальной и океанической верхней мантии выше переходной зоны. Имеются неясности в части положения и физической природы отдельных границ, выделяемых не по всем физическим параметрам. Особое внимание в этом отношении следует уделить границам, на которых нет скачков скоростей, плотности, упругих модулей, но имеются скачки поглощения, параметров dK/dP и η_B .

Первой границей без скачков скорости и плотности является кровля низкоскоростной зоны (LVZ, волновода, астеносфера) на средней глубине 80 км. На ней скачком уменьшается поглощение сдвиговых волн: добротность Q_μ над границей равна 600, а под ней 80. Верхняя часть зоны отмечена небольшим понижением скорости продольных и поперечных волн, упругих модулей и плотности, что свидетельствует о преобладающем влиянии температуры над давлением. Увеличение поглощения поперечных волн в волноводе связано с частичным плавлением вещества в этой области мантии.

Нижняя граница волновода (220 км) отмечена скачками всех параметров, кроме добротности по продольным волнам. Изменения ρ и v_S невелики (2 %), по v_P они достигают 7 %.

Фазовая переходная зона мантии

Отчетливо выделяются по большинству физических характеристик верхняя (~ 400 км) и нижняя (~ 670 км) границы фазовой переходной зоны мантии.

Табл. 9 содержит физические характеристики верхней и нижней границ фазовой переходной зоны (не только основанные на PREM).

Изменения плотности и скорости продольных волн на границе 420 км согласуются с зависимостью скорость – плотность (3), а на границе 670 км изменения скорости меньше, чем изменения плотности.

Таблица 9

Параметры границ фазовой переходной зоны

Параметр	Един. измер.	420 км	670 км
$\Delta v_p / v_p$	%	7–10	6–9
$\Delta \rho / \rho$	%	6–10	8–12
P	ГПа	13,5	23,8
T	К	1800	2050
dP / dT	МПа/К	4–6	(-3)–(-1)
dT / dz	К/км	7	10
η_b / η_n	б/р	22	15
ΔT	К	120	130
Δz	Км	40	80
$\Delta \chi_{Fe}$	б/р	0	0,08

Это видно на рис. 28, где дана зависимость между плотностью и скоростью продольных волн v_p и скоростью звука $v_c = \sqrt{K/\rho}$.

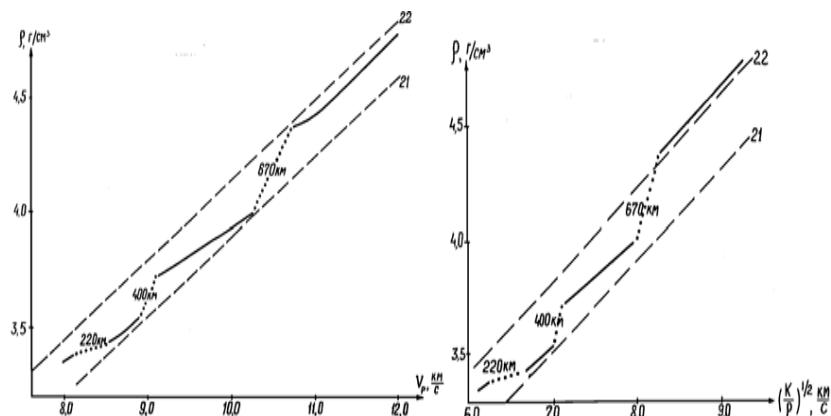


Рис. 28. Зависимости плотности ρ и скоростей v_p и v_c по PREM. Пунктирные линии – теоретические зависимости для пород мантии с $M_{cp} = 21$ и 22 по работе [Берч, 1964]

По соотношению плотности и скорости, как видим, верхняя мантия имеет состав с M_{cp} , близкий к 21, а нижняя – к 22.

Химическая стратификация мантии на границе 670 км обоснована широким комплексом геофизических, петрологических и геохимических данных, хотя различие состава верхней и нижней мантии не велико.

Лучше всего согласует известные фактические данные и теоретические геодинамические модели мантии гипотеза увеличения в нижней мантии железо-магниевого отношения χ_{Fe} от 0,12 выше границы 670 км до 0,20 под ней. Это соответствует увеличению средней атомной массы M_{cp} от 21,2 до 22,0 а.е.м. в составе мантии, близком к перидотиту. В таком случае плотность вещества нижней мантии должна быть примерно на 4 % выше, чем плотность перовскитовой фазы вещества верхней мантии, а плотностной скачок $\Delta\rho/\rho$ на границе 670 км должен быть существенно больше скачка скорости продольных волн $\Delta v_p/v_p$. Это обусловлено тем, что химический фактор ΔM_{cp} вызывает увеличение ρ примерно на 0,15 г/см³ и уменьшение v_p на 0,15 км/с при возрастании M_{cp} на 1 а.е.м.

В PREM на границе 670 км v_p растет от 10,22 до 10,73 км/с, что составляет $\Delta v_p/v_p = 5\%$, а ρ увеличивается от 3,99 до 4,38 г/см³ – на 10 %. В скачке плотности $\Delta\rho$, равном 0,39 г/см³ доля фазовой трансформации $\Delta\rho_\phi$ равна 0,23 г/см³, а доля химического изменения $\Delta\rho_x$ составляет 0,16 г/см³. Для скоростей эти скачки равны: $\Delta v_p = 0,51$ км/с, $\Delta v_{p\phi} = 0,69$ км/с, а $\Delta v_{px} = -0,18$ км/с, соответственно.

Химический барьер на границе 670 км имеет большое геодинамическое значение:

- он препятствует погружению литосферы в зонах субдукции глубже разделя 670 км (с этим согласуется отсутствие очагов землетрясений на глубинах более 700 км),
- ограничивает (совместно с реологической стратификацией мантии в переходной зоне) общемантийную конвекцию,
- препятствует проходу в верхнюю мантию из нижней и обратно конвективных потоков, слабо выраженных по вариациям температуры или химического состава. Это определяет изолированность резервуаров нижней и верхней мантии, что согласуется с геохимическими данными об отношениях изотопов редкоземельных эле-

ментов и инертных газов в базальтах с разных глубин в верхней и нижней мантии.

Другая важная для динамики мантии характеристика переходной зоны – наклоны кривых Клаузиуса–Клапейрона фазовых реакций и связанный с ними обусловленный температурой рельеф границ переходной зоны [Bina, 1991; Weidner, Wang, 1998]. Экспериментальные и теоретические оценки dP / dT для модельных составов дают довольно близкие результаты. Например, для оливина Mg_2SiO_4 переход в структуру шпинели происходит при $T = 1800$ К, $P = 13$ ГПа на глубине 400 км с наклоном $dP / dT = 5\text{--}6$ МПа/К, а переход фазы шпинели в перовскитовую при $T = 2100$ К, $P = 23$ ГПа на глубине 670 км с наклоном $dP / dT = -(2\text{--}3)$ МПа/К. С разными знаками наклона кривых фазовых реакций верхней и нижней границ ФПЗ связана отрицательная корреляция их глубин, выявленная по данным гравиметрии [McQueen, Stacey, 1976]. Смещения границ от среднего положения оцениваются значениями 30–40 км [Захарова, Ладынин, 1990]. Это связано с неоднородностями температуры порядка 300–400 °С. В горячих зонах верхняя граница переходной зоны образует впадины, а нижняя – поднятия, в холодных – наоборот.

Распределение вязкости в переходной зоне – еще одна важная в геодинамическом смысле ее характеристика. Изменения вязкости на фазовых границах превышают порядок (табл. 2), так что общее различие вязкости нижней и верхней мантии составляет $\eta_{\text{н}}/\eta_{\text{в}} = 200\text{--}300$. В обратном отношении, следовательно, находятся средние значения скоростей течений. Такая реологическая стратификация мантии является сильным фактором разделения конвективной циркуляции в мантии на отдельные этажи – весьма вероятную конвекцию в верхней мантии и проблематичную нижнемантийную конвекцию. Но какова бы ни была структура двухслойной конвекции в верхней и нижней мантии, либо распределение термохимических плумов в нижней мантии относительно ячеек верхнемантийной конвекции, обязательным для тепломассопереноса в мантии является соответствие горячих участков ФПЗ восходящим конвективным потокам или плумам в нижней мантии. С такими участками связаны восходящие конвективные потоки в верхней мантии. Это значит, что ФПЗ эффективно разводит встречные горизонтальные потоки в верхней и нижней мантии. Это обеспечивается тем, что она имеет

пониженную вязкость, в основном за счет прослоев смешанных фаз на границах ФПЗ.

Фазовые границы в мантии не являются резкими. Большинство из них являются моновариантными (разделяют чистые фазы): уравнения равновесия имеют вид $P = P_0 + bT$. Например, по данным Суито (1977) и Ямада (1982) уравнения Клаузиуса–Клапейрона для фазовых переходов в оливине Mg_2SiO_4 :

переход α -фаза $\rightarrow \beta$ -фаза: $P(\text{Гпа}) = 10,8 + 0,0035T$ (°C);

переход β -фаза $\rightarrow \gamma$ -фаза: $P(\text{Гпа}) = 11,5 + 0,0055T$ (°C);

переход γ -фаза $\rightarrow \text{pv}$ -фаза: $P(\text{Гпа}) = 27,3 - 0,002T$ (°C).

Как видим, в оливиновой мантии есть несколько границ, причем верхняя граница двойная со сдвигом по глубине в обычных условиях на 20 км. Моновариантные границы (типа оливин – шпинель или шпинель – перовскит) размываются, кроме того, эффектом Ферхугена (рис. 29).

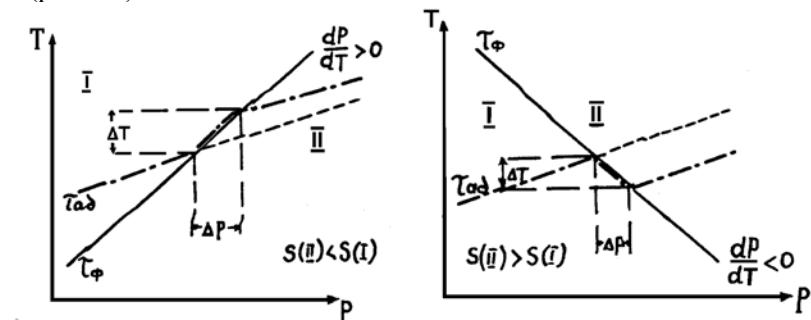


Рис. 29. Эффект Ферхугена.

Обозначения: I и II – фазы; $S(\text{I})$ и $S(\text{II})$ – их энтропии; dP/dT – наклон кривой Клапейрона τ_ϕ фазового равновесия; $\tau_{\text{ад}}$ – адиабата; ΔT и ΔP – ширина границы по температуре и давлению

Это эффект: смещения адиабаты фазовыми границами, в результате чего она в ФПЗ проходит выше, чем это было бы без эффекта Ферхугена; размывания фазовой границы по температуре и давлению, следовательно, и по глубине на ~ 10 км.

В фазовых переходах имеет место переход от одной фазы к другой через довольно широкое поле смешанных фаз. По этим причинам на границах образуются более или менее толстые прослои смешанных фаз, в которых при изменениях температурного режима

одни фазы легко переходят в другие. В таких прослоях материал обнаруживает трансформационную сверхпластичность – значительное понижение вязкости по отношению к чистым фазам. Оценок этого понижения вязкости в переходной зоне мантии пока нет. Но имеются данные по минералам похожей структуры, но другого состава – синтезированным германатам. Они имеют аналогичные природным силикатам мантии механические свойства. На этом основании предполагается, что известное для смешанных фаз германатов явление трансформационной сверхпластичности имеет место и в ФПЗ мантии.

Слой D" в основании нижней мантии

Еще одна важная зона мантии – это слой D" на границе с ядром, на глубинах от 2740 до 2890 км. Верхняя граница слоя не является резкой по всем характеристикам, кроме dK / dP ; ее значения в D" составляют 1,64 против 3,33 выше D" и 3,58 в ядре на его границе с мантией. Нижняя граница D" и всей мантии выражена очень резко; это наиболее сильная граница в Земле по всем физическим характеристикам. Верхней границы D" по существу нет, это область большого изменения геотермического градиента от 0,3 К/км в основной части нижней мантии до 5 К/км в основании слоя D". Этот слой переменный по толщине из-за рельефа границы ядро мантии (по сейсмическим данным выявлены структуры с амплитудой 10–15 км) и вследствие формирования этим слоем структур типа диапиров или плюмов, поднимающихся к верхней мантии.

Есть разные модели природы слоя D". В одной модели D" – это тепловой пограничный слой, обусловленный теплом ядра и формируемый нисходящими движениями вещества нижней мантии, компенсирующими вынос материала плюмами. Поскольку температура в слое примерно на 800 °C выше, чем в нижней мантии над ним, а вязкость на 4–5 порядков меньше, здесь могут существовать горизонтальные течения нижнemanтийной конвекции. Другие исследователи считают, что комплекс геофизических данных и теоретических оценок лучше согласуется, если в ту же модель добавить химическое отличие слоя D" от нижней мантии. Такая термохимическая модель D" имеет несколько вариантов, из которых наиболее предпочтительно диспропорционирование вюстита ($2\text{FeO} \rightarrow \text{Fe} + \text{FeO}_2$) с присоединением железа к ядру, растущему именно по этой причине. Вещество в слое D" менее плотно, чем в прилегающей нижней мантии из-за теплового расширения и меньшей концентрации железа. Эта модель объясняет причины химического различия верхней и нижней мантии, если предполагать формирование верхней мантии плюмами, образующимися в слое D" и поднимающимися к переходной зоне и частью в верхнюю мантию.

В сферически симметричных физических моделях Земли при выборе отдельных решений используются термодинамические параметры, непосредственно не определяемые по геофизическим данным. Они выводятся из анализа комплекса результатов интерпретации данных геофизических методов с теоретическими соотношениями термодинамики и теории твердого тела. Такие примеры были приведены выше. С другими мы столкнемся при обсуждении вопроса о температуре и тепловом режиме недр Земли. В число параметров стандартных моделей Земли тепловые и термодинамические характеристики обычно не включаются, но с позиций геодинамического и геологического использования параметров физических моделей земли они совершенно необходимы.

6.2. Температура в недрах Земли

Температура в литосфере

Оценка температуры на большой глубине в литосфере на основе решения уравнения теплопроводности (см. гл. 3) некорректна из-за неопределенности вклада в значение коэффициента теплопроводности других, помимо фононного, механизмов теплопереноса. Однако эту оценку можно проверить другими методами.

1. В одном из них используются данные о скоростном разрезе земной коры и верхней мантии, включающих волноводы и участки в них с $dV_p/dz = 0$.

Поскольку зависимость скорости продольных волн от температуры в литосфере линейна, а зависимость этой скорости от давления известна, можно записать для литосферы:

$$dV_p/dz = dV_p/dP (dP/dz) + dV_p/dT (dT/dz),$$

отсюда:

$$dT/dz = \rho g (dV_p/dP) / dV_p/dT. \quad (60)$$

Поскольку этой задаче можно пренебречь отклонениями в напряженном состоянии литосферы от гидростатики, $dP/dz = \rho g$.

Волноводы обнаружены в земной коре активных областей на глубинах 15–20 км, а также под литосферой в верхней мантии на глубинах 100–200 км.

Можно считать, что условие $dV_p/dz = 0$ выполняется на глубинах 18 и 150 км. Температурный градиент в литосфере можно оценить по (6), если есть данные о зависимости скоростей продольных волн от давления и температуры. Для большинства минералов верхней мантии значения $dV_p / V_p dP$ лежат в довольно узком интервале $(2\text{--}3) \cdot 10^{-11}$ Па⁻¹. В волноводе мантии ($V_p = 8$ км/с) принято $dV_p / dP = 2 \cdot 10^{-10}$ км/с·Па. Хотя для пород земной коры таких данных меньше, и они имеют большой разброс, значения близки по порядку величины.

Значения dV_p / dT равны: в породах земной коры $-(2\text{--}3) \cdot 10^{-4}$ км/с·К, в мантии $-(4\text{--}5) \cdot 10^{-4}$ км/с·К.

В расчетах В. А. Магницкого [1965] на земной поверхности $dT/dz = 18$ К/км, на глубине волновода в земной коре (18 км) $dT/dz = 15$ К/км, на глубине волновода в верхней мантии (100 км) $dT/dz = 8$ К/км. Представляя dT/dz в виде интерполяционного полинома $dT/dz = a + bz + cz^2$, получаем:

$$\begin{aligned} dT/dz &= 18 - 0,181z + 0,081z^2, \\ T &= 18z - 0,09z^2 + 0,00027z^3, \end{aligned} \quad (61)$$

где z – глубина в километрах, а средняя температура на поверхности Земли принята равной 0°C.

Оценка температуры получается такой: на глубине 20 км $T = 330$ °C, на 40 км $T = 600$ °C, на 50 км 1200 °C. Возможно, как считает В. А. Магницкий, оценка $dT/dz = 8$ К/км на глубине мантийного волновода завышена вдвое. Если принять $dT/dz = 3$ К/км, согласно градиенту плавления, получается лучше согласующиеся с табл. 2 значения: 590 °C на глубине 40 км и 1000 °C на глубине 50 км. Экстраполяция последних оценок на глубину 100 км дает вероятную температуру примерно 1200 °C.

Сейсмический метод позволяет оценивать температуру в литосфере тех регионов, где имеется внутрикоровый волновод. Без него задача не решается, так как геотерму $T(z)$, как нелинейную функцию, нельзя восстановить по двум точкам: температуре на поверхности и на глубине мантийного волновода. Другие способы оценки температуры в литосфере также не являются общими для разных тектонических областей и используются преимущественно для выявления региональных особенностей температурного режима литосферы, как правило, на качественном уровне.

2. Еще одним из таких способов является оценка температуры в литосфере и под ней в слоях повышенной электропроводности, выявляемых методом глубинных электромагнитных зондирований (МТЗ). Принцип: сравнение сопротивления среды на одном глубинном уровне на участках наличия и отсутствия таких слоев. Проводимость зависит от температуры: $\gamma(T) = \gamma_0 \exp(-E/2kT)$. Для оценки надо знать параметры γ_0 и энергию активации E . Они зависят от типа породы и давления. Если сравнивать электропроводность на одном глубинном уровне в территориально близких районах, эти факторы одинаковы. Для верхней мантии принимаются значения в оливине: $\gamma_0 = 0,1$ Ом м⁻¹, $E = 2$ эВ ($3,2 \cdot 10^{-19}$ Дж).

3. Способ оценки температуры в земной коре вулканических областей предполагает решение двух задач: определение глубины очага магмы и определение температуры магмы в очаге. Первая задача решается сейсмическими методами. Используется просвечивание на поперечных волнах, которые не проходят через жидкую магму, а также принципы томографии. Вторая задача имеет два пути решения:

- 1) измерение температуры излившейся лавы и оценка факторов, изменяющих температуру магмы на пути от очага к кратеру;
- 2) оценка температуры плавления глубинных пород, которые производят лаву конкретного состава.

В первом случае значения температуры излившейся лавы (1000–1200 °C) исправляют за счет: потерь тепла через стенки канала, охлаждения радиацией с поверхности, из-за выделения газов из расплава и их адиабатического расширения, нагревания химическими реакциями в магме. Вклад большинства факторов не превышает 100 °C по абсолютной величине, только адиабатическое расширение газов дает больше, до 350 °C на последних 5 км пути дви-

жения магмы, но его труднее учесть с необходимой точностью. В результате получены такие оценки: в диапазоне глубины очагов вулканов 50–100 км температуры равна 1100–1300 °С, что согласуется с данными других методов.

Лава чаще всего имеет базальтовый состав. По диаграмме плавления базальта [Йодер, Тили, 1962] определяется температура плавления при заданном давлении, которое зависит от глубины: 1300 °С на глубине 100 км. Это близко к результатам, полученным другими способами.

Базальтовая магма может выплавляться из мантийных пород, например, оливинового состава. Оливин – это твердый раствор форстерита (Mg_2SiO_4) и фаялита (Fe_2SiO_4), и температура плавления, а также состав расплава зависит от отношения $|Fe| / |Mg|$ до плавления. На фазовой диаграмме плавления оливина поле смешанной фазы оливин + жидкость смещено по температуре от 1205 °С для чистого форстерита до 2000 °С для фаялита, а наибольшую ширину (ΔT почти 400 °С) оно имеет для паритетного соотношения компонент. При таком образовании магма имеет состав, сильно обогащенный железом в сравнении с исходным оливином. Например, если в оливине фаялит составляет 20 %, то в магме его будет около 53 %. Другие породы, дающие базальтовую магму, имеют эвтектическую диаграмму плавления, причем положение эвтектики на осиях состава и температуры зависит от давления. Для таких составов (например, диопсид + анортит) разброс оценок температуры составляет 800–1300 °С на глубинах в мантии 50–100 км.

Температура в мантии под литосферой

Для оценки реальной температуры в мантии нет подходящих методов. Все методы, рассмотренные выше, для мантии с ее большими глубинами, когда роль играют небольшие неоднородности свойств вещества, и конвективным тепломассопереносом, не пригодны. Поэтому обычно используется способ оценки пределов изменения реальной температуры. Нижний предел – это адиабатическая температура, так как нагрев из-за сжатия есть, а отток тепла ограничен ввиду слабой теплопроводности вещества мантии. Верхний предел – температура плавления, точнее, температура солидуса, так как полного плавления в мантии нет, лишь в отдельных ее час-

тях возможно частичное плавление. Адиабатическую температуру и температуру солидуса можно оценивать теоретическими методами на основе сейсмической информации о свойствах и состоянии вещества мантии.

Адиабатическая температура в мантии

Из термодинамики известно, что адиабатический градиент определяется формулой: $dT/dP = \alpha T / c_p \rho$, где α – коэффициент теплового расширения, c_p – теплоемкость при постоянном давлении, ρ – плотность. Так как отклонения от условий гидростатики в мантии малы, $dP = \rho g dz$, следовательно,

$$dT/dz = g \alpha T / c_p. \quad (62)$$

Значения α / c_p меняются с глубиной и зависят от температуры. Точный вид этих зависимостей не известен, но есть довольно надежные оценки – по отдельности для каждой величины и для их отношения. Поскольку в мантии на интересующих нас глубинах вещество меняет фазовое состояние, нужно иметь информацию о значениях этих величин. Данные о коэффициенте теплового расширения разных фаз оливина [Jeanloz, Thompson, 1983], также значения параметра Грюнайзена $\gamma = \alpha K_s / \rho c_p$, необходимого для оценки теплоемкости c_p , приведены в табл. 10

Таблица 10
Тепловые параметры фаз оливина

Минеральная фаза	$\alpha(100^\circ\text{C}), 10^{-5}\text{K}^{-1}$	$\alpha(200^\circ\text{C}), 10^{-5}\text{K}^{-1}$	γ
α -оловин	2,62	1,53	1,25
β -оловин	2,06	1,30	1,30
γ -шпинель ¹	2,40	1,81	1,35
γ -шпинель ²	2,51	1,93	1,35
перовскит	2,72	1,27	1,17

Пояснения: γ -шпинель¹ – оливин со структурой шпинели и с содержанием железа как в верхней мантии ($\chi_{Fe} = 0.12$), γ -шпинель² – оливин со структурой шпинели и с содержанием железа как в нижней мантии ($\chi_{Fe} = 0.20$), перовскит – оливин в структуре перовскита.

Мантия находится в условиях высоких температур (сравнительно с температурой Дебая), и теплоемкость при постоянном объеме по закону Дюлонга–Пти принимается постоянной, $c_V = 1,19 \cdot 10^3$ Дж/кг·К. $K_S / \rho = \Phi$. Для определения c_P используют связь изотермической и адиабатической сжимаемости β_T и β_S ($\beta = 1/K$): $\beta_T = \beta_S + \alpha^2 T / \rho c_P$ или соответствующих модулей сжатия: $K_T = K_S (1 - \gamma \alpha T)$; γ – параметр Грюнайзена ($\gamma = d \ln \omega_D / d \ln \rho$, ω_D – предельная частота колебаний в теории Дебая, $\omega_D \sim \theta_D$, θ_D – температура Дебая).

В табл. 11 приведены данные работы [Жарков, Трубицын, 1980] в сравнении с данными Р. Аффена (1952) и соответствующие им изменение температуры с глубиной.

Температура оценивается по формуле, полученной интегрированием формулы (62):

$$\ln(T/T_0) = \int_{z_0}^z (g \alpha / c_p) dz \quad (63)$$

Здесь: T – искомая температура на глубине z , T_0 – температура на глубине $z_0 = 100$ км.

Таблица 11

Температурные характеристики мантии

Глубина км	$\alpha \cdot 10^5$, К ⁻¹	α / c_p , кг/кДж	$\alpha / c_p(A)$, кг/кДж	T/T_{100}	$T(z)$, °C	$T^\Phi(z)$, °C
100	6,83	5,16	4,64	1	1250	1250
200	6,32	4,77	4,47	1,15	1440	1440
600	2,59	2,38	2,12	1,20	1500	1630
1000	1,72	1,51	1,54	1,30	1620	1700
1800	1,17	1,05	1,12	1,44	1800	1880
2600	0,99	0,89	0,92	1,55	1940	2020
2900	0,96	0,87	0,82	1,60	2000	2120

В последнем столбце табл. 11 приведена адиабатическая температура в мантии с учетом сдвига адиабаты фазовыми границами (эффекта Ферхугена). Этот сдвиг определяется наклоном кривой фазового равновесия dP/dT . На границе экзотермического перехода, с выделением скрытой удельной теплоты ($Q > 0$) и наклоном кривой фазового равновесия $dP/dT = \rho_1 \rho_2 Q / \Delta \rho$ $T > 0$ адиабатическая температура испытывает скачок $\Delta T > 0$. Его величину можно

оценить из уравнения Клаузиуса–Клапейрона по известным значениям: наклона dP/dT , температуры перехода T , плотностей фаз и скачка плотности ρ_1 , ρ_2 и $\Delta \rho$, а также теплоемкости c_p следующим образом:

$$\Delta T = (dP/dT) \Delta \rho T / \rho_1 \rho_2 c_p. \quad (64)$$

При значениях: $dP/dT = 5 \cdot 10^6$ Па/К, $\Delta \rho = 0,18 \cdot 10^3$ кг/м³, $\rho_1 = 3,54$ кг/м³ и $\rho_2 = 3,72$ кг/м³, $T = 1800$ К, $c_p = 1,2 \cdot 10^3$ Дж/кг К, получаем $\Delta T = 130$ К. Аналогичная оценка скачка адиабатической температуры на разделе 670 км дает $\Delta T = -50$ К.

Наибольшие отличия реальной температуры от адиабатической температуры в мантии, где конвекция стремится уменьшить сверхадиабатический температурный градиент, формируются в тепловых пограничных слоях. В верхней мантии это астеносфера, в которой происходят основные горизонтальные движения вещества мантии, в частности, связанные с перемещением литосферных плит. В этом слое температура близка к температуре солидуса: комплекс физических свойств материала в отчетливо выраженной астеносфере позволяет предполагать в ней частичное плавление базальтовой компоненты состава (порядка 5 %).

В нижней мантии весьма вероятно резкое отклонение реальной температуры от адиабатической в слое толщиной несколько сот километров непосредственно под ФПЗ. Это может быть связано или с горизонтальным пограничным слоем нижнemanтийной конвекции, если она существует, или с растеканием термохимических плюмов, поднимающихся к ФПЗ из слоя D" на границе с ядром. Еще одна зона резкого повышения реальной температуры – слой D", температура определяется влиянием жидкого ядра.

Чтобы оценить пределы варьирования температуры в мантии, помимо контрольных точек на границах астеносферы или фазовой переходной зоны, требуется установить распределение температуры плавления вещества, причем не только в мантии. Важно, что граница между внешним и внутренним ядром вызвана плавлением вещества твердого внутреннего ядра. Здесь температура равна температуре плавления вещества ядра. Это позволяет экстраполировать адиабатическую температуру ядра на его границу с мантией, что дает реперную точку для температуры в низах мантии.

Температура плавления в мантии

Плавление горных пород разного состава, в том числе пород мантии Земли, в лабораторных условиях изучено очень хорошо. Есть два типа диаграмм плавления: твердых растворов и эвтектики.

Диаграмма плавления твердых растворов показывает поля существования фаз (твердой, жидкой и смеси) в координатах состав – температура. Для чистых компонентов характерен резкий переход твердое тело – жидкость; температура солидуса и ликвидуса совпадают (при разных значениях для компонент). Наибольшая ширина поля температур существующих твердой фазы и расплава (ΔT между солидусом и ликвидусом) имеет место в области состава с близкими концентрациями компонент. Такую диаграмму плавления имеет главный минерал мантии – оливин (твердый раствор фаялита Fe_2SiO_4 в форстерите Mg_2SiO_4). Для использования в наших целях экспериментальных диаграмм такого рода нужно задать состав вещества мантии и знать зависимость температуры плавления (солидуса) от давления.

Для диаграммы эвтектики характерен минимум температуры плавления при некотором соотношении концентраций компонент (эвтектический состав). Такую диаграмму имеют мантийные породы: перidotит, составы типа пиролита, из которых при эвтектической температуре выплавляются базальты. Эвтектическая температура линейно растет с давлением.

В полиминеральной мантии плавление начинается как эвтектическое и идет до тех пор, пока не исчерпается (выплавится) одна из минеральных фаз. Затем, как в оливине, плавление будет идти по типу твердых растворов. Следовательно, для оценки температуры солидуса важна эвтектика.

Наклон кривой температуры плавления $dT_c/dz = \rho g dT_m/dP$ в мантии мало меняется, так как мало меняются плотность вещества ρ , гравитационное ускорение g и наклон линии равновесия плавления dP/dT_m (около 8 МПа/К). В верхней мантии, где наклон адиабаты $dT_a/dz = 2$ К/км, значение $dT_c/dz = 4,2$ К/км. Показателем близости реальной температуры к температуре солидуса является базальтовый вулканализм. Базальтовая магма может появиться в нижней мантии при декомпрессионном выплавлении легкоплавкой фракции вещества плюмов [Кадик, Френкель, 1982]. Эти плюмы, поднимающиеся из слоя D" дают базальты океанических островов, (OIB).

Есть другие базальты – океанических рифтов (MORB), магма которых образуется в верхней мантии [Андерсон, 1984].

Плавление базальтовой фракции начинается при поднятии плюма с больших глубин, где его температура больше, чем у окружающей мантии. На некоторой глубине за счет декомпрессии (понижения давления) плюм достигает сухой адиабаты dT_c/dz и плавление базальта идет (вдоль сухой адиабаты) до исчерпания этой фракции.

Зависимость температуры плавления T_m от давления дается уравнением Клаузиус–Клапейрона:

$$dT_m/dP = T_m(\rho - \rho_m)/Q_m \rho \rho_m,$$

где ρ и ρ_m – плотности твердой фазы и расплава, Q_m – скрытая теплота плавления. Для глубоких недр Земли это уравнение применить трудно; с необходимой точностью неизвестно, как меняются с глубиной (с давлением и температурой) Q_m и ρ_m . С другой стороны, установлено, что температура плавления до очень больших давлений меняется пропорционально относительному сжатию: $dT_m/d(\delta\rho/\rho) = \text{const}$. На этой основе получено выражение, описывающее зависимость температуры плавления от относительного сжатия $\delta\rho/\rho$ [Стейси, 1972]:

$$T_m(\delta\rho/\rho) = T_{m0} + K_0(dT_m/dP)_0(1 - \rho_0/\rho), \quad (65)$$

где K_0 – модуль сжатия при атмосферном давлении (индекс 0 у других величин имеет то же значение). Количественная форма этой зависимости для верхней мантии, при $T_{m0} = 1400$ К:

$$T_m(\delta\rho/\rho) \approx 1400 + 10^4(1 - \rho_0/\rho), \quad (65\text{-a})$$

На основе (65) и данных по ударному сжатию железа получена оценка температуры плавления железа при давлении $P = 3 \cdot 10^{11}$ Па, близком к условиям на границе внутреннего и внешнего ядра: $T_m = 4000$ К [Кеннеди, 1966]. Проблема состоит в неточно известном составе ядра: небольшая легкоплавкая примесь существенно понижает температуру плавления железа. По этой причине указанные оценки T_m завышены на 300–500 К [Stacey, Loper, 1984].

До границы ядра с мантией это значение T_m можно экстраполировать по адиабатическому градиенту dT_S/dr , так как в жидким внешнем ядре заметных отличий от адиабатического профиля температуры быть не должно. Так как $dT_S/dr = \alpha T g / c_p$, то (железо в ядре имеет $\alpha = 0,4 \cdot 10^{-5} \text{ К}^{-1}$) $dT_S/dr = -0,14 \text{ К/км}$, что дает разность температур на границах внешнего ядра 300 К. Это приводит к оценке реальной температуры на границе ядра и мантии около 3700 К с погрешностью ± 300 К. Интервал 3500–3800 К является приемлемой оценкой [Там же].

Для температуры плавления в мантии формула (65-а) дает следующие результаты [Стейси, 1972]: на глубине 400 км $T_{m0} = 2300$ К, затем она круто растет в ФПЗ, достигая на глубине 1000 км $T_m = 4300$ К, а в нижней мантии возрастает с небольшим градиентом порядка 0,8 К/км. На границе с ядром $T_m = 5900$ К.

Ввиду недостатка данных были попытки контролировать эти оценки, исходя из гипотез о механизме плавления. Использовались две гипотезы. Гипотеза Линдемана [1957] связывает начало плавления с превышением амплитудой тепловых колебаний атомов в кристаллической решетке некоторого предельного значения в долях параметра решетки a . Эта гипотеза позволяет использовать данные о скоростном разрезе Земли для оценки температуры плавления. Формула [Магницкий, 1965] имеет вид:

$$T_m/T_{m0} = \Phi/\Phi_0; \Phi = K/\rho = v_p^2 - 4v_S^2/3, \quad (66)$$

где индексом 0 отмечены известные значения на определенной глубине. T_{m0} принята равной 1800 К на глубине 100 км, соответствующее значение $\Phi_0 = 38,5 \text{ км}^2/\text{с}^2$. Результат: T_m довольно резко возрастает в ФПЗ, достигая 3800 К на глубине 700 км, а затем почти равномерно растет до 5600 К на границе мантии с ядром.

Другая гипотеза [Жарков, 1959] связывает температуру плавления T_m с достижением предельной концентрации дефектов в кристаллической решетке, которая определяется энергией, затрачиваемой на образование дефекта в разных термодинамических условиях земных недр. Формула [Магницкий, 1965] имеет вид:

$$T_m/T_{m0} = (w/w_0)(\rho/\rho_0)^{2,5}; \quad (67)$$

(ρ – плотность). Результат: T_m практически линейно возрастает от 1800 К на глубине 100 км до 4200 К на границе мантии с ядром.

В табл. 12 приведены значения температуры плавления T_m и реальной температуры T под континентами $T_{\text{конт}}$ и океанами $T_{\text{ок}}$ (они различны до верхней границы переходной зоны) [Стейси, 1972] вместе с данными о температуре Дебая θ_D , теплоемкости c_p и коэффициенте теплового расширения α .

Таблица 12
Тепловые характеристики мантии Земли

$H, \text{ км}$	$T_m, \text{ К}$	$T_{\text{конт}}, \text{ К}$	$T_{\text{океан}}, \text{ К}$	$\theta_D, \text{ К}$	$c_p, \text{ Дж/(кг·К)}$	$\alpha \cdot 10^5, \text{ К}^{-1}$
70	1610	1040	1460	650	1240	2,95
120	1700	1270	1670	650	1255	2,95
220	1850	1670	1840	710	1265	2,90
370	2050	2020	2040	800	1260	1,90
420	2110		2080	860	1260	1,85
670	2310		2250	910	1255	1,50
670	2310		2250	1000	1275	1,90
970	2460		2370	1070	1270	1,65
2900	3160		3160	1420	1255	0,95
2900	2880		3160	930	705	1,55
5100	4170		4170	1280	659	0,80
6370	4340		4290	1340	640	0,70

В верхней мантии температурные профили разных районов определяются их положением по отношению к конвективной структуре. Конвекция работает при наличии сверхадиабатического градиента. В ячейках конвекции выделяются тепловые пограничные слои. Вверху – теплый слой (с температурой выше адиабатической), который остывает по мере движения от восходящего потока конвекции к нисходящей ветви. Внизу – холодный слой, нагревающийся при движении от нисходящей к восходящей ветви конвекции. В разных моделях конвекции толщина пограничных слоев различна, для верхнемантийной конвекции в слое между литосферой и фазовой переходной зоной она составляет примерно 100 км. Литосферу иногда рассматривают как часть верхнего пограничного слоя [Schmeling, Marquart, 1991]. Внутренние части конвективных ячеек имеют температуру, мало отличающуюся от адиабатической.

Области мантии с разной температурой, особенно восходящие и нисходящие ветви конвекции отличаются по скоростям распространения сейсмических волн. Эти скоростные аномалии выявляются методом сейсмической томографии.

6.3. Мантия по данным сейсмической томографии

Сейсмическая томография дает основную информацию о структуре мантии, как пространственном распределении мантийных неоднородностей. Метод сейсмической томографии получил широкое распространение с развитием сети станций, оборудованных широкополосными сейсмографами, и появлением мощных компьютеров.

Первая глобальная сейсмотомографическая модель мантии приведена в работе [Dziewonski, 1984]. Использовалось распределение скоростей S-волн в разложении по сферическим полиномам до 8 степени, что позволило выделить аномалии с характерными размерами ≥ 2500 км. В разложении использовано более 500000 лучей от 5000 землетрясений, зафиксированных более чем 1000 сейсмических станций. Обнаружена систематическая приуроченность высокоскоростных аномалий S-волн в верхней мантии к континентам.

В настоящее время известно большое число моделей мантии по данным сейсмической томографии. Они различаются:

- структурой аппроксимирующей сетки в модели среды – толщиной слоев и горизонтальными размерами ячеек;
- набором фактических данных по типам волн – только S-волны, как в работе [Dziewonski, 1984], P-волны, оба типа волн вместе, с включением обменных волн; иногда используются основные моды поверхностных волн Лява и Рэлея;
- размерами региона исследований: вся Земля или регионы;
- сетями наблюдений – мировой, региональной; количеством исходной информации.

Неравномерность распределения землетрясений и пунктов сети и, следовательно, неравномерность распределения трасс источник-приемник приводили к различиям точности результатов по разным регионам, особенно для верхней мантии.

Детальная модель в работе [Inoue et al., 1990] построена с параметризацией среды блоками с размерами 600 км по горизонтали и толщиной от 30 км в верхах мантии до 330 км вблизи границы ядра.

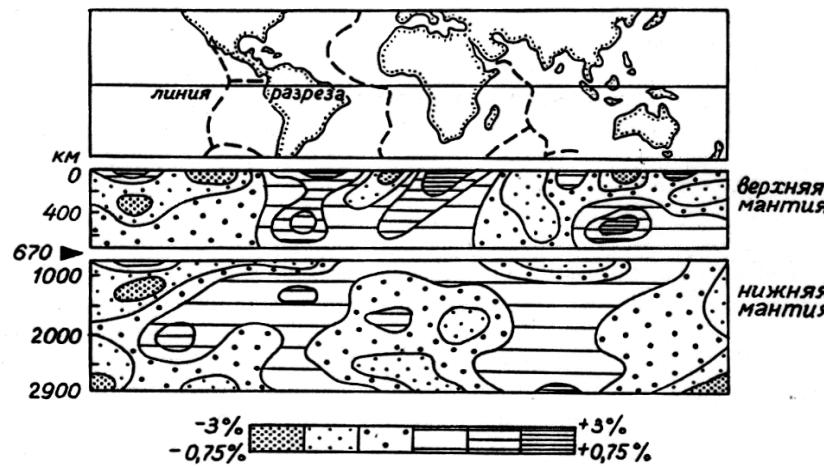
Исходными данными были ~ 2 млн времен прихода P-волн от 20000 землетрясений, записанных глобальной сейсмологической сетью (включая донные сейсмографы) в 1964–1984 годах. Наиболее надежными являются выявленные высокоскоростные аномалии в Тихоокеанских зонах субдукции и в Альпийско-Гималайском поясе.

Модель в работе [Dziewonski et al., 1994] построена для скоростей S-волн в виде разложения до 12-й гармоники по латерали и 13 членов полинома Чебышева по радиусу. Она позволила выделить неоднородности недр размером порядка 1500 км. При ее построении использовано ~ 27000 сейсмограмм поверхностных волн и 14000 времен прихода объемных S-волн. Чтобы обеспечить равномерное заполнение мантии сейсмическими трассами, для областей, где отсутствовали сейсмостанции и землетрясения, были использованы отраженные волны SS и ScS, что позволило обеспечить достаточную плотность сейсмических лучей.

Все сейсмотомографические модели обнаруживают хорошую корреляцию скоростных аномалий в верхней мантии со структурами первого порядка – континентами и океанами. Корни континентов, выраженные как области повышенных значений скоростей сейсмических волн, прослеживаются до глубины 300 км. Отчетливые аномалии низких скоростей S-волн соответствуют зонам спрединга океанического дна.

В Центральной Азии выделена [Dziewonski, 1994] область пониженных значений скоростей сейсмических волн в нижней мантии, ограниченная меридианами 70° и 100° , а по широте простирающаяся от Сибирской платформы на севере до Северо-Китайской платформы и Таримской плиты на юге. Аномалия имеет форму гриба, основание которого находится на широте $\sim 45^\circ$ и долготе ~ 90 – 95° , а шапка располагается у подошвы верхней мантии. Можно предположить существование здесь нижнемантийного плюма, не проникающего через границу 670 км в верхнюю мантию. Грибообразная тепловая аномалия с горизонтальным размером ~ 2000 км под границей фазового перехода могла привести к образованию над ней изолированных верхнемантийных плюмов. Похожий результат для данного района получил методом сейсмического просвечивания Г. Н. Бугаевский [1978].

На рис. 30 показано экваториальное сечение глобальной сейсмотомографической модели [Woodhouse, Dziewonski, 1984].



В верхней мантии скоростная неоднородность достигает $\pm 3\%$, в нижней мантии вчетверо меньше. Высокоскоростные зоны верхней мантии соответствуют континентам, низкоскоростные – океанам, особенно океаническим рифтам. В нижней мантии эта связь менее отчетлива, но заметна приуроченность высокоскоростных неоднородностей к континентальным секторам Америки и Азии, низкоскоростных – к океанам. Вблизи границы с ядром видна низкоскоростная зона под Тихим океаном.

Ряд сейсмотомографических моделей верхней мантии построен для отдельных регионов, имеющих принципиальное значение для тектоники литосферных плит, в основном для зон субдукции и коллизии континентальной литосферы. В них отчетливо видны высокоскоростные участки литосферы, погружающиеся в мантию до переходной зоны.

Интересную сейсмотомографическую модель верхней мантии построил для Центральной Азии (Алтае-Саянской области, севера Монголии и Байкальского рифта) И. Ю. Кулаков [1999]. Он использовал времена пробега волн 500 землетрясений по записям 1500 станций мировой сети – более 36000 времен пробега волн. Верхняя мантия региона в направлении север-юг характеризуется периодичностью аномалий с амплитудой до 3 % и шириной около 200 км, распространяющихся до глубины 350 км. Положительными аномалиями характеризуются Алтай-Саянская область и южное ограни-

чение Байкальской рифтовой зоны. Отрицательные аномалии расположены под долиной Большых Озер, в меридиональной полосе к югу от оз. Хубсугул и вдоль северной границы Байкальского рифта, где отрицательная аномалия находится на глубинах 200–600 км.

В качестве примера на рис. 31 приводится сейсмотомографическое сечение северной части Курило-Камчатской дуги по работе [van der Hilst, 1991].

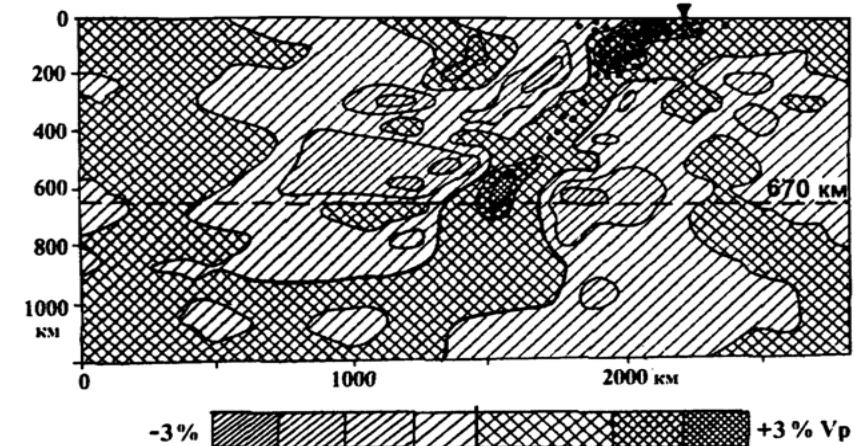


Рис. 31. Скоростные неоднородности в Курило-Камчатской зоне субдукции по [van der Hilst, 1991] Треугольник – желоб, точки – очаги землетрясений в зоне Беньофа

Здесь, как видим, высокоскоростная зона соответствует погружающейся плите, которая фиксируется до границы нижней мантии (670 км) и, может быть, продолжается ниже. На других разрезах зон субдукции положение плиты бывает иным (рис. 32).

В этом регионе субдуцирующая плита погружается под большим углом до ФПЗ мантии, а в переходной зоне высокоскоростная область, видимо, соответствующая погруженной плите, располагается горизонтально.

В региональных моделях типа рис. 31 и 32 не освещаются глубокие горизонты мантии, как в глобальных моделях. Но региональные модели, как правило, характеризуют верхнюю мантию более детально и точно.

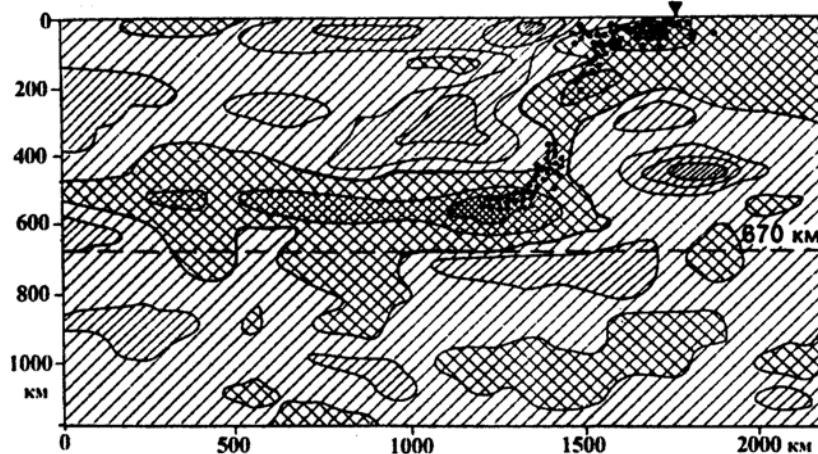


Рис. 32. Скоростные неоднородности в Идзу-Бонинской зоне субдукции по [van der Hilst, 1991]. Обозначения – как на рис. 30

Одной из наиболее известных глобальных моделей мантии от коры до ядра является SB4L18, построенная по S-волнам [<http://mahi.ucsd.edu/Gabi/mantle.dir>]. Читателю предлагается самостоятельно изучить эту модель, построенную в виде 8 концентрических сферических сечений на глубинах: 60, 290 и 700 км для характеристики верхней мантии и 925, 1525, 1825, 2425 и 2770 – для характеристики нижней мантии.

Наиболее интересными свойствами этой и других подобных моделей являются:

- большая амплитуда аномалий в верхней мантии, до 3–4 %;
- резкое уменьшение амплитуды аномалий в ФПЗ, ~ 1,5 %;
- слабая неоднородность почти всей нижней мантии, < 1 %;
- возрастание амплитуды аномалий в районе слоя D" – до – 2 % в районах центральной и западной части Тихого океана и под юго-западной Африкой;
- неоднородности скоростей S-волн обычно в 3 раза больше, чем скоростей P-волн, но по всей мантии отмечается хорошая корреляция между ними, несколько уменьшающаяся с глубиной.

В областях пониженных скоростей в основании мантии под Тихим океаном и под Африкой с прилегающими океаническими рай-

онами (рис. 32) по сейсмологическим данным отмечено поднятие границы мантии с ядром (рис. 33).

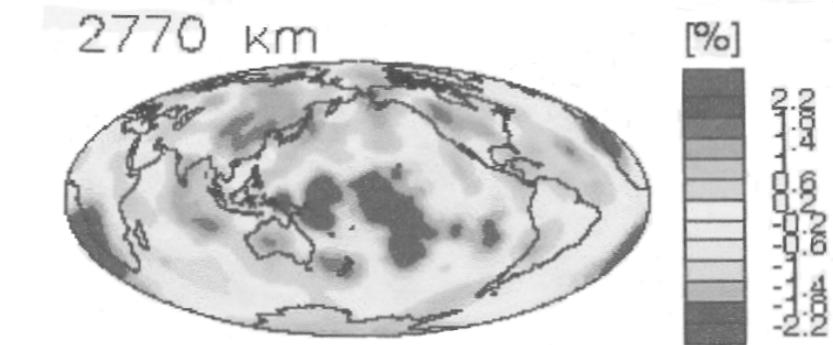


Рис. 33. Распределение аномалий скорости S-волн вблизи границы мантии с ядром; модель SB4L18

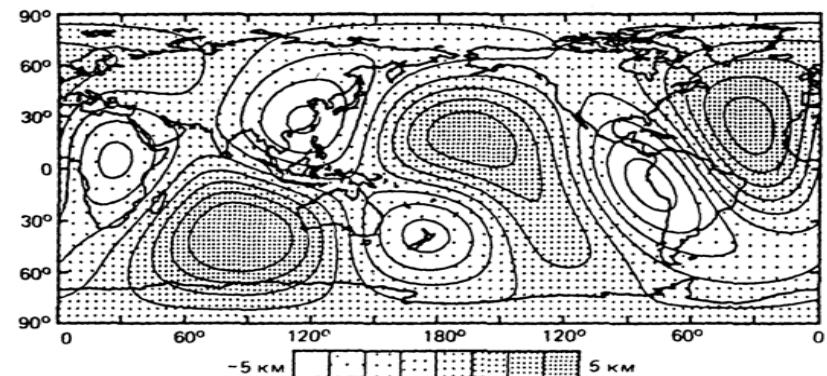


Рис. 33. Ундуляции границы мантии с ядром [Морелли, Дзевонски, 1990] в разложении по сферическим гармоникам до 4 степени и порядка

Эти области, примерно соответствующие океанам, связываются с зарождением нижнемантийных суперплюмов на верхней границе слоя D" [Marryama, 1994 и др.]. Движение плюмов по узким каналам не фиксируется в не очень детальной скоростной структуре нижней мантии. Скоростные неоднородности верхней мантии обычно связываются с конвекцией; в нижней мантии конвекция может быть слоистой или реализоваться в форме плюмов (рис. 34).

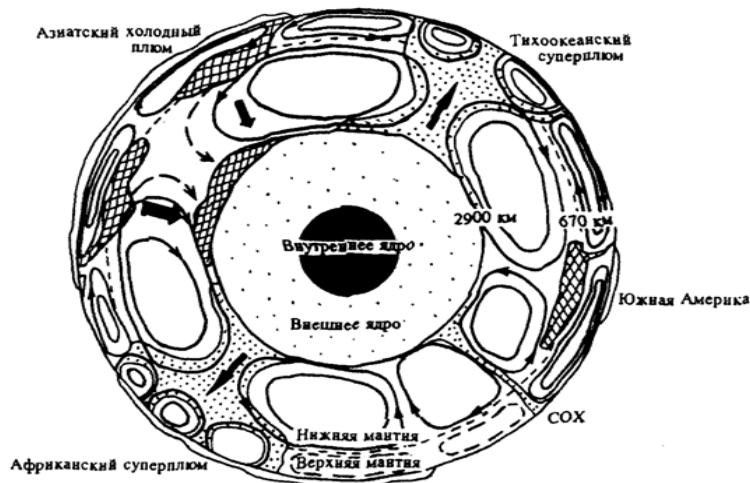


Рис. 34. Интерпретация сейсмомагнитографических моделей мантии в виде плюмов и конвективных течений [Miyazawa, 1994]. Точками показаны легкие массы плюмов, штриховкой – тяжелые массы слэбов

В этом сечении показаны два суперплюма – Африканский и Тихоокеанский и плюм Срединно-Атлантического хребта (СОХ). Слэбы располагаются вблизи раздела 670 км, а под Евразией выделены тяжелые массы внизу мантии, интерпретируемые как погрузившийся слеб (область названа Азиатским холодным плюмом).

6.4. Мантийные геодинамические процессы

Многолетние исследования мантии Земли привели к выводу, что в ней главными процессами тепломассопереноса в гравитационном поле Земли являются конвекция и диапиризм (формирование и поднятие плюмов). Непосредственной причиной этих процессов служит возникновение плотностной неустойчивости – низкоплотного слоя под более плотным слоем. Эта неустойчивость известна в механике как неустойчивость Рэлея–Тейлора; и ее исследованию применительно к земным недрам посвящено много теоретических и экспериментальных работ [Гончаров, 1979; Добрецов и др., 2003; Рамберг, 1985; Whitehead, Luther, 1975 и др.].

Понижение плотности может иметь тепловую и химическую природу. Химическая инверсия известна в земной коре как причина развития диапиров – соляных и гранитных куполов. Тепловую природу имеет неустойчивость в астеносфере как причина астеносферных диапиров. Совместно оба фактора действуют в слое D'', где формируются нижнемантийные термохимические плюмы.

Реология мантии

Механизмы твердотельной ползучести и вязкого течения материала мантии определяются реологическими свойствами вещества, зависящими от температуры и давления.

В настоящее время обсуждаются два механизма ползучести. При относительно низком уровне касательных напряжений в мантии порядка 10^7 Па, что является характерным для конвективных течений, деформирование осуществляется посредством диффузионного массопереноса между границами зерен. Такая диффузионная ползучесть характеризуется линейной зависимостью между напряжениями и скоростью деформации; коэффициент пропорциональности между этими величинами называется вязкостью η ; среда считается ньютоновской жидкостью. При относительно высоком уровне напряжений в мантии, на порядок выше конвективных – $\sim 10^8$ Па, деформирование осуществляется путем движения дислокаций внутри зерен. Зависимость между скоростью деформации и напряжениями нелинейная, жидкость называется неニュтоновской. В принципе, в мантии могут действовать оба механизма, однако принято считать, что при данных Р–Т условиях порода деформируется по тому механизму, который обеспечивает наивысшую скорость деформирования.

Так как главным компонентом состава мантии является оливин, можно считать, что реология верхней мантии определяется поведением поликристаллического оливина. При стационарном деформировании оливина скорость деформации имеет экспоненциальную зависимость от температуры и давления, степенную зависимость – от размера зерен и касательных напряжений. В разных механизмах деформирования роль отдельных параметров различна. При дислокационном крипте скорость деформирования не зависит от размера зерен. Диффузионный механизм превалирует над дислокационным

крипом при малом размере зерен, низкой температуре и высоком давлении. Кроме того, значение вязкости материала сильно зависит от степени насыщенности его флюидами.

Одним из главных методов изучения распределения вязкости в функции глубины в верхней мантии служит изучение режима поднятий земной поверхности после исчезновения континентальных ледников (Канада, Фенноскандия) [Артюшков, 1979 и др.].

Для изучения реакции литосферы после освобождения от ледовой нагрузки созданы численные модели, с хорошей точностью описывающие пространственно-временные характеристики процесса изостатического постгляциального поднятия [Fjeldskaar, 1994]. Одним из результатов этих моделей является доказательство существования астеносферы под стабильными докембрийскими щитами, что ранее не было известно из геофизических данных.

В работе [Kagato, Wu, 1993] выполнен синтез данных лабораторных экспериментов и всей имеющейся геолого-геофизической информации о процессах деформирования. Полученные в лабораторных экспериментах данные о деформировании образцов использованы при создании численных моделей изостатического постгляциального поднятия поверхности Земли с различным распределением механизмов деформирования по глубине.

Вертикальные движения коры, фиксируемые, в частности, по изменениям уровня моря в исследуемом районе, обусловлены изменением нагрузки и регулируются мантийными течениями. Сопоставление рассчитанных и наблюдаемых движений земной коры было выполнено в четырех районах области ледовой нагрузки Канадского щита: в центре ледника, в периферийной его части, а также в двух районах недалеко от краев ледникового покрова. Рассчитано шесть моделей динамики верхней мантии с различной толщиной и реологией. Литосфера в моделях была представлена упругим слоем, что оправдано для длины волны нагрузки в тысячи километров. Максимальное совпадение рассчитанных и наблюдаемых скоростей вертикальных движений было получено для двух моделей (В и С). В модели С верхняя мантия представлена одним слоем с диффузионным механизмом деформирования (линейной реологией). Модель В отличалась наличием слоя с нелинейной реологией (дислокационным крипом) толщиной 100 км у подошвы 200 км литосферы. Это моделирование течений в мантии конкретного геологического

района с использованием результатов лабораторных исследований деформационных свойств оливина показало, что верхняя мантия Земли ведет себя как вязкая ньютонаовская жидкость, причем слой с дислокационным крипом не превосходит по толщине 100 км. Его положение пространственно совпадает с астеносферой, что согласуется с физикой дислокационного крипа: этот механизм существует там, где велики скорости деформирования. Приемлемой для астеносферы гипотезой является понижение вязкости.

Для выяснения реологического профиля верхней мантии в работе [Fjeldskaar, 1994] последниковое изостатическое регулирование моделируется в трехмерном варианте. Использованы два типа данных: современная скорость подъема дневной поверхности и наклон береговой линии в зависимости от времени. Неотектоническая компонента движения в данном районе была незначительной. Современная скорость подъема Фенноскандии относительно среднего уровня моря увеличивается от 0 мм/год на побережье Норвегии до 9 мм/год в центре Швеции. С учетом эвстатического фактора эти значения были увеличены на 1 и 1,5 мм/год соответственно. Лучшее совпадение расчетных и наблюдаемых скоростей поднятия древнего докембрийского щита получено в модели с толщиной литосферы не менее 200 км, вязкостью верхней мантии $0,7 \cdot 10^{21}$ Па·с и вязкостью астеносферы (толщиной 75 км) $1,5 \cdot 10^{19}$ Па·с. Под молодыми платформами или складчатыми поясами толщина литосферы составляет 100–150 км.

Таким образом, по реологическим свойствам выделяются: жесткая недеформируемая литосфера переменной толщины, которая подстилается верхней мантией с вязкостью $\sim 10^{21}$ Па·с. Непосредственно под литосферой древних платформ располагается астеносфера толщиной 75–80 км с вязкостью $\sim 10^{19}$ Па·с; в активных областях континентов и в океанах толщина литосферы возрастает до 300 км, а вязкость уменьшается – до 10^{18} Па·с под континентами и океаническими котловинами и 10^{17} Па·с под океаническими хребтами.

Вязкость верхней мантии вблизи ФПЗ близка к 10^{22} Па·с. При переходе в нижнюю мантию она возрастает, по разным оценкам, в 50–200 раз. В переходной зоне вязкость меняется нелинейно: она резко уменьшается в прослоях смешанных фаз за счет трансформационной сверхпластичности [Sammis et al., 1977]. Схематически это показано на рис. 34 [Особенности..., 1990.].

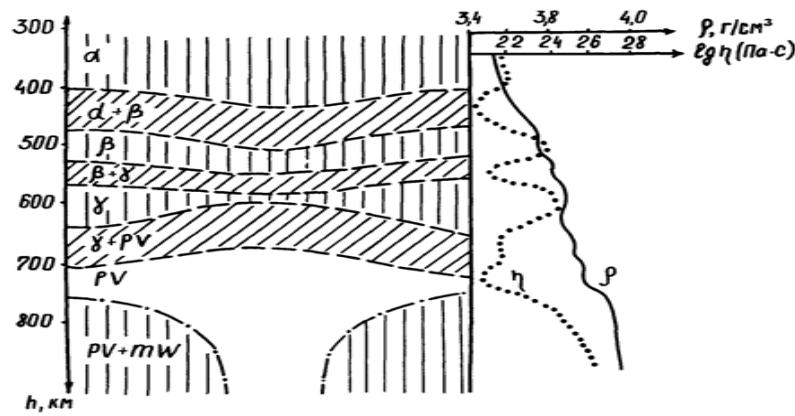


Рис. 34. Фазовая переходная зона: схема структуры с распределением плотности и вязкости. Обозначения: α – верхняя мантия, α -оливин; $\alpha + \beta$, β , $\beta + \gamma$, γ , $\gamma + pv$ – переходная зона с прослойками смешанных фаз; pv – нижнemanтийный плюм; $pv + mw$ – нижняя мантия: первовскит с магнеziюиститом

Такая реологическая структура мантии позволяет эффективно разводить встречные потоки верхне- и нижнemanтийной конвекции, сохраняя непрерывность вертикального теплового канала.

6.5. Механизмы формирования структур литосферы.

В формирование современной структуры литосферы принимали участие тектонические и геодинамические процессы, развивавшиеся длительное время, различное для разных тектонических регионов. Здесь будут в тезисной форме (без значительного фактического обоснования, со ссылками на обобщающие работы) рассмотрены преимущественно молодые процессы, проходившие в новейшее (неоген-четвертичное) время и продолжающиеся проявляться как современные движения земной коры. Надо заметить, впрочем, что по современным представлениям принципиальных различий природы и механизма молодых и древних процессов формирования литосферы не имеется. Они могли по-разному реализоваться в разных условиях:

- структуры и характера движений существовавшей литосферы и ансамбля ее плит;

- термодинамических параметров и реологических свойств верхней мантии;

- реализации нижнemanтийных термохимических плюмов или конвекции в нижней мантии и их влияния на структуру и динамику переходной зоны мантии.

Среди причин структурообразования в литосфере можно выделить следующие:

- 1) движения в самой литосфере – относительные смещения плит и блоков, образование разломов, изостатическое регулирование, литосферный диапиризм; в некоторой мере эти движения стимулированы процессами в верхней мантии;

- 2) верхнemanтийная конвекция, пространственное распределение ее восходящих и нисходящих потоков, астеносферный диапиризм (верхнemanтийные плюмы в горячих зонах); на эти факторы снизу влияет тепловая неоднородность в окрестности переходной зоны мантии, а сверху – субдукция и коллизия литосферных плит, а также непостоянство толщины литосферы над конвектирующей мантией;

- 3) процессы в нижней мантии – термохимические плюмы, их взаимодействие с переходной зоной мантии, возможное проникновение их в астеносферу и к литосфере.

В дальнейшем попытаемся выяснить, какие структуры литосфера могут быть созданы теми или иными процессами.

Литосферные факторы структурообразования

Здесь обсуждаются некоторые вопросы формирования структур регионального уровня, таких как океанические хребты, островные дуги и желоба, платформенные и горные области континентов. Обсуждение ведется на основе изложенных выше данных региональной геофизики.

Региональными структурами океанической литосферы являются срединно-оceanические хребты и трансформные разломы. Латеральную плотностную неоднородность литосферы, а также астеносферы [Ладынин и др., 1983, 1985] следует относить скорее не к элементам структуры, а к факторам структурообразования.

Формирование океанических хребтов является одним из проявлений гравитационной тектоники [Рамберг, 1985]. Осевая часть хребта образуется под действием всплыивания вещества мантии – восходящая ветвь верхнемантальной конвекции или астеносферный диапир. Дальнейшая эволюция хребта связана с раздвижением литосферы в океанической рифтовой зоне, в частности, за счет гравитационного сползания литосферной плиты с поднятой астеносферой. Рельеф хребта формируется из-за понижения температуры и уплотнения вещества литосферы и нижележащей астеносферы с удалением от оси рифта.

Поверхностная плотность теплового потока через дно океана максимальна вблизи рифтовой впадины q_0 и уменьшается с удалением от нее, как $q_0(t_0 + t)^{-1/2}$, где t – возраст литосферы, t_0 – возраст рифта [Океанология, 1979]. Соответственно уменьшается температура в литосфере и под ней, растет толщина литосферы – от 20–30 км в рифтовой зоне до 70–80 км под океаническими котловинами – увеличение пропорционально $(t_0 + t)^{1/2}$ [Там же]. С удалением от оси хребта растет также плотность астеносферы [Ладынин и др., 1985]. Литосфера остается уравновешенной, изостазия не нарушается [Ле Пишон и др., 1977]; поэтому на основании оценок изменений плотности литосферы и астеносферы [там же] можно показать, что высота хребта над океанской котловиной вполне соответствует распределению плотности. В такой модели образования хребта его высота и ширина тем больше, чем меньше скорость раскрытия.

Это подтверждается сравнением Срединно-атлантического хребта, например, с Тихоокеанским хребтом: первый отчетливо выражен, имеет большую высоту (2–3 км) – под ним плиты расходятся со скоростью около 2 см/год, высоты второго меньше (1–2 км), а скорость спрединга 5–8 см/год.

Трансформные разломы образуются как регуляторы напряженного состояния литосферы в раздвигающихся плитах.

Движение плиты на почти сферической поверхности представляют собой вращение вокруг эйлерового полюса. Если соседние плиты расходятся при вращении в разные стороны вокруг общего полюса (или близко расположенных полюсов), скорость раздвижения должна быть пропорциональна $R_s \sin \varphi_s$ (R_s и φ_s – линейное и угловое расстояния пары близких точек на границах соседних плит от эйлерова полюса). Не будь трансформных разломов, различие ско-

ростей движения жесткой плиты на разных эйлеровых широтах создавало бы в плите большие скалывающие напряжения.

Трансформные разломы по этой причине должны располагаться вдоль эйлеровых параллелей, как это часто имеет место в реальной структуре океанической литосферы [Океанология, 1979]. Но встречаются и другие ситуации, когда вдоль срединно-оceanического направления трансформных разломов резко изменяются [Там же]. Это объясняется изменением положения эйлерова полюса по пока не выясненным причинам.

Важная регулирующая роль трансформных разломов состоит также в том, что они позволяют осевому рифту постоянно находиться над восходящим потоком верхнемантальной конвекции при минимальных напряжениях в плитах.

Особенности структуры литосферы вблизи конвергентных границ плит определяются горизонтальным сжатием сходящихся плит, поддвигом одной плиты под другую (субдукция, редко – обдукация) или коллизией – скучиванием, торошением краевых частей плит в их пограничных зонах.

В зоне субдукции над погружающейся океанской плитой формируется глубоководный желоб, на краю поднимающейся континентальной плиты – островная дуга (западные берега Тихого океана) или береговой хребет (западное побережье Южной Америки).

Коллизия приводит к образованию высоких внутриконтинентальных горных систем и плато. Самое значительное такое место на Земле – Гималаи, Гиндукуш и Тибет [Ле Пишон и др., 1977; Кокс, Харт, 1989].

Этот регион входит в обширный пограничный пояс между плитами: Евразийской на севере, Африканской, Аравийской, Индийской и Австралийской на юге, Тихоокеанской на востоке. Здесь выделяются многочисленные террейны – участки литосферы с единой структурой и геодинамической позицией, отличающимися от окружения. Формирование горных поясов и впадин происходит под воздействием генерального сжатия сходящихся плит, а конкретное структурное выражение отдельные террейны получают в зависимости от ориентировки их границ относительно направления генерального сжатия. Здесь на крупных сдвиговых разломах создаются локальные условия растяжения земной коры и образование рифтов – это так называемый пассивный рифтинг [Хайн, 1994 и др.]. Эти

условия способствуют формированию астеносферных выступов под рифтовыми впадинами, и в дальнейшем формирование рифтов имеет признаки активного океанского рифтинга. Ярким примером этого является грабен Красного моря, имеются подобные черты и в Байкальской рифтовой зоне (БРЗ).

Роль мантийных процессы в структурообразовании

В формирование современной структуры литосфера важные роли играют следующие мантийные процессы:

- движение нижнemanтийного термохимического плюма к фазовой переходной зоне мантии;
- изменение структуры переходной зоны мантии под тепловым воздействием плюма и стимулирование в ней конвективных движений;
- декомпрессионное плавление базальтов из поднимающегося плюма, подъем их в литосферу (горячие точки);
- прохождение части плюма в верхнюю мантию, увеличение толщины астеносферы, как питающего слоя для астеносферных диапиров;
- конвективная циркуляция в верхней мантии, в которой восходящие потоки соответствуют в плане нижнemanтийным каналам тепломассопереноса;

изостатическое регулирование в фазовой переходной зоне; такое же регулирование (посредством горизонтальных движений в астеносфере) плотностных неоднородностей литосферы, в том числе и в первую очередь структур рельефа земной поверхности.

Разнообразие существующих структур литосферы и стилей их эволюции связано с вариациями характеристик структурообразующих процессов под влиянием неоднородности литосферы по толщине, тепловому режиму, скорости перемещения над горячей зоной мантии участков плит, включающих континентальные и океанические структуры.

Слой D" и термохимические плюмы

По современным представлениям плюмы зарождаются в слое D" над границей с ядром. Толщина слоя D" составляет 150–200 км; в нем по сравнению с вышележащей мантией малы величины dK_S / dP

(1,64 против 3,2) и dv_P / dz [Dziewonski, Anderson, 1981], что указывает и на другие особые свойства. Слой D" неоднороден по толщине. Выявлены ундуляции его нижней границы с ядром с амплитудой около 10 км [Olson et al, 1987]. Поднятия этой границы связываются с восходящими потоками конвекции в ядре, что предполагает повышенный вынос тепла из ядра, повышенную температуру и вероятность формирования плюмов в этих зонах.

Природа плюмов – это развитие плотностной неустойчивости (Рэлея–Тейлора), когда слой пониженной плотности находится под более плотной толщей. Понижение плотности в слое D" связано с повышенным (на порядок) по отношению к вышележащей мантии средним температурным градиентом. В этих условиях нижняя часть слоя D" имеет наименее низкую плотность. Кроме того, средняя температура в слое D" примерно на 700 К выше, чем непосредственно над ним [Loper, Stacey, 1983]. Это значит, что вязкость этого слоя примерно на 4–5 порядков ниже, чем в нижней мантии над ним. Развитие плюма в таких условиях [Olson et al., 1987] происходит в форме отрыва от первоначального поднятия верхней границы слоя D" капель, периодически поднимающихся по одному и тому же каналу тепломассопереноса (рис. 35).

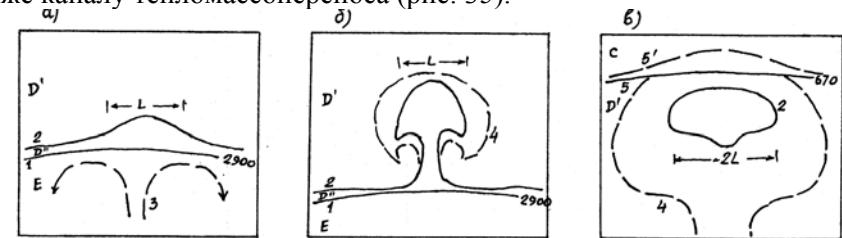


Рис. 35. Движение нижнemanтийного плюма по результатам моделирования [Loper, Stacey, 1983]: А – начальная фаза развития неустойчивости в слое D" над восходящим потоком конвекции в ядре, Б – фаза формирования изолированного купола с тепловым ореолом, В – приближение плюма к фазовой переходной зоне.

Обозначения: С – верхняя мантия; D', D" – нижняя мантия; Е – внешнее ядро; L – горизонтальный размер плюма (~ 200 км). Цифры: 1 – раздел ядро–мантия (2900 км); 2 – поверхность слоя D" и контур химического ядра плюма; 3 – линии тока конвекции во внешнем ядре; 4 – контур теплового ореола плюма; 5 – нижняя граница переходной зоны (670 км); 6 – тоже, под тепловым воздействием плюма.

Предположение о химическом отличии слоя D" от нижней мантии по мнению многих исследователей лучше согласует геофизические данные о слое D", нижней мантии и фазовой переходной зоне [Davies, 1990; Olson et al., 1987]. Наиболее вероятной причиной этого различия состава считается дифференциация вещества нижней мантии на ее границе с ядром с плавлением и погружением в ядро железа [Ohtani, 1983; Ribe, 1985]. Остаток по этой причине имеет более низкую плотность, чем это было бы только из-за температурного расширения.

В работе [Ладынин, 1993] приведена сводка данных ряда исследователей по оценке вероятных характеристик термохимических плюмов, зависящих от параметров слоя D". Характерные размеры плюмов – 100–200 км вблизи слоя D", растут по мере подъема в нижней мантии до ~ 300 км на глубине нижней границы переходной зоны. Размер области питания в слое D" – 500–600 км; расстояние между плюмами на глубине 2800 км пропорционально толщине слоя D" с коэффициентом 4,4. Следовательно, возможное число плюмов на поверхности слоя D", при их равномерном распределении, около 200. Это число по порядку совпадает с числом известных горячих точек в литосфере, связываемых с плюмами – 130 [Davies, 1990]. Скорость поднятия плюма в нижней мантии – 0,1–0,3 м/год, значит, нижнюю мантию плюм пройдет за ~ 10^7 лет. Теоретически и экспериментально показано, что по мере накопления низкоплотного материала в областях питания новым порциям плюмов энергетически выгоднее двигаться по каналам, оставленным предшественниками.

Оценки температуры плюма зависят от принятых моделей состава мантии. В нижней мантии над слоем D" температура достигает ~ 3000 К, а на поверхности ядра ~ 4000 К [Stacey, Loper, 1984]. Тепловой поток из ядра оценивается в ~ 30 мВт/м², что дает градиент температуры в D" ~ 5 К/км. Там, где находятся восходящие потоки конвекции в ядре, значения температурного градиента немного выше, что создает условия для формирования плюмов в этих областях слоя D". В нижней мантии над D" градиент температуры близок к адиабатическому значению 0,3 К/км. Реальная геотерма лежит примерно на 10–15 % ниже геотермы солидуса [Ohtani, 1983]. Из-за положительного наклона кривой Клапейрона плавления силикатов в мантии уже на начальной стадии подъема плюма в нем возможно

частичное плавление с фракционированием – опусканием тяжелых тугоплавких компонент в D" и подъемом базальтового расплава в вершину купола. Такой плюм эффективно прогревает окружающую среду, понижая ее вязкость, что способствует быстрому отрыву и подъему отделившейся части плюма. Химического смешения плюма со средой не происходит ввиду малости коэффициента диффузии, а тепловой ореол плюма расширяется. След плюма в нижней мантии остается довольно узким, поскольку среда, по существу, выжимает тело плюма вверх [Loper, Stacey, 1983]. Этим определяется геометрия плюма, показанная на рис. 35.

Интервалы времени между прохождением отдельных тел плюма в канале тепломассопереноса в моделях оцениваются неустойчиво из-за сильной зависимости от условий и свойств слоя D" и нижней мантии. Такую оценку можно получить по среднему расстоянию между вулканами в цепи Гавайских и Императорских островов и подводных гор, которые образовались при движении Тихоокеанской плиты над Гавайской горячей точкой. Состав лавы вулканов свидетельствует о нижнемантайном источнике [Океанология, 1979 и др.]. Среднее расстояние между островами (и подводными горами) в этих цепях равно ~ 200 км, что при скорости движения плиты ~ 5 см/год дает интервал времени между плюмами ~ 4 млн. лет, что не противоречит модельным данным [Whitehead, Luther, 1975]. Движения плюмов в соседних каналах, даже в пределах общей горячей зоны вблизи слоя D", могут различаться по фазе.

Пространственная стабильность каналов тепломассопереноса и периодичность движения плюмов в канале соответствуют идеи тектонической цикличности [Обуэн, 1967; Добрецов, 1994].

Главными источниками плюмов считаются выявленные в низах мантии по данным сейсмической томографии горячие поля под Африкой, Тихим океаном; меньшие по размерам горячие поля расположены около Австралии, в регионе Монголии и Байкала [Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Добрецов и др., 2003].

Плюмы и фазовая переходная зона мантии

Движение плюма в области переходной зоны мантии определяется свойствами нижней границы этой зоны (670 км). Установлено, что верхняя граница (420 км) не является препятствием для плюма при его движении в верхнюю мантию [Loper, Stacey, 1983].

Плотностной барьер для плюма на границе 670 км обусловлен различием химического состава по обе стороны границы, а не только разным твердофазным состоянием. Это химическое различие связано с разной концентрацией железа $\chi_{\text{Fe}} = 0,2$ в нижней мантии против 0,13 выше границы 670 км, что соответствует значениям средней атомной массы примерно 22,0 и 21,2, с изменением на $\Delta M_a \approx 0,8$ на границе 670 км. Химическому фактору $\Delta M_a > 0$ соответствует повышение плотности, $d\sigma / dM_a \approx 0,15 \text{ г/см}^3$ и уменьшение скорости продольных волн, $d\nu_p / dM_a \approx -0,15 \text{ км/с}$.

В PREM [Dziewonski, Anderson, 1981] на разделе 670 км скорость ν_p возросла с 10,22 до 10,73 км/с (на 5 %), а плотность σ – с 3,99 до 4,38 г/см³ (на 10 %). В плотностном скачке $\Delta\sigma = 0,39 \text{ г/см}^3$ доля фазового изменения $\Delta\sigma_\Phi = 0,27 \text{ г/см}^3$ (чуть больше 5 %), а химический вклад $\Delta\sigma_X = 0,12 \text{ г/см}^3$. Для скоростей соответствующие значения такие: $\Delta\nu_p = 0,51 \text{ км/с}$, $\Delta\nu_{\text{РФ}} = 0,63 \text{ км/с}$, $\Delta\nu_{\text{РХ}} = -0,12 \text{ км/с}$.

Химический плотностной барьер ($0,12 \text{ г/см}^3$) выполняет важные геодинамические функции: он препятствует погружению литосферных плит в зонах субдукции глубже 670 км, запрещает (вместе с фактором реологической стратификации переходной зоны [Теркотт, Шуберт, 1985]) общемантийную конвекцию [Christensen, 1989], а также препятствует проникновению в верхнюю мантию не очень горячего материала нижнемантийных плюмов. Через границу 670 км в верхнюю мантию может пройти не весь термохимический плюм, только его наиболее прогретое химическое ядро, а тепловой ореол плюма растекается под границей 670 км.

Выше упоминалась важная для динамики плюмов и их воздействия на переходную зону характеристика этой зоны – наклоны кривых Клапейрона $\gamma = dP / dT$ фазовых равновесий и, следовательно, температурно-обусловленный рельеф фазовых границ. Верхняя граница – переход оливин–шпинель имеет $\gamma = 5 \text{ МПа/К}$, а нижняя – шпинель–перовскит $\gamma = -(2-3) \text{ МПа/К}$ [Барсуков, Урусов, 1982]. Этим значениям соответствуют наклоны границ: верхней – примерно $0,17 \text{ км/К}$, а нижней – около $-0,08 \text{ км/К}$.

Противоположные знаки наклона кривых фазовых равновесий определяют отрицательную корреляцию их рельефов в разных температурных условиях. В области горячей точки – плюма (рис. 35 в) температура на уровне 670 км повышена примерно на 300–500 К, а глубина нижней границы уменьшена примерно на 25–40 км. На

уровне 420 км температурные различия составляют 200–300 К, а глубина верхней границы в горячей зоне увеличена на ~ 35 –50 км.

Скачки плотности: на нижней границе ФПЗ $\sim 0,3 \text{ г/см}^3$, на нижней границе $\sim 0,4 \text{ г/см}^3$. Такая структура фазовой переходной зоны является изостатически уравновешенной. Это значит, что ее структурные неоднородности создают значительные сдвиговые напряжения только в пределах зоны, а вне переходной зоны выполняются условия гидростатики.

Распределение вязкости в ФПЗ существенно не только в смысле кинематики плюмов вблизи ее нижней границы. Оно определяет совокупность движений во всем канале тепломассопереноса от нижней границы ФПЗ до астеносферы. Изменения вязкости на фазовых разделах [Sammis et al., 1977] таковы: η_1 / η_2 (индекс ₁ относится к слою над фазовым разделом, а индекс ₂ – к слою под ним) на разделе 420 км составляет 6–22, на разделе 520 км – 2–5, на разделе 670 км – 11–16 для разных моделей Земли. Общее увеличение вязкости нижней мантии по сравнению с верхней η_H / η_B примерно 200–2000, что трудно согласовать с возможностью общемантийной конвекции. Такое распределение вязкости является сильным фактором отделения конвективной циркуляции в верхней мантии от движений нижней мантии.

Особенностью ФПЗ является предполагаемое трансформационное снижение вязкости (сверхпластичность) в прослоях смешанных фаз. Прямых данных об этом нет, предположение основано на деформационных свойствах синтетических германатов, сходных по структуре с оливином, при фазовых трансформациях [Калинин и др., 1989; Sammis et al., 1977]. Такая ФПЗ должна эффективно разделять движения в нижней и верхней мантии, делая их механически независимыми.

Следовательно, единственным процессом в нижней мантии, влияющим на динамику верхней мантии, является движение термохимических плюмов. Соответствующие им горячие зоны представляют собой сквозные каналы тепломассопереноса от слоя D'' до литосферы. Фазовая переходная зона мантии также не имеет иного, кроме плюмов, активного геодинамического влияния на верхнюю мантию. Она демпфирует ее движения и перерабатывает в своей внутренней циркуляции материал литосферных плит, поступающий из зон субдукции.

Вместе с тем, плотностная и реологическая стратификация ФПЗ, инверсная природа ее границ в неоднородном температурном поле, низкая вязкость прослоев смешанных фаз создают благоприятные условия для широкого спектра явлений, вызванных движением плюмов. Это:

- смещение по вертикали фазовых границ в результате объемных изменений при фазовых трансформациях;
- вертикальные движения в мантии и литосфере над каналом тепломассопереноса;
- декомпрессионное выплавление базальтов в плюме и поднятие расплава в литосферу;
- прогрев литосферы и стимулирование гранитного магматизма в земной коре;
- изменение направления и структуры движений при возвратных фазовых превращениях в периоды остывания канала после прохождения плюма;
- компенсационные горизонтальные течения в переходной зоне и астеносфере;
- релаксация тепловых и плотностных неоднородностей в среде после прохождения плюма;
- циклическое повторение этой последовательности движений при подходе к разделу 670 км нового тела плюма в том же канале тепломассопереноса.

Воздействие плюма на литосферу

В процессе движения плюма через фазовую переходную зону мантии и астеносферу можно выделить стадии, различающиеся воздействием плюма на литосферу (рис. 36).

Стадия 1: плюм движется через раздел 670 км (рис. 36, А).

Прогрев плюмом основания переходной зоны (рис. 28, В) вызывает превращение части шпинелевого слоя в первовскитовую fazu (смещение нижней границы ФПЗ вверх). Это уменьшение объема вынуждает оседать вышележащие слои мантии и литосферу. Высота образовавшегося свода на границе 670 км (Δh_{670}) пропорциональна повышению температуры ΔT : $\Delta h_{670} = -(\Delta T / \rho g) \gamma$. При $\gamma = -3$ МПа/К и $\Delta T = 500$ К получаем $\Delta h_{670} = 40$ км.

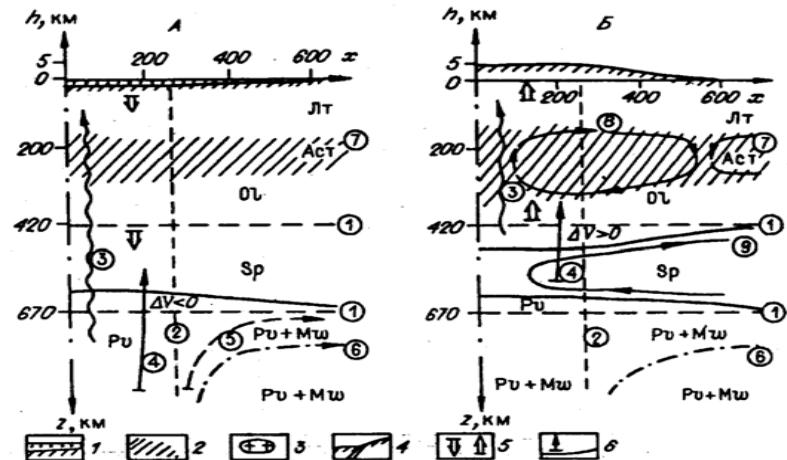


Рис. 36. Геодинамические процессы в верней мантии и литосфере, вызванные движением нижнемантийного плюма через фазовую переходную зону, по работе [Ладынин, 1993]

А – стадия 1: плюм у основания переходной зоны; В – стадия 2: плюм проходит верхнюю границу ФПЗ. Обозначения: 1 – земная поверхность и осадконакопление в прогибах; 2 – астеносфера; 3 – гранитные массивы в земной коре; 4 – глубинные разломы; 5 – направление движений верхней мантии и литосферы при фазовых трансформациях вблизи границ переходной зоны; 6 – смещение фазовых границ при остывании канала; цифрами в кружках показаны: 1 – разделы 420 и 670 км; 2 – условная граница канала тепломассопереноса; 3 – направление подъема базальтовых расплавов и флюидов; 4 – движение химического ядра плюма; 5 – движение теплового ореола плюма; 6 – условный контур теплового ореола; 7 – астеносфера; 8 – направление конвективных течений; 9 – направление компенсационных потоков; Lt – литосфера; Ol-α – фаза над разделом 420 км; Sp – шпинелевая γ-фаза в переходной зоне; Pv – перовскитовая фаза; Pv + Mw – перовскит-магнезиовоститтова фаза нижней мантии; ΔV – объемный эффект фазовых трансформаций.

Ось ординат – вдоль оси канала тепломассопереноса. Элементы структуры верхней мантии показаны в масштабе $\sim 10^{-7}$, рельеф и гранитные массивы – в масштабе $\sim 10^{-6}$.

Прогиб литосферы можно оценить по порядку величины, исходя из горизонтальных размеров плюма (рис. 35 в) и полученной высоты свода Δh_{670} в области плюма. Размеры прогиба литосферы d_L зависят, если не учитывать неоднородность литосферы, от глубины

источника (~700 км), диаметра теплового возмущения в основании ФПЗ d_{670} (~ 1000 км). Глубина прогиба земной поверхности над плюмом в основании ФПЗ составляет

$$\Delta h_H \sim (\Delta \rho_{670} / \rho_0) (d_{670} / d_L) \Delta h_{670}, \quad (67)$$

где $\Delta \rho_{670} = 0,4 \text{ г/см}^3$ – скачок плотности на границе 670 км, ρ_0 – плотность земной коры ($2,8 \text{ г/см}^3$). Получаем при $d_L = 2000 \text{ км}$ значение $\Delta h \sim 1 \text{ км}$. Такое прогибание земной поверхности ведет к пепнепленизации горного рельефа, грантгрессии и осадконакоплению на низменных территориях.

Перейти границу 670 км, в переходную зону плюм может, если преодолеет два барьера:

- а) отрицательную плавучесть образовавшегося свода;
- б) плотностной скачок химической природы на границе.

Для этого плотность материала в теле плюма должна быть меньше плотности шпинелевой фазы, а высота этого тела в канале должна превышать значение

$$\Delta H_n \sim \Delta \rho_{670} \Delta h_{670} / \Delta \rho_n, \quad (68)$$

где $\Delta \rho_{pl} = \rho_{pl} - \rho_{hm}$ – аномальная плотность тела плюма по сравнению с плотностью нижней мантии под разделом 670 км,

$\Delta \rho_n = -0,2 \text{ г/см}^3$. Получаем $\Delta H_{pl} = 80 \text{ км}$. Такую высоту может иметь химическое ядро плюма, если оно имеет состав, близкий к составу верней мантии. Плюм с меньшей высотой в переходную зону проникнуть не сможет, он будет растекаться под разделом 670 км. То же должно происходить с тепловым ореолом термохимического плюма любой высоты. Чтобы тепловой ореол плюма прошел в ФПЗ, его температура должна превышать T_n^1 .

$$T_n^1 = T_{670} + \Delta \rho_n / \alpha \rho_{hm}; \quad (69)$$

при $T_{670} = 2000 \text{ К}$, $\alpha = 2 \cdot 10^{-5} \text{ К}^{-1}$ получаем $T_n = 4000 \text{ К}$, что много больше температуры плавления вещества мантии на этой глубине. Так что тепловой ореол плюма раздел 670 км не проходит. Его растекание приводит к расширению прогиба литосферы над каналом тепломассопереноса на этой стадии эволюции плюма.

В голове плюма, поднимающегося в нижней мантии, происходит частичное плавление вследствие адиабатической декомпрессии (повышения температуры за счет падения давления) [Ribe, 1985; Ка-дик, Френкель, 1983].

По оценкам [Ohtani, 1983] температура солидуса (T_m) составляет в слое $D'' \sim 3900 \text{ К}$, а на глубине 700 км – ~ 2800 К, что примерно на 800 К выше адиабатической температуры [Stacey, Loper, 1983]. Наклон кривой Клапейрона плавления на глубине 700 км составляет 1,3 МПа/К. За счет декомпрессии эффективное нагревание вещества плюма – примерно 2,8 К/км, так что для достижения условий частичного плавления достаточно подъема плюма (с учетом кондуктивного теплообмена) на 100–150 км.

Время движения плюма через ФПЗ оценивается в ~ 10^7 лет, ее основание уже остывает, когда плюм достигает верхней границы.

Стадия 2: плюм проходит раздел 420 км (рис. 29, Б).

Движение плюма в переходной зоне не изучено из-за сложности задачи: плотностной и реологической стратификации; фазовых трансформаций в окружающей среде и в теле плюма, возбуждения плюмом в переходной зоне мелкомасштабной конвекции. Плюм свободно проходит через экзотермические ($\gamma > 0$) фазовые разделы (внутри ФПЗ и 420 км). Существенным изменением геометрии отдельного плюма на этой стадии может быть его растягивание конвекцией внутри переходной зоны.

Оценки [Ладынин, 1990] показывают, что тело плюма остывает за время движения в ФПЗ примерно на 100 К. Прогрев плюмом верхней границы ($\gamma = 5 \text{ МПа/К}$) на $\Delta T \approx 400\text{--}500 \text{ К}$ вызывает переход части шпинелевого слоя в α -фазу с увеличением удельного объема на 7–10 % и увеличение глубины границы на $\Delta h_{420} = -(\Delta T / \rho g) \gamma = 60\text{--}70 \text{ км}$. Вследствие этого поднимается вышележащая мантия и земная кора. Размер поднятия d_k определяется глубиной источника (~ 450 км), горизонтальным размером плюма на уровне верхней фазовой границы (~ 1000 км); неоднородность литосферы по плотности, прочности, распределению разломов может менять форму и размеры поднятия, но это пока оставим без внимания. Можно положить $d_k \approx (1\text{--}2) \cdot 10^3 \text{ км}$. Высота поднятия

$$\Delta h_B \sim (\Delta \rho_{420} / \rho_0) (d_{420} / d_k) \Delta h_{420}, \quad (70)$$

что составляет 3–5 км. В случае литосферной плиты недвигающейся относительно плюма это поднятие возникает на месте прогиба, который возник при прохождении плюмом нижней фазовой границы. От него по периферии поднятия должны оставаться компенсационные прогибы, так как в рассматриваемом процессе принимает участие изостатическое регулирование.

Когда плюм прошел основание переходной зоны, включаются совместно действующие два механизма выравнивания плотностных и тепловых неоднородностей:

а) растекание свода, чему способствуют субгоризонтальные течения в низковязких прослоях смешанных фаз;

б) возвратные фазовые превращения при остывании канала с увеличением объема в окрестности раздела 670 км, что ведет к медленному поднятию литосферы в области, превышающей по ширине область первичного прогиба.

При частичном плавлении плюма в переходной зоне источником базальтовой магмы является осевая апикальная часть тела плюма [Davies, 1990]. Поэтому изотопный состав гелия, аргона и редкоземельных элементов в базальтах горячих точек (океанические острова и платобазальты континентов) считается близким к нижнемантийным их пропорциям [Davies, 1990; Озима, 1990]. Возможен процесс частичного плавления в мантии над вершиной плюма вследствие выделения тепла экзотермической фазовой реакцией в нем при давлениях, соответствующих уровню 670 км. Это ведет к смешиванию базальтовых магм плюма с магмой из переходной зоны.

Фазовые превращения шпинелевых структур в α -оливин идут (в плюме тоже) с поглощением тепла, поэтому в верхней части переходной зоны снижается интенсивность частичного плавления в плюме, а тем более – в среде.

Таким образом, в описываемом сценарии глубинный базальтовый магматизм проявляется на стадии начального прогибания, но затухает в начале орогенного этапа, как это действительно произошло в складчатых областях [Обуэн, 1967].

Стадия 3: плюм в астеносфере (рис. 37).

Под тепловым воздействием плюма астеносфера разрастается сначала снизу, а затем сверху, за счет тепловой эрозии литосферы [Артюшков, 1993]. Этот процесс также называют деламинацией – разложением вещества литосферной мантии на базальты, подни-

мающиеся в земную кору, и эклогиты, погружающиеся в мантию [Артюшков, 1993; Kay, Kay, 1993].

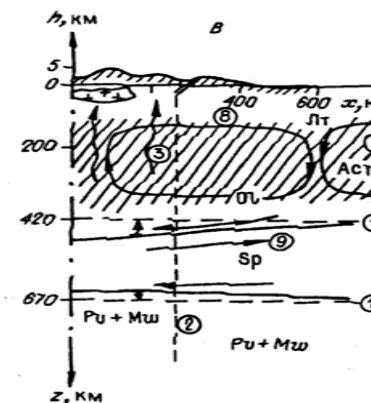


Рис. 37. Продолжение рис. 36 в) диапир у основания литосферы. Обозначения те же

В астеносфере стимулируется конвекция, способствующая дифференциальным движениям плит литосферы. В астеносфере плюм должен иметь в 2–3 раза большие размеры, чем в нижней мантии, т. е. $> 10^3$ км, тогда его движение является элементом конвективной структуры верхней мантии. Этот плюм может

рождать в литосфере вторичные астеносферные плюмы много меньших размеров [Добрецов и др., 2000]. Плюмы в верхней мантии способствуют конвекции, но сами смещаются конвективными течениями. Это обнаружено по распределению скоростей в сейсмомагнитографических моделях верхней мантии [Zhang, Tanimoto, 1993] и в результатах математического моделирования взаимодействия плюмов с конвекцией [Добрецов и др., 2003]. Совмещение в плане базальтовых плато, океанических вулканов с горячими точками (плюмами из нижней мантии) указывает на то, что больших регулярных отклонений плюма верхнемантийной конвекцией не происходит, и нижнемантийный канал тепломассопереноса в общем продолжается в верхней мантии.

Разрастанием астеносферы в горячей зоне обусловлены:

а) интенсификация конвективного теплообмена, увеличение скорости конвективных течений;

б) довольно быстрое (за $\sim 10^7$ лет) формирование теплового ореола плюма в литосфере, уменьшение ее прочности и формирование складчато-глыбовых структур в земной коре под совместным действием мантийных массопотоков и движений плит;

в) фазовые переходы в основании коры, переходом базальта в эклогит с увеличением плотности на $\sim 15\%$ на глубинах 50–60 км при температурах 600–700 °С [Артюшков, 1993], деламинацию литосферы с интенсификацией конвекции [Kay, Kay, 1993].

Это приводит к резкой дифференциации земной коры над горячей зоной мантии на прогибы и компенсационные поднятия.

В осевой части верхнемантийной горячей зоны в земную кору мигрируют базальтовые магмы, образовавшиеся вследствие декомпрессионного плавления в теле плюма и деламинации нижней части литосфера. Следствием прогрева литосферы является становление гранитных массивов.

Стадия 4: стабилизация, выравнивание неоднородностей.

После прохождения плюма на всех уровнях мантии и литосферы происходит выравнивание тепловых и плотностных неоднородностей. Стабилизация вблизи раздела 670 км рассматривалась выше. Динамика верхней части переходной зоны при остывании канала тепломассопереноса включает те же процессы: расплазжение плотностных неоднородностей, диффузию тепла, возвратные фазовые трансформации с соответствующими объемными эффектами, изменение положения по глубине фазовых границ и вертикальные смещения вышележащих слоев мантии и литосферы, изменение структуры конвективных течений в астеносфере. Положительный наклон кривых Клапейрона фазовых равновесий в верхней части переходной зоны определяет иное, чем для раздела 670 км, направление движений. Сглаживание образовавшегося ранее рельефа на разделе 420 км приводит к опусканию литосферы, согласованным по направлению потоков конвективным и компенсационным течениям в переходной зоне и над ней, что ускоряет стабилизацию.

Этот цикл продолжительностью $\sim 10^7$ лет сменяется новым, началом которого является подход к разделу 670 км следующего тела нижнемантийного термохимического плюма.

Связанные с нижнемантийным плюмом явления в переходной зоне мантии, в астеносфере и литосфере в своей совокупности и последовательности, как видим, организуют комплекс тектономагматических событий, закономерности которых выявлены во всех геосинклинальных областях [Обуэн, 1967]. Специфика конкретных реализаций этого механизма определяется структурой литосферы (толщиной и ее латеральными вариациями, составом и мощностью земной коры), тепловым состоянием, скоростью движения плит над горячей зоной и последовательностью сменяющихся над ней структур, ориентировкой элементов внутренней структуры литосферы относительно направления движения. Для каждой из конфигураций

нужна специальная постановка задач геодинамического моделирования. В литературе имеются материалы по широкому спектру таких моделей. Пример такой эволюции литосферы Монголо-Байкальской горной области и Байкальской рифтовой зоны обсужден в работах [Ладынин, 1989, 1990]

Роль верхнемантийной конвекции

Структурообразующая роль конвекции различна в океанических и континентальных областях, а в зонах спрединга значение восходящего потока конвекции является основным.

Литосфера океанов отличается довольно простой структурой, в которой выделяются океанические рифтовые хребты, обязаные своим развитием восходящему потоку верхнемантийной конвекции (над горячей зоной нижнемантийного канала тепломассопереноса). Здесь могут действовать две причины поднятия хребтов: изостатическое регулирование (поднятие участков низкоплотной мантии) и инерция (напор) восходящего конвективного потока.

Можно показать, что эффект инерции потока незначителен. По порядку величины его можно оценить так. Произведение скорости потока v_K на массу элемента объема мантии m_V , деленное на характерное время восходящего движения этого объема t_V , дает силу, которая уравновешивается поднятием элемента рельефа с плотностью σ_0 и тем же сечением по горизонтали S , что и поднимающийся объем V , на высоту h в гравитационном поле g . Вычислим h :

$$h = m_V v_K / t_V S \sigma_0 g \quad (71)$$

Так как $m_V / S = \sigma_m H$ (σ_m – плотность верхней мантии, H – высота конвективной ячейки), а $t_V \sim H / v_K$, имеем

$$h \sim v_K^2 / g. \quad (72)$$

Для условий Срединно-атлантического хребта ($v_K = 2$ см/год $\approx 10^{-9}$ м/с) положим $\sigma_m \sim \sigma_0 = 3 \cdot 10^3$ кг/м³, $H = 3 \cdot 10^5$ м. При этих значениях имеем $t_V \sim 3 \cdot 10^{14}$ с (10^7 лет), что совпадает с оценками для различных моделей конвекции. Получаем $h \sim 10^{-17}$ м. Это пренебрежимо малая величина. Структура рельефа океанического хребта, таким образом, создается за счет всплыния нагретого и низкоплотного

материала верхней мантии в гравитационном поле по принципу изостатического регулирования.

Выше были приведены данные и соображения ряда исследователей о значительной роли конвекции в перемещении литосферных плит. Непосредственное влияние конвекции на структуру литосферы внутри плит обнаруживается в изменении ее теплового поля и, следовательно, толщины литосферы. Строение земной коры в океанических областях с конвекцией не связано. Еще меньше ее влияние на внутреннюю структуру континентальной литосферы и земной коры.

Имеется обратное влияние литосферы на структуру конвекции. Большие неоднородности в структуре литосферы областей континентальных окраин и в некоторых внутриконтинентальных областях (корни древних щитов) в определенной мере влияют на геометрию конвективных ячеек [Тычков, 1986; Трубицын и др., 1993].

Причина малого влияния конвекции на внутреннюю структуру литосферы (за исключением тепловых эффектов) заключается в том, что конвекция в динамическом отношении слабый процесс. Она возникает и существует как способ отвода тепла из глубоких недр верхней мантии к земной поверхности. В различных моделях конвекции [Davies, 1977; Трубицын и др., 1984; Тычков и др., 1999 и др.] обычно рассматривается ее мягкое возбуждение, когда градиент температуры ΔT и число Релея Ra превышают критические значения. Число Релея:

$$Ra = \rho g \alpha \Delta T H^3 / a \eta, \quad (73)$$

где ρ – средняя плотность верхней мантии в слое толщиной H ; g – гравитационное ускорение; α – коэффициент теплового расширения; a – коэффициент температуропроводности ($a = \lambda / \rho C_p$; λ – коэффициент теплопроводности, C_p – теплоемкость при постоянном давлении); η – динамическая вязкость. В безразмерном комплексе Ra в числителе – величины, способствующие конвекции, главной из которых является разность температур в основании и на поверхности слоя ΔT , в знаменателе – величины, препятствующие конвекции (температуропроводность и вязкость). Критические значения этого числа Ra_K различны в разных условиях (моделях).

Критическое значение Ra_K для начала конвекции зависит от геометрии конвектирующей области; оно равно 550 для кубического резервуара, около 1500 для плоского бесконечного слоя и около 2000 для сферического слоя [Davies, 1977; Зоненшайн, Савостин, 1979]. Кроме того, имеется зависимость от условий на границах области (в математическом моделировании) и от волнового числа основной моды конвекции [Добрецов и др., 2000]. При значениях $Ra < Ra_K$ конвекции нет. Она возникает при $Ra \geq Ra_K$ сначала в энергетически экономной форме валов, которая, если не обеспечивает эффективный вынос тепла, переходит в ячеистую конвекцию Бенара, а затем в турбулентный режим движений. Режим течений характеризуется числом Рейнольдса

$$Re = vH / \nu, \quad (74)$$

где v – скорость течения; H – толщина конвектирующего слоя; ν – кинематическая вязкость, $\nu = \eta / \rho$. Это число соотносит силы инерции потока и вязкого трения. Большие значения (большая скорость и/или низкая вязкость) соответствуют турбулентному течению, малые – ламинарной валиковой конвекции. Для мантии характерны малые значения Re ($\sim 10^{-20} - 10^{-22}$), так что турбулентные движения невозможны (точнее – они могли бы происходить при очень большой разности температур, когда $Ra \geq 10^8$).

Тепловая эффективность конвекции характеризуется числом Нуссельта

$$Nu = a H / \lambda, \quad (75)$$

которое соотносит теплоотдачу конвекцией (a – коэффициент теплоотдачи) с теплопроводностью (λ). В реальных физических условиях верхней мантии конвективный теплоперенос в 6–7 раз эффективнее кондуктивного, $Nu \approx 7$ [Ладынин, Тычков, 1982].

Валиковые течения, как показали эксперименты на модели горизонтального слоя, подогреваемого снизу, даже при небольшой надkritичности (значений $Ra - Ra_K$), не является строго периодическим. С ростом числа Рэлея (или ΔT) происходит качественное изменение установившихся пространственных форм течения. Спектр длин волн становится шире, валы трансформируются, разделяются и сливаются в продольном направлении. Эти проявления неустой-

чивости процесса свидетельствуют о том, что конвекция легко подстраивается под изменяющиеся внешние условия. Поэтому ее воздействие на эти условия минимально.

Ячейки верхнемантийной конвекции по теоретическим оценкам для бесконечного горизонтального слоя должны иметь горизонтальные размеры порядка $3H$, т. е. 10^3 км. Такая конвекция не могла бы способствовать движению больших плит, размеры которых на порядок больше. Однако, есть много факторов, которые увеличивают размеры ячеек. Это:

а) боковой нагрев (плюмы) или охлаждение (литосферные плиты в зонах субдукции);

б) резкие изменения толщины литосферы в пределах плит на границах континентов и океанов;

в) подстраивание конвективных структур в верхней мантии под расположение нижнemanтийных плюмов в области переходной зоны. Конвекция под континентальной литосферой приводит к значительно большему смещению плюмов, чем под океанами [Тычков и др., 1998].

Увеличение по этим причинам размеров ячеек на порядок и больше установлено в многочисленных моделях верхнемантийной конвекции [Albarede, van der Hilst, 2002; Conrad, Hager, 2001 и др.].

Конвекция проявляется в изменениях плотности теплового потока через земную поверхность, и при корректном учете генерации тепла в земной коре может быть оценена составляющая теплового потока за счет выноса тепла из мантии конвекцией. Другой эффект конвекции связан с пространственными вариациями плотности пород. В восходящем потоке $\Delta\rho = \Delta\rho \alpha \Delta T \approx -0,04$ г/см³ (здесь α – коэффициент теплового расширения). Такая плотностная неоднородность может создавать отрицательные гравитационные аномалии ~ 10 мГл. Под литосферой в зонах восходящих потоков могут существовать линзы вещества с повышенной на 100–200 °С температурой и размерами по латерали 200–300 км и по вертикали ~ 50 км. Эта неоднородность проявляется в латеральной изменчивости скоростей сейсмических волн, добротности, электропроводности верхней мантии и может быть обнаружена геофизическими методами.

Глава 7

РЕЗУЛЬТАТЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОФИЗИКИ В ИССЛЕДОВАНИИ ЛИТОСФЕРЫ СИБИРИ (ОБЗОР)

Материалы этой главы, в отличие от других, не содержат существенного обоснования и анализа. Они предназначены для выбора студентами тем для самостоятельной работы в форме составления рефератов привлекших их внимание публикаций, содержащих результаты региональных геофизических исследований. Это краткий обзор результатов исследований по основным разделам региональной геофизики Сибири, своего рода путеводитель для студентов, помогающий выбрать публикации для самостоятельного изучения, реферирования с оценкой обоснования постановки задачи и надежности результатов.

7.1. Строение земной коры и верхней мантии Сибири

В исследованиях строения земной коры повсеместно ведущую роль играют сейсмические методы – ГСЗ и структурная сейсмология. Недра Сибири методом ГСЗ изучены много подробнее и на большую глубину, чем в других регионах мира, исключая Европу и Японию. Большое число длинных профилей ГСЗ получено с помощью ядерных взрывов в качестве источников сейсмических волн. Большая энергия взрывов позволила исследовать литосферу на всю ее толщину, а по отдельным профилям вплоть до нижней границы фазовой переходной зоны [Исследование..., 1980]. Сведения об этих результатах можно найти в работе [Основные..., 1990].

Наиболее четко в литосфере поверхность Мохо. Погрешность определения глубины этой границы около 2 км. Граничная скорость продольных волн на разделе Мохо определяется с погрешностью 0,1–0,15 км/с [Недра Байкала..., 1993]. На таком же уровне находится точность всех других исследований методом ГСЗ в Сибири, включая длинные профили [Егоркин и др., 1984].

Результаты исследований литосферы методом ГСЗ представляются в виде профилей разной протяженности и в виде сводных карт

по отдельным территориям. На рис. 38 приведен разрез литосфера по профилю Атлантика – Сибирь [], на рис. 39 – профиль ГСЗ через Платформенные области Сибири [Егоркин и др., 1984.]

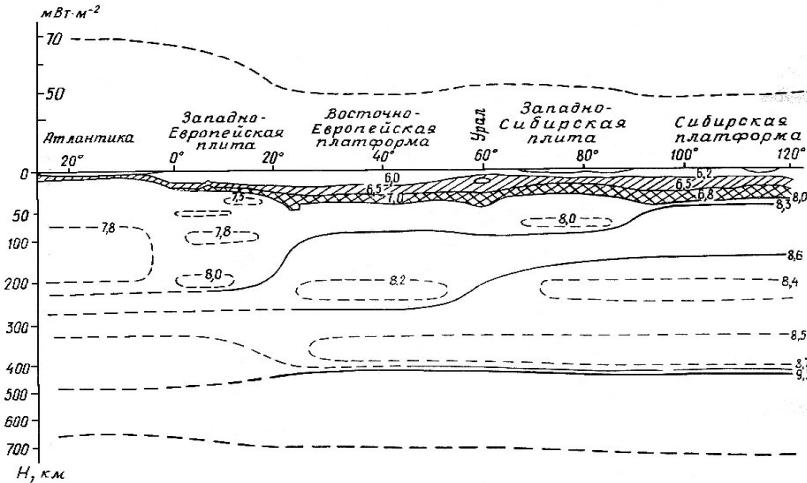


Рис. 38. Строение литосферы по профилю ГСЗ Атлантика – Сибирь по материалам [Глубинное строение..., 1991]

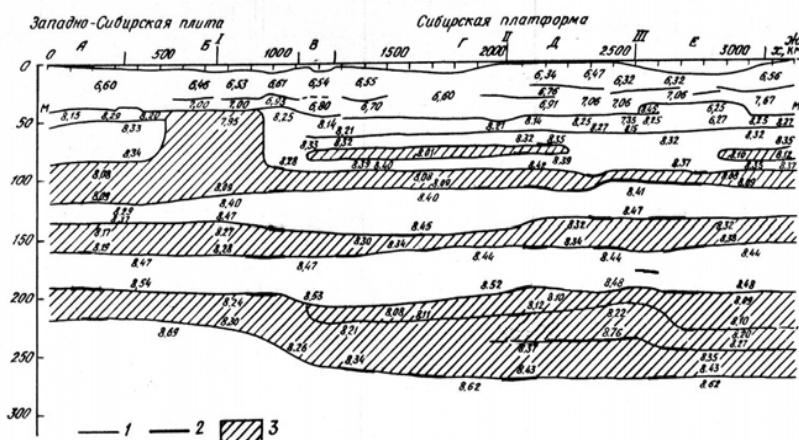


Рис. 39. Структура земной коры и верхней мантии по профилю ГСЗ [Егоркин и др., 1984]. Обозначения: 1, 2 – границы по преломленным и отраженным волнам, 3 – зоны пониженных скоростей

Более детально строение земной коры демонстрирует профиль ГСЗ Ханты-Мансийск–Кова через область сочленения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы (рис. 40) по материалам С. В. Крылова и др. [Глубинные сейсмические ..., 1970]

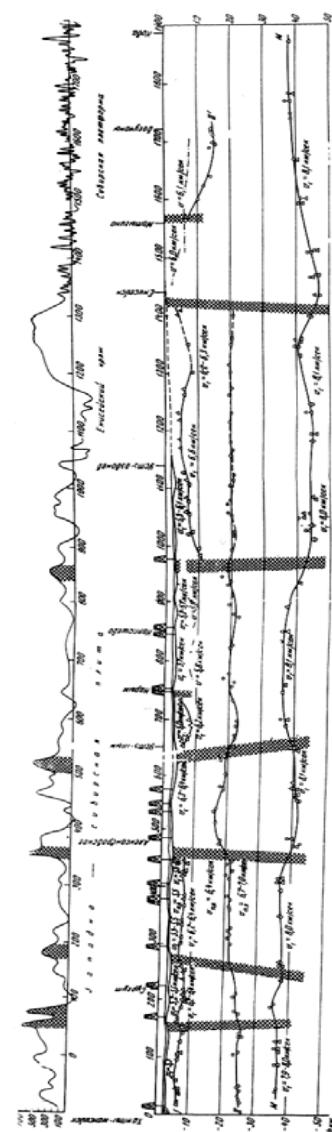


Рис. 40. Разрез земной коры по профилю ГСЗ Ханты-Мансийск – Кова [Глубинные сейсмические ..., 1970]

Обозначения: 1, 2, 3 – глубины по преломленным (1), отраженным (2) и обменным (3) волнам; 4 – изодинами скорости по рефрагированным волнам; 5 – сейсмические границы; 6 – предполагаемые разломы; 7 – линейные аномалии на графике T_a ; Ф – поверхность фундамента плиты; I, II – границы в коре; М – подошва земной коры

Глубинные разломы на профиле ГСЗ выделялись, главным образом, по признаку локальной потери корреляции волн; почти все разломы находят отражение в аномальном магнитном поле в виде линейных максимумов, секущих профиль.

В земной коре платформенных областей Сибири наблюдается характерная приуроченность поднятий фундамента и особенно границы II погружению границы М и наоборот, часто впадинам фундамента и отрицательным структурам на внутрикоровых границах соответствуют поднятия по границе Мохо. На всех границах имеются скачки плотности, пропорциональные изменению скорости, и указанное явление связано с изостатическим регулированием внутрикоровых неоднородностей рельефом Мохо.

Соответственно главным источникам информации о глубине поверхности Мохо – данным ГСЗ, сейсмологии, комплексу данных об аномальном гравитационном поле и изостазии литосферы – имеется три типа карт рельефа Мохо.

В одном – используются в основном сейсмические данные. Пример – «Карта структуры и граничных скоростей поверхности Мохоровичича территории СССР», составленная Б. В. Ермаковым и др. в 1984 г. во ВНИИГеофизики. Но для регионов Южной Сибири и Дальнего Востока, где данных ГСЗ и сейсмологии очень мало, авторы использовали корреляцию H_M с аномалиями Буге, хотя для интерполяции между профилями ГСЗ в других регионах этот метод не применялся.

Другой тип карт рельефа Мохо основан на принципе изостазии и базовой информации ГСЗ (по имеющейся редкой сети профилей). Такая методика использована для изучения строения земной коры Сибири исследователями из СНИИГГиМС под руководством В. С. Суркова (рис. 41) [Мегакомплексы..., 1986; 1987; 1988]. Помимо рельефа Мохо, по этой методике была построена плотностная модель нижней коры, а для моделирования ее верхней части использовались аномалии Буге после исключения эффектов неоднородностей нижней коры и рельефа Мохо.



Рис. 38 Карта поверхности Мохо территории Сибири, по В. С. Суркову и др. Обозначение: 1 – изогипсы H_M

Еще один тип карт рельефа Мохо, основанных на интерпретации гравитационных аномалий или использующих корреляцию H_M с аномалиями Буге по небольшому объему данных ГСЗ или сейсмологических, имеет сейчас лишь историческое значение, так как в них закладывались слишком простые модели земной коры [Фотиади, Ладынин, 1974 и др.].

Качество построенных карт можно оценить путем их сравнения. Наибольшие расхождения в глубинах раздела Мохо отмечены в Хатангской впадине (до 12–17 км); расхождения до 5–7 км имеются в юго-западной части Западно-Сибирской плиты, в некоторых районах Восточной Сибири [Основные..., 1990]. Возможны три причины таких различий: погрешности сейсмических построений (они выявляются на пересечениях профилей ГСЗ); нарушения изостазии; плотностная неоднородность верхней мантии. Последние две причины влияют на оценки H_M на основе изостатической модели [Там же]. Такие отклонения от изостазии имеются в районе Хатангского прогиба и плато Пutorана [Ладынин, 1977]. В ряде районов Восточной Сибири, как следует из данных ГСЗ [Суворов, 1993], граничная скорость на разделе Мохо повышена до 8,7 км/с. На те же 8–10 % должна быть повышена и плотность. Это согласуется с оценками плотностной неоднородности верхней мантии на территории Сибири [Ладынин, 1973].

Другая надежно выделяемая граница в земной коре – поверхность фундамента (граница Φ). Сравнение глубины этой границы по материалам ГСЗ с данными бурения (на территории Западно-Сибирской плиты это граница доюрского фундамента) показало, что погрешность оценки положения фундамента по глубине методом ГСЗ не превышает 3 % (при средней глубине 3 км это $\pm 0,1$ км) [Крылов, Суворов, 1974].

Данных ГСЗ пока недостаточно для описания с необходимой детальностью структуры фундамента. В Сибири их совсем не было, когда в 60-х годах прошлого века началось широкое изучение строения фундамента Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы с целью выявления перспектив этих территорий на обнаружение месторождений нефти и газа. Для составления карт поверхности фундамента и его тектонической зональности, блоковой структуры и распределения магматических пород разного состава, выходящих на поверхность фундамента, привлекались единствен-

ные имевшиеся в то время из геофизических материалов данные региональных гравиметрических и аэромагнитных съемок. Критический анализ различных карт фундамента плит Сибири и новые данные о структуре фундамента содержатся в трех монографиях группы исследователей из СНИИГГиМСа во главе с В. С. Сурковым [Мегакомплексы..., 1986; 1987; 1988].

Внутренняя структура консолидированной или кристаллической коры (так называют часть земной коры между поверхностью фундамента и разделом Мохо) включает латеральную неоднородность и блоковую структуру в верхней части, о чем сказано выше, и преобладание слоистости в нижней части.

Часто внутри коры выделяется граница Конрада, которая разделяет гранитный слой со скоростями v_p 6,3–6,4 км/с и базальтовый со скоростями продольных волн 6,7–7,1 км/с. Не всегда эта граница бывает единственной, часто эти слои разделяет не одна граница (см. рис. 6). (По этим причинам специалисты предпочитают не использовать это название границы).

Неоднократно публиковались сводки результатов исследований строения земной коры методом ГСЗ. Имеются сводки по территории СССР И. С. Вольвовского и Б. С. Вольвовского [1975], Ю. А. Бурмакова, Л. П. Винника и др. [Структура..., 1988], Б. С. Вольвовского [1991], группы исследователей под руководством В. В. Белоусова [Глубинное строение территории..., 1991]; по океанам – Ю. П. Непрочнова [Непрочнов, 1976]. В работе Н. Н. Пузырева [1997] анализируются результаты региональных исследований земной коры разными сейсмическими методами по многим регионам мира, прежде всего, по Сибири. Как уже упоминалось, территория Сибири исследована методом ГСЗ по системе длинных профилей с использованием в качестве источников колебаний ядерных взрывов; результаты представлены в работе [Исследование..., 1980]. Исследования методом ГСЗ земной коры и верхней мантии Якутской кимберлитовой провинции обсуждаются в работе В. Д. Суворова [1993] и в книге [Детальные..., 1993]. По Байкальской рифтовой зоне имеется много публикаций, из них наиболее известны работы С. В. Крылова с сотрудниками [Недра Байкала..., 1981; Детальные..., 1993]. О глубинном строении и динамики Байкальского рифта речь пойдет ниже.

Результаты комплексных геофизических исследований строения земной коры и верхней мантии изложены в работах: по территории Сибири и сопредельных регионов [Основные..., 1990; Структура..., 1985; Мегакомплексы..., 1986; 1987; 1988; Фотиади, Ладынин, 1974; Тектоника..., 1973; Зорин и др., 1982].

Как отмечалось выше, нижняя граница литосфера (с астеносферой) выделяется по значительному изменению физических свойств вещества верхней мантии в температурных условиях, соответствующих началу частичного плавления.

Стабильность тектонического режима в обстановке сжатия и отсутствие или высокая вязкость астеносферы обеспечивают длительное существование неуравновешенного рельефа (как правило, среднегорного); такими районами являются северная часть Алтай-Саянской области (Кунецкий Алатау, Горная Шория, Кузнецкий прогиб и Минусинские впадины), а также Енисейский кряж. Характеристики изостазии новейших структур Сибири дана в работе [Ладынин, 1977]. Проанализированы распределение изостатические аномалии Δg_i по отношению к новейшей структуре и рельефу фундамента, параметров недокомпенсации θ_1 и региональной перегрузки θ_2 , коэффициент корреляции r аномалий Δg_i с изостатической поправкой и некомпенсированная часть рельефа Δh .

Отмечается тенденция к недокомпенсации новейших структур Сибири, особенно значительная в Алтай-Саянской области, Верхоянском хребте, Байкальской рифтовой зоне. Для платформенных областей и Забайкалья используемые параметры неустойчивы.

7.2. Структура и динамика литосферы Байкальской рифтовой зоны

Байкальская рифтовая зона является одним из наиболее важных в геодинамическом отношении регионов мира. Она расположена в пограничной области между древней Сибирской платформой и мезозойской Байкало-Монгольской горной областью. Это яркий образец континентального рифта, имеющий, однако некоторые общие черты с океаническими рифтами. Происхождение и развитие Байкальского рифта имеет особенности, свойственные как активному, так и пассивному рифтингу [Грачев, 1987; Зорин, 1971, Зорин, Тутуанов, 2005; Фотиади и др., 1984; Ладынин, 1993 и др.].

Низкоскоростная зона в мантии под Байкалом обнаружена по данным ГСЗ (см. рис. 6 и 7) [Недра Байкала, 1981; Глубинное..., 1974 и др.], а также сейсмическим просвечиванием волнами удаленных землетрясений (см. рис. 4) [Крылов, Крылова, 1982; Рогожина, Кожевников, 1981].

В случае активного рифтинга тектонические движения являются изостатическими [Зорин, 1971], во втором – они идут в направлении нарушения изостазии [Ладынин, 1977 и др.]. В первой гипотезе требуется наличие под Байкалом крупной зоны прогретой мантии, но этому противоречит локальный характер тепловой аномалии в пределах озера, главным образом, Южной впадины [Лысак, Зорин, 1976]. Крупная аномалия теплового потока отмечается в южной части Забайкалья и в Монголии (см. рис. 9) [Дучков и др., 1999].

Байкальский рифт находится на границе Сибирского кратона и мезозойской Байкальской горной области, где проявился эффект дифференциального движения плит Азии; это согласуется с гипотезой пассивного рифтинга [Логачев, 2003; Лобковский и др., 2004; Molnar, Tapponier, 1975]. В глубинном строении земной коры больших отличий от Сибирской платформы не обнаружено [Недра Байкала, 1981; Суворов и др., 1999]. Байкальская рифтовая зона в скоростной структуре земной коры региона проявляется только в верхнем 20-км этаже коры [Суворов и др., 1999]. Глубина раздела Мохо под Байкальским рифтом (38–42 км) мало отличается от ее глубины на Сибирской платформе (36–45 км). Непосредственно под озером Байкал в самом глубоком месте, где толщина осадков достигает 8–9 км, минимальная толщина земной коры равна 34 км. Это значит, что в рельфе Мохо нет необходимого по высоте выступа границы Мохо (4 км) для компенсации недостатка масс во впадине Байкала [Основные..., 1990].

Толщина литосфера в Байкальской рифтовой зоне имеет разные оценки. По данным [Зорин и др., 1988], полученным из интерпретации остаточных гравитационных аномалий (после исключения влияния земной коры) с привлечением сейсмологических данных о скоростной неоднородности верхней мантии, толщина литосфера меняется в Бакальской рифтовой зоне и прилегающих районах в довольно широких пределах – порядка 50–200 км (рис. 39). Это наиболее детальная карта структуры литосферы региона. Авторы считают, что она соответствует данным о тепловом потоке [Там же].



Рис. 39. Карта толщины литосферы Байкало-Монгольской области [Зорин и др., 1988]

Как видим, толщина литосферы, под Сибирской платформой равная примерно 200 км, уменьшается под БРЗ зоной до значений менее 50 км. Астеносферу от земной коры под БРЗ отделяет слой толщиной менее 15 км.

Приведем карту теплового потока Байкальского региона из работы [Дучков и др., 1999] (рис. 40).

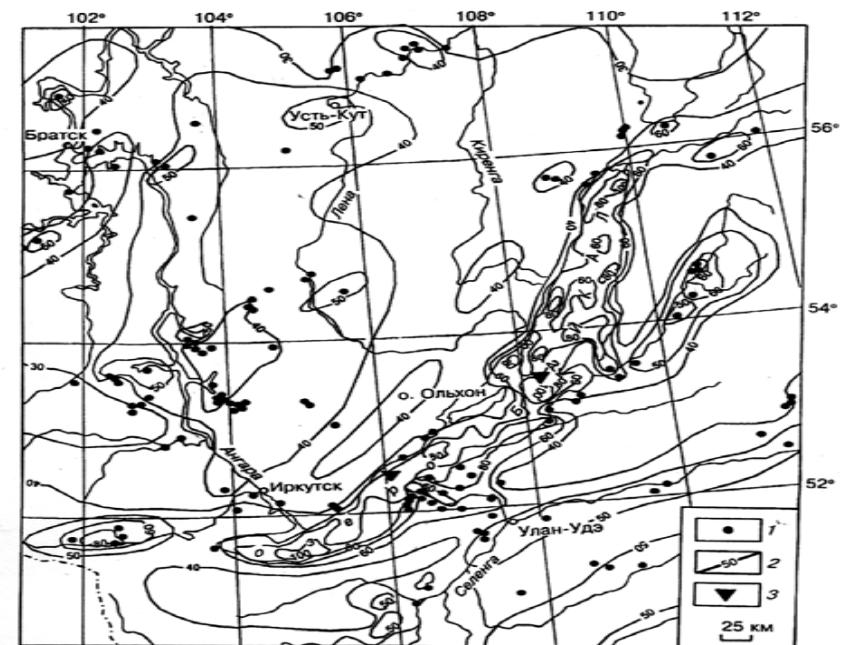


Рис. 40. Тепловой поток Байкальского региона [Дучков и др., 1999]
1 – пункты измерений на суше (в пределах Байкала не показаны);
2 – изолинии теплового потока, mBt/m^2 ; 3 – скважины на озере

Повышенный тепловой поток отмечается локально в рифтовых впадинах, до 80 – 100 мВт/м 2 . В районах ближнего Забайкалья, как и на Сибирской платформе, характерны значения 40 – 50 мВт/м 2 .

По этим данным оценена температура в земной коре. Ниже приводится карта температуры на глубине 40 км, практически на уровне границы Мохо (рис. 41).

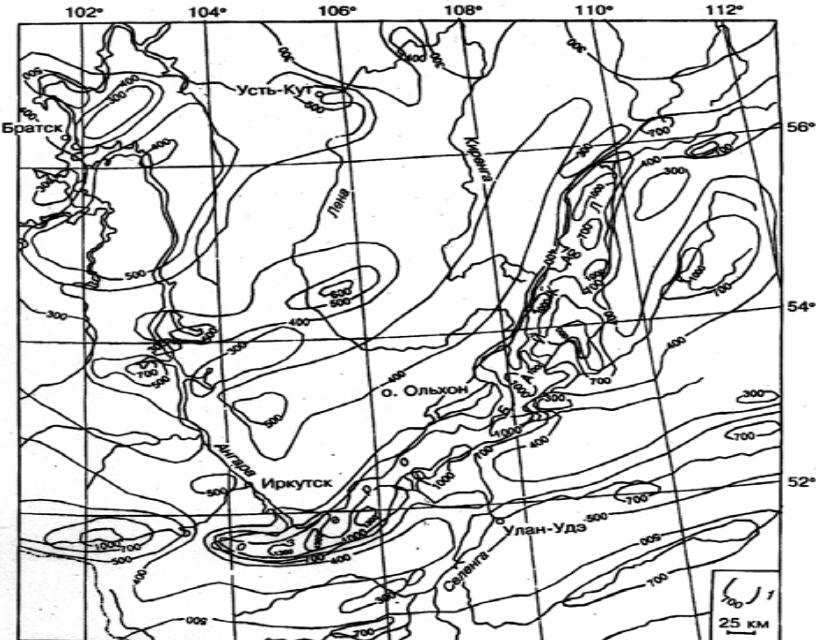


Рис. 41. Температура на глубине 40 км в Байкальском регионе [Дучков и др., 1999]. 1 – изолинии температуры в °С

Как видим, вокруг оз. Байкал в непосредственной близости от него имеют место обширные области с температурой 400 °С, что очень далеко до астеносферных температур порядка 1000 °С. Тепловые аномалии 1000 – 1300 °С локализуются в отдельных частях рифтовых впадин, и могут быть объяснены локальным прогревом магматическими массами в зонах разломов.

Исследование верхней мантии Байкальского региона методом локальной телесейсмической томографии выполнено И. Ю Кулаковым [1999]. Он применил оригинальную инверсионную схему томо-

графии. Регистрировались не времена пробега волн удаленных землетрясений на сейсмостанциях региона (их немного), а времена пробега волн Байкальских землетрясений на Мировой сети сейсмостанций. На рис. 42 приведена геодинамическая интерпретация результатов этого исследования по профилю, пересекающему южную часть оз. Байкал с запада на восток.

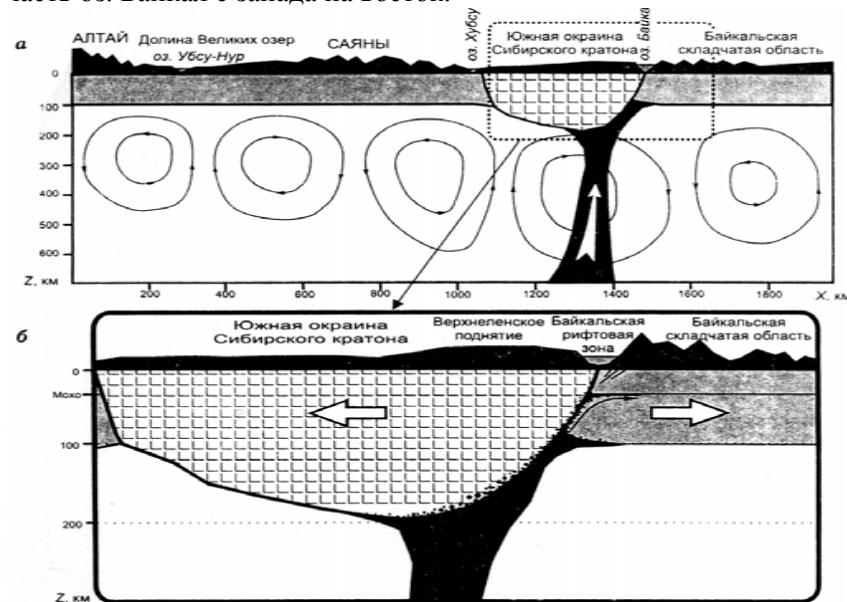


Рис. 42. Геодинамическая модель верхней мантии Алтай-Байкальского региона по данным сейсмической томографии [Кулаков, 1999]
а – модель конвективных течений (тонкие стрелки) и мантийного плюма (черное) под южной окраиной Сибирского кратона; б – более детальная ситуация в районе БРЗ. Показано проникновение вещества плюма вдоль контакта с образованием низкоскоростной зоны под которой. Стрелки – направления растяжения, обусловленного, вероятно, межплитными взаимодействиями

Конвективные ячейки, показанные на этом рисунке, в плане имеют вид субмеридиональных структур несколько неправильной формы, так что конвекция в верхней мантии региона относится к типу валов. Скоростные неоднородности, связанные с ней, имеют диапазон $\pm 5\%$ [Там же].

Эта модель подтверждает концепцию пассивного рифтинга.

Из исследования глубинных ксенолитов в щелочных базальтах [Litasov et al., 2002] также получены оценки толщины литосферы. Например, по Удоканскому базальтовому полю – 55 км, по базальтам юго-западной осевой части рифта (Тункинский район, Окинское поле) – 45–55 км. Вместе с тем, под Витимским полем на восточном фланге БРЗ, находящемся в том же структурном положении, что Удокан, толщина геохимической литосферы составляет 110 км.

Оценки толщины тепловой литосферы по геотермическим моделям на основе данных о тепловом потоке и по данным магнитотеллурического зондирования варьируют в широких пределах.

По электропроводности [Попов и др., 1991] толщина литосферы под Южным Байкалом составляет ~100 км, на севере – 60–70 км.

Локальные аномалии повышенного теплового потока во впадинах Байкала объясняются наличием под Байкалом зоны повышенной раздробленности (и проницаемости для флюидов) в разломах земной коры на глубинах ~20 км [Лысак, Зорин, 1976].

По оценкам А. Д. Дучкова и Л. С. Соколовой [Дучков, Соколова, 1986] толщина литосферы в Байкальской рифтовой зоне ~100 км по сравнению с ~200–250 км под Сибирским кратоном.

По данным сейсмической томографии мантии [Кулаков, 1998; Liu et al., 2004] на горизонтальных срезах 100 или 110 км под Байкальской рифтовой зоной нет аномалий пониженной скорости Р-волн; она появляется на глубине 200 и 220 км, где четко (на 6–7 %) различаются скорости под Байкалом и Сибирским кратоном. Толщина литосферы под БРЗ по этим данным составляет 120–150 км.

Неоднократно производилось математическое моделирование динамики Байкальского рифта. Такая работа выполнена, в частности, О. П. Полянским [Polyansky, 2002] для разных моделей по типам и ориентировке направлений горизонтального сжатия и растяжения. Все 4 модели соответствовали современным данным о структуре литосферы и в этом отношении были одинаковыми. Наилучшее соответствие данным GPS-измерений [Calais et al., 1998] современных движений участков земной поверхности было получено в модели M4 одновременного NE–SW растяжения и сжатия в направлении вдоль рифта. Эти сжимающие напряжения связаны с коллизией: с одной стороны – Евразийской и Североамериканской плит в районе хребта Черского, с другой – Евразийской и Индийской плит в Гималайском поясе.

Библиографический список:

- дополнительной литературы;
источников, на которые имеются ссылки;
публикаций для реферирования
- Айзекс Б. и др.** Сейсмология и новая глобальная тектоника / Б. Айзекс, Дж. Оливер, Л. Сайкс // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 133–179.
- Андерсон Д. Л.** Горячие точки, базальты и эволюция мантии // Современные проблемы геодинамики. М.: Мир, 1984, с. 197–217.
- Андерсон Д. Л., Дзивонски А. М.** Сейсмическая томография // В мире науки, 1984, № 12. 16–25.
- Андреев Б. А.** Геофизические методы в региональной структурной геологии. Л.: Госгеолтехиздат, 1960. 276 с.
- Арнольд В. И.** Теория катастроф. М.: Наука, 1990. 128 с.
- Артемьев М. Е.** Изостазия территории СССР. М.: Наука, 1975. 215 с.
- Артемьев М. Е., Кабан М. К., Чесноков Е. М.** Плотностные неоднородности мантии Земли по данным о глубинах ее свободной поверхности. Континентальные районы. Физика Земли, 1983, № 5. 3–11.
- Артюшков Е. В.** Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 450 с.
- Артюшков Е. В.** Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
- Балакина Л. М., Введенская А. В. и др** Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений /. М.: Наука, 1972. 210 с.
- Берч Ф.** Плотность и состав верхней мантии // Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир. 1972. С. 27–49.
- Ботт М.** Внутреннее строение Земли. М.: Мир, 1974. 373 с.
- Бугаевский Г. Н.** Сейсмические исследования неоднородностей мантии Земли. Киев: Наукова думка, 1978. 84 с.
- Ваньян Л. Л., Харин В. П.** Глубинные магнито-вариационные зондирования в Прибайкалье. // Региональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск: Наука, 1967. с. 184–193.
- Глубинное сейсмическое зондирование земной коры и верхов мантии в Байкальской рифтовой зоне /Н. Н. Пузырев, М. М. Мандельбаум, С. В. Крылов и др.** // Байкальский рифт, вып. 2. Новосибирск: Наука, 1974. 22–34.
- Глубинное строение и геодинамика литосферы.** Л.: Недра, 1987. 276 с.
- Глубинное строение территории СССР /В. В. Белоусов, Н. И. Павленкова, А. Е. Егоркин и др.** М.: Наука, 1991. 224 с.
- Голубев Г. С.** Геотермия Байкала. Нов-ск: Наука, 1982. 150 с.
- Гончаров М. А.** Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1979. 244 с.
- Грачев А. Ф.** Рифтовые зоны Земли. М.: Наука, 1987. 285 с.

- Детальные сейсмические исследования литосферы на *P*-и *S*-волнах / С. В. Крылов, Б. П. Мишенъкин, З. Р. Мишенъкина и др.** Новосибирск: Наука. 1993, 199 с.
- Добрецов Н. Л.** Периодичность геологических процессов и глубинная геодинамика. Геология и геофизика, 1994. Т. 35, № 5. 5–19.
- Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г., Кирдяшкин А. А.** Глубинная геодинамика. 2-е изд. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000, 409 с.
- Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г., Кирдяшкин А. А.** Параметры горячих точек и термохимических плюмов. Геология и геофизика. 2003. Т. 46, № 6. 589–602.
- Дучков А. Д. и др.** Тепловой поток и температурное поле Байкальского региона / А. Д. Дучков, С. В. Лысак, В. А. Голубев, Р. П. Дорофеева, Л. С. Соколова. Геология и геофизика, 1999. Т. 40, № 3. 287–303
- Дучков А. Д., Соколова Л. С.** Тепловой режим литосферы Сибири // Современная геодинамика литосферы Сибири. Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1986. С. 49–63.
- Егоркин А. В., Зюганов С. К., Чернышев Н. М.** Верхняя мантия Сибири // Геофизика. 27-й Межд. Геол. Конгр. М.: Наука, 1984. 17–42.
- Егоркин А. В., Зюганов С. К., Чернышев Н. М.** Результаты исследований структуры литосферы на профилях в Сибири. Геология и геофизика, 1988, № 3. 120–128.
- Жарков В. Н., Трубицын В. П.** Физика планетных недр. М.: Наука, 1980, 448 с.
- Захарова Т. Л., Ладынин А. В.** Структурно-тепловая неоднородность переходной зоны мантии по данным спутниковой гравиметрии (в пределах Азии). Геология и геофизика, 1990, № 8. С. 130–140.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И.** Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993, 192 с.
- Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А.** Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979, 311 с.
- Зорин Ю. А., Балк Т. В., Новоселова М. Р., Турутанов Е. Х.** Толщина литосферы под Монголо-Сибирской горной страной и сопредельными регионами. Физика Земли, 1988, № 7. 32–42.
- Зорин Ю. А., Турутанов Е. Х.** Плюмы и геодинамика Байкальской рифтовой зоны. Геология и геофизика, 2005. Т. 48, № 7. 685–699.
- Зорин Ю. А., Турутанов Е. Х.** Региональные изостатические аномалии силы тяжести и мантийные плюмы в южной части Восточной Сибири и в Центральной Монголии. Геология и геофизика, 2004. Т. 45, № 10. 1248–1258.
- Исследование литосферы на длинных профилях ГСЗ.** М.: Недра, 1980. 252 с.
- Кадик А. А., Френкель М. Я.** Декомпрессия пород коры и верхней мантии как механизм образования магм. М.: Наука, 1982. 120 с.
- Кирдяшкин А. А., Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г.** Термохимические плюмы. Геология и геофизика, 2004. Т. 45, № 9. 1057–1073.
- Клушин И. Г.** Комплексное применение геофизических методов для решения геологических задач. Л.: Недра, 1968. 311 с.
- Кокс А., Харт Р.** Тектоника плит. М.: Мир, 1989. 427 с.
- Крылов С. В., Крылова А. Л.** Телесейсмическое просвечивание мантии Земли в Байкальском регионе // Геофизические методы в региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1982, с. 35–49.
- Крылов С. В., Суворов В. Д.** Строение глубинных зон земной коры и верхов мантии в Западной Сибири // Строение земной коры и верхней мантии в Западной Сибири (по результатам глубинных сейсмических зондирований). Новосибирск: Наука, 1974. С. 25–29.
- Кулаков И. Ю.** Трехмерные сейсмические неоднородности под Байкальским регионом по данным локальной и телесейсмической томографии. Геология и геофизика, 1999. Т. 40, № 3. 317–331.
- Кулаков И. Ю., Тычков С. А., Кесельман С. И.** Трехмерная структура верхней мантии южного горного обрамления Сибирской платформы по данным телесейсмической томографии. Геология и геофизика, 1994, № 5. 31–48.
- Кулон Ж.** Разрастание океанического дна и дрейф материков. Л.: Недра, 1973, 232 с.
- Кутас Р. И.** Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры. Киев: Наукова Думка, 1978.
- Ладынин А. В.** Изостатическая характеристика новейших структур Сибири // Геофизические методы в познании земной коры в Сибири. Тр. СИИГГиМСа, вып. 249, 1977, с. 101–115.
- Ладынин А. В.** К вопросу о некорректности эволюционных моделей региональной геодинамики // Идея развития в геологии: вещественный и структурный аспекты. Новосибирск: Наука, 1990. С. 152–160.
- Ладынин А. В.** Мантийные процессы в формировании современной структуры литосферы Сибири // Современная геодинамика литосферы Сибири. Новосибирск, Наука, 1986. С. 6–35.
- Ладынин А. В.** Об эволюции аномальной области мантии в Монголо-Байкальском регионе. Геология и геофизика, 1989, № 6 С. 143–154.
- Ладынин А. В.** О роли мантийных процессов в новейшей активизации литосферы (на примере Монголо-Сибирского горного пояса). Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65, вып. 1. С. 3–13.
- Ладынин А. В.** Нижнemanтийный диапиризм как основа механизма формирования геосинклинальных структур. Геология и геофизика, 1993, № 8. С. 13–24.

- Ладынин А. В., Литвинов Э. М., Машенков С. П.** Оценка плотностной неоднородности верхней мантии под Атлантическим океаном по данным комплексных региональных геофизических исследований. Геология и геофизика, 1985, № 5. С. 93–103.
- Ладынин А. В., Тычков С. А.** О воздействии верхнемантийной конвекции на структуру и динамику континентальной литосферы // Геофизические методы в региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1982. С. 49–63.
- Ле Пишон К, Франшто Ж, Боннин.** Тектоника плит. М.: Мир, 1977, 288 с.
- Лобковский Л. И., Никишин А. М., Хайн В. Е.** Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 612 с.
- Логачев Н. Л.** История и геодинамика Байкальского рифта. Геология и геофизика, 2003. Т. 44, № 5. 391–406.
- Лысак С. В., Зорин Ю. А.** Геотермическое поле Байкальской рифтовой зоны. М.: Наука, 1976. 92 с.
- Мегакомплексы** и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты / Под ред. В. С. Суркова. М.: Недра, 1986. 149 с.
- Мегакомплексы** и глубинная структура земной коры нефтегазоносных провинций Сибирской платформы / Под ред. В. С. Суркова. М.: Недра, 1987. 204 с.
- Мегакомплексы** и глубинная структура земной коры Алтая-Саянской складчатой области / Под ред. В. С. Суркова. М.: Недра, 1988. 195 с.
- Недра Байкала** (по сейсмическим данным) / С. В. Крылов, М. М. Мандельбаум, Б. П. Мишенъкин и др. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1981, 105 с.
- Неоднородность** тектоносферы и развитие земной коры / В. В. Белогузов, В. Н. Шолпо, Г. И. Рейнер и др. М.: Недра, 1986. 231 с.
- Непрочнов Ю. П.** Сейсмические исследования в океане. М.: Наука, 1976. 178 с.
- Обуэн Ж.** Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. М.: Мир, 1967. 302 с.
- Озима М.** Глобальная эволюция Земли. М.: Мир, 1990. 165 с.
- Океанология. Геофизика океана. Т. 1. Геофизика океанского дна.** М.: Наука, 1979. 470 с.
- Океанология. Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика.** М.: Наука, 1979. 416 с.
- Основные черты структуры и динамики литосферы Сибири** по геолого-геофизическим данным / Э. Э. Фотиади, Т. Л. Захарова, А. В. Ладынин и др. Новосибирск: Наука, 1990. 117 с.
- Палеомагнитология.** Под ред. А. Н. Храмова. Л.: Недра, 1982. 312 с.
- Петролого-геофизическая модель переходной зоны мантии** / Кусков О. Л., Панферов А. Б., Фабричная О. Б. и др. // Планетная космогония и науки о Земле. М.: Наука, 1989, с. 140–173.
- Померанцева И. В., Мозженко А. Н.** Сейсмические исследования с аппаратурой «Земля». М.: Недра, 1977. 243 с.
- Попов А. М., Киселев А. Н., Лепина С. В.** Магнитотеллурические исследования в Прибайкалье, глубинное строение и механизмы рифтогенеза. Геология и геофизика, 1991, № 4. 108–116.
- Поспееев В. И. Михалевский В. И.** Электромагнитные данные об астеносфере в районах Сибирской платформы. Геология и геофизика, 1981, № 1. 153–157.
- Пузырев Н. Н.** Методы и объекты сейсмических исследований. Введение в общую сейсмологию. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГМ, 1997, 301 с.
- Пузырев Н. Н., Крылов С. В., Мишенъкин Б. П.** Методика реконструкционных глубинных сейсмических исследований. Новосибирск: Наука, 1975. 152 с.
- Рамберг Х.** Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Недра, 1985. 399 с.
- Рингвуд А. Е.** Состав и петрология мантии Земли. М.: Мир, 1981. 584 с.
- Рогожина В. А., Кожевников В. М.** Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск: Наука, 1981. 108 с.
- Романюк Т. В., Страхов В. Н.** Восстановление плотности земной коры и верхней мантии по данным ГСЗ и гравиметрии. Физика Земли, 1984, № 7. 64–80.
- Сорохтин О. Г., Ушаков С. А.** Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во МГУ, 1991, 466 с.
- Старostenko В. И., Костюкевич А. С., Козленко В. Г.** Комплексная интерпретация данных ГСЗ и гравиметрии. Физика Земли, 1988, № 4. 34–49.
- Старostenko В. И., Манукян А. Г., Заворотько А. Н.** Методика решения прямых задач гравиметрии и магнитометрии на шарообразных планетах. Киев: Наукова думка, 1986. 112 с.
- Стейси Ф.** Физика Земли. М.: Мир, 1972. 342 с.
- Страхов В. Н., Романюк Т. В.** Восстановление плотности земной коры и верхней мантии по данным ГСЗ и гравиметрии. Физика Земли, 1984, № 6. 44–63.
- Структура и эволюция земной коры Якутии** / Г. С. Гусев, А. Ф. Петров, Г. С. Фрадкин и др. М.: Наука, 1985. 248 с.
- Суворов В. Д.** Глубинные сейсмические исследования в Якутской кимберлитовой провинции. Новосибирск: Наука, 1993. 136 с.

Суворов В. Д. и др. Глубинные сейсмические исследования земной коры на юге Западно-Сибирской плиты / В. Д. Суворов, С. В. Крылов, А. Л. Рудницкий, А. Л. Крылова. Геология и геофизика, 1971, № 5. С. 110–117.

Суворов В. Д. и др. Земная кора и ее изостатическое состояние в Байкальской рифтовой зоне и сопредельных территориях по данным ГСЗ / В. Д. Суворов, З. Р. Мишенькина, Г. В. Петрик, И. Ф. Шелудько. Геология и геофизика, 1999, т. 40, № 3. С. 304–316.

Суворов В. Д., Сергеев В. Н. Особенности структуры доюрского основания на юге Западно-Сибирской плиты по данным площадных сейсмических зондирований. Геология и геофизика, 1981, № 3. С. 117–127.

Тектоника и эволюция земной коры Сибири // К. В. Боголепов, А. К. Башарин, Н. А. Берзин и др. Новосибирск: Наука, 1988. 175 с.

Тепловое поле недр Сибири / Дучков А.Д., Лысак А.Д., Балобаев В.Т. и др. Новосибирск: Наука, 1987, 196 с.

Теркотт Д., Шуберт Д. Геодинамика. Ч. 1. М.: Мир, 1985. 376 с; Ч. 2. М.: Мир, 1985, 360 с.

Трубицын В. П., Белавина Ю. Ф., Рыков В. В. Тепловое и механическое взаимодействие мантии с континентальной литосферой. Физика Земли, 1993, № 11. 3–15.

Тычков С. А. Конвекция под быстро движущейся плитой и ее проявление в тектонике платформенных областей. Геология и геофизика, 1982, № 3. С. 15–23.

Тычков С. А. Влияние кондуктивного слоя (литосферы) на структуру конвекции в мантии. Геология и геофизика, 1986, № 8. 67–76.

Тычков С. А., Рычкова Е. В., Василевский А. Н. Взаимодействие плюма и тепловой конвекции в верхней мантии под континентом. Геология и геофизика, 1998. Т. 39. 419–431.

Тычков С. А. и др., Тепловая конвекция в верхней мантии континентов и ее эффект в геофизических полях / С. А. Тычков, Е. В. Рычкова, А. Н. Василевский, В. В. Червов. Геология и геофизика, 1999. Т. 40, № 10. 1275–1290.

Уэрzel Ж. Глубинная структура окраин материков и срединноокеанических хребтов //Геология и геофизика морского дна. М.: Мир, 1989, с. 262–285.

Фотиади Э. Э., Кучай В. К., Ладынин А. В. Основные черты современной динамики литосферы Азиатской части СССР. Геология и геофизика, 1984, № 8, с. 11–22.

Фотиади Э. Э., Ладынин А. В., Тычков С. А. О влиянии неоднородности астеносферы на конвекцию в мантии и изостазию литосферы. Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 5. С. 1070–1073.

Хайн В. Е., Ломизе М. Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560 с.

Чесноков Е.М. Сейсмическая анизотропия верхней мантии Земли. М.: Наука, 1977. 134 с.

Чермак В. Г. Геотермическая модель литосферы и карта мощности литосферы территории СССР. Физика Земли, 1982, № 1. 25–38.

Чиков Б. М. Короткопериодные колебания в геологических процессах литосферы (обзор проблемы). Литосфера, 2005, № 2. 3–20.

Чиков Б. М. Основы методологии тектонического районирования // Тр. ИГИГ СО АН СССР, № 606. Новосибирск: Наука, 1985. 166 с.

Шарма П. Геофизические методы в региональной геологии. М.: Мир, 1980. 487 с.

Albarede F., van der Hilst R. D. Zoned mantle convection. Phil. Trans. R. Soc. Lond., 2002, **360**. 2569–2592.

Anderson D. L. Lithosphere, asthenosphere, and perisphere, Rev. Geophys., 1995, **33**. 125–149.

Anderson D. L. The layered mantle revised. An eclogite reservoir. 2005. www.mantleplumes.org/eclogite.html.

Bina C. R. Mantle discontinuities. Rev. Geophys. Suppl., 1991. 783–793.

Bina C. R., Helffrich G. Phase transition Clapeyron slopes and transition zone seismic discontinuity topography. J. Geophys. Res., 1994. **99**. 15853–15860.

Boyd F. R. Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere. Earth Planet. Sci. Lett., 1989, **96**. 15–26.

Cammarano F., Deuss A., Goes S., Giardini D. One-dimensionsl physical reference models for upper mantle and transition zone: combining seismic and mineral physics constraints. J. Geophys. Res., 2005, **110**, B1, B01306, 10.1029/2004JB003272.

Christensen U., Hofmann A. W. Segregation of subducted oceanic crust in the convecting mantle. J. Geophys. Res., 1994. **99**. 19867–19884.

Christensen U., Yuen D. A. The interaction of subducting lithospheric slab with a chemical or phase boundary. J. Geophys. Res., 1984. **89**. 4389–4402.

Conrad C. P., Hager B. H. Mantle convection with strong subduction zones. Geophys. J. Int., 2001. **144**. 271–288.

Cordery M. J., Davies G. F., Campbell I. H. Genesis of flood basalts from eclogite-bearing mantle plumes. J. Geophys. Res., 1997. **102**, 20 179–20 197.

Deal M. M., Nolet G. Slab temperature and thickness from seismic tomography. 2. Izu-Bonin, Japan, and Kuril subduction zones. J. Geophys. Res., 1999. **104**. 28803–28812.

Dziewonski A. M. Mapping the lower mantle: Determination of lateral heterogeneity in P velocity up to degree an order 6. J. Geophys. Res., 1984, **89**, 4381–4399.

- Dziewonski A. M., Anderson D. L.** Preliminary reference Earth model. *Physics Earth and Planet. Inter.*, 1981. **25**. 297–356.
- Dziewonski A. M., Hales A. L., Lapwood E. R.** Parametrically simple Earth model consistent with geophysical data. *Phys. Earth Planet. Inter.* 1975, No 10. 12–31.
- Dziewonski A. M., Woodhouse J. H.** Global images of the Earth's interior. *Science*, 1987. **236**. 37–48.
- Fjeldskaar W.** Viscosity and thickness of the asthenosphere detected from Fennoscandian uplift. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1994. **126**. 399–410.
- Fleitout L., Yuen D. A.** Steady state, secondary convection beneath lithospheric plates with temperature- and pressure-dependent viscosity. *J. Geophys. Res.*, 1984, **89**. 9227–9244.
- Forsyth D. W.** The evolution of upper mantle beneath mid ocean ridges. *Tectonophysics*, 1977. **38**. 89–118.
- Foulger G. R., Pritchard M. J., Julian B. R., et al.** Seismic tomography shows that upwelling beneath Iceland is confined to the upper mantle. *Geophys. J. Int.*, 2001. **146**. 504–530.
- Gößler J., Kind R.** Seismic evidence for very deep roots of continents. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1996. **138**. 1–13.
- Inoue H., Fukao Y., Tanabe K., Ogata Y.** Whole mantle P-wave travel time tomography, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1990, **59**, 294–328.
- Jeanloz R., Thompson A. B.** Phase transitions and mantle discontinuities. *J. Geophys. Res.*, 1983. **21**. 51–74.
- Karato S.-I., Wu P.** Rheology of the upper mantle: A synthesis. *Sciense*, 1993. **260**. 771–778.
- Karato S.-I.** Phase transformations and rheological properties of mantle materials //Earth's deep interior. Ed: D.J.Crossley, 1997. 223–272.
- Kay R. W., Kay S. M.** Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, 1993. **219**. 177–189.
- Kirby S. H.** Rheology of the lithosphere. *Rev. Geophys.*, 1983, **21**, 1458–1487.
- Koulakov I.Yu.** 3D tomographic structure of the upper mantle beneath the central part of Eurasian continent, *Geophys. Journ. Int.*, 1998, **133**, 467–489.
- Litasov K. et al.** Lithosphere structure and thermal regime of the upper mantle beneath the Baikal regioh: evidence from deep-seated xenoliths. / K. D. Litasov, Y. D. Litasov, V. G. Malcovets, H. Taniguchi. 8th Intern. Kimberlite Conference. 2002. www.dtm.ciw.edu/ftp/shirey/gabi.
- Logachev N. A., Zorin Y. A.** Baikal rift zone: structure and geodynamics. *Tectonophysics*, 1992, **208**. 273–286.
- Loper D. E., Stacey F. D.** The dynamical and thermal structure of deep mantle plumes. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1983, **33**, 12–25.
- McElhinny M. W.** Paleomagnetism and plate tectonics. Cambridge: University Press, 1973. 273 pp.
- Molnar P., Atwater T.** The relative motion of hot-spots in the mantle. *Nature*, 1973, **246**. 288–291.
- Molnar P., Tapponier P.** Cenozoic tectonics of Asia: Effects of continental collision. *Science*, 1975, **189**. 419–426.
- Nolet G., Grand S. P., Kennett B. L. P.** Seismic heterogeneity in the upper mantle. *J. Geophys. Res.* 1994, **99**. 23753–23766.
- Olson P., Schubert G., Andtrson O.** Plume formation in the D''-layer and roughness of the core–mantle boundary. *Nature*, 1987. **327**, No 6121. 409–413/
- Polet J., Anderson D.** Depth extent of cratons as inferred from tomographic studies. *Geology*, 1995, **23**. 205–208.
- Pollack H. N.** Cratonisation and thermal evolution of the mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1986, **80**. 175–182.
- Polyansky O. P.** Dynamic causes for the opening of the Baikal rift zone: a numerical modeling approach. *Tectonophysics*, **351**. 91–117.
- Ribe N. M.** The generation and composition of partial melts in the Earth's mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1985, **73**. 361–376.
- Ribe N. M., Christensen U.** Three-dimensional modeling of plume-lithosphere interaction. *J. Geophys. Res.* 1994. **99**. 669–682.
- Ringwood A. E.** Role of the transition zone and 660 km discontinuity in mantle dynamics. *Phys. Earth Planet. Int.*, 1994. **86**. 5–24
- Sammis C. G., Smith J. C., Schubert G., Yuen D. A.** Viscosity-depth profile of the Earth mantle; Effects of polymorphic phase transitions. *J. Geophys. Res.*, 1977. **82**. 3747–3761.
- Schmeling H., Marquart G.** The influence of second-scale convection on the thickness of continental lithosphere and crust. *Tectonophys.*, 1991, **189**. 281–306.
- Schubert G., Yuen D. A., Turcott D. L.** Role of phase transitions in a dynamic mantle. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 1975. **42**. 705–735.
- Stacey F. D.** Thermal model of the Earth. *Phys/ Earth Planet. Inter.*, 1977. **15**. 341–348.
- Stacey F. D., Loper D. E.** Thermal history of the core and mantle. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1984, **36**. 99–115.
- Su W.-J., Woodward R. L., Dziewonski A. M.** Degree-12 model of shear velocity heterogeneity in the mantle. *J. Geophys. Res.*, 1994, **99**, 6945–6981.
- Tan E., Gurnis M., Han L.** Slabs in the lower mantle and their modulation of plume formation. *Geochem. Geophys. Geosys.*, 2002, **3** (11) 1067, doi: 10.1029/2001gc000238.
- Talwani M., Geldart L. P., Sheriff R. E., Keys D. A.** Seismic multichannel towed arrays in exploration of oceanic crust. *Tectonophysics*, 1982, **81**. 273–300.

van Keken P. E., Yuen D. A., van den Berg A. P. Pulsating diapiric flows: consequences of vertical variations in mantle creep laws. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1992. **112**. 179–194.

Vergnolle M., Politz F., Calais E. Constraints on the viscosity of continental crust and mantle from GPS measurements and postseismic deformation models in western Mongolia. *J. Geophys. Res.*, 2003, **108**, No B10. 2502, doi: 10.1029/2002B002374.

Vidale J. E., Benz H. M. Upper-mantle seismic discontinuities and thermal structure of subduction zones. *Nature*, 1992. **356**. 678–683.

Weidner D. J., Wang Y. Chemical- and Clapeyron-induced buoyancy at 660 km discontinuity. *J. Geophys. Res.* 1998. **103**. 7431–7441.

White R. S. The earth's crust and lithosphere. *J. Petrol. Special Lithosphere Issue*, 1988, 1–10.

Whitehead J. H., Luther D. S. Dynamics of laboratory diapirs and plume models. *J. Geophys. Res.* 1975. **80**. 705–717.

Willet S. D., Beaumont C. Subduction of Asian lithosphere beneath Tibet inferred from models of continental collision. *Nature*, 1994, **369**. 642–645.

Wolfe C. J., Silver P. G. Seismic anisotropy of ocean upper mantle: Shear wave splitting methodologies and observations. *J. Geophys. Res.*, 1998. **103**. 749–771.

Woodhouse J. M., Dziewonski A. M. Mapping the upper mantle: Threedimensional modeling of Earth structure by inversion of seismic waveform. *J. Geophys. Res.*, 1984. **B89**. 5953–5986/

Woodward R. L., Masters G. Global upper mantle structure from long-period differential travel times. *J. Geophys. Res.*, 1991. **96**. 6351–6377.

Zhang Y. -S., Tanimoto T. High-resolution global upper mantle structure and plate tectonics. *J. Geophys. Res.*, 1993, **98**, 9793–9823.

Zhong S., Gurnis M. Mantle convection with plates and mobile, faulted plate margins. *Science*, 1995, **267**. 838–843.

Zorin Yu. A., Kozhevnikov V. M., Novoselova M. R., Turutanov E. K. Thickness of the lithosphere beneath the Baikal rift zone and adjacent regions. *Tectonophysics*, 1989, **168**. 327–337.

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава 1 МЕТОДОЛОГИЯ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОФИЗИКИ	5
1.1. Задачи региональной геофизики	5
1.2. Региональная геофизика и геодинамика	7
Глава 2 РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД	12
2.1. Определяющие факторы физических свойств пород	12
2.2. Корреляция физических свойств горных пород	22
2.3. Плотностная и скоростная модели коры и мантии Земли	25
Глава 3 МЕТОДЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОФИЗИКИ	28
3.1. Структурная сейсмология и ГСЗ	28
3.2. Электромагнитные зондирования	39
3.3. Региональная гравиметрия	43
3.4. Геотермия	52
3.5. Палеомагнитология	59
Глава 4 КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ	73
4.1. Принципы комплексирования	73
4.2. Комплекс ГСЗ и гравиметрии	79
4.3. Комплексная интерпретация гравитационных и магнитных аномалий	85
Глава 5 ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ В ОБОСНОВАНИИ ТЕКТОНИКИ ПЛИТ	87
5.1. Литосфера и астеносфера континентов и океанов	87
5.2. Основные положения тектоники плит	90
5.3. Очаги землетрясений и их механизмы	93
5.4. Магнитное поле океанов и гипотеза Вейна–Меттьюза	98
5.5. Большие горизонтальные перемещения плит по палеомагнитным данным	100
5.6. Механизмы движения плит по геофизическим данным	102
Глава 6 СТРУКТУРА И ДИНАМИКА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ	111
6.1. Сферически симметрическая модель Земли	111
6.2. Температура в недрах Земли	124
6.3. Мантия по данным сейсмической томографии	135
6.4. Мантийные геодинамические процессы	141
6.5. Механизмы формирования структур литосферы	145
Глава 7 РЕЗУЛЬТАТОВ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОФИЗИКИ В ИССЛЕДОВАНИИ ЛИТОСФЕРЫ СИБИРИ (ОБЗОР)	166
7.1. Строение земной коры и верхней мантии Сибири	166
7.2. Структура и динамика литосферы Байкальского рифта	170
Библиографический список	173