

В.П. ГАВРИЛОВ



ГЕОТЕКТОНИКА

 Институт геологии и геофизики
«НЕФТЬ И ГАЗ»
Российской академии наук ИГиГ РАН

550.2
Г 124

Федеральное агентство по образованию
Российский государственный университет
нефти и газа им. И.М. Губкина

В.П. ГАВРИЛОВ

ГЕОТЕКТОНИКА

Допущено Министерством образования и науки Российской Федерации в качестве учебника для студентов высших учебных заведений, обучающихся по специальности «Геология нефти и газа» по направлению подготовки дипломированных специалистов «Прикладная геология»

СПГГУ



 Издательство
«НЕФТЬ И ГАЗ»
РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина

Москва 2005

Гаврилов В.П. Геотектоника: Учебник для вузов. — М.: ФГУП Изд-во «Нефть и газ» РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, 2005. — 368 стр., 47 рис., 5 табл.

Г 12 ISBN 5-7246-0354-3

Учебник предназначен для студентов высших учебных заведений, обучающихся по специальности «Геология нефти и газа» направлению подготовки дипломированных специалистов «Прикладная геология».

В основу учебника положены обширные материалы по данной дисциплине, имеющиеся на кафедре геологии РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, а также личные исследования автора.

В учебнике содержатся сведения о строении и составе геосфер Земли, о главнейших тектонических структурах литосферы и тектоносферы, о тектонических движениях, причинах и методах их исследования, о принципах тектонического районирования и тектонических картах.

При написании учебника учтены новые фактические геолого-геофизические данные по строению геосфер Земли, новые идеи в тектонике, и в то же время сделана попытка сохранить теоретическое наследие классической геологии.

Рецензенты:

Кафедра динамической геологии МГУ им. М.В. Ломоносова
К.А. Клещев — доктор геолого-минералогических наук, профессор, лауреат Государственной премии РФ.

ISBN 5-7246-0354-3

© В.П.Гаврилов, 2005

© РГУ нефти и газа им. И.М.Губкина, 2005

© ФГУП Издательство «Нефть и газ»
РГУ нефти и газа им. И.М.Губкина, 2005

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	6
Глава 1. Основные этапы развития геотектоники	9
Контрольные вопросы	16
Глава 2. Внутреннее строение и состав геосфер Земли	17
2.1. Элементы сейсмологии	17
2.2. Модели внутреннего строения Земли	22
2.3. Земная кора	30
2.4. Мантия	44
2.5. Ядро	62
Контрольные вопросы	66
Глава 3. Тектонические движения и методы их изучения	68
3.1. Классификация тектонических движений	68
3.2. Общие свойства тектонических движений	73
3.3. Методы изучения тектонических движений	78
3.3.1. Методы изучения вертикальных движений	78
3.3.2. Методы изучения горизонтальных движений	86
Контрольные вопросы	89
Глава 4. Возможные причины тектонических движений и геологического развития литосферы (геотектонические гипотезы)	91
4.1. Фиксистские гипотезы	91
4.2. Мобилистские гипотезы	96
4.3. Другие современные геотектонические гипотезы	126
Контрольные вопросы	140
Глава 5. Основные тектонические структуры тектоносферы, литосферы и земной коры	141
Контрольные вопросы	151
Глава 6. Океаны	152
6.1. Геоморфологическая зональность дна Мирового океана	152
6.2. Региональная геоморфология океанов	171
6.3. Геофизические поля Мирового океана	178
6.4. Сейсмичность дна Мирового океана	186
6.5. Магматизм океанов	191

6.6. Особенности региональной тектоники океанических структур	194
Контрольные вопросы	201
Глава 7. Континенты	203
7.1. Основные этапы формирования	204
7.2. Главнейшие черты региональной тектоники	211
Контрольные вопросы	219
Глава 8. Геосинклинали	220
8.1. Классические представления о геосинклиналях, их строении и развитии	221
8.1.1. Внутреннее строение геосинклиналей	222
8.1.2. Развитие геосинклиналей	224
8.2. Современные представления о геосинклиналях ..	230
Контрольные вопросы	245
Глава 9. Орогены	246
9.1. Континентальные эпигеосинклинальные орогены	247
9.2. Континентальные эпиплатформенные орогены ..	266
9.3. Океанические орогены	269
Контрольные вопросы	271
Глава 10. Платформы	273
10.1. Континентальные платформы	274
10.1.1. Внутреннее строение континентальных платформ	276
10.1.2. Развитие континентальных платформ	282
10.2. Океанические платформы	292
Контрольные вопросы	292
Глава 11. Тектонические нарушения	294
11.1. Тектонические разрывы	295
11.2. Глубинные разломы	298
11.2.1. Классификация глубинных разломов	305
11.2.2. Кольцевые структуры	307
11.3. Рифты	311
11.4. Влияние разрывной тектоники на формирование месторождений полезных ископаемых	321
Контрольные вопросы	326

Глава 12. Принципы тектонического районирования.

Тектонические карты	328
12.1. Понятие о тектоническом районировании и тектонических картах	328
12.2. Этапы развития тектонической картографии	329
12.3. Принципы и методы тектонического районирования	331
12.3.1. Районирование по возрасту завершающей (главной) складчатости	331
12.3.2. Районирование по типам тектонического развития (режима)	334
12.3.3. Районирование по типам эндогенных режимов	336
12.3.4. Районирование по структурно-вещественным признакам минеральных масс	336
12.3.5. Принципы тектонического районирования дна океанов	340
12.3.6. Типы геологических границ	342
12.4. Типы тектонических карт	343
Контрольные вопросы	344
Глава 13. Основные этапы и главнейшие особенности развития литосферы	345
Контрольные вопросы	357
Заключение	359
Рекомендуемая литература	362

ПРЕДИСЛОВИЕ

Учебная дисциплина «Геотектоника» является в настоящее время традиционным курсом фундаментального цикла подготовки инженеров-геологов.

Впервые она была прочитана в 1922 г. в Ленинградском горном институте профессором М.М. Тетяевым и только спустя 22 года вошла в учебные планы всех геологических специальностей Советского Союза, но в соединении с геоморфологией. Уже в послевоенные годы геотектоника окончательно оформилась как самостоятельный учебный курс — вначале под названием «Основы геотектоники», затем как «Общая и региональная геотектоника» и с 90-х годов прошлого столетия как «Геотектоника».

Первый учебник «Основы геотектоники» был издан М.М. Тетяевым в 1934 г. В дальнейшем учебники по этому курсу издавали В.В. Белоусов, В.Е. Хаин, А.Е. Михайлов, М.Г. Ломидзе, В.П. Гаврилов и др. К настоящему времени накоплен новый обширный геолого-геофизический материал, главным образом по внутреннему строению Земли, что и предопределило необходимость издания настоящего учебника. В известной степени его можно считать вторым изданием учебника «Общая и региональная геотектоника», который был выпущен мною в 1986 г. В существующих учебных планах этот курс назван «Геотектоника», что обусловило изменение и в названии учебника, однако его научная суть, методический

и методологический подход к изложению основных положений не претерпел принципиальных изменений.

Основные отличия сводятся к следующему:

- существенно переработана, дополнена и расширена глава, посвященная внутреннему строению Земли;
- добавлены некоторые современные геотектонические гипотезы;
- расширена глава, где рассматриваются океаны, как геологические структуры тектоносферы;
- акцентируется внимание на теории рифтогенеза.

В остальном учебник сохранил традиции и подходы к изложению основных положений геотектоники, которые накоплены на кафедре геологии РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, где этот курс читается уже более пятидесяти лет.

В последние годы возникла своеобразная дискуссия о том, что следует понимать под геотектоникой и как она соотносится с новым научным направлением в геологии — геодинамикой? Обсуждается: считать ли геодинамикой раздел геотектоники или геотектонику выделять как раздел геодинамики. Представляется, что при определении геотектоники, как учебно-научного направления, целесообразно вернуться к ее истокам и посмотреть, какой смысл вкладывали в нее основоположники. Так, М.М. Тетяев в своем учебнике 1934 г. пишет: «Геотектоника есть наука о структуре Земли» и далее: «... геотектоника изучает не только те или иные результаты изменения залегания пород, а вообще изучает явления структуры Земли» (М.М. Тетяев, 1934, с. 5). Таким образом, основоположник отечественной геотектоники М.М. Тетяев основное содержание дисциплины видит в изучении строения нашей планеты. Да и сам перевод термина «геотектоника» с греческого означает строение Земли.

В дальнейшем будем руководствоваться этими подходами, рассматривать геотектонику как самостоятельное направление в геологии и понимать под ней науку, кото-

рая изучает строение и состав земных геосфер, основные структуры литосферы и тектоносферы, тектонические движения, их причины и методы изучения.

Что касается различных моделей появления и эволюции земных геосфер, глобальных закономерностей развития Земли, то это оставим в ведении геодинамики — также самостоятельного научного направления в геологии, но ближайшего родственника геотектоники.

Основная цель дисциплины «Геотектоника» — дать студентам фундаментальные и устойчивые знания о внутреннем строении Земли, основных структурах литосферы и тектоносферы. В практическом плане — научить методике палеотектонического анализа и принципам составления и чтения тектонических карт.

В соответствии с этим строится настоящий курс, в котором в качестве основных разделов выступают главы о строении Земли и тектонических структурах литосферы и тектоносферы. Уделяется необходимое внимание тектоническим движениям, методам их изучения и принципам тектонической картографии.

В основу учебника положен обширный материал, накопленный на кафедре геологии РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, личные исследования автора, а также классические труды по геотектонике А.Д. Архангельского, Н.С. Шатского, М.М. Тетяева, А.Л. Яншина, В.Е. Хаина, В.В. Белоусова, Ю.М. Пушаровского, Е.В. Артюшкова и многих других ученых.

Материал изложен, по возможности, в краткой форме, с учетом новых данных и современных представлений о строении Земли и причинах геотектогенеза. Дискуссионность ряда геологических проблем может вызвать справедливые замечания, поэтому автор заранее признателен тем, кто пришлет эти замечания, и постарается их учесть в своей дальнейшей работе.

ГЛАВА 1

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ГЕОТЕКТониКИ

Термин «геотектоника» был предложен немецким геологом К. Науманном в 1860 г, но лишь в середине прошлого столетия геотектоника полностью оформилась в самостоятельную научную и учебную дисциплину. Ее становление и развитие претерпело длительную историю, в которой можно выделить несколько крупных этапов.

Античный этап. Интерес к геологическим явлениям и стремление к познанию окружающего мира проявлялся еще у древних греков и римлян. В трудах античных философов встречаются сведения о подвижности земной поверхности и связанных с этим наступлениях или отступлениях морей, образованиях гор. В античное время наметились два основных направления в геологии — нептунисты и плутонисты. Первые доказывали главенствующую роль экзогенных процессов, в первую очередь водной среды. Так, древнегреческий философ Фалес (около 626–547 гг. до н.э.) писал: «Земля с живущими на ней тварями возникла из воды и вновь в нее обратится ...». Опираясь на факт нахождения морских раковин в горах, философы (Ксенофан, Ксанф и др.) утверждали о прежних затоплениях суши морями.

Плутонисты считали первоисточником всех геологических процессов и явлений внутренние силы Земли. Гераклит (544–474 гг. до н.э.) первоначальной сущностью почитал огонь: «...путем сгущения огня и появляются все вещи и путем разжижения в него превращаются...». Си-

цилийский философ Эмпедокл (490–430 гг. до н.э.) доказывал существование огненножидкого ядра Земли и в этом видел причину извержения вулканов.

С падением Рима произошел спад в развитии человеческой цивилизации. Этот период, известный как средние века, характеризовался полным забвением философского наследия прошлого. В VI в. папа Григорий I сжег Римскую библиотеку и объявил, что «незнание есть мать благочестия». В Европе наступили «темные времена».

К счастью, идеи античных философов не были полностью забыты и нашли свое дальнейшее развитие в трудах арабских ученых. Арабская культура сформировалась в Южной Аравии. Она наследовала идеи античности, развила их и приумножила естественные знания людей. Прогресс мысли того времени связан с именами Абу Рейхан Аль-Беруни (973–1048) и Абу Али Ибн Сина (Авицена) (980–1048). Арабское чудо было недолговечно. В XIII в. Центральная Азия подверглась монгольскому нашествию, которое положило конец развитию здесь культуры и науки.

Подготовительный этап (XVII в. — первая половина XVIII в.). Новые ростки геологической мысли стали появляться лишь в эпоху Возрождения. Наиболее заметный вклад в становление геологии как науки в то время внес итальянский ученый датского происхождения Н. Стено (Стенон). В 1669 г. он сформулировал положения, которые заложили основы тектоники. Они сводились к следующему:

1. осадочные породы первоначально накапливаются горизонтальными слоями; их наклонное или изогнутое залегание является результатом последующих нарушений (принцип непрерывности слоев);

2. каждый слой образовался путем осаждения из водной среды и во время его образования вышележащие слои отсутствовали (принцип суперпозиции слоев);

3. если на наклонном слое залегает слой горизонтальный (или более слабо наклоненный), это значит, что на-

клон первого слоя произошел до отложения второго;

4. горы не представляют постоянной величины.

Причину тектонических нарушений Н. Стено усматривал в оседании и обрушении пластов над подземными пустотами.

В XVIII в. формируются представления о длительной геологической истории Земли. В частности, Р. Декарт и Г. Лейбниц полагали, что первоначально наша планета была раскаленной. По мере ее остывания образовалась твердая кора, а сгущение паров привело к возникновению океанов. Эти идеи были развиты позднее французским натуралистом Ж. Бюффоном. Плодотворные работы Н. Коперника, Г. Бауэра (Агрикола), П. Палисси, Р. Гука, А. Моро, Г. Рихмана и многих других европейских ученых подготовили условия для заложения научных основ геологии в целом и геотектоники в частности.

Научный этап (вторая половина XVIII в. — начало XIX в.). Характеризуется оформлением геологии как самостоятельного научного направления в естествознании. Это связано с именами таких выдающихся ученых, как А.Г. Вернер, М.В. Ломоносов, Дж. Хаттон, А. Гумбольдт и др. Формируются первые научные тектонические гипотезы (гипотеза поднятий), объясняющие образование складок и гор. Причины этого многие геологи видели во внутренних силах Земли («подземный жар»). Шотландский естествоиспытатель Дж. Хаттон один из первых привнес исторический оттенок в геологию. Он считал, что геологические процессы связаны между собой не только в пространстве, но и во времени. «Развалины старого мира видны в современной структуре нашей планеты» — писал он. Геологические события, по мнению ученого, имеют циклический характер.

В 1830 г. выходит в свет фундаментальный труд Ч. Лайяля «Основы геологии», который как бы подводит итог научному этапу в геологии. Ч. Лайяль объяснял развитие геологических процессов эволюционным путем и сделал

плодотворную попытку объяснить прошлые изменения поверхности Земли путем соотношения их с причинами, ныне действующими (принцип униформизма). Из этой мысли родился метод актуализма — метод познания геологических процессов и явлений прошлого. В труде Ч. Лайяля были заложены также и основы стратиграфии.

Фундаментальный (классический) этап (вторая половина XIX в.). На этом этапе закладываются основы геологии вообще и будущей геотектоники, в частности. Французский ученый Эли де Бомон формулирует контракционную гипотезу развития Земли, основанную на космогонических представлениях Канта и Лапласа о первоначальном огненно-жидком состоянии нашей планеты. В Северной Америке зарождается учение о геосинклиналях, родоначальником которого явились Дж. Холл (1859 г.) и Дж. Дэна (1873 г.). Французский геолог Э.Ог противопоставил активным геосинклиналям, под которыми он понимал современные океаны, устойчивые континентальные массивы, получившие название платформ. Учение о геосинклиналях и платформах плодотворно развивается русскими геологами А.П. Карпинским, А.П. Павловым, А.Д. Архангельским и др. Возникает учение об изостазии. Французский геолог М. Бертран (1887) обосновывает существование особых эпох горообразования и их циклическом проявлении в геологической истории Земли (циклы Бертрана). Ч. Дарвин вводит в естествознание, в том числе и в геологию, принцип эволюционизма, который положен в основу геологических реконструкций прошлого.

Во второй половине XIX в. проявляется тенденция дифференциации геологических наук. Появляются такие новые дисциплины как тектоника (в том числе и геотектоника), геоморфология, петрография, палеогеография, гидрогеология и т.д. Популярными становятся исторические реконструкции, которые базируются на изучении фаций. Понятие о фациях было введено в 1838 г. швейцарским геологом А. Гресли.

В конце XIX в. отчетливо проявляется тенденция к кооперации геологов разных стран в деле изучения геологии Земли. В ведущих государствах мира создаются национальные геологические службы. В 1878 г. в Париже проводится первая сессия Международного геологического конгресса (МГК).

Завершающим аккордом фундаментального этапа развития геологии явился многолетний монографический труд австрийского геолога Э. Зюсса «Лик Земли», издание которого началось в 1883 г., а закончилось в 1909 г. В этом труде была сделана титаническая попытка обобщить все геологические материалы того времени и подвести своеобразный итог научным достижениям в геологии. В основе представлений о развитии Земли и причинах ее геологической эволюции лежала контракционная идея Эли де Бомона. Несмотря на огромный авторитет Э. Зюсса и его выдающиеся заслуги перед мировой геологией, сам он скромно оценивал результаты своей научной деятельности, рассматривал их как путешествия от одного заблуждения к другому. Последний том «Лица Земли» он завершает словами: «Многочисленные вопросы и сомнения остаются в результате этого несовершенного опыта обзора лика Земли, подобно нитям, спускающимся с концов незаконченной ткани».

Критический этап (первая половина XX в.) характеризуется кризисом основополагающих концепций в геологии. Ставится под сомнение первоначально огненно-жидкое состояние Земли, соответственно отвергается и контракционная гипотеза. Появляются новые идеи о развитии планеты, известные как гипотеза расширяющейся Земли, пульсационная гипотеза. В противоположность фиксистам возникает новое научное направление в тектонике известное как «мобилизм», которое допускало существенные горизонтальные перемещения континентов. Апофеозом мобилистских воззрений явилась увлекательная гипотеза А. Вегенера (1912 г.) «Дрейф континентов».

Плодотворно развивается учение о геосинклиналях и

платформах, завоеывая все новых и новых сторонников. В России этому уделяли внимание А.Д. Архангельский, Н.С. Шатский, В.В. Белоусов, А.В. Пейве, А.Л. Яншин, Н.А. Богданов, М.В. Муратов; за рубежом — Г. Штиле, Дж. Кэй, Ж. Обуэн и др.

В 1945 г. А.В. Пейве закладывает основы учения о глубинных разломах, оказавшее заметное влияние на развитие теории и практики геологии.

В тридцатые годы начинается преподавание геотектоники, как самостоятельной учебной дисциплины, в начале в Ленинградском (Санкт-Петербургском) горном институте (М.М. Тетяев), а затем в Московском геолого-разведочном (Е.В. Милановский). В 1934 г. выходит первый учебник М.М. Тетяева по геотектонике. С этого момента геотектоника получает статус общепризнанного самостоятельного научного направления в геологии.

Революционный этап (вторая половина XX в.) знаменуется появлением принципиально новых данных о строении земной коры и верхней мантии Мирового океана, на основании чего была создана новая руководящая концепция в геологии — тектоника литосферных плит (1962–1968 гг.). Новый метод сейсмической томографии позволил в 80-е годы XX в. установить плотностные неоднородности в мантии Земли, что подтвердило идею о существовании восходящих (разуплотненных) и нисходящих (уплотненных) потоков мантийного вещества. Тектоника литосферных плит упрочила свое лидирующее положение в геологии. Под влиянием этой концепции перестраивается вся геология, в том числе и геология нефти и газа. Резко критикуется и классическое учение о геосинклиналях. Раздаются призывы отказаться от геосинклинального наследия прошлого, как безнадежно устаревшего и в корне ошибочного. Автор настоящего учебника придерживается более сбалансированной точки зрения, считая, что в геологии, как и в других науках, важно сохранить преемственность научных знаний, не отвергая прежних

научных достижений, обогащать их новыми фактами и идеями. Не вдаваясь в дискуссии о принципиальных различиях между классическим учением о геосинклиналях и современной концепцией тектоники литосферных плит, автор считает, что общим итогом этих двух моделей развития земной коры является образование складчато-покровных горных сооружений и становление новой континентальной коры за счет океанической.

Современный этап (начало XXI в.) характеризуется совершенствованием классической концепции тектоники литосферных плит и формированием альтернативных моделей эволюции земной коры и литосферы в целом. Одной из таких концепций является «плюмтектоника». Сама идея существования мощных восходящих горячих и разуплотненных глубинных масс (плюмов), зарождающихся в низах мантии и поднимающихся до подошвы литосферы, была высказана еще в середине XX в. (Дж. Вильсон, Дж. Морган). В последние годы она получила мощную поддержку в трудах отечественных ученых Ю.М. Пушаровского, А.М. Никишина и ряда других. Концепция плюмтектоники становится равноправным партнером тектоники плит, а, по мнению ряда ученых, и предпочтительной альтернативой.

Важное влияние на геотектонику на современном этапе ее развития оказывают взгляды космической геологии. Доказывается существование своеобразного резонанса между космическими и глубинными геодинамическими процессами (Ю.Н. Авсюк, В.Е. Хаин, А.Г. Рябухин и др.). Намечается тенденция возврата к идее о первоначально расплавленной Земле, и о возможной ее дифференциации на кору, мантию и ядро уже в самом начале геологической эволюции.

Укрепляется новое направление в геологии — геодинамика, которая возникла в конце прошлого столетия (А.С. Монин, О.Г. Сорохтин, С.А. Ушаков, Л.П. Зоненшайн и др.). Геодинамика призвана объяснить причины и направ-

ленность геологических процессов в глобальной эволюции Земли. В связи с появлением этого нового научного направления в геологии в последние годы, как выше указывалось, возникает своеобразная дискуссия о соотношении между собой «геотектоники» и «геодинамики». Автор придерживается точки зрения о самостоятельности этих двух научных направлений и главную задачу «геотектоники» видит в выяснении современного строения и состава геосфер Земли. Учитывая революционные изменения в наших знаниях, сверхзадача геотектоники — сохранить преемственность знаний, стать мостом, связующим звеном между фундаментальным классическим наследием геологического прошлого и быстро меняющимися геологическими идеями настоящего.

Контрольные вопросы:

1. Перечислите основные этапы развития геологии.
2. Дайте характеристику античному этапу.
3. Какие основополагающие принципы геотектоники были высказаны Н. Стено?
4. Какой вклад в геологию внес Ч. Лайель?
5. Какие основные достижения были сделаны геологами в период фундаментального (классического) этапа?
6. Охарактеризуйте критический этап развития геологии.
7. Когда начинается преподавание геотектоники как самостоятельной дисциплины? Где? Когда вышел в свет первый учебник? Кто его автор?
8. В чем сущность революционного этапа развития геологии?
9. Особенности современного этапа развития геологии.

ГЛАВА 2

**ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ
И СОСТАВ ГЕОСФЕР ЗЕМЛИ**

Изучение внутреннего строения недр Земли — одна из главных задач современной геотектоники. Непосредственно визуальному наблюдению доступны лишь верхние слои нашей планеты на глубину в 2–3 км в местах глубоководных речных долин горных районов. Проникновение в глубь забоев шахт и рудников в основном ограничивается 4 км. Сверхглубокие скважины достигают 9–10 км, глубина самой глубокой скважины (СГ-3), пробуренной на Кольском полуострове, — 12262 м.

Более глубокие недра исследуются главным образом сейсмологическими и сейсмическими методами.

2.1. Элементы сейсмологии

Сейсмология — это наука, изучающая все естественные движения, которые регистрируются сейсмографами на поверхности твердой Земли.

Сейсмика — это метод исследования недр, основанный на регистрации и изучении искусственно вызванных упругих колебаний.

В том и другом случае анализируются сейсмические волны, которые возбуждаются упругим импульсом, возникшим в недрах Земли или на ее поверхности естественным или искусственным путем. Центр образования импульса называется очагом землетрясения, фокусом, или гипоцентром. В первом приближении его можно представить как

сферу, радиусом в несколько километров. В гипоцентре происходит разрядка напряжений и освобождение энергии, что сопровождается обратимыми деформациями, распространяющимися в горных породах в виде упругих колебаний или сейсмических волн. Очаг излучает спектр колебаний с периодами от десятков секунд до сотых долей секунды, которые распространяются во все стороны в недрах Земли и уже через 20 минут достигают противоположной точки земного шара. По существу сейсмические волны — это низкочастотные звуковые волны в твердой упругой Земле. Они делятся на *объемные* и *поверхностные*. Первые при своем распространении охватывают весь объем нашей планеты, вторые концентрируются только вдоль поверхности.

Для изучения глубинной структуры земного шара наибольший интерес представляют объемные волны. Их распространение во многом идентично прохождению световых лучей в оптических средах. Объемные волны разделяют на *продольные* — упругие волны сжатия, и *поперечные* — упругие волны сдвига. На рис. 1 видно, что в образовании продольных волн участвуют два параметра — упругость на изгиб (сдвиг) и упругость на сжатие, тогда как в образовании поперечных — только один первый параметр. Поэтому в среднем скорость распространения продольных волн в 1,7 раза больше, чем скорость распространения поперечных. Обычно пределы скоростей распространения продольных волн варьируются от 5 до 13,8 км/с, поперечных — от 3,2 до 7,3 км/с, а поверхностных — от 2 до 4,5 км/с. В точку наблюдения первыми приходят продольные волны, поэтому их называют первичными, или волнами P (primary), а поперечные волны — вторичными, или волнами S (secondary).

Скорости распространения объемных волн v_p и v_s выражаются через модули упругости (k — модуль сжатия и μ — модуль сдвига) и плотность среды в данной точке следующим образом:

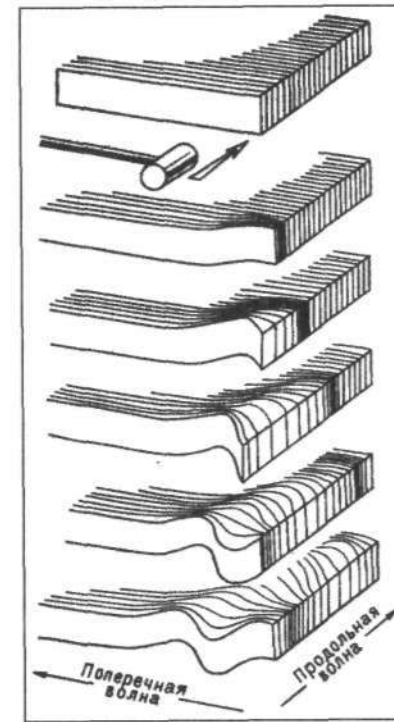


Рис. 1. Образование продольной и поперечной волн в твёрдом теле (по С.В. Медведеву и Н.В. Шабалкину).

$$v_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \text{ — для продольных волн;}$$

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \text{ — для поперечных волн.}$$

Из приведенных формул следует, что скорость распространения объемных волн связана с плотностью вещества обратной зависимостью, однако из практики известно, что с глубиной скорость их распространения возрастает. Объясняется данное явление тем, что возрастание плот-

ности земного вещества сопровождается еще большим увеличением значений модулей упругости k и μ . В конечном итоге, это и приводит к повышению скорости распространения сейсмических волн. Следовательно, по изменению скорости можно косвенно судить о плотности вещества недр нашей планеты. В частности, тот факт, что внешнее земное ядро не пропускает поперечные волны, означает, что его модуль сдвига равен нулю, а это характерно для жидкостей. На данном принципе основано представление о сферическом строении земных недр, состоящих из геосфер различной плотности.

Объемные волны, возникающие в гипоцентре, расходятся от него во все стороны. Отдельно взятое направление, по которому распространяются продольные и поперечные волны, называется *сейсмическим лучом*. Траектория лучей искривлена в силу различной плотности земного вещества. По отношению к сейсмическим волнам Земля ведет себя как преломляющая линза (рис. 2). Од-



Рис. 2. Распространение продольных сейсмических волн (Р-волн) в недрах Земли (по В.Н. Жаркову).

На разрезе Земли показаны пути движения сейсмических Р-волн, излучаемых из очага землетрясения, расположенного под эпицентром (точка Е); пунктирные линии (изохроны) указывают время (мин) прихода Р-волн в различные точки земной поверхности; Р-волны не регистрируются в обширной зоне тени, что обусловлено преломлением этих волн на границе мантия-ядро.

нако два сейсмических луча остаются практически прямолинейными, они проходят от очага землетрясения к *эпицентру* и *антиэпицентру*. Эпицентр — точка на поверхности Земли, расположенная на кратчайшем расстоянии от гипоцентра; антиэпицентр — диаметрально противоположная точка.

По мере достижения сейсмическим лучом земной поверхности на ней возникают поверхностные волны (волны Рэлея, длинные волны, или волны L), расходящиеся кругами вдоль поверхности от точки прихода сейсмического луча. Поскольку одновременно к поверхности Земли подходит множество сейсмических лучей, то образуется сложная интерференционная картина наложения различных упругих колебаний. Эти колебания вызывают движение частичек грунта — происходят землетрясения, которые регистрируются сейсмоприемниками.

Согласно сейсмологическим и сейсмическим данным Земля разделяется на три основные оболочки: кору, мантию и ядро. Кора отделена от мантии резкой сейсмической границей, на которой скачкообразно возрастает плотность вещества и скорости сейсмических волн (V_p и V_s). Граница была открыта в 1909 г. югославским сейсмологом Мохоровичичем, в честь которого и названа границей Мохоровичича (граница Мохо, граница М). Ниже коры в интервале глубин 35 км (средняя глубина) до 2885 км (обычно 2900 км) расположена силикатная оболочка — мантия Земли. Центральная часть нашей планеты в интервале 2885 км — 6371 км образует ядро. Сейсмическая граница между мантией и ядром выявлена в 1914 г. немецким сейсмологом Гутенбергом (граница Вихерта — Гутенберга). Это наиболее резкая поверхность раздела в недрах Земли. Здесь скорость Р-волн скачкообразно меняется от 13,6 км/с в мантии до 8,1 км/с в ядре, уменьшается и скорость S-волн от 7,3 км/с до нуля. Плотность же резко возрастает от 5,6 до 10 г/см³. Тот факт, что земное ядро не пропускает через себя поперечные волны, оз-

начает, что модуль сдвига ядра (μ) равен нулю, а это характерно для жидких сред.

2.2. Модели внутреннего строения Земли

В науке при рассмотрении сложных объектов используют модели, т.е. наглядные картины строения изучаемого объекта. При их построении учитывают всю известную на данный момент информацию. По мере развития науки, модели становятся все более детализированными и сложными, все более приближаются к изучаемому объекту, то есть становятся все более и более реальными. Под моделью внутреннего строения Земли понимают разрез планеты, на котором показано изменение с глубиной таких важных параметров, как плотность, давление, ускорение силы тяжести, скорости сейсмических волн, температуры, электропроводности и др.

В дальнейшем, при анализе внутреннего строения Земли мы будем использовать, главным образом, изменение скорости сейсмических волн и плотности геосреды.

Одной из первых и простейших моделей нашей планеты является *однородная* модель. Она исходит из того, что плотность земных недр с глубиной практически не меняется, т.е. $\rho = 5,52 \text{ г/см}^3$, что соответствует средней плотности Земли. В соответствии с однородной моделью ускорение силы тяжести должно изменяться по линейному закону, уменьшаясь от своего максимального значения на поверхности до нуля в центре. Давление же должно возрастать от нуля на поверхности до максимальных значений в центре ($1,73 \cdot 10^6 \text{ бар}^*$) по квадратичному закону. На самом деле ускорение силы тяжести спадает значительно слабее, а давление нарастает сильнее и достигает в центре планеты значений до $3,6 \cdot 10^6 \text{ бар}$. Все это говорит о том, что в реальной Земле имеется существенная концентрация массы к центру, а сама однородная модель не яв-

* $1 \text{ бар} = 10^6 \text{ дин/см}^2 = 10^5 \text{ Н/м}^2 = 10^5 \text{ Па}$.

ляется удовлетворительным приближением к истине. Однако в начальные периоды своего развития Земля была не дифференцированной планетой, и однородная модель более подходила к пониманию ее внутреннего строения. С известной оговоркой однородную модель можно использовать для описания внутреннего строения Луны, у которой практически отсутствует ядро.

Реальные модели внутреннего строения Земли используют всю имеющуюся на момент составления геолого-геофизическую информацию. Первый шаг на пути построения реальных моделей сделали американские геофизики Адамс и Вильямсон в 1923 г. Для понимания внутреннего строения Земли они предложили ввести сейсмический параметр (Φ). Он использовался для определения

изменения плотности с глубиной, и понимался как $\Phi = \frac{k}{\rho}$,

где k — модуль сжатия, а ρ — плотность.

Модуль сжатия можно определить как произведение плотности (ρ) на отношение приложенного к телу приращения давления (ΔP) к соответствующему приращению плотности ($\Delta \rho$), т.е.:

$$k = \rho \frac{\Delta P}{\Delta \rho}.$$

Используя сейсмический параметр можно определить закон, по которому происходит приращение плотности с глубиной при небольших приращениях давления:

$$\Delta \rho = \frac{l}{\Phi} \Delta P.$$

Для решения задачи необходимо знать, как нарастает с глубиной давление. Принимается, что это происходит по гидростатическому закону, т.е. приращение давления (ΔP) при увеличении глубины на Δl равно весу вещества этого слоя, приходящегося на единицу площади:

$$\Delta P = \rho g \Delta l,$$

тогда $\Delta\rho = \frac{l}{\Phi} \Delta P$ — уравнение Адамса-Вильямсона.

Сейсмический параметр ученые предложили находить через скорости сейсмических волн (V_p и V_s):

$$\Phi = V_p^2 - \frac{4}{3} V_s^2.$$

Таким образом, с использованием значения сейсмических волн появилась возможность определить распределение плотности в недрах Земли и построить сравнительно приближенные к истине реальные модели Земли.

Одной из первых реальных моделей является сейсмическая модель Джеффриса-Гутенберга, построенная в 30-х годах прошлого столетия (рис. 3). Модель оставалась неизменной в течение почти сорока лет, не утратила она своего принципиального значения и до наших дней. Согласно ей недра Земли делятся на три основные оболочки: земную кору, мантию и ядро. Из нее также следовало, что плотность Земли не является непрерывной функцией глу-

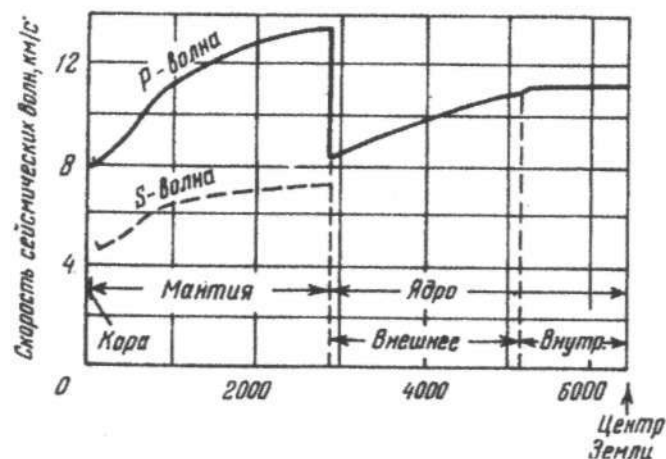


Рис. 3. Скорости волн P и S внутри Земли. Классическая сейсмическая модель Земли Джеффриса-Гутенберга. Построена в конце 30-х годов. Оставалась неизменной до конца 60-х годов, прошлого столетия (В.Н. Жарков, 1983).

бины. Она меняется скачкообразно на границах раздела. Резкое снижение скорости продольных сейсмических волн и угасание скорости поперечных на границе мантия-ядро указывало на то, что вещество внешнего ядра находится в жидком состоянии.

Следующий шаг в изучении внутреннего строения Земли был сделан в середине прошлого столетия. К этому времени накопился большой сейсмический материал по этой проблеме, исследование недр стало проводиться с помощью сейсмического профилирования, что позволило получать непрерывную информацию, а не в виде дискретных точек. Для геофизических целей использовали методы физики твердого тела и физики высоких давлений, физические свойства горных пород изучались в специальных лабораториях высоких давлений. В сферу исследований вовлекли данные по собственным колебаниям Земли.

Все это позволило составить относительно детальную картину строения верхней мантии Земли до глубины 700 км. Другим важным результатом исследований того периода явилось изучение фазовых переходов минералов в недрах планеты под действием высоких давлений.

Впервые идея о возможности оливина под действием высоких давлений принимать структуру шпинели и увеличивать тем самым свою плотность на 11% была высказана английским физиком Д. Берналлом в 1936 г. Долгое время все попытки подтвердить это в лабораторных условиях заканчивались неудачей. Лишь в 1958 г. австралийскому ученому А. Рингвуду удалось получить шпинельную полиморфную модификацию фаялита (Fe_2SiO_4) — крайнего члена оливинового ряда (Mg, Fe) SiO_4 .

Несколько ранее, в 1953 году, американский физик Л. Коэс синтезировал первую высокоплотностную модификацию кварца — коэзит — при давлениях в 30 кбар и температуре в 1000 °С. Плотность коэзита оказалась на 0,28 г/см³ больше плотности обычного кварца и составила 2,92 г/см³. В 1961 г. советские ученые С.М. Стишов и С.В. Попов

при давлении в 150 кбар и температурах 1200–1400 °С получили вторую высокоплотную модификацию кварца — «стишовит», плотность которого достигала 4,28 г/см³.

В результате этих и других лабораторных экспериментов было доказано, что в недрах Земли под действием возрастающего давления происходит перестройка структурных решеток ряда минералов, что влечет за собой существенное увеличение плотности вещества и возрастание скорости сейсмических волн. Таким образом, в 60-е годы прошлого столетия сформировалась первая *современная реальная модель* Земли (рис. 4). В соответствии с этой

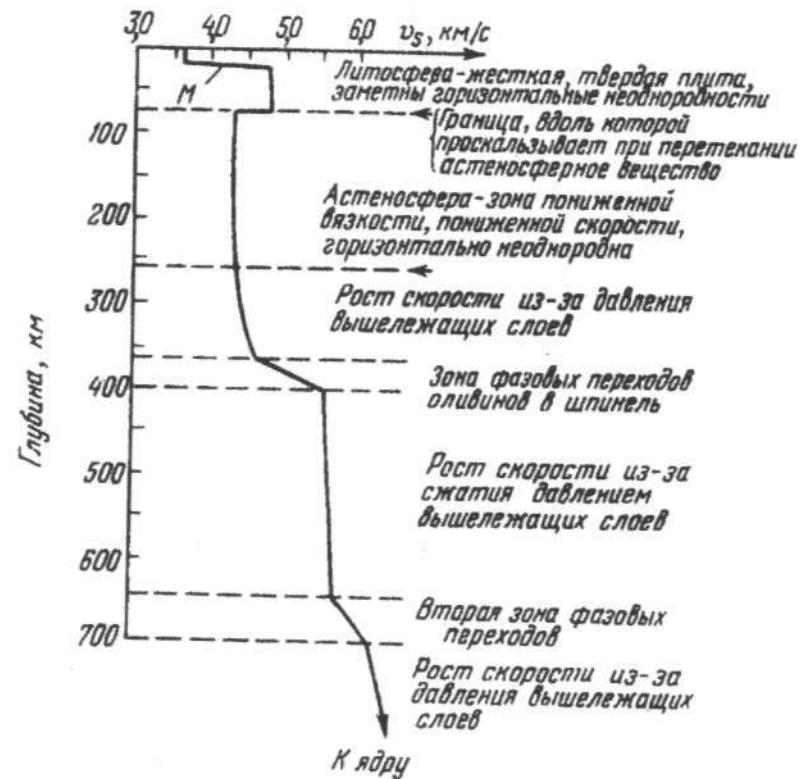


Рис. 4. Одна из первых современных реальных моделей мантии Земли.

Модель построена по данным сейсмологии и результатам лабораторных исследований при высоких давлениях.

моделью на глубине от 70 до 250 км была выделена литосфера, которая включила в себя земную кору и верхнюю часть мантии (субстрат). Объединение их произошло по механическим свойствам.

Ниже литосферы располагалась астеносфера — слой с пониженной вязкостью вещества (порядка 10^{20} – 10^{21} пуаз). Здесь наблюдалось сравнительно резкое снижение скорости продольных и поперечных волн. Глубже отмечался постепенный рост плотности вещества и плавное нарастание скорости сейсмических волн. На глубине порядка 400 км фиксировался скачок скорости упругих колебаний — первая зона полиморфных переходов вещества в мантии. Далее, до глубины порядка 700 км скорости сейсмических волн снова плавно росли, отражая постепенное увеличение плотности вещества под действием давления вышележащих слоев.

На глубине порядка 700 км выделяется вторая зона полиморфных переходов, что отмечалось скачком скорости сейсмических волн. Строение более глубоких недр Земли в соответствии с первой реальной моделью принципиально не отличалось от модели Джеффриса-Гутенберга.

По мере накопления новых геофизических и лабораторных данных постепенно уточнялось строение глубинных сфер Земли и детализировалось строение верхних оболочек. В результате, в конце 70-х годов прошлого столетия появилось новое поколение реальных моделей Земли, которые подразделялись на *оптимальные* и *стандартные*.

Оптимальная модель должна наилучшим образом удовлетворять всем имеющимся данным о Земле, а стандартная модель, кроме этого, еще быть сравнительно простой и удобной для повседневной геофизической практики. Такие модели стали называть *параметрическими* моделями Земли — PREM* (parametric earth models). Были постро-

* Иногда такие модели выделяют как PREM (parametric realty earth models).

ены три типа моделей: для океанов (РЕМ-О), континентов (РЕМ-С) и усредненная (РЕМ-А).

Различие первых двух типов моделей прослеживалось до глубины порядка 420 км (рис. 5) и определялось различным строением земной коры и верхней мантии под океанами и континентами. Недостатками этих моделей являются некоторое упрощение строения в зонах полиморфных переходов, отсутствие достаточной четкости в границе между внешним и внутренним ядром, схематичность в строении мантии в целом. Однако простота моделей типа РЕМ является также и их преимуществом, так как они удобны для повседневной практики, а основные особенности строения земных недр они описывают не хуже более сложных моделей.

Дальнейшее изучение внутреннего строения Земли идет по пути еще большей детализации. В основе современных моделей нового поколения лежат данные сейсмогра-

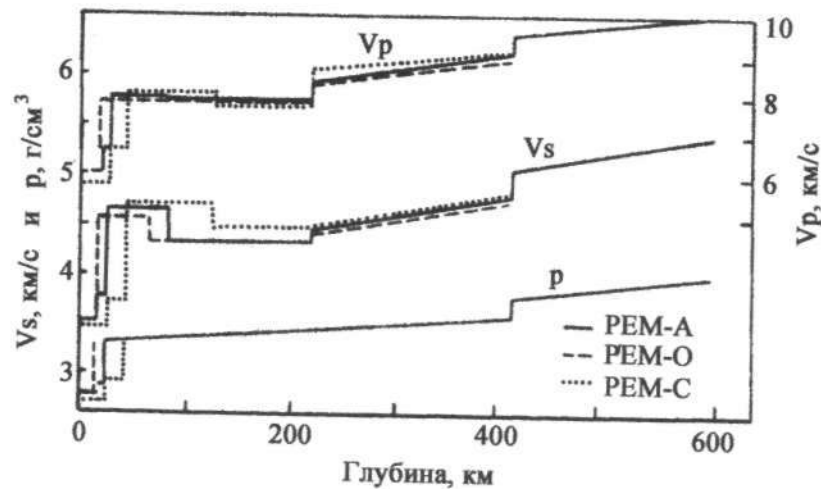


Рис. 5. Модели верхней мантии РЕМ-С (континентальная), РЕМ-О (океаническая) и РЕМ-А (средняя Земля) (В.Н. Жарков, 1983)

Для глубин, больших 420 км, параметры для всех трёх моделей одинаковы.

фии, на основании которых построены глобальные сейсмотомографические карты для различных уровней земного шара, отражающие сейсмическую неоднородность недр. В частности, японскими учеными составлены карты для 14 уровней, американскими — для 12 уровней. Анализ карт позволил установить многоуровневые сейсмические неоднородности в мантии, и в то же время обнаружить известное подобие аномальных ареалов между смежными картами. На основании этих и других современных данных Ю.М. Пушаровским предлагается новая модель строения мантии, в которой выделено шесть геосфер: верхняя часть верхней мантии — до глубины 410 км, нижняя часть верхней мантии — до рубежа 670 км, зона раздела I между верхней и средней мантией (670–840 км), средняя мантия (840–1700 км), зона раздела II, отделяющая среднюю мантию от нижней (1700–2200 км), нижняя мантия (1700–2900 км). В основании последней выделяется слой D". В отличие от ранее принятых границ этого слоя 2700–2900 км высказывается мысль о неопределенности верхней границы и допускается в ряде случаев ее существенное повышение чуть ли не до кровли самой нижней мантии.

Вносятся новые представления и в отношении строения внешнего (жидкого) ядра Земли, которое подразделяется на нижнюю геосферу, с интенсивной конвекцией (vigorously convecting lower layer), и верхнюю, стратифицированную (stably stratified upper layer) (рис. 6).

Как видим, новая модель внутреннего строения Земли существенно отличается от традиционной параметрической модели. Меняется количество геосфер, появляются новые геосферы, изменяется положение границ раздела. Правда автор новой модели указывает, что приведенные им границы раздела следует рассматривать как ориентиры, отклонения возможны до 10 %.

Ниже рассмотрим подробнее строение и состав геосфер Земли, ориентируясь главным образом на модель Ю.М. Пушаровского.

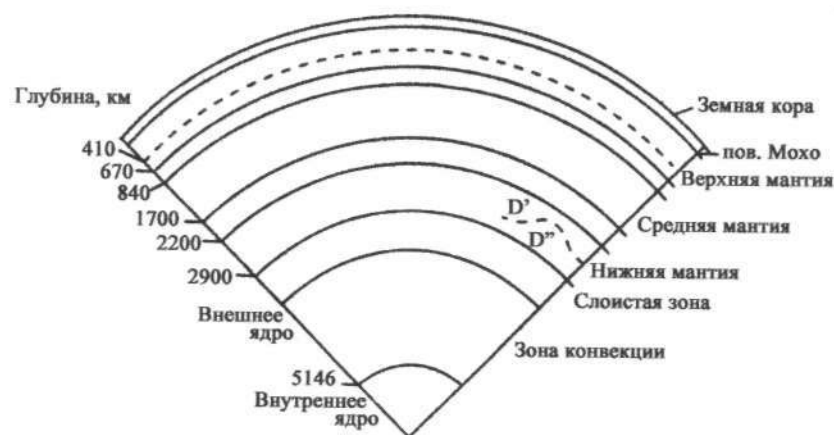


Рис. 6. Глубинные геосферы Земли (по Ю.М. Пуцаровскому).

2.3. Земная кора

Первые представления о существовании земной коры были высказаны английским физиком У. Гильбертом в 1600 г. Им было предложено делить недра Земли на две неравные части: кору или скорлупу и твердое ядро. Развитие этих идей содержится в трудах Л. Декарта, Г. Лейбница, Ж. Бюффона, М.В. Ломоносова и многих других зарубежных и отечественных ученых. В начале исследования земной коры было ориентировано на изучение земной коры континентов. Поэтому первые модели коры отражали особенности строения коры континентального типа.

В первой половине XX века изучение строения недр стало проводиться с использованием сейсмологии и сейсмики. Анализируя характер сейсмических волн от землетрясения в Хорватии в 1909 г., сейсмолог А. Мохоровичич, как уже указывалось, выделил четко прослеживающуюся сейсмическую границу на глубине порядка 50 км, которую он определил как подошву земной коры (поверхность Мохоровичича, Мохо, или М).

В 1925 г. В. Конрад зафиксировал выше границы Мо-

хоровичича еще одну поверхность раздела внутри коры, которая также получила его имя — поверхность Конрада, или поверхность К. Ученым было предложено верхний слой коры мощностью порядка 12 км называть *гранитным* слоем, а нижний мощностью 25 км — *базальтовым*. Появилась первая двухслойная модель строения земной коры. Дальнейшие исследования позволили измерить мощность коры в разных областях континентов. Было установлено, что в низменных районах она составляет 35–45 км, а в горных возрастает до 50–60 км (максимальная мощность коры — 75 км зафиксирована на Памире). Такое утолщение земной коры Б. Гутенбергом было названо «корнями гор». Установлено было также, что гранитный слой имеет скорость 5–6 км/с, свойственную для гранитов, а нижний — 6–7 км/с, характерную для базальтов. Земную кору, состоящую из гранитного и базальтового слоев, назвали *консолидированной корой*, на которой располагается еще один, верхний, осадочный слой. Его мощность варьировала в пределах 0–5–6 км (максимальная мощность осадочного слоя достигает 20–25 км).

Новый шаг в изучении строения земной коры континентов сделан в результате внедрения мощных взрывных источников сейсмических волн. В 1954 г. Г.А. Гамбургцевым был разработан метод *глубокого сейсмического зондирования* (ГСЗ), позволивший «просветить» недра Земли до глубины в 100 км. Сейсмические исследования стали проводить по специальным профилям, что позволило получать ученым непрерывную информацию о строении земной коры. Сейсморазведка проводилась в прибрежных зонах морей и океанов, а в начале 60-х годов прошлого века начались глобальные исследования этим методом дна Мирового океана. Было научно обосновано представление о существовании двух принципиально различных типов коры: *континентальной* и *океанической*.

Материалы ГСЗ позволили отечественным геофизикам (Ю.Н. Годин, Н.И. Павленкова, Н.К. Булин и др.) опро-

вергнуть представления о существовании повсеместно выдержанной поверхности Конрада. Это было подтверждено и бурением Кольской сверхглубокой скважины, которая не вскрыла подошву гранитного слоя на глубине, указанной геофизиками. Стали развиваться представления о существовании нескольких поверхностей раздела типа поверхности Конрада, положения которых определялись не столько сменой состава кристаллических пород, сколько различной степенью их метаморфизма. Выказывались мысли о том, что в составе гранитного и базальтового слоев земной коры существенную роль играют метаморфические породы (Ю.Н. Годин, И.А. Резанов, В.В. Белоусов и др.). Увеличение скорости сейсмических волн объяснялось возрастанием основности пород и большой степенью их метаморфизма. Таким образом, в составе гранитного слоя должны находиться не только гранитоиды, но и метаморфические породы (типа гнейсов, слюдяных сланцев и т.д.), возникшие из первично осадочных отложений. Слой стали называть *гранито-метаморфическим*, или *гранито-гнейсовым*. Под ним понималась совокупность магматических и осадочно-метаморфических пород, состав и фазовое состояние которых обуславливают физические параметры, близкие к таковым у неизменных гранитов или гранитоидов, т.е. плотность порядка 2,58–2,64 г/см³ и пластовая скорость 5,5–6,3 км/с.

В составе базальтового слоя допускалось наличие пород глубокой (гранулитовой) стадии метаморфизма. Его стали именовать *гранулитобазитовым*, *гранулитэклогитовым*, и понимать под ним совокупность магматических и метаморфических пород среднего, основного или близкого к ним состава, имеющих физические параметры: плотность 2,8–3,1 г/см³, пластовую скорость 6,6–7,4 км/с. Судя по экспериментальным данным, обломкам глубинных пород из трубок взрыва (ксенолиты), этот слой может быть сложен гранулитами, габброидами, основными гнейсами и эклогитоподобными породами.

Термины гранитный и базальтовый слой остались в обращении, но их брали в кавычки, подчеркивая тем самым условность их состава и названия.

Современный этап развития представлений о строении земной коры континентов начался в 80-е годы прошлого столетия и характеризуется созданием трехслойной модели консолидированной коры.

Исследования ряда отечественных (Н.И. Павленкова, И.П. Косминская) и зарубежных (С. Мюеллер) ученых доказали, что в строении земной коры континентов кроме осадочного слоя необходимо выделить, по крайней мере, три, а не два, слоя: верхний, средний и нижний (рис. 7).

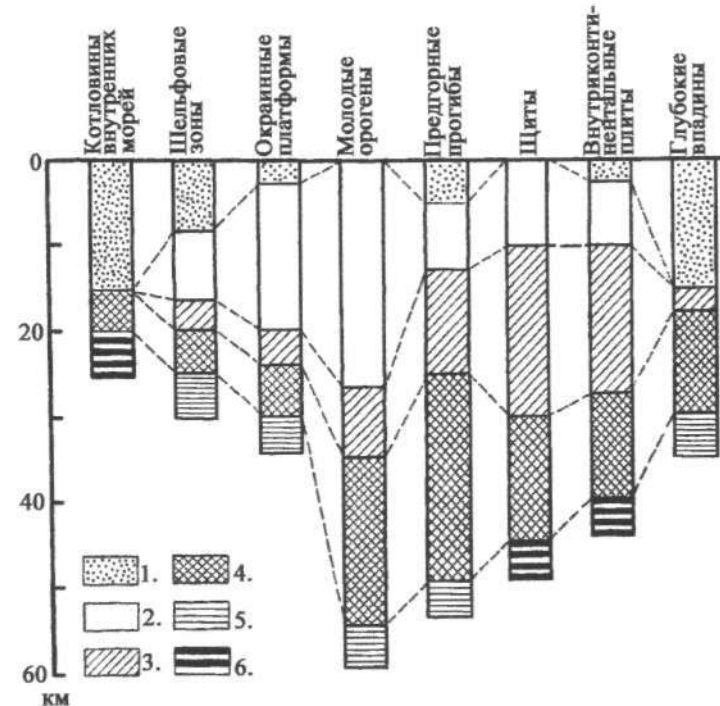


Рис. 7. Скоростные колонки для основных структурных элементов материков (по Н.И. Павленковой).

1 — осадочный слой; 2–4 — слои консолидированной коры (2 — верхний, 3 — средний, 4 — нижний); 5 и 6 — мантия.

Верхний слой, мощностью 8–15 км, отмечается нарастанием скорости сейсмических волн с глубиной, блоковостью строения, наличием сравнительно многочисленных трещин и разломов. Подошва слоя со скоростями 6,1–6,5 км/с определяется как граница K_1 . По мнению ряда ученых, верхний слой консолидированной коры соответствует гранитно-метаморфическому слою в двуслойной модели коры.

Второй (средний) слой до глубин 20–25 км (иногда до 30 км) характеризуется некоторым снижением скорости упругих волн (порядка 6,4 км/с), отсутствием градиентов скоростей. Его подошва выделяется как граница K_2 . Считается, что второй слой сложен породами типа базальтов, поэтому его можно отождествлять с «базальтовым» слоем коры.

Третий (нижний) слой, прослеживающийся до подошвы коры, высокоскоростной (6,8–7,7 км/с). Для него присуща тонкая расслоенность и увеличение с глубиной градиента скорости. Он представлен ультраосновными породами, поэтому его нельзя относить к «базальтовому» слою коры. Есть предположения, что нижний слой коры является продуктом преобразования вещества верхней мантии, своеобразной зоной выветривания мантии (Н.И. Павленкова). В классической модели строения коры средний и нижний слои составляют гранулитобазитовый слой.

Строение и мощности земной коры в пределах различных областей континентов несколько варьируют. Так, для земной коры глубоких платформенных впадин и передовых прогибов характерны следующие особенности строения: большая мощность осадочного слоя (до половины мощности всей коры); более тонкая и более высокоскоростная, чем на других участках платформ, консолидированная кора; приподнятое положение поверхности M . Часто в их пределах выклинивается или резко утоняется верхний («гранитный») слой консолидированной коры, существенно сокращается мощность и среднего слоя.

Характерной особенностью строения узких грабенообразных континентальных прогибов (рифтов) является сравнительно малая скорость распространения упругих колебаний в верхах мантии: 7,6–7,8 км/с. Это связывают с частичным плавлением вещества мантии под рифтами, что в свою очередь указывает на подъем к подошве коры горячих масс из верхней мантии (астеносферный апвеллинг). Обращает на себя внимание утонение земной коры в зонах рифтов до 30–35 км, причем уменьшение мощности происходит преимущественно за счет «гранитного» слоя. Так, по данным В.Б. Соллогуба и А.В. Чекунова, мощность коры Украинского щита достигает 60 км, на долю «гранитного» слоя приходится 25–30 км. Расположенный рядом Днепровско-Донецкий грабенообразный прогиб, который отождествляют с рифтом, имеет земную кору мощностью не более 35 км, из которых 10–15 км составляет «гранитный» слой. Такое строение коры существует несмотря на то, что Украинский щит испытывал длительное поднятие и интенсивный размыв, а Днепровско-Донецкий рифт — устойчивое прогибание, начиная с рифея.

Горноскладчатые области континентов (орогены) характеризуются «раздутием» мощности коры. В их пределах наблюдается, с одной стороны, воздымание рельефа, с другой, — углубление поверхности M , т.е. существование корней гор. Впоследствии было доказано, что это понятие справедливо для горноскладчатых областей в целом, внутри же их наблюдаются как корни, так и антикорни.

Особенностью орогенов является также присутствие в низах коры — верхах мантии областей понижения скоростей упругих колебаний (менее 8 км/с). По своим параметрам эти области схожи с телами разогретой мантии в осевых частях рифтов. Нормальные мантийные скорости в орогенах наблюдаются на глубинах 50–60 км и более. Следующей особенностью строения коры орогенов является увеличение мощности верхнего слоя со скоростями 5,8–6,3 км/с. Сложен он метаморфическим комплексом,

жинами) до голоценового возраста. Распределение разновозрастных осадков на дне Мирового океана носит закономерный характер: в центральных районах располагаются наиболее молодые (современные) образования, а по мере приближения к континентам появляются все более и более древние породы. Мощности слоя сильно варьируют. На участках крутого уклона дна (уступы материкового склона, склоны подводных поднятий и гор) осадки под действием силы тяжести соскальзывают, обнажая породы второго и третьего слоев. Однако на большей части океанического дна осадочный слой присутствует. Наименьшая мощность его наблюдается в пределах срединно-океанических хребтов. Обычно осадки (не более 100 м) заполняют карманы между горными пиками. На самих вершинах они, как правило, отсутствуют, иногда располагаясь на них в виде своеобразных шапок. Дно рифтовой долины, сложенное базальтовыми породами, покрыто тонким слоем преимущественно органогенных осадков. В пределах океанического ложа мощность осадочного слоя не превышает 500 м. Осадки распределены равномерно, возрастая до нескольких километров по направлению к континентам и в глубоководных желобах.

Аномально высокие мощности осадочного слоя установлены по перифериям океанов. Так, в пределах материковой окраины Атлантического океана выявлены мощные осадочные тела (линзы), вытянутые вдоль подножия континентального склона субпараллельно береговой линии. Мощность осадков превышает 10 км, их строение осложнено солянокупольной тектоникой. Столь же внушительные мощности осадочного слоя отмечаются и в котловинах окраинных морей переходной зоны (Охотское, Японское и другие моря). В состав слоя входят глинистые, кремнистые и карбонатные глубоководные пелагические осадки. Ближе к континентам появляются примеси обломочного материала, сносимого с суши (гемипелагические осадки).

Степень деформированности осадочного слоя океанов изучена пока недостаточно. Обычно осадки выполняют неровности рельефа дна, залегая субгоризонтально. Однако во многих местах Мирового океана обнаружены складки, соляные и глинистые диапиры, разломы. Все это свидетельствует о напряженной динамической обстановке в пределах осадочной толщи океанов.

Второй (базальтовый) слой сложен чередованием базальтовых лавовых потоков, брекчий, вулканических пеплов и долеритовых даек. Такая разнородность слоя определяет и резкие колебания скоростей продольных сейсмических волн от 2,2 до 5,5 км/с. Формирование верхней части слоя происходило в условиях подводного вулканизма, о чем свидетельствуют шаровые поверхности базальтовых потоков, напоминающих гигантские колбасы или причудливо переплетающиеся слоновьи хоботы. Потоки лав иногда перекрывали донные осадки, и образовывался своеобразный «слоеный пирог». С глубиной количество и мощность базальтовых пластов увеличиваются, а слои осадочных пород исчезают. Базальты имеют толеитовый* состав, а на вулканических островах распространены щелочные базальтоиды с меньшим содержанием кремнезема, оксидов кальция и магния. В нижней части базальтового слоя располагаются долеритовые дайки — система субвертикальных трещин, которые в свое время служили подводными каналами для базальтовых лав, изливавшихся на океаническое дно. Базальтовый слой является акустической границей с вышележащими осадками. Поэтому его рассматривают как акустический фундамент осадочной толщи океанов. Мощность слоя варьирует от 1,5–2 км в районах подводных поднятий, до 0–500 м в наиболее глубоководных впадинах.

Третий (габбро-серпентинитовый) слой представляет фундамент океанической коры. Он прослеживается стабильно

* Толеитовые базальты (толеиты) — морские базальты, обогащенные кремнезёмом. Название дано по местности Толей на Земле Саар, Германия.

во всех частях океанов. Слой характеризуется постоянством мощности (5–6 км) и скоростью распространения сейсмических волн в пределах 6,4–7,2 км/с. Данные драгирования океанического дна в узких и глубоких расселинах показывают, что верхняя часть третьего слоя представлена габбро, которые образовались при медленной кристаллизации толеитовых базальтовых расплавов в магматическом очаге, питающем рифтовые зоны океанов. Нижняя часть состоит из серпентинитов, возникших при гидратации ультраосновных пород мантии океаническими водами, проникающими вглубь по трещинам литосферы.

Трехслойное строение океанической коры, состоящей из осадочного, базальтового и габбро-серпентинитового слоев, характерно лишь для ложа океанов. Иное строение имеет океаническая кора в пределах срединно-океанических хребтов. Здесь практически отсутствует первый слой, не имеет четкого распространения и третий, он как бы выклинивается к центральной части срединно-океанических хребтов (см. рис. 8). Это дало основания некоторым ученым говорить о своеобразной смеси «мантия — кора» в пределах центральных частей срединно-океанических хребтов. Коромантийная смесь залегает в виде гигантских линз (осевых тел), вытянутых практически на всю длину хребтов при мощности до 80 км.

Промежуточная кора выделяется по предложению И.П. Косминской. Для этого типа коры характерны признаки как континентальной, так и океанической коры, в связи с чем различают два подтипа: субконтинентальный и субокеанический.

Субконтинентальная кора характерна для некоторых островных дуг. В ее строении присутствуют осадочный, «гранитный» и «базальтовый» слои. «Гранитный» слой, в отличие от континентов, существенно сокращен в своей мощности. Более того, он не имеет резкой границы с нижерасположенным «базальтовым» слоем. Общая мощность субконтинентальной коры 30–35 км.

Субокеаническая кора присуща окраинным и некоторым внутриконтинентальным морям. По своему строению она тождественна океанической коре, но отличается значительно увеличенной мощностью осадочного слоя (до 20 км). «Гранитный» слой практически отсутствует и происходит как бы постепенное уплотнение осадочных пород с глубиной. Мощность субокеанической коры 30–35 км.

В химическом отношении состав земной коры определяется в первую очередь кислородом (49,13%), кремнием (26%) и алюминием (7,45%). Значительную роль играют также железо (4,2%), кальций (3,25%), натрий (2,40%), калий (2,35%) и магний (2,35%). Самый распространенный элемент — кислород — находится в коре в виде оксиды: SiO_2 (58%), Al_2O_3 (15%), FeO и Fe_2O_3 (8%), CaO (6%), MgO (4%), N_2O (4%), K_2O (2–2,5%) и т.д. Кора характеризуется относительно высоким содержанием долгоживущих радиоактивных изотопов урана, тория и калия. Максимальная их концентрация отмечается в кислых породах ($3,5 \cdot 10^{-4}$ % в гранитах), минимальная — в ультраосновных ($3 \cdot 10^{-7}$ % в дунитах). В минералогическом отношении земная кора состоит из легкоплавких силикатов с преобладанием алюмосиликатов.

Химический состав земной коры отличается от состава нижележащих оболочек и метеоритного вещества повышенной концентрацией кислорода, кремнезема, щелочных металлов, большинства редких элементов и пониженным содержанием магния и элементов группы железа (Fe, Co, Ni, Cr). Считают, что вещество земной коры образовалось из мантии за счет выплавления и дегазации. По данным А.Б. Ронова и А.А. Ярошевского, общая масса вещества, вынесенного из мантии в материковую кору, составляет $22,37 \cdot 10^{24}$ г, а в океаническую — $6,09 \cdot 10^{24}$ г.

Поверхности раздела земной коры. Наиболее хорошо изучена в структурном отношении земная кора континентов, где она характеризуется расслоенностью (свойство деламинации). По сейсмическим данным в ее преде-

лах выделяется две основные поверхности раздела: кровля консолидированной коры — поверхность фундамента, и ее подошва — поверхность Мохоровичича. Кроме того, внутри континентальной коры выделяются поверхности K_1 и K_2 и ряд зон пониженных сейсмических скоростей (волноводы).

Поверхность фундамента особенно четко выделяется в пределах континентальных платформ, занимающих 85–90 % площади континентов. Она проводится по смене осадочных пород гранитно-метаморфическим комплексом. Граница четко фиксируется по сейсмическим данным. Если в осадочном слое продольные волны имеют скорость 2,0–5,0 км/с, то в первом слое консолидированной коры они возрастают до 6,0–6,5 км/с.

Исследования последних лет (М.Г. Леонов и др., 2000) показали, что эта граница не постоянна во времени, а способна мигрировать вверх, поглощая и включая в состав фундамента новые комплексы за счет переработки отложенных низов осадочного слоя. Это явление получило название *вертикальной аккреции*. М.Г. Леонов и его соавторы понимают это как прогрессивное наращивание гранито-метаморфического слоя консолидированной коры континентов под влиянием гранитизации нижних секций осадочного чехла платформ. Преобразующим фактором выступает метасоматический метаморфизм, возникающий под действием глубинных эманаций (флюидных потоков, газов). Происходит привнос в первично-осадочные породы соединений, типичных для гранитов (прежде всего K_2O , Na_2O , Al_2O_3 и т.д.). При этом фоновый температурный режим не достигает точки плавления пород, а гранитизация ограничивается метасоматическими преобразованиями среды, основной объем которой находится в субсолидусном состоянии. Преобразованная (гранитизированная) среда приобретает сравнительно повышенную проницаемость, расслоенность, способность к пластическому течению (рейдная деформация).

В результате гранитизации происходит наращивание первого (гранито-метаморфического) слоя консолидированной коры континентов за счет нижних секций осадочного чехла. Процесс вертикальной аккреции повторяется неоднократно и граница «чехол-фундамент» перемещается вверх по разрезу. По мнению М.Г. Леонова, это приводит к возникновению «псевдослоистой» структуры фундамента (гранито-метаморфического слоя) с некими «поверхностями-фантомами».

Изложенная трактовка фундамента платформенных областей континентов позволяет его рассматривать как новый резервуарный слой коры, способный вмещать и отдавать жидкий и газообразный флюид, подобно осадочному слою.

Поверхность Мохо четко отбивается скачком скоростей продольных волн от 7,5–7,7 км/с до 7,9–8,2 км/с. В океане она отвечает переходу от габбро-серпентинитового (полосчатого) слоя, с преобладанием габброидов, к перидотитам. Сейсмические материалы, собранные к концу 70-х годов прошлого столетия, позволили геофизикам обогнать представления о том, что поверхность Мохо является неким переходным слоем от коры к мантии. Обычно в его пределах отбивается два и даже более сейсмически адекватных раздела М, располагающихся друг над другом с разницей по глубине иногда до 8–10 км. В.Б. Соллогубом была высказана идея о разновозрастности этих «дубликатов» поверхности М. Так, в Карпатах им выделяется три раздела М на глубинах: 40–45 км (мезозойско-кайнозойского возраста), 55–60 км (рифей-раннепалеозойского возраста) и 60–65 км (раннепротерозойского возраста). По его мнению, в переходной зоне происходит перемешивание мантийного и корового материала с нарастанием мантийной компоненты с глубиной. К этой мысли пришли и европейские геофизики в конце 90-х годов прошлого столетия, утверждая, что граница Мохо должна рассматриваться как зона тонкого переслаивания пород с

мантийными и коровыми свойствами, и что по этой зоне происходит дифференциальное перемещение коры относительно мантии глобального масштаба. Наиболее вероятны такие срывы в обстановке коллизионных горноскладчатых областей, континентальных рифтов и трансформных разломов.

Внутри континентальной коры выделяется несколько внутренних поверхностей раздела. Большинство из них не имеют непрерывного распространения, а развиты лишь в пределах отдельных регионов. Наиболее устойчивы две поверхности: K_1 и K_2 . Граница K_1 , как уже указывалось, является подошвой верхнего слоя консолидированной коры платформ с характерными скоростями 6,1–6,5 км/с. Граница K_2 делит второй и третий слои коры континентов. Она выражена менее четко, чем поверхность K_1 .

Наряду с этим в пределах коры выделяется несколько слоев с пониженной скоростью сейсмических волн. Впервые идею о возможности существования в земной коре слоев с пониженной скоростью сейсмических волн высказал Б. Гутенберг в 1951 г. Последующие сейсмические исследования это подтвердили. Наиболее распространены «волноводы» в «гранитном» слое коры на глубине от 8–10 до 15–20 км. В ряде районов (Закарпатский прогиб, Богемский массив, Карпаты, Рейнский грабен и др.) волновод установлен в нижней части «базальтового» слоя.

На древних платформах ослабленные слои (волноводы) устанавливаются чаще в основании верхнего слоя коры; на молодых — преимущественно в среднем слое. В горноскладчатых областях мощности волноводов увеличиваются, и положение их смещается к подошве коры.

2.4. Мантия

Мантия заключена между поверхностями Мохоровичича и Вихерта-Гутенберга. На ее долю приходится 83 % объема Земли и почти 67 % массы. Традиционно сейсмологические данные позволяли выделять в ее пределах верхнюю

мантию (слой В), среднюю мантию (слой С) и нижнюю мантию (слои D' и D'').

В традиционной модели строения мантии Земли верхняя мантия отделена от средней границей раздела на глубине около 410 км, при переходе через которую скорость сейсмических волн возрастает (продольных от 7,9–9,0 до 9,0–11,4 км/с; поперечных от 4,5–5,0 до 5,0–6,4 км/с).

Средняя мантия (слой Голицына) отделяется от нижней на глубине 950–1000 км. Ниже этой поверхности раздела скорость сейсмических волн нарастает плавно и меняется для продольных волн от 9,0–11,4 до 11,4–13,6 км/с; для поперечных — от 5,0–6,4 до 6,4–7,3 км/с. Иногда среднюю мантию рассматривают в составе верхней в качестве нижнего слоя.

Нижняя мантия (слои D' и D'') прослеживается до глубины 2900 км. Граница раздела четкая, так как здесь происходит резкое падение скорости распространения упругих колебаний до 8,1 км/с, а поперечные колебания не прослеживаются. В основании нижней мантии, по снижению скорости продольных волн до 12,6 км/с, выделяют переходную оболочку (слой D''), которая располагается в интервале глубин 2700–2900.

В соответствии с моделью строения мантии, предложенной Ю.М. Пушаровским, в ней, как уже указывалось, выделяется не три, а шесть подразделений: верхняя мантия, состоящая из верхней и нижней частей, зона раздела I, средняя мантия, зона раздела II и нижняя мантия. Меняются и границы, определяющие кровлю и подошву выделенных оболочек (рис. 9). Дальнейшее рассмотрение строения и состава мантии будет проводиться в соответствии с моделью Ю.М. Пушаровского.

Верхняя мантия расположена между подошвой земной коры (поверхность М) и границей раздела на глубине 670 км. На глубине 410 км верхняя мантия, согласно представлениям Ю.М. Пушаровского, разделена на верхнюю и нижнюю части. Верхняя часть в традиционных моделях

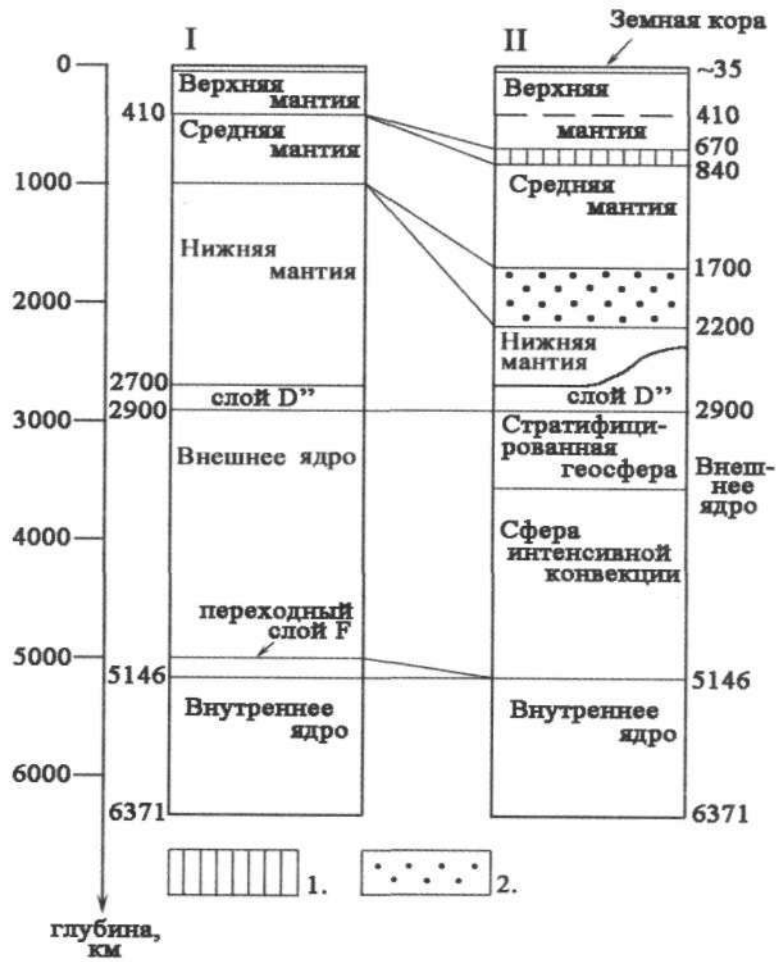


Рис. 9. Сопоставление моделей внутреннего строения Земли традиционной (I) и новой (II) (по Ю.М. Пушаровскому). 1 — зона раздела I; 2 — зона раздела II.

мантии соответствует всему объему верхней мантии. В свою очередь она состоит из двух основных слоев. Верхний слой (субстрат по Е. Люстиху) совместно с земной корой образует литосферу. Эта жесткая оболочка, характеризующаяся высокой прочностью и упругими свойства-

ми, залегает на ослабленном, пластичном астеносферном слое. Надастеносферный слой мантии имеет преимущественно перидотит-эклогитовый состав, плотность до 3,3 г/м³ и скорости распространения сейсмических волн 7,9–8,4 км/с. В связи с этим его иногда называют *перидотитовым слоем* (рис. 10).

Подошва литосферы определяется положением температурной поверхности солидуса мантийного вещества (порядка 1300 °С). Под материками подошва литосферы залегает на глубинах от 150–200 км под молодыми платформами, до 250–350 км под шитами древних платформ, тогда как под океанами от 7–10 км под гребнями срединно-океанических хребтов до 30–90 км под абиссальными участками дна.

Такое существенное различие в мощностях континентальной и океанической литосферы объясняется более древним возрастом первой. Согласно представлениям О.Г. Сорохтина, подкоровые части литосферы образуются за счет охлаждения и полной кристаллизации горячего мантийного вещества. Как результат этого процесса происходит увеличение мощности литосферы по корневой зави-

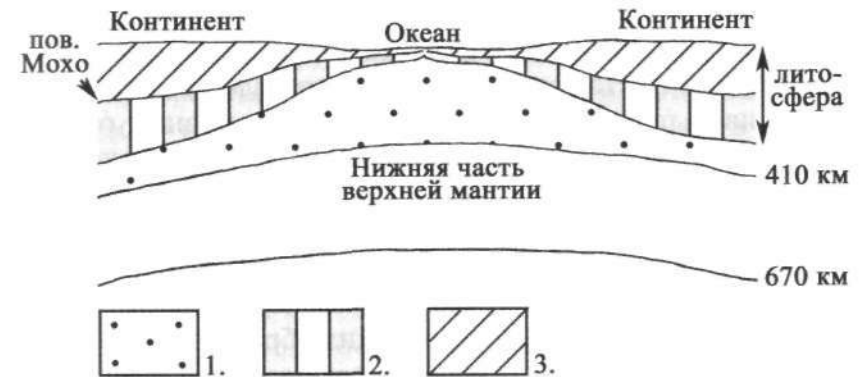


Рис. 10. Принципиальная схема строения верхней мантии Земли. 1 — астеносфера; 2 — субстрат (перидотитовый слой); 3 — земная кора.

симости от возраста плиты. По данным А.М. Городницкого и О.Г. Сорохтина, мощность океанической литосферы аппроксимируется как:

$$H_l \approx 7,5 + 6,6\sqrt{t} \text{ ,}$$

где H_l — толщина океанической литосферы, км; t — возраст океанического дна, млн. лет. Из этого следует, что минимальная мощность литосферных плит океанов будет под молодыми рифтовыми долинами срединно-океанических хребтов, а максимальная — под более древними абиссальными котловинами.

При определении мощности литосферы для континентов авторы учитывают влияние дополнительного разогрева коры за счет распада радиоактивных элементов. В этом случае зависимость между мощностью литосферы (H_l) и ее возрастом определяется как:

$$H_l \approx 5,6\sqrt{t}$$

Следовательно, самая мощная литосфера (до 350 км) будет наблюдаться под щитами древних платформ с возрастом коры 2 млрд. лет и более. В этих районах практически вся верхняя часть верхней мантии будет входить в состав литосферной оболочки.

Важной особенностью строения литосферы, как и земной коры, является ее тектоническая расслоенность. Наиболее явно проявляется это свойство в активных горноскладчатых областях, где наблюдается иногда несколько поверхностей дисгармонии слоев литосферы. На Памире и в прилегающей Таджикской депрессии, например, установлены признаки новейшего дисгармоничного смятия и срыва мезозойско-кайнозойского осадочного комплекса относительно жестких палеозойских образований. В пределах консолидированной коры этих регионов отмечаются коровые волноводы, а сейсмоактивные наклонные разломы на глубине 30–40 км срезаны субгоризонтальной зоной концентрации гипоцентров землетрясений. Уста-

навливается также пространственное несовпадение зон концентрации коровой сейсмичности и Гиндукушской мантийной сейсмофокальной зоны. Явления дисгармонии охватывают всю литосферу и верхнюю мантию Памиро-Таджикского региона на глубину до 250 км.

На существование сравнительно пластичного слоя на границе «гранитного» и «базальтового» слоев коры древних платформ указывалось выше. В нижней части литосферы (ниже подошвы коры) в ряде регионов также устанавливается горизонтальная неоднородность. Глубинное сейсмическое зондирование Восточно-Европейской платформы показало, что на глубине 30 км от поверхности M находится слой мощностью около 10 км с относительно пониженными скоростями распространения упругих волн (до 8,1–8,2 км/с). Ниже его выделяется еще один слой мощностью около 15 км со скоростью продольных волн порядка 8,5 км/с. Это доказывает расслоенность мантийной части литосферы (субстрата), а, следовательно, литосферы в целом, и в пределах платформ. По данным Ю.П. Непрочнова, структурно-динамическая расслоенность выявляется и для океанической литосферы. Ряд ученых полагают, что тонкая структура нижней литосферы установлена надежно.

Все это позволяет говорить о тектонической расслоенности (деламинации) литосферы в целом, допускать возможность горизонтального перемещения масс в самой литосфере по различным уровням, рассматривать ее как сочетание подвижных зон пониженной вязкости и прочности (астенослои и астенолинзы) с более вязкими и прочными литопластинами и литоблоками.

В латеральном отношении литосфера Земли также не является сплошной оболочкой, а состоит из нескольких крупных плит, границами которых являются зоны повышенной сейсмичности и вулканизма. Следовательно, литосферу можно представить себе как слоистоблоковое образование. Литосфера расположена на *астеносфере* — важ-

нейшей оболочке верхней мантии. На существование последней было указано американским геологом Дж. Баррелом еще в 1914 г. В 1926 г. Б. Гутенберг отметил первые ее геофизические признаки в виде снижения скорости распространения упругих волн. Судя по скорости восстановления изостатического равновесия Скандинавского полуострова, нарушенного образованием покровного ледника в четвертичный ледниковый период, вязкость вещества астеносферы составляет порядка 10^{20} – $5 \cdot 10^{20}$ П (пуаз), что на 2–3 порядка ниже, чем в выше- и нижележащих областях мантии (для сравнения, вязкость воды составляет 10^{-2} П, асфальта — 10^{10} – 10^{12} П, стекла — 10^{13} П, стали — 10^{18} – 10^{20} П).

Положение кровли и подошвы астеносферы будет определяться пересечением кривой изменений температуры мантии с кривой изменения температуры солидуса мантийного вещества (рис. 11). В пределах астеносферы происходит частичное (от 1 до 10 %, по А. Рингвуду) расплавление базальтовых составляющих. Базальтовые жидкости заполняют межгранулярные пространства между более тугоплавкими кристаллами перидотита, образующими упругий каркас ослабленного слоя. О частичном расплавлении вещества астеносферы свидетельствует также резкое возрастание в ее пределах электропроводности, получаемое по данным магнитотеллурического зондирования.

Экспериментальные исследования показывают, что при частичном плавлении ультраосновных пород при давлении 10^3 МПа* первые порции базальтового расплава возникают в местах тройных сочленений зерен породы и образуют взаимосвязанную систему каналов при сохранении скелета (матрицы) породы. На этом основании А.В. Каракин и Л.И. Лобковский выдвигают и расчетами обосновывают положение о слоистой структуре астеносферы. По их данным, мощность двухфазового слоя с сообщаю-

*1 кбар = 10^3 бар = 10^2 МПа

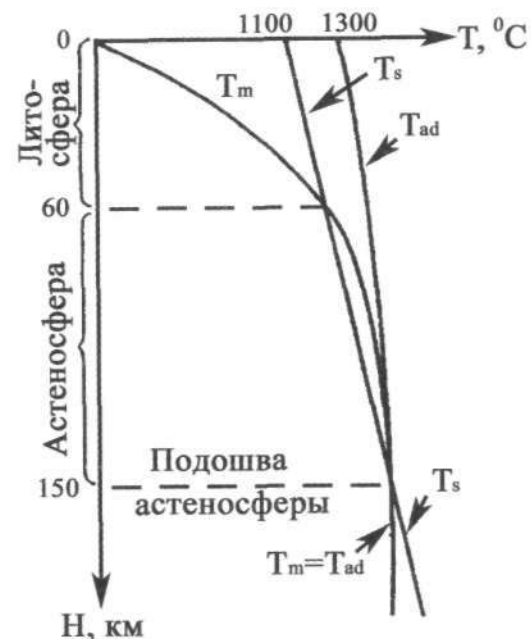


Рис. 11. Схема, иллюстрирующая температурные режимы существования литосферы и астеносферы.

T_m — температура мантии; T_{ad} — адиабатическая температура мантии; T_s — температура солидуса мантийного вещества.

щимися порами не может превышать некоторой предельной величины, при достижении которой у кровли слоя происходит гидроразрыв скелета породы поровым давлением каверн, заполненных расплавом. Выше поверхности гидроразрыва могут существовать лишь изолированные магматические камеры в однофазной среде. Еще выше может вновь появиться слой двухфазной среды с сообщающимися порами и т.д. Таким образом, астеносфера может иметь слоистое строение с чередованием двухфазных и квазиоднофазных слоев. В двухфазных слоях может происходить вертикальная фильтрация магмы. В кровле слоев расплав локализуется в каверны, соединяющиеся в систему горизонтальных каналов. Допускается существенно горизонтальная миграция магмы. При этом она может

скапливаться в зонах глубинных разломов, в случае если они проникают в астеносферу и создают в ее пределах области пониженного давления. Таким механизмом можно объяснить, в частности, образование вулканических очагов, питающихся из астеносферы.

Идея слоистого строения астеносферы находит подтверждение в сейсмических материалах. Так, в переходной зоне Азиатского материка к Тихому океану, по данным Р.З. Тараканова и Н.В. Левого, выделяются четыре обособленных астеносферных слоя на глубинах 65–90, 120–160, 230–300 и 370–430 км.

В последние годы были получены дополнительные доказательства слоистого строения астеносферы. Изучение сейсмических явлений при подземных ядерных взрывах, проведенных в российском Центре ГЕОН, показало, что в верхней мантии территории России (районы Западной и Центральной Сибири) фиксируется, по крайней мере, три слоя с пониженной скоростью сейсмических волн на глубинах 75–115 км, 140–170 км и 200–260 км (рис. 12). Ученые Центра (А.В. Егоркин и др.) объясняют это явление химической зональностью верхней мантии. По их мнению, слои с пониженной скоростью сложены пиролитом (т.е. исходным веществом мантии), а слои с повышенной скоростью — тугоплавкими компонентами (дунит, перидотит), которые выделялись в результате частичного плавления пиролита. В первом случае $V_p = 8,02–8,23$ км/с, во втором — 8,34–8,60 км/с.

Доказательная картина наличия латеральных неоднородностей и внутренней расслоенности верхней мантии была получена глубинным сейсмическим зондированием на сверхдлинных геотраверсах через Северную Европу (рис. 13). На приводимом рисунке четко выделяются три астеносферных слоя с пониженной скоростью сейсмических волн. Принципиально сходная картина установлена также в верхних 150 км мантии на северо-западе Тихого океана.

Приведенные факты позволяют считать реальностью

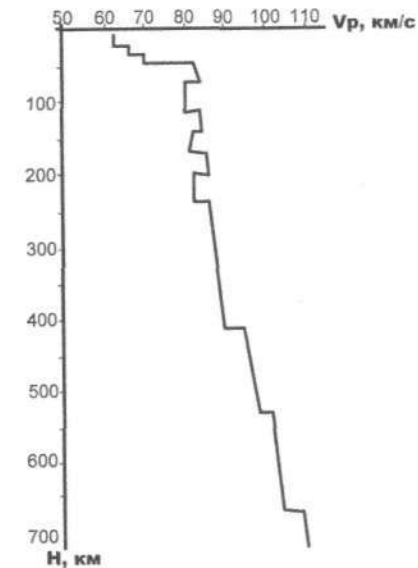


Рис. 12. Скорости продольных волн в верхней мантии для районов Западной и Центральной Сибири (А.В. Егоркин, 2002).

идею слоистого строения астеносферы, хотя причины этого явления окончательно еще не понятны.

Наиболее отчетливо астеносферный слой выделяется в горноскладчатых областях и в районах островных дуг; на платформах, в особенности под щитами, он выделяется нечетко. По мнению И.П. Косминской, четкость сейсмического проявления астеносферы определяется ее насыщенностью областями пониженных скоростей, которые не представляют собой непрерывных слоев, а образуют линзовидные прерывистые тела. С существованием астеносферы связывают явление *изостазии*, которое выражается в стремлении литосферы к равновесному состоянию. Существует два способа осуществления изостазии (рис. 14). Первый состоит в том, что горы обладают корнями, погруженными в мантию, и изостазия обеспечивается вариациями мощности земной коры (модель Дж. Эри). В этом случае нижняя поверхность коры обладает обрат-



Рис. 13. Скоростная структура верхней мантии в пределах Балтийского щита и каледонид Норвегии по данным ГСЗ на сверхдлинном профиле FENNOLORA.

1 — земная кора, 2 — мантийные астенослои, 3 — глубинные границы, 4 — скорости продольных волн.

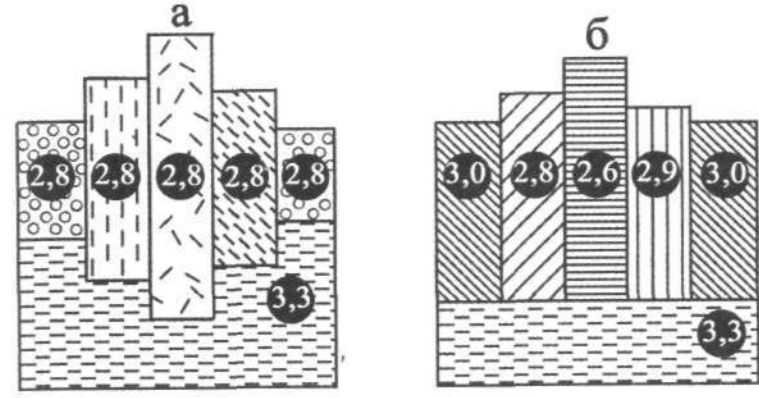


Рис. 14. Схемы изостатического равновесия земной коры (а — по Дж. Эри, б — по Дж. Пратту). Цифрами указана плотность.

ным рельефом по отношению к земной поверхности. Возникают так называемые «корни гор».

Модель Дж. Пратта дает другое объяснение изостази: участки повышенного рельефа должны быть сложены менее плотными породами, а районы с пониженным рельефом — более плотными. Подошва земной коры должна иметь горизонтальный характер.

На самом деле уравнивание континентов и океанов достигается сочетанием обоих механизмов. Гравиметрические исследования показывают, что в целом поверхность нашей планеты находится в состоянии, близком к равновесному. Астеносфера и является тем пластичным слоем, который выравнивает давления разновысотных и разноплотных блоков литосферы. Примерно на глубине 100 км давление литосферы оказывается одинаковым вне зависимости от рельефа местности. Однако, по данным М.Е. Артемьева, имеется отклонение от этого правила. В частности, существенными изостатическими аномалиями обладают подвижные пояса земного шара, прежде всего, островные дуги и сопряженные с ними глубоководные желоба.

Таким образом, астеносфера, с одной стороны, служит генератором тектонической активности литосферы, поскольку в ее пределах происходит движение магматических масс, с другой стороны, — это область затухания движений литосферы, своеобразный амортизатор, «смягчающий» проявление в литосфере активности глубинных недр Земли. Учитывая высокую тектоническую активность астеносферы, иницирующую роль в возникновении тектонических движений, землетрясений, магматизма, ее, совместно с литосферой, объединили в *тектоносферу*. Поскольку астеносфера с субстратом заполняли практически всю верхнюю мантию, то в традиционных моделях строения Земли под тектоносферой понимали земную кору с верхней мантией до глубины 410 км. Ю.М. Пушаровский считает, что понятие «тектоносфера» должно быть расширено. Оно должно относиться не только к земной коре и верхней мантии, но включать в себя мантию полностью, поскольку тектонические, структурообразующие движения присущи всем подразделениям мантии. Таким образом, тектоносфера в современном понимании — это земная кора и вся мантия в целом.

Нижняя часть верхней мантии в интервале глубин 410–670 км проходит под тремя наименованиями: слой Голицына, средняя мантия, переходная зона между верхней и нижней мантией. Согласно представлениям Ю.М. Пушаровского, эту оболочку мощностью порядка 260 км следует рассматривать как нижнюю составную часть верхней мантии.

В составе верхней мантии, согласно современным воззрениям, преобладают следующие химические элементы: Si, Mg, Fe, Al, Ca и O. В соответствии с химическим и минеральным составом петрологические модели верхней мантии получили название пиrolитовой, лерцолитовой, пиклогитовой и эклогитовой.

Наиболее традиционна *пиrolитовая* модель мантии. Она была предложена А. Рингвудом в 1962 г. Ученый рассмат-

ривал мантию как первичное вещество Земли, прошедшее первую стадию дифференциации. По мнению А. Рингвуда, пиrolит — это условная пироксен-оливиновая порода, состоящая из трех частей перидотита и одной части гавайских базальтов. При фракционном плавлении она дает базальтовую магму.

Лерцолитовая модель предложена Л.В. Дмитриевым в 1969 г. В отличие от пиrolитовой, она является эмпирической и основана на анализе большого количества каменного материала, собранного в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов Мирового океана. Лерцолит верхней мантии состоит из смеси пяти частей перидотита-гарсбургита и одной части толеитового базальта океанических рифтовых долин. Рассчитанная плотность вещества мантии по лерцолитовой модели более точно соответствует сейсмическим данным, чем другие модели.

Пиrolитовая и лерцолитовая модели принципиально между собой не расходятся и подразумевают, что петрологический состав верхней мантии близок к таковому во всей более глубокой мантии.

Пиклогитовая модель предполагает доминирование пироксен-гранатовой ассоциации и имеет более четко выраженный химический контраст с остальной мантией.

Более частная *эклогитовая* модель допускает присутствие в верхней мантии эклогитовых линз и блоков.

Все рассмотренные петрологические модели верхней мантии весьма обобщенные и гипотетические. Наиболее простой и распространенной является пиrolитовая модель.

Граница раздела внутри верхней мантии на глубине 410 км объясняется структурной перестройкой оливина α — $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$ в вадслеит β — $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$, что сопровождается возникновением более плотной фазы с большими коэффициентами упругости. В этом случае скорость сейсмических волн должна возрасти на 13 %. На самом же деле, на глубине 410 км она увеличивается всего на 3–5 %. Чтобы избежать противоречий между петрологической мо-

делью верхней мантии и сейсмологическими данными, допускается вхождение дополнительных атомов железа и водорода в структуру вадслеита, что приводит к уменьшению жесткости вещества мантии, и, соответственно, к снижению скорости распространения сейсмических волн. Как предполагает Ю.М. Пущаровский, обогащение вадслеита железом должно вовлечь в реакцию большое количество оливина мантии. В свою очередь это должно сопровождаться изменением химического состава пород вблизи границы раздела «410».

В нижней части верхней мантии (410–670 км), вероятно, преобладают фазы со структурными типами граната и шпинели. Их образование связано с трансформацией пироксена $(\text{Mg, Fe})\text{SiO}_3$ в гранат $\text{Mg}(\text{Fe, Al, Si})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ и вадслеита $\beta - (\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$ в рингвудит γ -модификацию $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$ со структурой шпинели. Современные модели состава мантийных пород допускают присутствие в них алюминия в количестве до 4 вес.%. В верхней мантии он может быть сосредоточен в таких минералах как корунд Al_2O_3 или кианит Al_2SiO_5 .

Важным компонентом нижней части верхней мантии (интервал 410–670 км), по мнению американского ученого А. Томпсона, является вода, содержание которой составляет примерно 0,1 вес. %. Она находится в связи с Mg-силикатами. Количество воды в этой оболочке было бы достаточно, чтобы покрыть поверхность Земли слоем мощностью до 800 м.

В последние годы получили распространение представления о более существенной роли флюидов в составе мантии. По данным японских исследователей даже в нижней мантии может содержаться до 0,2–0,4 вес. % H_2O . Присутствие флюидов (H_2O , CO_2 , CO , N_2 , возможно CH_4 и H_2) существенно влияет на вязкость, температуру плавления и другие параметры мантии.

Зона раздела I (670–840 км) характеризуется сложными полиморфными переходами минералов. Проведенные

лабораторные исследования с использованием камер с алмазными наковальнями, позволили смоделировать некоторые особенности структуры и состава этой оболочки. Наиболее вероятным является то, что здесь происходит трансформация оливина в перовскит $(\text{Mg, Fe})\text{SiO}_3$ и магнезиовюстит $(\text{Mg, Fe})\text{O}$. Нижняя граница зоны раздела I определяется переходом представителя семейства граната пирропа $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ в ромбический перовскит $(\text{Mg, Fe})\text{SiO}_3$ и твердый раствор корунд-ильменит $(\text{Mg, Fe})\text{SiO}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3$.

Средняя мантия (870–1700 км). Ее строение и возможный петрологический состав существенно менее изучен по сравнению с верхней мантией. Допускается, что здесь отношение оксидов двухвалентных элементов (МО) к кремнезему $(\text{МО}/\text{SiO}_2)$ равно примерно двум, что оказывается ближе к оливину, чем к пироксену, а среди минералов преобладают перовскитовые фазы $(\text{Mg, Fe})\text{SiO}_3$ и магнезиовюстит $(\text{Mg, Fe})\text{O}$ со структурой типа NaCl. На долю первых приходится порядка 70 % от объема, а на долю вторых — 20 %. Оставшиеся 10 % занимают стишовит (плотностью $4,28 \text{ г/см}^3$) и оксидные фазы, содержащие Ca, Na, K, Al, Fe. Их кристаллизация допускается в структурных типах ильменита-корунда, кубического перовскита (CaSiO_3) и Ca-феррита (NaAlSiO_4).

Зона раздела II (1700–2200 км). Петрологический состав этой зоны вытекает в основном из экспериментальных данных, полученных в условиях близких к давлению и температуре, характерным для глубин 1700–2200 км. Так, при давлениях в 70 ГПа (глубина порядка 1700 км) отмечена металлизация вюстита (FeO). При еще больших давлениях зафиксировано появление у вюстита полиптии, связанное с образованием структурных фрагментов типа никелина (NiAs). Здесь же отмечена перестройка кремнезема в стишовит с ромбической структурой типа рутила (TiO_2). На глубине 2000–2200 км происходит дальнейшая перестройка стишовита в структуру, занимающую промежуточное положение между PbO_2 и ZrO_2 с более

плотной упаковкой кремний-кислородных октаэдров. На этих же глубинах при давлении порядка 90 ГПа допускается распад перовскито-подобного $MgSiO_3$ на периклаз (MgO) и свободный кремнезем (SiO_2).

В этом интервале глубин также установлено начало перехода из высокоспинного в низкоспинное состояние атомов железа в структуре магнезиовюститита (Mg, Fe)O.

Полиморфные переходы вещества мантии в зоне раздела II приводят к существенному увеличению плотности пород и скачку скорости упругих колебаний.

Нижняя мантия (2200–2900 км) характеризуется дальнейшим увеличением плотности пород и плавным нарастанием скорости сейсмических волн. Предполагается, что вещество нижней мантии состоит преимущественно из перовскита (Mg, Fe) SiO_3 и магнезиовюститита (Mg, Fe)O. Молярное отношение между этими минералами варьирует от 2:1 до 3:1. Причем объемная доля магнезиовюститита не превышает 19%. Она уменьшается с увеличением содержания железа в вюстите. Указанные минералы нижней мантии характеризуются исключительной стабильностью. В частности, образцы магний-перовскита $MgSiO_3$ в лабораторных условиях с помощью алмазных наковален подвергались давлению, в 1,3 млн. раз превышающему атмосферное, при температуре около 2000 °К (P-T условия, характерные для низов мантии). Ни во время эксперимента, ни после его минерал не изменил свою структуру и состав. Исходя из этого, авторы эксперимента пришли к выводу о том, что магний-перовскит следует рассматривать как наиболее распространенный минерал на Земле, на долю которого приходится почти половина ее массы.

Таким же устойчивым минералом оказался и вюстит Fe_xO . В условиях нижней мантии «x» не превышает 0,98 и в минерале присутствуют одновременно двух- и трехвалентное железо. Вюстит и магнезиовюстит являются основными «переносчиками» железа в нижней мантии, да и в мантии вообще. Под действием высоких давлений двух-

валентное железо переходит в трехвалентное, которое остается в структуре минерала. Одновременно при этом выделяется нейтральное железо, которое переходит в ядро. Вероятно, эти процессы дифференциации мантийного вещества наиболее активно протекают в слое D'' (2700–2900 км). Объясняется это тем, что вюстит и магнезиовюстит в условиях высоких давлений характеризуются нестехиометрией состава, дефектами атомных решеток, политипией, изменением магнитного упорядочения, связанного с изменением электронной структуры атомов железа. Снижение прочности вещества слоя D'' приводит к снижению скорости упругих волн, проходящих через эту оболочку.

По сравнению с верхней мантией нижняя характеризуется относительной обогащенностью железом, т.е. она в значительной степени сохранила свой примитивный (изначальный) состав, тогда как верхняя мантия уже истощена (деглетирована).

Распад железосодержащих минералов в слое D'' с отжатием части железа в ядро приводит к возникновению тепломассопотоков (плюмов), поднимающихся с границы «ядро-мантия» вверх. При этом наблюдается «размыв» верхней границы нижней мантии. В меньшей степени это присуще и другим поверхностям раздела внутримантийной геосферы Земли.

Явления, происходящие в слое D'', чрезвычайно важны для понимания и объяснения процессов образования и эволюции земного ядра. Учитывая ту важную роль, которую играет этот слой в строении нижней мантии, исследователи (В.Н. Жарков, В.М. Любимов, Л.Н. Дорофеева, В.М. Дорофеев) предложили рассматривать его в качестве *второй астеносферы* Земли.

В самом основании нижней мантии в начале 70-х годов прошлого столетия И.С. Берзон выделил тонкий переходный слой между мантией и ядром мощностью порядка 20 км. Слой Берзона характеризуется снижением скорости продольных волн, а скорость поперечных волн

убывает с 7,3 км/с практически до нуля, что говорит о существенном снижении коэффициента эффективной вязкости, т.е. о том, что вещество этого слоя находится частично в расплавленном состоянии.

2.5. Ядро

Ядро занимает центральную часть Земли (2900–6371 км), составляя около 17 % от ее объема и 33 % массы. В его составе выделяют внешнее ядро, переходную оболочку и внутреннее ядро.

Внешнее ядро (слой E) заключено в пределах от 2900 до 5000 км. Его объем 15,16 %, масса — 29,8 %. Внешнее ядро состоит из вещества, находящегося, как уже отмечалось, в расплавленно-жидком состоянии. Его вязкость оценивается в 0,4 П, что близко к вязкости воды. Кроме сейсмических данных, об этом свидетельствуют приливные деформации внутри Земли. Если бы весь земной шар был бы твердым, то приливные колебания на поверхности Земли были бы слабее наблюдаемых. Кроме того, нутационные отклонения оси вращения нашей планеты, чандлеровские колебания полюсов (флуктуации Земли в целом относительно оси ее вращения) без допущения идеи о жидком внешнем ядре были бы невозможны. В последние годы, на основании термодинамического моделирования с использованием механики жидких сред, делаются попытки стратифицировать внешнее ядро на две оболочки: верхнюю и нижнюю. Как уже указывалось, верхняя оболочка внешнего ядра рассматривается как некая слоистая зона, а нижняя — как зона интенсивной конвекции (см. рис. 9).

В основании внешнего ядра, в интервале глубин 5000–5200 км, располагается *переходная оболочка* (слой F) мощностью около 140 км. Слой характеризуется некоторым увеличением скорости продольных упругих колебаний до 10,4 км/с, однако поперечные волны в ее пределах не прослеживаются.

Внутреннее ядро (слой G, или субъядро) занимает са-

мую сердцевину нашей планеты. Его радиус — 1250 км, объем — около 0,7 %, а масса — около 1,8 % от массы всей Земли. В пределах внутреннего ядра скорость продольных волн возрастает до 11,4 км/с, а поперечных до 3,4–3,6 км/с, что свидетельствует о том, что вещество субъядра находится в твердом состоянии. Впервые на его существование было указано в 1936 г. европейским ученым И. Леманом.

В последнее время была установлена анизотропия внутреннего ядра и большая скорость его вращения по сравнению с Землей в целом на $1,3 \pm 0,5$ град/год.

В отношении химического и минерального состава ядра Земли существуют две основные точки зрения: ядро — железо-никелевое или силикатное (т.е. тождественно составу мантии). Экспериментальные данные по ударному сжатию силикатов, металлов и их оксидов, квантохимические расчеты и теоретические построения отвергают идею о каменном составе ядра. Более того, эти опыты показали, что в ядре должно содержаться не менее 80–90 % железа. В то же время было доказано, что при давлениях, которые господствуют в ядре Земли, железо-никелевое ядро должно на 8–15 % превышать плотность внешнего ядра в существующих моделях. Поэтому предполагается, что внешнее ядро состоит из сплавов или соединений железа с более легкими элементами, например, Si, O, H. Считается также весьма возможным соединение железа с серой (Fe_3S).

По мнению О.Г. Сорохтина, наиболее вероятной добавкой к железу во внешнем ядре служит кислород, а основным соединением, определяющим состав ядра, является оксид одновалентного железа (Fe_2O). В обычных условиях при низких давлениях такого рода соединения неизвестны. Однако при высоких давлениях химические свойства железа могут меняться. Объясняется это тем, что железо относится к переходной группе элементов с незаполненными промежуточными электронными уровнями.

Поэтому при высоких давлениях в железе могут возникать электронно-фазовые переходы, меняющие конфигурацию внешних электронных оболочек этого элемента.

Образование этого вещества может происходить при распаде железистых силикатов в условиях высоких давлений с появлением оксида одновалентной фазы железа и выделением свободного кислорода:



фаялит

При дальнейшем увеличении давления может произойти распад самого оксида с образованием чистого железа:



Расчеты О.Г. Сорохтина показывают, что такой переход с выделением чистого железа возможен при давлениях $(2,5-3) \cdot 10^5$ МПа, что близко к давлению на поверхности внутреннего ядра Земли $(3,28 \cdot 10^5$ МПа). Все это позволяет высказаться за то, что внешнее ядро состоит из оксида одновалентной фазы железа. Скорее всего, это — эвтектический сплав железа (Fe) с вюститом (FeO), что и образует «ядерное» вещество FeFeO (Fe_2O). Внутреннее ядро состоит из сплава железа с никелем в пропорции $\text{Fe}_{0,9}\text{Ni}_{0,1}$. Наиболее активно процессы кристаллизации железа, вероятно, происходят в переходной оболочке (слой F). В результате этого процесса идет осаждение свободного железа и приращение внутреннего ядра. Допускается, что ежегодно за счет этого субъядро планеты прибавляет в радиусе несколько миллиметров.

Сейсмические данные указывают на сложное строение внутреннего ядра Земли. Оно состоит из ряда концентрических оболочек с различающимся составом. Такое строение субъядра можно объяснить, допустив, что образование его происходило за счет кристаллизации из многокомпонентной жидкости при постепенно понижающейся температуре. Процесс этот протекает, вероятно, до сих пор.

Существуют и несколько иные взгляды на химический состав ядра и Земли в целом. Из них наиболее интересны

кислородно-водородная модель Н.П. Семеновко и изначально гидридной Земли В.Н. Ларина.

Согласно *кислородно-водородной модели* в центре Земли находится твердое внутреннее ядро космического происхождения, сложенное гидридами и карбидами металлов. Во внешнем ядре происходит частичное распадение их с выделением водорода и углерода, что приводит к разуплотнению ядра. Выделяющиеся продукты поступают в нижнюю мантию и вызывают ее металлизацию. Образуется смесь силикатов железа и магния, металлов, воды и уголекислоты. Допускается также возможность нахождения здесь самородного железа, сульфидов, алмазов, летучих компонентов — H_2 , CO_2 , CH_4 . В верхней мантии, состоящей из силикатов железа и магния, горячие H_2O , CO_2 , H_2 и CH_4 приводят к выплавлению и образованию потоков флюидов, устремляющихся в земную кору. Согласно модели Н.П. Семеновко, ведущая роль в развитии Земли отводится водороду, который участвует в образовании минералов, способствует миграции элементов, влияет на термодинамику и направленность геохимических процессов мантии и земной коры.

С изложенными представлениями до некоторой степени перекликаются взгляды В.Н. Ларина, известные как концепция *изначально гидридной* Земли. В этом случае также практически все особенности развития нашей планеты объясняются выделением водорода из ее недр. По В.Н. Ларину, концентрация кислорода в теле Земли не должна превышать первых процентов ее массы, а изначальный состав земного вещества должен быть преимущественно гидридным (металлы, кремний и водород). Дегазация водорода в конечном итоге привела к следующему современному химическому строению недр. Внутреннее ядро сложено гидридами металлов. Высокая плотность его объясняется уплотнением вещества за счет деформации гидридионов. Внешнее ядро образовано металлами с растворенным в них водородом. Процесс растворения про-

исходил, по мнению В.Н. Ларина, благодаря проникновению водорода в решетки металлов (в виде протона) и в оболочку атомов. Внедрение протонов привело к появлению способности атомов металлов к значительным деформациям и уменьшению диффузии. В результате при достаточно высоких температурах и насыщении водородом подвижность атомов так возросла, что агрегатное состояние системы стало больше соответствовать вязкой жидкости, чем твердому телу. Нижняя и средняя мантия сложены различными сплавами на основе кремния, магния и железа. Верхняя мантия и земная кора образованы силикатами и оксидами.

Контрольные вопросы:

1. Охарактеризуйте сейсмические волны и назовите их типы.
2. Почему в жидкостях не распространяются поперечные волны?
3. В чем сущность однородной модели строения Земли?
4. Понятие о сейсмическом параметре.
5. Сейсмическая модель строения Земли.
6. Параметрические модели строения Земли.
7. Охарактеризуйте явление полиморфных переходов минералов. Примеры.
8. Методы изучения земной коры.
9. Эволюция представлений о строении земной коры.
10. Типы земной коры.
11. Состав земной коры.
12. Дайте сравнительную характеристику континентальной и океанической коре.
13. Поверхности раздела в земной коре.
14. Объясните явление вертикальной аккреции коры.
15. Дайте общую характеристику строения мантии Земли (традиционное и современное).
16. Верхняя мантия (строение, состав).
17. Литосфера (строение, состав, изменение мощности).

18. Астеносфера (состав, фазовое состояние, причины возникновения).
19. Объясните теорию изостазии.
20. Что такое тектоносфера?
21. Охарактеризуйте зону раздела I.
22. Средняя мантия (строение, состав).
23. Характеристика зоны раздела II.
24. Нижняя мантия (строение, состав).
25. Понятие о слое Берзона.
26. Строение и состав внешнего ядра.
27. Доказательства жидкого состояния вещества внешнего ядра.
28. Строение и состав внутреннего ядра.
29. Альтернативные представления о составе и строении ядра Земли.

ГЛАВА 3

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

Тектонические движения — это механическое перемещение земного вещества, вызывающее образование геологических структур или изменение их строения. Основной причиной возникновения тектонических движений является внутренняя энергия Земли. Появлению тектонических движений может способствовать изменение скорости вращения земного шара и некоторые другие космические явления (например, гравитационное поле). Представление о существовании тектонических движений возникло еще в античное время и в течение всей истории становления и развития геологии рассматривалось как одно из важнейших. Проявление тектонических движений не только влекло за собой изменение геологического строения литосферы, но и в значительной мере влияло на формирование месторождений различных полезных ископаемых. Поэтому изучение тектонических движений, форм их проявления, причин возникновения, геологических результатов, классификаций имеет как теоретическое, так и большое практическое значение.

3.1. Классификация тектонических движений

Самые ранние представления о существовании поднятий и опусканий земной поверхности, которые впоследствии трактовались как тектонические движения, содержатся в трудах древнегреческих философов и ученых: Аристотеля и Страбона.

Первые геологические толкования этих явлений независимо друг от друга дали великий русский ученый-энциклопедист М.В. Ломоносов и шотландский геолог Дж. Хаттон. Причину этих явлений оба ученых видели во внутренней энергии Земли.

Прогрессивные мысли о проявлении тектонических движений высказывают в XIX в. русские геологи А.Д. Озерский и А.П. Карпинский, которые выделяли их под названием соответственно «колебательных» и «волнообразных колебаний». В конце прошлого века американский геолог Г. Гилберт предложил делить все тектонические движения на эпейрогенические (создающие континенты) и орогенические (создающие горы). Развитие этих идей находит свое продолжение в трудах выдающегося немецкого тектониста Г. Штилле и известного французского геолога Э. Ога.

Плодотворные разработки в теории и практике тектонических движений были сделаны советскими геологами в середине XX в., что нашло отражение в трудах крупных ученых: М.М. Тетяева, В.В. Белоусова, В.Е. Хаина, Н.Б. Вассоевича, Н.С. Шатского, М.В. Муратова, Г.Д. Аджирея и др.

Традиционно главенствующая роль при классификации тектонических движений отводилась вертикальным (колебательным) движениям (классификации М.М. Тетяева, В.В. Белоусова, Э. Хаармана, Р. ван Беммелена и др.). Недостатком таких представлений является их тенденциозный и однобокий подход, не вскрывающий в полной мере сущности этого явления.

Во второй половине прошлого столетия утверждается представление о важной роли горизонтальных перемещений литосферных плит в общем ходе геологической истории Земли. В этой ситуации пренебрегать горизонтальными движениями или отводить им вторичную роль было бы ошибкой, поэтому они должны занять равноправное, если не доминирующее, место в общей классификации

тектонических движений. По данным А.В. Пейве, скорость горизонтальных движений составляет 1–13 см в год, а вертикальных — 5–10 см за 1000 лет или 0,005–0,01 мм в год. Другими словами, горизонтальные движения на земной поверхности проявляются почти в тысячу раз интенсивнее, чем вертикальные. Несмотря на это, некоторые крупные ученые продолжали отстаивать ведущую роль вертикальных движений. Так, В.В. Белоусов при изучении тектонических движений исходил из того, что наиболее важной характеристикой тектонических процессов является не столько глубина их «заложения», сколько охват ими того или иного объема коры. В связи с этим им предлагалось делить все тектонические движения на общекоровые и внутрикоровые. В пределах первых он выделял колебательные движения и разрывообразующие, в пределах вторых — связные и разрывные движения.

Во второй половине прошлого столетия делаются попытки выработать генетическую классификацию тектонических движений, положив в основу уровни их зарождения (классификации Н.И. Николаева, В.Е. Хаина). С учетом этих взглядов в основу современных классификаций тектонических движений целесообразно положить их деление на вертикальные и горизонтальные с последующим подразделением по уровню их зарождения. При определении этого уровня предлагается исходить из особенностей внутреннего строения планеты, памятуя, что в недрах Земли находятся два пластичных и чрезвычайно важных в тектоническом отношении слоя — астеносфера и слой D'.

Логично допустить, что именно эти два слоя, в силу специфического состояния слагающего их вещества, являются базовыми при возникновении тектонических движений. Тогда можно предложить выделять следующие типы тектонических движений (как вертикальных, так и горизонтальных): поверхностные, глубинные, сверхглубинные и планетарные (?).

Поверхностные движения проявляются в осадочном слое литосферы. В его составе широко развиты пластичные породы: глины, каменная соль, гипс, способные под действием горного давления перемещаться в пространстве, приводя к изменению геологической структуры вышележающих осадочных отложений. В пределах осадочного слоя протекают также процессы уплотнения осадков при литификации, или разбухания при гидратации, гравитационного соскальзывания, что также приводит к возникновению поверхностных движений. Среди них можно выделить как вертикальные, так и горизонтальные движения. Несмотря на различия в причинах возникновения и направленности действия, все поверхностные движения объединяет то, что они существуют в пределах одной области проявления, а именно, в пределах осадочного слоя литосферы. По своей природе это атектонические движения, обусловленные действием факторов, главным образом, внешней динамики Земли.

Поверхностные движения приводят к деформации пластов, к смятию осадочных образований в складки гравитационного скольжения, оползневые складки, складки нагнетания. Последний вид складок, широко известный как складки с ядром протыкания (*диатирры*), наиболее распространенное проявление поверхностных тектонических движений.

Разновидностью поверхностных движений можно считать *техногенные* движения, вызванные деятельностью человека. Например, проседание поверхности слоя грунта вследствие откачки грунтовых вод, проседание кровли горных выработок, погружение земной поверхности в районе больших городов и т.д.

Глубинные движения проявляются в пределах астеносферы и литосферы (включая и ее осадочный слой). Их проявление индуцируется из астеносферы и может вызываться явлением изостазии, фазовыми переходами вещества, различными изменениями, происходящими в этом

пластичном слое верхней мантии. Определенное влияние на возникновение и проявление глубинных движений могут оказывать и внешние, ротационные силы, возникающие при изменении угловой скорости вращения Земли. В результате проявления вертикальных глубинных движений происходит дифференциация континентов и океанов, платформ и геосинклиналей на положительные и отрицательные структурные элементы различных порядков. Горизонтальные глубинные движения могут проявляться по границам различных слоев литосферы и приводить к образованию взбросов, надвигов, сдвигов, пластичных складчатых форм.

Сверхглубинные движения возникают в низах мантии, по-видимому, в слое D'' . Возможными причинами их возникновения можно считать процессы дифференциации мантии с выделением из нее тяжелых железосодержащих соединений, «стекающих» в ядро Земли. Более легкие (разуплотненные) и сильно нагретые массы нижних сфер мантии как бы всплывают вверх, достигая астеносферы и литосферы. Всплывающие, а затем вновь опускающиеся в низы мантии массы образуют конвекционное движение вещества, что и приводит к проявлению на поверхности Земли сверхглубинных вертикальных и горизонтальных движений. Можно предположить, что сверхглубинные движения проявляются преимущественно в виде горизонтальных движений, тогда как глубинные — в виде вертикальных движений.

Тем не менее, крупные поднятия, охватывающие целые континенты, могут возникнуть над восходящими струями конвекционных ячеек в мантии. По этой причине Африканский континент занимает относительно приподнятое положение, а Южная Америка — относительно опущенное, так как располагается над нисходящей ветвью мантийного потока. Основным результатом сверхглубинных движений следует считать горизонтальное движение литосферных плит, приводящее к разрушению кон-

тинентов, заложению и развитию океанов и к созданию новых континентов. Основной причиной геологического развития Земли (т.е. образования и развития континентов, океанов, геосинклиналей, платформ, других крупных структур литосферы) следует считать проявление именно сверхглубинных движений.

Планетарные движения охватывают планету в целом. Зарождение их происходит в земном ядре, а возможной причиной следует рассматривать изменение объема ядра, а, следовательно, и всего земного шара за счет дифференциации вещества Земли. По представлению ряда ученых (В.А. Обручев, П.Н. Кропоткин, Е.Е. Милановский и др.), наша Земля испытывает пульсационные изменения своего объема, т.е. периоды увеличения объема сменяются периодами его уменьшения. По-видимому, отражением планетарных движений на земной поверхности являются поднятия или опускания крупнейших блоков литосферы, а может быть и всей литосферы в целом. Планетарные движения наименее изучены и поэтому их выделение во многом проблематично. Проявляются они, очевидно, преимущественно в форме вертикальных движений.

3.2. Общие свойства тектонических движений

Несмотря на существенные различия в происхождении и форме проявления, тектонические движения обладают рядом общих свойств: это — сложность, соподчиненность, взаимосвязанность (комплексность), периодичность, повсеместность и постоянство во времени.

Сложность тектонических движений выражается в том, что каждая точка земной поверхности испытывает воздействие как вертикальных, так и горизонтальных движений различного ранга. Подобно тому, как луч света, проходя через призму, распадается на различные цвета спектра, так и силы, действующие на материальную точку земной поверхности, можно разложить на серию разнонаправленных тектонических движений. Их совокуп-

ность можно рассматривать как спектр тектонических движений.

Соподчиненность тектонических движений заключается в том, что вертикальные и горизонтальные движения малого масштаба проявляются на фоне более крупных движений. Так, планетарные тектонические движения охватывают весь земной шар, на их фоне проявляются все остальные категории тектонических движений. Сверхглубинные движения охватывают мантию и земную кору и являются фоном, на котором проявляются глубинные и поверхностные движения. Область проявления глубинных движений ограничена астеносферой и литосферой. Поверхностные движения охватывают только осадочный слой коры.

Взаимосвязанность тектонических движений выражается во взаимосвязанности между собой различных типов движений. Вертикальные движения могут порождать горизонтальные и, наоборот, горизонтальные могут вызывать вертикальные. Так, при проявлении восходящих вертикальных движений с поднимающихся крупных геоблоков коры могут соскальзывать сравнительно пластичные и рыхлые осадочные образования, что приведет к возникновению горизонтальных поверхностных движений. При горизонтальном перемещении пластин литосферы в их тыловой части возможно проседание блоков (проявление вертикальных нисходящих движений). Обычно тектонические движения проявляются комплексно с преобладанием либо горизонтальной, либо вертикальной компоненты, что отражено в свойстве взаимосвязанности тектонических движений. Совокупность разнотипных движений образует процесс, который называется *тектогенезом*.

Периодичность тектонических движений является важным свойством тектогенеза, который проявляется неравномерно и характеризуется чередованием усиления и ослабления. В настоящее время большинство исследователей склонны рассматривать процесс тектогенеза как не-

прерывно-прерывистый с периодическим и достаточно резким возрастанием интенсивности, приводящим к существенным качественным изменениям, перестройкам структуры литосферы. Сравнительно мелкие максимумы тектонической активности называют *тектономагматическими фазами (фазы складчатости)*. Их продолжительность — первые миллионы лет. Сгущение фаз указывает на общее повышение интенсивности тектогенеза в данный отрезок геологического времени. Такой временной отрезок получил название *тектономагматической эпохи, (эпоха складчатости, или эпоха диастрофизма)*. Длительность этих эпох составляет 10–20 млн. лет, продолжительность разделяющих их интервалов — 30–40, а иногда 60–80 млн. лет. Для тектономагматических эпох характерна смена тектонического режима в отдельных частях земного шара, приводящая в некоторых случаях к переходу геосинклиналей в платформы. Такие эпохи по предложению М.В. Муратова называют *платформобразующими*.

Иногда под свойством периодичности тектонических движений подразумевается волнообразное колебание какого-то участка земной коры, когда поднятие сменяется прогибанием, за которым следует новая волна поднятий и т.д. Такие периодически повторяющиеся волнообразные колебания крупных участков земной коры приводят к трансгрессии и регрессии моря и, как результат этого, к закономерному строению разреза. Это выражается в появлении по разрезу характерных комплексов осадков, накопившихся в условиях суши, лагуны, трансгрессирующего или регрессирующего моря, в условиях открытого морского бассейна и т.д. Определенная совокупность таких комплексов образует *ритм* (иногда употребляют термин «цикл») *осадконакопления*, а само строение разреза называют в этом случае *ритмичным*. Признавая важность и необходимость изучения ритмов осадконакопления, автор считает, что они не отражают свойство, присущее тектоническим движениям в целом. Ритмичное строение раз-

резов зависит в первую очередь от проявления вертикальных движений, горизонтальные движения не обладают свойством периодического возвращения в исходную позицию, т.е. свойством колебания (в горизонтальной плоскости) около фиксированной точки. Горизонтальные движения носят поступательный характер и, очевидно, невозвратны. Кроме того, ритмичное строение разреза в значительной (если не в главной) степени определяется сменной трансгрессии и регрессии моря, а это зависит не только от направленности вертикальных движений, но, прежде всего, от изменения эвстатического уровня Мирового океана. Причинами последнего являются изменения объема морской воды и формы океанических бассейнов. Изменение объема воды в морях и океанах может происходить из-за развития оледенения или таяния ледников, за счет подтока ювенильных вод из глубинных магматических очагов, вулканов или горячих источников. Изменение формы океанических бассейнов может вызываться геотектоническими процессами или поступлением в морской водоем осадочного материала. Американские исследователи (П.Р. Вейл, Р.М. Митчем и С. Томсон III) показали, что в фанерозое (последние 600 млн. лет) происходило закономерное чередование глобальных циклов относительного изменения уровня моря первого, второго и третьего порядков. Возникновение циклов разного порядка авторы объясняют различными причинами. Так, циклы первого и, отчасти, второго порядка, по их мнению, зависят от геотектонических процессов (например, изменение объема и формы срединно-океанических хребтов). Циклы второго и третьего порядка контролируются оледенением и таянием ледников и т.д. Все это доказывает, что изменение эвстатического уровня Мирового океана зависит от многих причин, где определенную роль играют и тектонические движения. Поэтому в таком понимании свойство периодичности не может быть объяснено только появлением тектонических движений, оно отра-

жает совокупное воздействие ряда факторов, в том числе и вертикальных глубинных (в меньшей степени сверхглубинных) движений.

Повсеместность тектонических движений выражается в том, что они проявляются в каждой точке земной поверхности. В силу свойства сложности тектонических движений практически невозможно определить в каждой конкретной точке, какие именно генетические виды тектонических движений приводят к перемещению ее в пространстве (глубинные, сверхглубинные или планетарные). Можно лишь с известной уверенностью утверждать, что поверхностные движения носят локальный характер, как в пространстве, так и во времени. Поэтому поверхностные движения не будут в полной мере обладать свойством повсеместности. Более определенно можно говорить о проявлении в конкретной точке земной поверхности вертикальных или горизонтальных движений. По-видимому, каждая точка испытывает как те, так и другие движения, но с преобладанием той или иной компоненты, что может быть установлено инструментальным путем.

Постоянство во времени присуще всем видам тектонических движений. Это свойство выражается в том, что тектонические движения проявлялись в геологическом прошлом Земли, проявляются в настоящее время, и будут проявляться в будущем. При этом интенсивность движений, преобладание того или иного генетического вида во времени могут меняться, но в своей совокупности тектонические движения постоянны во времени.

В зависимости от времени проявления они делятся на древние, новейшие и современные. Под первыми понимаются движения, имевшие место в донеогеновое время; под вторыми — проявившиеся в неоген-четвертичное время; под третьими — протекающие на исторической «памяти» человечества (условно последние 5–6 тыс. лет).

3.3. Методы изучения тектонических движений

Изучение тектонических движений является важной задачей исторической геотектоники. Решение ее позволяет геологам реконструировать историю развития Земли и правильно понимать закономерности формирования и пространственного распределения месторождений полезных ископаемых. В силу того, что проявление тектонических движений носит сложный характер и не всегда однозначно можно определить генетический вид движений, приведших к тому или иному геологическому результату, обычно изучают проявление вертикальных или горизонтальных тектонических движений.

3.3.1. Методы изучения вертикальных движений

Они разработаны полнее, чем методы исследования горизонтальных движений. Это объясняется тем, что вертикальные движения в большей степени контролируют процессы осадконакопления и, следовательно, лучше запечатлены в горных породах. Кроме того, долгое время внимание ученых было сконцентрировано в основном на вертикальных движениях, которым отдавалось предпочтение перед горизонтальными.

При изучении древних, новейших и современных вертикальных движений используют различные методы. Древние движения чаще всего изучают с помощью методов мощностей, фаций, формаций, перерывов. При исследовании новейших движений применяют главным образом геоморфологические и биогеографические методы. Современные движения анализируют историческим методом, методом водомерных наблюдений, геодезическими, геоморфологическими и сейсмологическими методами.

Метод мощностей применяется для изучения древних и в меньшей степени новейших нисходящих вертикальных движений. Он основан на представлении о компенсации тектонического прогибания процессами накопления осадков. В этом случае мощность накопленных от-

ложений соответствует амплитуде прогибания данного участка земной коры. На платформах, которые, как правило, выражены эпиконтинентальными бассейнами, наблюдается такое компенсированное прогибание. Некомпенсированное прогибание — явление сравнительно редкое, присущее в основном глубоководным океаническим впадинам, отделенным от континентов подводными поднятиями или рифовыми барьерами.

Для изучения особенностей пространственного распределения мощностей отложений определенного возраста составляют *карту мощностей*, или *карту изопакит* (*изопакиты* — линии, соединяющие точки с равными мощностями). Анализ карты мощностей дает возможность количественно оценить амплитуду прогибания различных участков в пределах изучаемой территории. Относительное сравнение их позволяет выделить палеовпадины и палеопрогибы, палеосводы и палеовалы. На основе карт изопакит составляют палеотектонические карты, на которых отражают наличие и пространственное распределение структурных элементов в прошедшую геологическую эпоху. Серия карт мощностей и палеотектонических карт для различных стратиграфических подразделений осадочного чехла дает возможность восстановить историю развития основных структурных элементов данной территории. Исходя из этого, можно выяснить: унаследованно или не унаследованно развивались структурные элементы, не смещались ли они в пространстве, определить амплитуду роста структурных элементов и т.д.

С этой же целью, для выяснения особенностей геологического развития региона или конкретной структуры, составляются *палеоструктурные карты*. Они показывают последовательное изменение рельефа какой-либо структурной поверхности в различные интервалы времени. Палеоструктурные карты составляются путем наращивания мощностей и построения серии карт мощностей к выбранным временным интервалам. Например, палеострук-

турные карты кровли средней юры к началу раннего мела, позднего мела, палеогена, неогена будут представлять собой серию карт мощностей, соответственно, верхней юры; верхней юры и нижнего мела; верхней юры, нижнего и верхнего мела; верхней юры, мела, палеогена. Серия завершается, обычно, построением современной структурной карты по изучаемой поверхности. Чаще всего палеоструктурные карты составляются при изучении локальных структур с целью определения времени их заложения, изменения амплитуды во времени. Рост локальных структур хорошо иллюстрирует график роста структуры или график изменения амплитуды структуры. При составлении графика по оси абсцисс откладываются временные интервалы (во временном масштабе или без масштаба), а по оси ординат — амплитуду поднятия в то или иное время, определенную как разницу между величиной первой замкнутой изопахиты и мощностью в центральной (сводовой) части поднятия.

При ограниченности фактического материала, его неравномерном размещении по площади вместо палеоструктурных карт составляются *палеотектонические профили*. Методика их построения аналогична, только район исследования определяется выбранным направлением профиля.

Для получения представлений о скорости тектонического прогибания какого-либо района земной коры составляют *карты равных скоростей погружения (карты изотак)*. Они строятся на основе карты мощностей, но с учетом денсиметрической (уплотнение осадков) и батиметрической поправок. Скорости прогибания характеризуют тектонический режим различных крупных структур литосферы (платформ, геосинклиналей или их составных структурных элементов).

Одной из разновидностей метода мощностей является *объемный метод*, предложенный А.Б. Роновым. Он предусматривает подсчет суммарных объемов отложений (по

картам мощностей), определение относительных объемов различных типов отложений (карбонатных, терригенных и т.д.), определение размера и скорости поднятия по объему снесенного с него обломочного материала. Метод сложный и на практике широкого применения не получил.

Метод фаций является одним из основных методов, позволяющих реконструировать физико-географические условия прошедших эпох. С его помощью изучаются и вертикальные движения. *Фация** (по Г.Ф. Крашенинникову) — комплекс отложений, отличающихся составом и физико-географическими условиями образования от соседних отложений того же стратиграфического горизонта. В некоторых случаях различают только литологические особенности пласта, в меньшей степени учитывая палеогеографию. Такие комплексы называются *литофацией*.

Выделяют три основные группы фаций: морские, континентальные и лагунные. Наиболее надежным критерием принадлежности отложений к морским или континентальным фациям является наличие или отсутствие в них остатков нормальной морской фауны. В совокупности с палеонтологическим критерием используются данные о наличии пород и минералов типично морского или континентального генезиса, данные о характере слоистости, гранулометрии пород, степени окатанности обломочных частиц и степени выдержанности пластов пород по площади их распространения.

Морские фации подразделяют по характеру их обособления в профиле морского дна, по приуроченности к бассейнам с различной соленостью, по локализации в областях различного климата. По характеру обособления в профиле морского дна выделяют *прибрежные* (области распространения — литоральная зона), *мелководные* (области распространения — шельф), *относительно глубоководные*

*В последнее время под фацией понимается физико-географическая обстановка осадконакопления, а сам комплекс осадков рассматривается как геогенерация.

и глубоководные фации, распространяющиеся за пределами шельфа. По принадлежности к бассейнам с различной соленостью выделяют фации *нормально морских, опресненных или осолоненных водоемов*. По приуроченности к климатическим зонам выделяют *фациальные комплексы аридных и гумидных областей*.

Континентальные фации по связи с определенными формами рельефа и климатическими зонами подразделяют на четыре основных типа: фации равнин *гумидного климата*, фации равнин *аридного климата*, фации *предгорных равнин* и *межгорных депрессий*, фации *областей материкового оледенения*.

В группе *лагунных фаций* (фация краевой зоны морского бассейна), помимо собственно лагунных, выделяются *фации дельт*. Спецификой среды осадконакопления в лагунах является аномальная, по сравнению с нормально-морской, соленость, повышенная в областях аридного и пониженная в областях гумидного климата. Критерии выделения лагунных фаций аналогичны тем, которые используются при выделении фации опресненных и осолоненных морских водоемов. Отличие состоит в том, что лагунные фации локализованы на значительно меньшей площади и замещаются фациями другого типа на небольших расстояниях. Фации дельт всегда характеризуются признаками опреснения, терригенным составом отложений.

При фациальном анализе составляют *фациальные карты* и *фациальные профили*. На картах показывают территориальное распространение различных типов фаций, выделяют области отсутствия отложений, которые обычно являются источником сноса обломочного материала.

Анализ карт фаций дает возможность качественно охарактеризовать распределение областей тектонического поднятия и погружения того или иного времени, оконтурить тектонические поднятия и прогибы, выявить зоны крупных разломов и флексур.

На основе фациального анализа составляют *палеогеографические карты*, на которые наносят основные элементы рельефа земной поверхности прошлых эпох. На этих картах показывают области суши, моря, древние береговые линии, прибрежные зоны, области размыва, сноса обломочного материала, пути транспортировки обломков и т.д. Таким образом восстанавливается палеогеография определенного времени.

Метод формаций позволяет изучить характер проявления не только вертикальных, но, в какой-то мере, и горизонтальных движений, так как анализируется суммарный эффект тектонических движений, определяющий режим развития крупных территорий земной коры.

Под *формациями* понимается закономерное и естественное сочетание различных горных пород, образующихся на определенной стадии развития основных структурных зон земной коры. В отличие от фаций, которые характеризуют палеогеографию региона, формации отражают палеотектонические условия прошедших геологических эпох. В состав формаций входят обычно несколько фаций, поэтому формацию можно рассматривать как комплекс фаций. Основными факторами, определяющими облик формаций, являются тектонический режим, палеогеография и, в некоторых случаях, вулканизм.

Среди формаций различают *литологические, петрографические, осадочные, вулканические, магматические, рудодносные* и др. С точки зрения анализа тектонических движений наибольшее значение имеют литологические формации, которые состоят из трех основных групп: *платформенные, геосинклинальные и передовых прогибов*. Каждая формационная группа делится на классы, отражающие определенную стадию развития территории. При использовании метода формации составляют *формационные колонки*, на основе которых строят *формационные карты* (карты распространения в пространстве формаций определенного типа) и *формационные профили*. Анализ ука-

занных графических документов позволяет судить о палеотектоническом режиме развития изучаемого района, дифференцировать район на платформы, геосинклинали и орогенические области.

Метод перерывов. Рассмотренные выше методы могут быть использованы преимущественно для изучения нисходящих вертикальных движений. Однако в геологической истории Земли существуют не только периоды прогибаний, но и эпохи поднятий, которые характеризуются проявлением восходящих форм движений и региональным поднятием территорий. При этом на огромных пространствах не происходит накопления осадков, а отложения, выходящие на дневную поверхность, размываются и сносятся в прилегающие бассейны седиментации.

Установление режима древних вертикальных движений в эпохи перерывов в осадконакоплении и размывов осуществляется путем составления *палеогеологических карт*. Предварительно, на основе сопоставления разрезов скважин выявляют региональные несогласия, прослеживающиеся в пределах всего района исследования по их поверхности, и составляют палеогеологические карты. В каждой конкретной точке наблюдения (скважина или обнажение) выясняют возраст пород, расположенных под несогласно залегающим комплексом. Точки с одновозрастными отложениями соединяют и получают палеогеологическую карту, которая читается так же, как и обычные геологические: поднятия фиксируются выходом под поверхность несогласия более древних пород, в пределах прогнутых участков развиты более молодые комплексы. Палеогеологические карты дают возможность оценить направленность и ориентировочную амплитуду вертикальных движений даже в эпохи отсутствия в данном районе процессов осадконакопления.

Новейшие вертикальные движения отражены в рельефе местности, поэтому их изучают в основном геоморфологическими и биогеографическими методами. Первые

применяют более часто. Они основаны на взаимодействии новейших движений с экзогенными процессами, которое определенным образом отражается в современном рельефе местности. Различают несколько самостоятельных геоморфологических методов: *орографический, батиметрический, морфометрический, методы изучения морских и речных террас, речной сети и речных долин, древних поверхностей выравнивания*. Наиболее просты и доступны методы изучения речных систем и речных террас для равнин и метод изучения древних поверхностей выравнивания для горных районов.

Метод изучения речных террас связан с проявлением вертикальных движений континентов. Понижение базиса эрозии реки или повышение рельефа истоков являются следствием нисходящих и восходящих новейших вертикальных движений. В результате вырабатывается новый профиль равновесия реки. Прежнее русло и пойма образуют надпойменную террасу, возвышающуюся над новым, более низким речным руслом. Количество террас указывает на число повторившихся циклов речной эрозии. Превышение самой верхней надпойменной террасы над современным урезом воды дает амплитуду вертикальных движений за время развития исследуемой реки.

Метод изучения древних поверхностей выравнивания особенно эффективен в молодых, активно развивающихся горных странах. В рельефе поверхности выравнивания (или денудационные поверхности) выражены слабоволнистыми, почти горизонтальными нагорными равнинами, срезающими складчатую структуру горных сооружений. Распространены денудационные поверхности отдельными участками, а их гипсометрические отметки достигают иногда нескольких километров над современным уровнем моря, что указывает на большую амплитуду поднятия в горных районах. В молодых горных странах (Альпы, Кавказ, Копетдаг, Памир) отмечают по пять—шесть поверхностей выравнивания, имеющих возраст от миоцена до

плейстоцена. Максимальная амплитуда поднятий этих районов, замеренная по денудационным поверхностям, достигает 5 км.

Современные вертикальные движения изучаются многочисленными *историческими, геодезическими, геоморфологическими, сейсмологическими методами, водомерными наблюдениями*. Наиболее точные количественные результаты дают *геодезические методы*, включающие метод повторных нивелировок, метод повторных триангуляций, метод повторного определения географических координат и др.

3.3.2. Методы изучения горизонтальных движений

Методы изучения горизонтальных движений находятся в начальной стадии разработки, ибо горизонтальные движения изучены менее детально по сравнению с вертикальными. Количество методов, позволяющих их исследовать, также сравнительно невелико. Одним из наиболее компетентных методов анализа горизонтальных движений является метод *формаций*. Установлено, что определенные формации указывают на горизонтальное перемещение пластин земной коры. Так, формация «дикого флиша» образуется за счет разрушения фронтальных частей продвигающихся в горизонтальном направлении покровов. «Дикий флиш» состоит из тонкозернистых песчаноглинистых, реже карбонатных пород с включениями хаотически нагроможденного грубообломочного материала. Включения представлены линзами, иногда пластами олистостромового материала (глыбовых брекчий и конгломератов более древних пород). Среди флишевой массы имеются беспорядочно разбросанные очень крупные обломки пород (олистолиты). Мощность брекчий достигает нескольких сотен метров, а протяженность — 10 км и более. Образование «дикого флиша» связано с тектоническим дроблением покровов, что вызывается их движением в условиях горизонтального сжатия, происходящего одновременно с осадконакоплением. На горизонтальное

движение отдельных блоков земной коры указывают также зоны тектонического дробления пород, подстилающие движущиеся блоки. Эти пласты дислокационных брекчий получили название *меланжа* (франц. — смесь).

Среди других методов анализа древних горизонтальных движений следует в первую очередь назвать палинспастический и палеомагнитный.

Палинспастический метод представляет собой разновидность палеогеографического и палеотектонического методов. Он основан на реконструкции первоначального положения структурных элементов, изменивших впоследствии свое местоположение в связи с проявлением горизонтальных движений. Первые *палинспастические карты* были составлены американским геологом М. Кзем в 1945 г. Наиболее часто они применяются при реконструкции первоначальной структуры в геосинклинальных и горноскладчатых областях, где горизонтальные движения проявляются особенно интенсивно. При построении палинспастических карт широко используются палеомагнитные данные, позволяющие сравнительно точно определить прежние координаты структурных элементов.

Палеомагнитный метод основан на изучении магнитного поля Земли в прошедшие геологические эпохи. Горные породы (в особенности эффузивные) сохраняют ориентировку магнито-восприимчивых минералов в соответствии с направлением силовых линий магнитного поля Земли в период своего образования. Изучение намагниченности пород в различных частях земного шара позволяет восстановить положение магнитных палеополюсов Земли, а, следовательно, и географических палеополюсов. Палеомагнитные измерения показали, что положение полюсов менялось во времени и пространстве. Эти факты объясняются горизонтальным перемещением материков относительно друг друга с постепенным приближением к современному положению. Таким образом, палеомагнитный метод помогает восстановить траектории горизон-

тального движения отдельных материков на протяжении сотен миллионов лет.

Существуют и другие способы изучения древних горизонтальных движений. В частности, *метод несогласий*, основанный на представлении о том, что горизонтальные движения вызывают появление в разрезе различных несогласий (угловых, азимутальных, дисгармоничных и т.д.). Однако подобные же нарушения в последовательности напластования пород могут вызывать и вертикальные движения, что ограничивает возможности этого метода.

Новейшие и современные горизонтальные движения исследуются геоморфологическими, геодезическими и сейсмологическими методами.

Геоморфологические методы изучают новейшие и современные сдвиговые деформации коры, особенно четко прослеживающиеся вдоль «живущих» разломов. Классическим примером последних может служить сдвиг Сан-Андреас, прослеживающийся от г. Пойнт-Арена (к северу от г. Сан-Франциско) на юго-восток до Калифорнийского залива на расстоянии 900 км. Вдоль этого разлома четко заметно смещение речных русел, достигающее 25 км. Подвижки по разлому, происходившие в 1940 г. во время очередного землетрясения, привели к перемещению русла искусственного канала на 5 м. Под острым углом к разлому подходят складки волочения, выраженные в рельефе местности пологими увалами.

Геодезические методы позволяют с большой точностью фиксировать современные горизонтальные движения. Повторными триангуляциями вдоль сдвига Сан-Андреас установлена скорость горизонтальных смещений, равная 1,5 см/год. С момента зарождения этого разлома (конец юры) общее горизонтальное смещение составило около 600 км. Геодезическими методами установлены горизонтальные смещения в центральных районах Европы (Южная Бавария) до 2,5 см за 100 лет. В наибольшей степени повторной триангуляцией охвачена территория Японии.

На основе этих наблюдений составлена карта горизонтальных движений, которая показывает, что на юго-западе Японии горизонтальные перемещения связаны с растяжением коры, а на северо-востоке — со сжатием. Повторным определением географических координат удалось установить, что Северная Америка удаляется от Европы, Калифорнийский полуостров движется к северу в направлении от Североамериканского континента, африканский и европейский берега Средиземного моря сближаются, Индийский полуостров перемещается в северном направлении и т.д.

В настоящее время для изучения современных горизонтальных и вертикальных движений широко применяется комплекс *дистанционных методов*, основанный на дешифрировании аэро- и космических снимков. Особенно высокоинформативными являются космические снимки (КС) хорошо обнаженных пустынных и полупустынных районов планеты. Обладая естественной генерализацией ландшафта, КС устраняют маскирующее влияние почвенного и растительного покрова. Детали рельефа суммируются, и отдельные фрагменты структур земной коры выстраиваются в целостные зоны. В.Д. Скарятиным был предложен метод *«многоступенчатой генерализации»*, сущность которого заключается в совместном анализе снимков разных масштабов (от аэро- до космических). В комплекс дистанционных методов входят визуальные наблюдения, фотографическая, телевизионная, спектрометрическая, инфракрасная и радарная съемки, а также магнитные, радиационные, рентгеновские, лазерные и другие методы исследования.

Контрольные вопросы:

1. Что понимается под тектоническими движениями?
2. Классификация тектонических движений?
3. Общие свойства тектонических движений.

4. В чем заключается периодичность тектонических движений?
5. Как с помощью метода мощностей можно восстановить направленность и амплитуду вертикальных тектонических движений прошлых геологических эпох?
6. Составьте условную фациальную карту и объясните характер направленности вертикальных тектонических движений в условную геологическую эпоху.
7. Сущность формационного метода.
8. Охарактеризуйте палеогеологические карты.
9. Методы изучения новейших вертикальных тектонических движений.
10. Методы изучения современных вертикальных тектонических движений.
11. Методы изучения древних, новейших и современных горизонтальных тектонических движений.

ГЛАВА 4

ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЛИТОСФЕРЫ (ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ГИПОТЕЗЫ)

Выяснение причин тектонических движений и геологического развития литосферы является важнейшей проблемой современной геологической науки. Однако до настоящего времени отсутствует универсальная научно обоснованная теория, объясняющая причины тектогенеза. Существует большое количество гипотез, указывающих на причины геологического развития Земли. Обычно их делят на две группы: *фиксистские* и *мобилистские*. Гипотезы первой группы объясняют развитие Земли, не привлекая для этого представления о горизонтальном перемещении материковых блоков литосферы. Наиболее известные гипотезы этого направления: *контракционная*, *расширяющейся Земли*, *пульсационная*, *глубинной дифференциации*.

Сторонники мобилизма видят причину геологического развития Земли в горизонтальном перемещении пластин литосферы (гипотезы *дрейфа материков*, *глобальной тектоники плит*).

4.1. Фиксистские гипотезы

Контракционная гипотеза была выдвинута еще в тридцатых годах XIX столетия, но законченную разработку получила в трудах Эли де Бомона в 1852 г. Идея вытекает

из представления Канта — Лапласа о первоначальном огненно-жидком состоянии вещества Земли. По мере его охлаждения образуется твердая кора, которая в дальнейшем трескается и коробится в связи с уменьшением объема остывающих недр. По мнению Эли де Бомона, в истории Земли существовали длительные периоды относительного покоя, когда и формировались горизонтальные осадочные слои. Периоды покоя сменялись эпохами тектонической активности (эпохи катастроф), в течение которых возникали одинаково ориентированные горные сооружения. Автор считал, что причиной образования гор являлось «вековое охлаждение всей нашей планеты», при котором внутренние массы уменьшались в своем объеме, а твердая кора, приспособляясь к этому, «... производит одну или несколько складок или морщин на земной коре, которые мы называем горными цепями» (рис. 15).

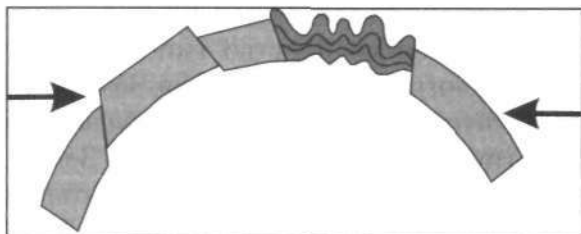


Рис. 15. Схема образования горных цепей (гипотеза контракции) (по Эли де Бомону, 1852).
Стрелками показано направление сжатия.

Около ста лет контракционная гипотеза владела умами геологов, но, начиная с сороковых годов прошлого столетия, т.е. с момента появлений идей О.Ю. Шмидта об изначально холодном состоянии Земли, гипотеза контракции практически всеми была отвергнута.

Гипотезу расширяющейся Земли сформулировал О.Х. Хильгенберг в 1933 г., хотя идея высказывалась значительно ранее М.В. Ломоносовым, Дж. Хаттоном, М. Ридом, Б. Линдемано и др. Сторонники этой гипотезы предполага-

ют, что в докембрии объем нашей планеты был в несколько раз меньше современного. Так, О.Х. Хильгенберг доказывал, что еще в карбоне диаметр земного шара составлял лишь 69 % современного, т.е. за последние 350 млн. лет поверхность Земли увеличилась почти вдвое. В результате произошел разрыв коры и образование океанов. Однако последующие исследования С.Дж. ван Андела и Дж.А. Хоспера показали, что с пермского периода радиус Земли практически не изменился, возможное его увеличение не превышало первых процентов. Кроме того, сторонники рассматриваемой гипотезы не могли удовлетворительно объяснить механизм расширения недр планеты.

Пульсационная гипотеза объединяет в себе элементы контракции и расширения Земли и рассматривает развитие планеты как чередование эпох расширения и сжатия. Впервые эту мысль высказал в 1902 г. А. Ротплетц, развили ее А. Грэбо и В. Бухер. Окончательное оформление гипотеза получила в трудах М.А. Усова и В.А. Обручева. В представлении В.А. Обручева, в недрах Земли периодически накапливалась энергия, которая вызывала расплавление недр и фазовые переходы вещества, что в свою очередь приводило к увеличению объема планеты, растяжению коры и образованию геосинклиналей. Стабильные участки коры «трескались», возникали блоки, ограниченные разломами, активизировались магматические процессы. Интенсивное выделение тепла вело к остыванию недр и сокращению объема планеты за счет перехода материала геосреды из жидкого состояния в твердое. Сжатие коры выражалось существенными горизонтальными движениями. В геосинклиналях осадочные толщи сминались в складки, образовывались горноскладчатые области; на платформах происходило образование складок. Поверхность Земли вновь покрывалась практически повсеместно толстой корой, которая предохраняла недра от остывания. Постепенно происходило своеобразное накопление тепла, что вело к новому разогреву вещества планеты и

его расширению, цикл развития повторялся. Пульсационная гипотеза подкупает диалектической цельностью, хотя не лишена существенных недостатков. Ею не объясняется, например, происхождение материков и океанов, сомнителен и предлагаемый механизм расширения и сжатия недр, не учитывается взаимосвязь объема и формы планеты и т.д. Эти недостатки, являясь результатом недоработанности гипотезы, не порочат ее в принципе.

Гипотеза глубинной дифференциации основана на представлении о разделении вещества недр Земли и перемещении более легких компонентов вверх, что вызывает поднятие отдельных блоков литосферы. Идея была высказана еще основоположником геологической науки в России М.В. Ломоносовым и шотландским геологом Дж. Хаттоном. Она получила развитие в трудах Х.Хаармана, Р. ван Беммелена, Б. Уиллиса, а во второй половине прошлого столетия в работах В.В. Белоусова, Е.В. Артюшкова, Ю.М. Шейнманна и др.

В представлении Р. ван Беммелена, причиной поднятий литосферы является накопление под ней легких магматических продуктов глубинной дифференциации вещества. С поднятиями (ундациями) сопряжены опускания. Автор считал, что наиболее крупные поднятия (мегаундации) образуются на границе мантии и ядра, при этом вещество земных недр разуплотняется и расширяется. В свою очередь это приводит к поднятию верхней мантии и литосферы. В какой-то критический момент происходит разрыв этих геосфер и заложение геосинклиналей. Формирование горноскладчатых областей Р. ван Беммелен рассматривает как результат гравитационного соскальзывания пластичных осадочных толщ со склонов растущего крупного поднятия литосферы и мантии Земли. Автор допускает горизонтальное перемещение пластин литосферы только под влиянием горизонтального соскальзывания.

В.В. Белоусов считал, что основные процессы глубинной дифференциации вещества Земли происходят в асте-

носфере. Расплавленный продукт дифференциации базальтового состава собирается в крупные тела (астенолиты) и, обладая меньшей плотностью, прорывается к поверхности планеты. Подъем астенолитов, как правило, происходит вдоль глубинных разломов и часто сопровождается излиянием базальтовых лав. Астенолиты проплавливают континентальную кору, вызывая образование океанических впадин и заложение геосинклиналей. Согласно взглядам В.В. Белоусова, уничтожение континентальной коры происходит за счет перехода «базальтового» слоя в ультраосновной мантийный материал, а «гранитного» слоя — в базальтовые породы. Происходит процесс базификации коры, т.е. изменение состава коры в силу поступления в него основного и ультраосновного материала из мантии. Однако, по мнению Е.Н. Люстиха, таким образом невозможно уничтожить базальтовый слой коры, ибо добавление в него тяжелого вещества мантии не приведет к утяжелению базальтов и переходу их в мантийную субстанцию.

Энергия астенолита питает геосинклинальный процесс. По мере остывания астенолита геосинклиналь завершает свое развитие и на ее месте возникает континентальная кора. Образование горноскладчатой области В.В. Белоусов связывает с региональным метаморфизмом пород. Он отвергал возможность сколько-нибудь значительных горизонтальных смещений пластин литосферы, что противоречит целому ряду установленных фактов и снижает жизненную силу гипотезы. Весьма спорным является утверждение автора о молодости всех известных океанов.

Ротационная гипотеза стоит несколько обособленно от других фиксистских представлений. Авторы ее (Б.Л. Личков, М.В. Стюас, Г.Н. Каттерфельд и др.) видят причину геотектогенеза не во внутренних силах Земли, а во внешних, астрономических факторах. Изменения скорости вращения земного шара приводят к изменению его формы: при замедлении вращения Земля принимает более

шарообразную форму, а при ускорении — эллипсоидальную. Сильнее всего деформации проявляются в зоне 35-х параллелей северного и южного полушарий. Здесь происходит раскол коры и заложение различных структур, ориентированных перпендикулярно к существующей оси вращения планеты. Авторы допускают изменение положения оси во времени, в связи с чем менялось и положение указанных параллелей, названных критическими. Причиной, влияющей на изменение скорости вращения Земли, может быть притяжение ее Солнцем и Луной. Игнорирование сторонниками ротационной гипотезы внутренних сил Земли, несомненно, играющих важную роль в течение процессов тектогенеза, делает саму гипотезу несостоятельной, хотя следует признать, что изменение форм планеты под влиянием ускорения или уменьшения угловой скорости вращения может оказывать определенное влияние на деформацию коры.

4.2. Мобилистские гипотезы

Гипотеза дрейфа материков как научная концепция была высказана в начале прошлого столетия в трудах Ф. Тейлора и А. Вегенера. Однако еще в 1877 г. русским ученым Е.В. Быхановым были опубликованы похожие идеи в сочинении «Астрономические предрассудки и материалы для составления новой теории образования планетарной системы». В этом труде отмечается сходство в очертании берегов Европы, Африки и Америки и высказывается мысль о том, что Америка отодвинулась от Европы.

В трудах А. Вегенера (1912 г.) доказывалось, что материки под действием центробежных сил Земли как бы плывут по более плотным глубинным породам. До мезозоя все материки слагали единый суперконтинент Пангею, который в мезозойскую и кайнозойскую эры распался с образованием современных континентов и океанов. Перед передним краем дрейфующих материков возникли горноскладчатые области, а в тылу — геосинклинальные

прогибы. Гипотеза имела много принципиальных недостатков и вскоре была практически всеми забыта.

В начале 60-х годов произошло возрождение идеи дрейфа материков в виде гипотезы глобальной тектоники плит или *тектоники литосферных плит*. Это было обусловлено рядом принципиально новых открытий, сделанных геологами и геофизиками при изучении дна Мирового океана. В 1961–1962 гг. появляется идея расширения (растекания, или *спрединга*) океанического дна (Г. Хесс, Р. Дитц). В 1968 г. в работах зарубежных ученых высказывается мысль о том, что вся литосфера состоит из нескольких жестких, монокристаллических и устойчивых плит (пластин), которые разделяются тектонически и сейсмически активными поясами. По мнению Ле-Пишона, литосферные плиты раздвигаются от оси рифтовых долин Мирового океана, а по данным Б. Изакса, Дж. Оливера и Л. Сайкса, расширение океанического дна компенсируется погружением океанической коры под континенты в зонах глубоководных желобов. Происходит как бы «всасывание» океанической коры в мантию, в связи с чем эти области получили название *зон субдукций*. Главным механизмом, приводящим в движение всю систему литосферных плит, ученые считали тепловое конвекционное движение вещества мантии. Его разогрев происходит в самых низах мантии, горячее мантийное вещество поднимается вверх, достигая подошвы литосферы. Восходящие мантийные потоки растекаются под литосферой и «разрывают» ее. В трещину разрыва внедряются внутренние расплавленные массы, способствуя дальнейшему раздвижению литосферных плит. По стенкам трещины, которая является *рифтовой долиной* Мирового океана, происходит «напаивание» базальтовых пород, выплавляющихся из мантийного вещества. Дно океана, за счет приращения к стенкам трещины все новых и новых порций базальтовых пород, начинает расширяться (растекаться), удаляясь от первичной осевой линии.

Восходящие ветви конвекционного потока постепенно остывают и приобретают тенденцию к опусканию в нижние сферы мантии. В месте столкновения двух нисходящих ветвей конвекционного потока и возникает зона субдукции, где происходит поглощение океанических литосферных плит и переплавление их в мантии. Нисходящий поток мантийного вещества вновь попадает в нижнюю мантию, где разогревается и начинает свой новый путь в составе восходящего мантийного потока. Восходящие и нисходящие ветви мантийных потоков образуют *конвекционные ячейки*, по которым, как по каткам, движутся литосферные плиты.

Интересно отметить, что основные положения гипотезы тектоники плит были высказаны еще в 1889 г. английским физиком О. Фишером. В своем труде «Физика земной коры» он выдвинул три основных положения современной неомобилистской гипотезы, а именно: океаническая кора формируется за счет излияния базальтов по трещинам растяжения типа разрывов о-ва Исландия; по окраинам Тихого океана располагаются зоны сжатия, вдоль которых океаническое дно погружается под островные дуги; механизмом, перемещающим океаническое дно, является конвекционное движение подкорового вещества Земли.

Оформление гипотезы глобальной тектоники плит дало толчок и к активизации мысли у ее противников. В начале 70-х годов резко усилилась критика основ этой идеи. Дискуссия между сторонниками и противниками этой гипотезы способствовала дальнейшему совершенствованию самой концепции, обнаружению новых фактов в ее пользу.

Наиболее полно концепция глобальной тектоники плит представлена в трудах американских ученых Д. Теркота и Дж. Шуберта, а у нас в стране — в трудах ученых Института океанологии РАН и, прежде всего, в монографических работах А.С. Моница, О.Г. Сорохтина, С.А. Ушакова, Л.П. Зоненшайна, В.Е. Хаина и др. В соответствии с

представлениями этих исследователей, модель геологического развития литосферы выглядит следующим образом.

Основной причиной, приводящей к возникновению конвекционного движения в мантии, является процесс *гравитационной дифференциации* земного вещества, наиболее интенсивно протекающий на границе мантия — ядро. Существует ряд признаков, доказывающих возможность этого процесса. В частности, в слое D'' значительно уменьшаются вертикальные градиенты сейсмических скоростей, а в его нижних частях происходит даже понижение скоростей поперечных волн. В нем заметно увеличивается поглощение сейсмических волн, падает значение фактора добротности для продольных волн. По представлениям ряда ученых, плотность вещества слоя D'' меняется от 5,2–5,5 г/см³ до 9,8–10,3 г/см³, а вязкость падает от 10²³–10²⁴ Па·с (величины вязкости, характерные для нижней мантии) до 10¹⁸ Па·с и менее, что приближает этот показатель к состоянию вещества внешнего ядра. Это указывает на то, что в составе слоя присутствует как вещество мантии, так и внешнего ядра, т.е. слой D'' — это своеобразная смесь мантии и ядра. Объяснение такому состоянию материала на границе мантия — ядро может быть дано, если допустить процесс дифференциации земного вещества под влиянием сверхвысоких давлений. Как предполагает О.Г. Сорохтин, именно в слое D'' происходит процесс *распада твердых растворов* с выделением микрокристаллов оксида железа. Тяжелая компонента «стекает» во внешнее ядро Земли, при этом порождается *гравитационная неустойчивость*, и на границе мантия — ядро возникает *термогравитационная (химико-плотностная, по О.Г. Сорохтину и Е.В. Артюшкову) конвекция*.

По мнению ученых (Л.И. Лобковский, О.Г. Сорохтин, А.В. Каракин и др.), конвекционное движение вещества в мантии происходит согласно модели течений в вязкой жидкости и может описываться уравнением Навье-Стокса. Конечно, мантия Земли характеризуется несоизме-

римо более сложными реологическими свойствами по сравнению с ньютоновской жидкостью, которая обладает постоянной вязкостью и для которой установлены определенные законы гидродинамики. Однако при длительных нагрузках мантийные породы ведут себя как ньютоновская жидкость, и в геологических масштабах времени они могут течь наподобие жидкости, так как они обладают свойством *твердотельной ползучести*. Этому способствует также и сравнительно высокая температура недр, которая приводит к термической активации процессов ползучести, позволяющих мантийному веществу испытывать заметное течение за время, превышающее 10^4 лет. Поэтому, с известными оговорками, законы гидродинамики могут применяться и для выяснения динамики конвекционных течений. Скорость и характер конвекционного движения во многом зависят от распределения вязкости в различных оболочках мантии. По существующим представлениям вязкость астеносферы под континентами составляет $(1-3) \cdot 10^{19}$ Па·с, а под океанами — около 10^{18} Па·с. Вязкость нижележащих оболочек мантии (за исключением слоя D'') предположительно составляет $10^{22}-10^{24}$ Па·с. В слое D'' вязкость вещества вновь падает на несколько порядков. Таким образом, наиболее вязкая часть мантии расположена между двумя менее вязкими слоями: астеносферой и переходным слоем D'' между мантией и ядром. По расчетам, выполненным для некоторых регионов земного шара (например, для Северной Атлантики), скорость восходящего мантийного потока составляет примерно 18 см в год (Л.И. Лобковский, О.Г. Сорохтин). Используя безразмерное число Рейнольдса (Re), установленное для ньютоновских жидкостей, можно определить возможный тип конвекционного течения вещества в мантии:

$$R_e = \frac{vh}{\eta},$$

где v — скорость течения, h — сечение мантии, η — вяз-

кость вещества мантии. Если принять эти величины равными, соответственно, 10 см/год, $3 \cdot 10^8$ см, $10^{21}-10^{24}$ Па·с, то получим число Рейнольдса, равное $10^{-20}-10^{-23}$. Числом Рейнольдса определяется ламинарный или турбулентный характер движения жидкости. Полученные значения доказывают, что в мантии возможно только ламинарное, т.е. упорядоченное, движение вещества.

Возможность возникновения конвекционного движения в мантии определяется безразмерным числом Рэлея:

$$R_a = \frac{\alpha\beta gh^3}{k\eta},$$

где α — коэффициент объемного температурного расширения, β — температурный градиент, g — ускорение силы тяжести, h — мощность слоя, k — коэффициент теплопроводности, η — вязкость. Число Рэлея также получено для ньютоновских жидкостей.

Если такую жидкость, ограниченную только двумя квазипараллельными плоскостями сверху и снизу, подогреть внизу, то конвекция возникает при значении числа Рэлея, равном 1500, если же конвекция будет происходить в замкнутом объеме, то значение этого числа понижается до 550. Во многом на возникновение конвекции будут влиять линейные размеры системы, так как число Рэлея зависит от толщины слоя в третьей степени.

Приведенное число Рэлея справедливо для слоя вещества с постоянной плотностью. Мантия Земли, как известно, расслоена и состоит из слоев с различной плотностью. С целью приведения в соответствие числа Рэлея к реальной обстановке земных недр О.Г. Сорохтиным было выведено модифицированное число Рэлея:

$$R_g = \frac{\Delta\rho gh^3}{D\eta}$$

где $\Delta\rho$ — разница плотностей мантийных геосфер, а D — коэффициент самодиффузии кристаллических тел.

Для вычисления О.Г. Сорохтиным использовались следующие значения: $\Delta\rho \approx 0,05 \text{ г/см}^3$, $g = 10^3 \text{ м/с}$, $h = 3 \cdot 10^8 \text{ см}$, $10^{-7} < D\eta < 10^{10} \text{ дин}$. В этом случае модифицированное число Рэлея лежит в пределах $10^{17} < R_g < 10^{34}$, что на много порядков превышает критическое значение, которое для тепловой конвекции в сферическом слое равно $\sim 2 \cdot 10^3$ (Жарков, 1983).

Исследования Рэлея в свое время показали, что горизонтальный размер ячеек близок к $2h\sqrt{2}$, т.е. будет иметь тот же порядок, что и сечения слоя h . Следовательно, по мнению О.Г. Сорохтина, в недрах Земли конвекция может возникнуть в том случае, если ею будет охвачена вся мантия, ибо в противном случае размеры ячеек будут слишком малы для возникновения конвекционного движения согласно числу Рэлея.

О существовании восходящих и нисходящих мантийных потоков, по мнению ученых, свидетельствуют длинноволновые гравитационные аномалии. К последним относят положительные или отрицательные аномалии гравитационного поля Земли, по размерам превышающие 1000 км. Одним из таких регионов является Северная Атлантика, для которой характерен ряд аномальных признаков: «горб», амплитудой около 60 м, на современной фигуре геоида; резко возвышенный рельеф океанического дна с о-вом Исландия в центре; смена рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта на осевой горст в районе подводного хребта Рейкьянес; петрологические данные о большой глубине выплавки океанических базальтов в Северной Атлантике; утолщенная океаническая кора. По мнению Л.И. Лобковского и О.Г. Сорохтина, все это указывает на наличие здесь крупного восходящего мантийного потока.

Важным аргументом, доказывающим возможность существования в мантии конвекционных потоков, являются данные сейсмической томографии. В 70–80-е годы прошлого столетия с помощью этого метода были обнаруже-

ны «столбы» разуплотненной мантии, которые чередовались с зонами повышенной плотности вещества. Плотностная неоднородность мантии хорошо вписывалась в представление о существовании относительно легких и горячих восходящих потоков в мантии, которые соседствовали с уплотненными нисходящими ветвями конвекционных ячеек.

Восходящие мантийные потоки, достигая астеносферы, будут вызывать так называемые «астеносферные течения», т.е. горизонтальные движения вещества в этом сравнительно маловязком слое мантии. Учитывая, что под океанами мощность астеносферы намного больше, а вязкость ее в 10–30 раз меньше, чем под континентами, вертикальные потоки будут существовать только в средней и нижней мантии, а в астеносфере возникнут преимущественно горизонтальные течения (рис. 16). Под континентами в силу того, что астеносферный слой существен-

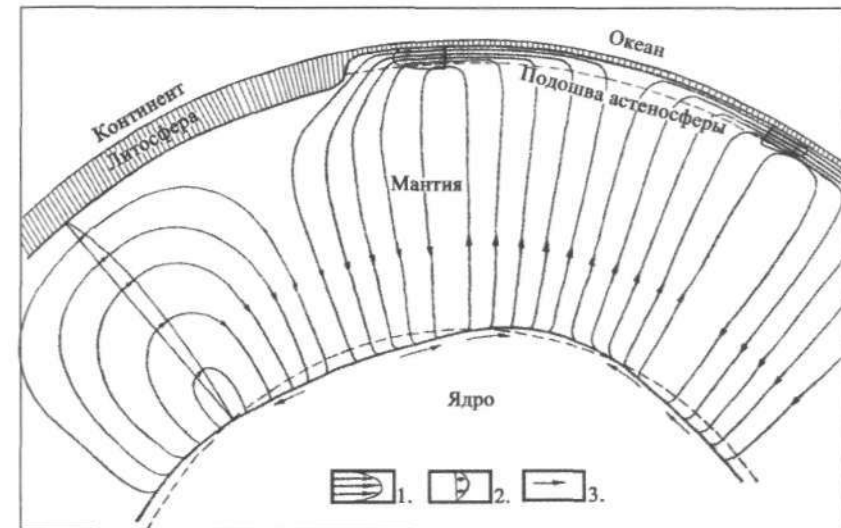


Рис. 16. Качественная картина возможных течений под океанами и континентами.

1 — эпюры скоростей в астеносфере; 2 — то же, в мантии; 3 — направления течений в переходном слое ядро-мантия.

но сокращается в мощности и как бы вырождается, горизонтальные составляющие конвекционного потока будут возникать в более глубоких горизонтах мантии. В связи с этим скорости дрейфа континентальных или смешанных континентально-океанических плит будут значительно меньше, чем у чисто океанических плит, а главным механизмом движения литосферных плит должно быть волочение плит конвекционными течениями за счет вязкого трения.

Горизонтальные течения в астеносферном слое могут существенно искажаться влиянием близко расположенных континентальных масс. Мощные континентальные плиты (толщиной 250–300 км), которые порой сравнивают с сидящими на мели айсбергами, сильно препятствуют распространению горизонтальных астеносферных течений. Выступая в роли тисков, континенты преобразуют горизонтальное растекание вещества в продольное течение, направленное вдоль оси срединно-океанического хребта.

По расчетам ученых, скорость такого продольного астеносферного потока Северной Атлантики может составлять в среднем 180 см/год.

Под влиянием конвекционных течений литосферные плиты стремятся переместиться из области восходящего потока к местам существования нисходящих потоков мантийного вещества, где возникают зоны субдукции. Этот процесс усиливается тягой погружающегося в мантию литосферного блока. В современной структуре Земли выделяются несколько региональных областей развития восходящих и нисходящих мантийных потоков. К первым относятся Северная Атлантика, Африка, Индийский океан, Антарктида, юго-восток и восток Тихого океана, запад Северной Америки; ко вторым — запад Тихого океана, Южная Америка и прилегающая часть Южной Атлантики. По мнению Л.И. Лобковского и О.Г. Сорохтина, строение конвекционных течений можно представить структурой типа «теннисного мяча», при которой восхо-

дящий и нисходящий потоки в мантии охватывают друг друга широкими ортогональными дугами, простирающимися по длине почти в три четверти окружности Земли (Геофизика океана, 1979).

Важной особенностью конвекционного движения является его *нестационарность*, поскольку в мантии происходят необратимые изменения плотности среды. В связи с этим предполагается, что в мантии конвекционная структура периодически перестраивается от двуячейстой к одноячейстой. В периоды существования одноячейстой конвекции преобладали центростремительные направления дрейфа литосферных плит, что приводило к объединению континентов в единые суперконтиненты. Периоды двуячейстой конвекции характеризовались процессами дробления (деструкции) и раздвижения материков. По мнению А.С. Мониной и О.Г. Сорохтина, перестройка конвекционных структур в мантии приводит к перестройке плана движения всего ансамбля литосферных плит. В связи с этим происходит и периодическая смена расположения тектонически активных зон на поверхности Земли, а, следовательно, перестройка дрейфа литосферных плит, который направлен от восходящих течений к нисходящим. Периодичность в динамике земных недр вызывает и периодичность тектономагматической активности Земли. Периоды одноячейстой структуры мантии соответствуют тектонически активным периодам в геологической жизни нашей планеты; периоды перестройки от одноячейстой к двуячейстой структуре соответствуют моментам наименьшей тектонической активности; периоды, двуячейстой структуры характеризуются промежуточной тектонической активностью. Как полагают А.С. Монин и О.Г. Сорохтин, за всю геологическую историю Земли одноячейстые структуры в мантии возникали пять раз, и каждому такому периоду соответствовали эпохи тектономагматической активности. В настоящее время происходит перестройка конвекционных движений в мантии, поэтому со-

временная тектоническая активность относительно минимальная.

Динамическими усилиями, возникающими в литосфере под влиянием конвекционных движений мантийного вещества, земная литосфера расчленяется на несколько плит, границы которых выделяются по зонам повышенной сейсмичности (рис. 17). В связи с этим возникновение подавляющего большинства землетрясений объясняется взаимодействием литосферных плит при их дифференциальном движении относительно друг друга. Сейсмические пояса, являющиеся границами литосферных плит, включают не менее 95 % всех землетрясений, происходящих в мире. Выделяют девять главных литосферных плит, которые включают в себя как континентальные, так и океанические пространства. Главные плиты в поперечнике в среднем имеют 6000–7000 км; ширина самой крупной Тихоокеанской плиты — 10000–11000 км, а самых мелких плит Кокосовой и Наска — 1000 км. Кроме главных плит существуют малые плиты, или микроплиты, обычно располагающиеся на границах больших плит (рис. 18).

Важным свойством литосферных плит является их «плавучесть». Несмотря на то, что породы верхней мантии, расположенные над астеносферой, тяжелее вещества самой астеносферы приблизительно на $0,1 \text{ г/см}^3$, литосферные плиты остаются на плаву. Это объясняется тем, что континентальные плиты, имея в своем составе легкие породы осадочного и «гранитного» слоев, в среднем обладают меньшей плотностью, чем подстилающая мантия. Океанические же плиты, по образному сравнению А.С. Мони́на и О.Г. Сорохтина, напоминают гигантские пологие ладьи, ограниченные со всех сторон приподнятыми бортами. Благодаря этому у таких плит возникает нейтральная плавучесть, поскольку по закону Архимеда масса вытесняемой из под них астеносферы оказывается в точности равной массе самих плит. Таким образом, литосферные плиты уподобляются металлическим судам, плаваю-

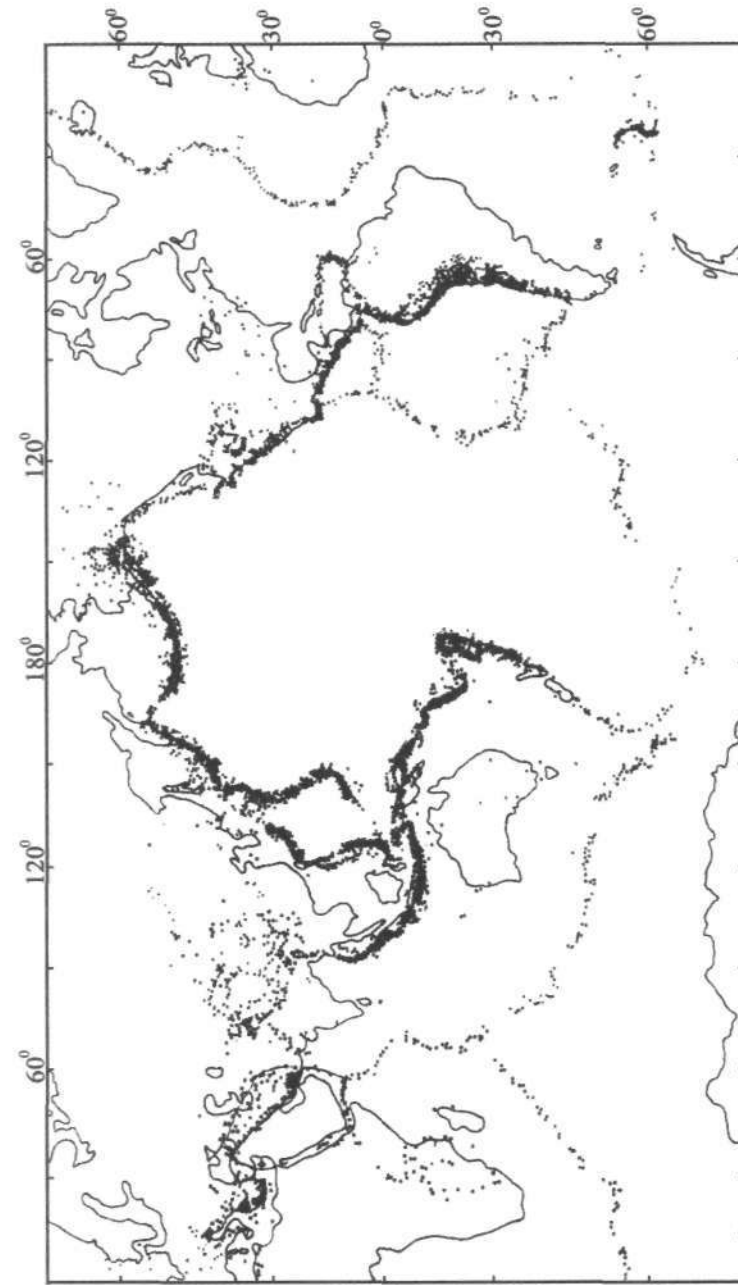


Рис. 17. Размещение эпицентров землетрясений на поверхности Земли (по М. Барзанги, Дж. Дорману)...

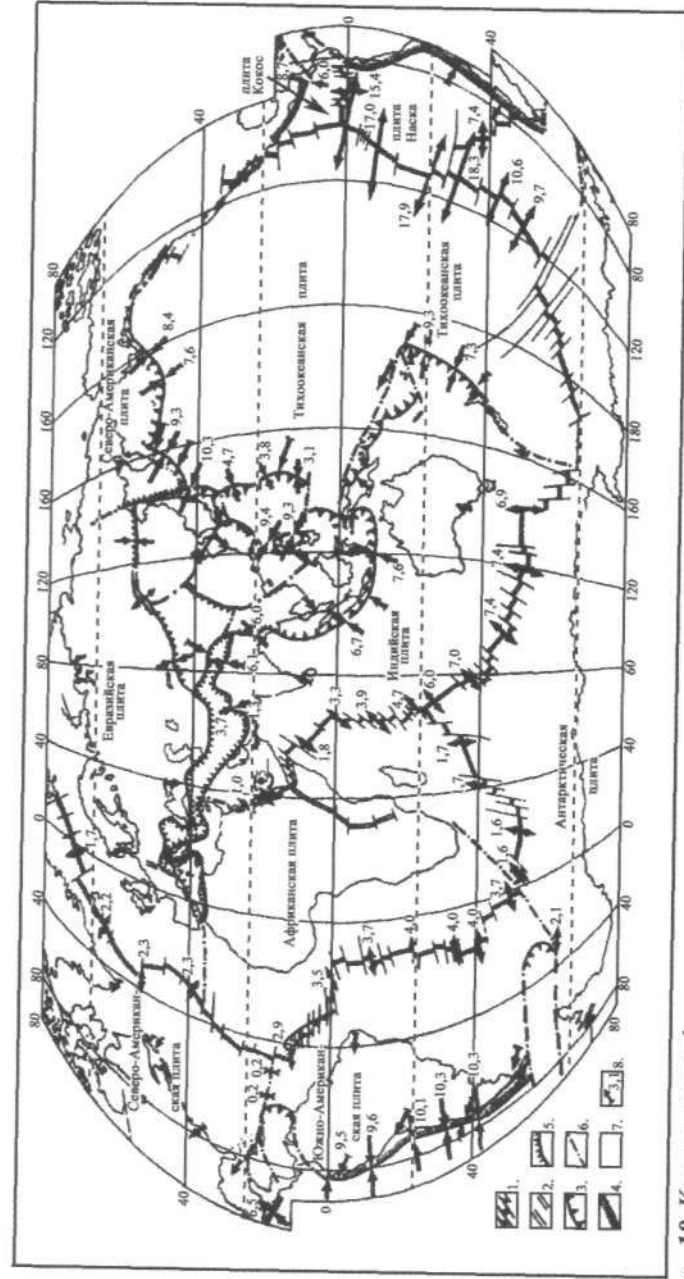


Рис. 18 Карта литосферных плит и скорости их взаимных перемещений (Ю.И. Галушкин, С.А. Ушаков, 1978).

1 — океанические рифтовые зоны и трансформные разломы, 2 — континентальные рифтовые зоны, 3 — зоны поддвига океанических литосферных плит под островные дуги, 4 — то же, под активные окраины континентов андийского типа, 5 — зоны «столкновения» (коллизии) континентальных плит, 6 — трансформные (сдвиговые) границы плит, 7 — литосферные плиты, 8 — направления и скорости (см/год) относительного движения плит.

щим по воде. Тем не менее, чем толще океаническая литосфера, тем на большую глубину она погружается в мантию и тем ниже ее поверхность. Как показали А.С. Мюнин и О.Г. Сорохтин, самый высокий уровень океанического дна будет там, где литосфера наиболее тонкая и молодая, т.е. в центральных частях срединно-океанических хребтов океанов. По мере удаления от них глубина океана возрастает пропорционально квадратному корню из величины возраста океанического дна.

По современным представлениям границы литосферных плит бывают: *дивергентные*, или *конструктивные* (границы наращивания), *конвергентные*, или *деструктивные* (границы поглощения) и *скольжения* (трансформные).

Дивергентные, или *конструктивные*, границы плит совпадают с глобальной рифтовой системой океанов, а иногда и континентов. Вдоль этой границы происходит симметричное образование новой океанической литосферы за счет выплавления базальтовых дифференциатов из вещества мантии в тех местах, где к подошве литосферы подходят восходящие ветви конвекционных ячеек. Процесс генерации новой океанической коры и, как следствие этого, раздвижение дна океана, получил название *спрединга*. Выплавление основных магм происходит на глубинах 20–40 км под рифтовой зоной. Этот процесс является результатом плавления мантийного вещества при снятии давления (декомпрессии). Он начинается тогда, когда температура поднимающихся мантийных пород сравнивается с температурой солидуса. Базальтовая компонента мантии имеет сравнительно низкую температуру плавления, поэтому, прежде всего, выплавляется базальт, из которого и образуется океаническая кора. Допускается, что при движении вверх магма может заполнять несколько промежуточных камер, самая верхняя из которых располагается на глубине 1–2 км от океанического дна. Зона растяжения (спрединга) протягивается обычно на тысячи километров, имея в ширину 10–20 км. Предполагается, что

одновременно вдоль рифтовых зон возникают десятки вулканических камер размерами 30–40 км в длину. Их разделяют относительно неактивные в магматическом отношении пространства, протяженность которых не превышает 15 км.

Внедрение базальтов в океаническую литосферу и излияние их на поверхность дна носят пульсирующий характер, на что указывает перемежение базальтовых покровов слоями осадочных пород. Пульсирующий процесс излияния базальтов является следствием пульсации более глобального процесса растяжения и раскрытия океанического дна вдоль рифтовой долины под влиянием восходящих конвекционных потоков мантии. В масштабах геологического времени процесс растяжения дна выглядит непрерывным, хотя на самом деле пульсации происходили с интервалами в десятки, сотни или первые тысячи лет. Пульсирующий характер спрединга обосновывается еще и существованием под базальтовыми покровами рифтовых зон океанов раздробленных пород, состоящих из рассланцованных серпентинитов, габброидов и осадков. Возникновение таких тектонических чешуй объясняется неравномерной скоростью перемещения блоков океанической литосферы от осевой зоны срединно-океанических хребтов. Во времени скорость спрединга океанического дна также существенно менялась. Так, изучение материалов бурения в центральной Атлантике показало, что с палеогена до наших дней скорость раздвижения океанической литосферы в Срединно-Атлантическом хребте уменьшилась от 3,6 до 1,8 см/год. По данным А.М. Городницкого, в геологической истории Земли наблюдается чередование эпох повышенных скоростей спрединга с эпохами замедления скорости спрединга с периодом в 130–150 млн. лет. Наблюдается хорошая корреляция пиков повышенных скоростей с эпохами тектономагматической активности, что согласуется с представлениями о циклических перестройках конвекционных структур в мантии. В

настоящее время скорость спрединга в различных рифтовых зонах Мирового океана неодинакова. Максимальна она в юго-восточной части Тихого океана (о-в Пасхи). Здесь ежегодно наращивается до 18 см новой океанической коры. За 1 млн. лет формируется полоса молодого дна шириной до 180 км, а на каждом километре рифтовой зоны за то же время изливается около 360 км³ базальтовой лавы. Австралия удаляется от Антарктиды со скоростью 7 см в год; Южная Америка от Африки — 4 см в год; Северная Америка от Европы — около 2 см в год. Медленнее всего процесс спрединга протекает сейчас в Красном море — 1,5 см в год.

Конвергентные, или *деструктивные*, границы фиксируют асимметричное погружение края одной литосферной плиты под другую или лобовое столкновение (*коллизию*) литосферных плит. Границы поглощения возникают над нисходящими мантийными конвекционными течениями, при которых одна из литосферных плит ломается и погружается в мантию — *процесс субдукции* (лат. — подведение). Он сопровождается мощными землетрясениями, в связи с чем рассматриваемые границы литосферных плит характеризуются обычно концентрацией глубокофокусных землетрясений. Здесь же находится и фокальная зона, наклоненная в сторону направления погружения плиты в среднем на 45° (*зона Заварицкого-Беньофа*). Так как плотность океанической литосферы существенно превышает плотность континентальной, то пододвигаемой всегда оказывается океаническая плита. Кроме того, возникновение поддвига обосновывается еще следующими рассуждениями. Несмотря на то, что океанические литосферные плиты обладают свойством «плавучести», они его постепенно теряют по мере удаления от центра спрединга (рифтовой долины океана) к континенту. При этом они охлаждаются, становятся толще и, вследствие эффекта теплового сжатия, уплотняются. При достижении критических значений возникает гравитационная неустойчивость

океанической плиты по отношению к подстилающей более горячей и, следовательно, менее плотной астеносфере. В результате океаническая плита изгибается и погружается в мантию с образованием глубоководного желоба. На погружающуюся часть литосферы действует направленная вниз массовая сила. Благодаря своей упругости литосфера ведет себя как проводник напряжений, передавая его и на «плавающую» часть океанической плиты, оттягивая ее по направлению к желобу. По мнению Д. Теркота и Дж. Шуберта, эта сила, одна из важнейших движущих сил в тектонике плит и дрейфа континентов, называется *тянущей силой погружающегося блока*.

Некоторые исследователи (Л.И. Лобковский, О.Г. Сорохтин) сравнивают процесс поддвига литосферных плит с торошением речного льда во время ледохода при сжатии льдин в местах затора. Сравнение образное, хотя и не совсем корректное. При этом пододвигаемая плита неизбежно должна ломаться и резко менять направление своего движения. Внешнее ребро излома обычно совпадает с зонами максимальной сейсмической активности. Такое совпадение объясняется тем, что именно в этом месте пододвигаемая плита пересекает уровень предельных напряжений. Зона излома будет создавать для пододвигаемой плиты естественный упор. По расчетам Л.И. Лобковского, сжимающие напряжения должны вызвать упругий изгиб океанической плиты, что приводит к образованию краевых валов, расположенных перед фронтом субдукции.

Теоретические модели, описывающие процесс поддвига, доказываются материалами глубоководного бурения в зонах субдукции, которые в рельефе океанического дна выражены глубоководными желобами и островными дугами. Было выявлено, что породы базальтового слоя на океаническом и островном бортах глубоководного желоба не только разновозрастны, но и степень их изменения и деформированности различна. Так, на океаническом борту Марианского желоба расположены базальты позднем-

лового возраста, а в основании островной дуги — сильно раздробленные основные породы палеогенового возраста. Осадки, перекрывающие базальты океанического склона, не дислоцированы и не изменены, тогда как на островодужном склоне они смяты в сложные складки, осложнены подводно-оползневыми формами, часто образуя валунно-галечниковые конгломераты в глинистой массе (олисточастоты). Все это доказывает интенсивность протекания субдукционных процессов.

До тех пор пока в глубоководных желобах идет процесс поглощения океанической литосферы, столкновения плит не происходит. Если же в зону субдукции вместе с пододвигаемой океанической плитой придвигается континент, микроконтинент, островная дуга, срединно-океанический хребет, крупные массивы подводных гор, которые по причине своей «легкости» и «громоздкости» не могут поглотиться зоной субдукции, то происходит блокировка этих зон и дальнейший подвиг становится невозможным. Как считают Л.П. Зоненшайн, Л.А. Савостин и др., в силу того, что движения литосферных плит продолжаются, происходит их непосредственное столкновение, прямым результатом которого будет образование горноскладчатого сооружения. В настоящее время подобный процесс коллизии со скоростью 5 см в год известен, например, в зоне столкновения полуострова Индостан и Азиатского континента.

При столкновении литосферных плит часто происходит надвигание океанических пластин на края континентальных плит. Этот процесс получил название *обдукции*. Древние границы столкновения литосферных плит выделяют как *сутурные зоны*.

Границы *скольжения (трансформные)* характеризуются сдвиговыми движениями литосферных плит относительно друг друга без существенного расхождения или сближения. Абсолютно чистое скольжение происходит очень редко, обычно обнаруживается какая-то компонента рас-

тяжения или сжатия. К границам подобного типа относятся трансформные разломы океанов (Мендосино, Кларрион, Клиппертон, Элтанин в Тихом океане; Атлантис, Романш, Вернадского в Атлантическом океане; Оуэн в Индийский океане и др.) или крупные сдвиги на континентах (разлом Сан-Андреас в Северной Америке). Часто границы скольжения выступают в виде сложно построенных протяженных зон. Такого типа граница между Тихоокеанской и Индо-Австралийской плитами протягивается от северной оконечности дуги Тонга до Новой Гвинеи. Граница составлена из цепочки микроплит, взаимодействие которых отвечает скользящему движению двух более крупных плит литосферы.

Кинематика движения литосферных плит определяется теоремой Эйлера о перемещении тел на сфере, доказанной еще в 1776 г. Согласно теореме, в каждый момент времени движение плиты представлено ее поворотом с определенной угловой скоростью относительно мгновенной оси, проходящей через центр сферы и некоторую точку ее поверхности, называемую мгновенным полюсом вращения. Из этого следует, что траектория произвольной точки жесткой плиты является окружностью с центром, расположенным на оси вращения. Для проверки этого положения, вытекающего из теоремы Эйлера, Ю.И. Галушкиным и С.А. Ушаковым была составлена и просчитана модель системы литосферных плит, в которой участвовало большинство выделенных плит, занимающих поверхность Земли. Было использовано 83 значения линейных скоростей на границах плит и 196 азимутов направлений относительных движений. Проверка показала, что, по крайней мере, последние 10 млн. лет литосферные плиты ведут себя как жесткие пластины, а мгновенное относительное перемещение каждой точки плиты описывается как вращательное.

Таким образом, возможность возникновения конвекционного движения вещества в мантии, особенности это-

го движения и горизонтальное перемещение литосферных плит на поверхности Земли как результат конвекционного движения в мантии хорошо описываются различными законами гидродинамики и механики, что служит показателем справедливости самой концепции глобальной тектоники плит. Признание этой идеи позволяет научно аргументировать целый ряд важнейших геологических явлений, до того носивших чисто описательный и умозрительный характер.

Во-первых, периодичность процесса тектогенеза, которая является следствием перестройки структуры конвекционного движения вещества в мантии. Как показано О.Г. Сорохтиным, скорость химико-плотностной (термо-гравитационной) дифференциации вещества на границе мантия — ядро пропорциональна площади поверхности ядра и концентрации железа в нижней мантии и прежде всего в слое D". По мере роста ядра скорость процесса дифференциации будет возрастать и соответственно будет усиливаться конвекционное движение в мантии и, как следствие этого, произойдет увеличение тектонической активности. Вместе с тем, с обеднением содержания железа в мантии будет происходить замедление этих процессов. По О.Г. Сорохтину, максимум тектонической активности приходится на период 1770—1990 млн. лет (конец раннего протерозоя — время образования первых древних платформ). Считая, что в ходе конвекционных движений происходит полный оборот вещества внутри мантии, О.Г. Сорохтин показал, что со временем оборота вещества совпадают главные тектонические циклы Земли.

Во-вторых, получают вещественное объяснение и вертикальные движения земной коры, которые после этого заняли должное место в тектогенезе. Наиболее существенно вертикальные движения проявляются на платформах, причем преобладают нисходящие вертикальные движения. Основной причиной этого О.Г. Сорохтин считает увеличение мощности континентальной литосферы за счет ох-

лаждения и кристаллизации расплавленного мантийного вещества.

Следовательно, чем древнее литосфера континента, тем она толще и глубже погружена (Геофизика океана, 1979). Зависимость амплитуды прогибания (Δh) от возраста литосферы ученый описывает формулой

$$\Delta h \approx 0,13 \cdot (\sqrt{t_0 + t} - \sqrt{t_0}),$$

где t_0 — время консолидации бывшего подвижного пояса и превращения его из орогена в фундамент платформы; t — время, прошедшее после превращения орогена в платформу.

Процесс прогибания будет ускоряться отложением осадков. Скорость погружения платформ, связанную с процессом увеличения мощности литосферы, О.Г. Сорохтин определяет зависимостью

$$\frac{dh}{dt} = \frac{0,06}{\sqrt{t_0 + t}}.$$

Отсюда следует, что средняя скорость погружения платформы всегда обратно пропорциональна мощности литосферы, поэтому наибольшая скорость опусканий на ранних стадиях развития платформ наблюдается в зонах авлакогенов (или тафрогенов), так как мощность коры там наименьшая. В результате, над авлакогенными и смежными участками платформ возникают прогибы, которые, заполняются осадками, что способствует дальнейшему развитию процессов прогибания. Постепенно над авлакогенами развиваются синеклизы, которые, объединившись, формируют плитное пространство платформ. Те же участки платформ, которые находились в удалении от авлакогенов и первоначально имели более толстую кору, характеризовались замедленным прогибанием, что приводило к образованию антеклиз и других платформенных поднятий.

Восходящие вертикальные движения на платформах О.Г. Сорохтин объясняет действием мантийных потоков. В силу

того, что мощные континентальные плиты погружены в самые нижние части астеносферы, отток вещества, поступающего из мантии с восходящими потоками, затруднен и под континентальными плитами создается избыточное динамическое давление, что и приводит к подъему таких участков плит. В качестве примера О.Г.Сорохтин приводит Африканский континент, который в настоящее время располагается над восходящим мантийным потоком. Средняя высота его равна 650 м, тогда как Южноамериканский континент, находящийся над нисходящим потоком, имеет средние высоты 250–300 м.

Опускание океанического дна также находится в прямой зависимости от увеличения мощности литосферы при кристаллизации мантийного вещества. В этом случае амплитуда погружения дна (Δh) определяется как

$$\Delta h = 0,35\sqrt{t},$$

где t — возраст плиты в млн. лет,

а — скорость погружения $\left(\frac{dh}{dt}, \frac{\text{км}}{\text{млн. лет}} \right)$ равна

$$\frac{dh}{dt} \approx \frac{0,18}{\sqrt{t_0 + t}},$$

где $t_0 \sim 0,5 \cdot 10^6$ — это примерное время формирования современной рифтовой долины Мирового океана.

Исходя из этого, определяется суммарная амплитуда погружения современного океанического дна за период, прошедший с начала его формирования. Она равна 8–10 км, что хорошо согласуется с действительностью.

В зонах столкновения литосферных плит происходит «задиране» островных дуг, что проявляется в виде восходящих вертикальных движений. После прекращения подвига должно произойти изостатическое выравнивание и вертикальное опускание островной дуги. По расчетам О.Г. Сорохтина, Японская островная дуга после завершения

подвига должна погрузиться ориентировочно на 1,4–2,8 км. В качестве примера погружившихся островных дуг рассматриваются возвышенность Академии наук в Охотском море, подводный хребет Кюсю-Палау в Филиппинском море и др.

При надвигании на континент литосферной плиты его окраина неизбежно должна испытывать погружение, сопровождаемое накоплением осадков. Этот механизм часто «работает» в зонах столкновения платформенных континентальных плит с завершающей свое развитие геосинклиналью. В возникающих обдуктивных зонах происходит резкое погружение окраины континентальной плиты и формирование передовых прогибов и перикратонных опусканий платформ, которые в сумме образуют краевые системы, протягивающиеся, как правило, по окраинам платформ в месте ее контакта с горноскладчатой областью или более мощной платформой.

Приводимые объяснения происхождения вертикальных движений не исчерпывают всей проблемы. По-видимому, этот процесс, как и многое в геологии, многопричинен. На него оказывают влияние и фазовые переходы вещества в литосфере и верхней мантии, и явление изостазии, и ротационные силы. Неясными остаются и причины ритмичного строения разреза осадочного чехла платформ, что отражает закономерную волнообразную смену восходящих и нисходящих вертикальных движений при формировании осадочного чехла. Все эти вопросы требуют дальнейшего изучения.

В-третьих, с позиции глобальной тектоники плит по-новому понимаются причины глобальных трансгрессий и регрессий моря. Они заключаются не столько в проявлении эпейрогенических движений континентов, сколько в эвстатическом колебании уровня Мирового океана, Впервые эта идея была высказана американским ученым Г.У. Менардом в 1964 г., а впоследствии проверена количественными расчетами. Основную причину колебаний

уровня океана Г.У. Менард видел в росте срединно-океанических хребтов. Как было показано позднее, объем океанических впадин, а, следовательно, и положение уровня океанов зависят от скорости раздвижения литосферных плит, которая в свою очередь пропорциональна скорости астеносферных течений. Поскольку рост срединно-океанических хребтов в геологической истории Земли периодически усиливался и ослабевал, происходила периодическая смена глобальных трансгрессий и регрессий моря.

Кроме этой причины на развитие мировых трансгрессий и регрессий океанов определенное влияние оказывали процессы образования и таяния материковых льдов, прогибание литосферы по мере увеличения ее мощности за счет охлаждения и кристаллизации мантийного вещества, вертикальные движения в прибрежных областях, изменение абсолютного количества воды в Мировом океане. Несмотря на все эти оговорки, по данным А.Б. Ронова, все же довольно четко прослеживается взаимосвязь эвстатических изменений уровня океана с распространением морских отложений на современных континентах, что доказывает определяющее влияние динамики уровня Мирового океана на развитие глобальных трансгрессий и регрессий моря.

В-четвертых, делается попытка с позиции глобальной тектоники плит выяснить явление эпиплатформенного орогенеза. Так, образование возрожденных гор Азии исследователи объясняют взаимодействием Евроазиатской плиты с Индийской континентальной плитой. По мнению Л.П. Зоненшайна и Л.А. Савостина, именно вторгшийся на север Индостан обусловил торошение расколотой части Евразии и раздробление ее на серию малых плит и микроплит. Там, где континентальные осколки нагромождались друг на друга, и возникли горные хребты. Формирование горных систем Тянь-Шаня и Нань-Шаня привело к сокращению пространства на 50–100 км, в районе Алтая сокращение оценивается в 20–50 км. Наиболее су-

ществленные сокращения пространства произошли к северу от Памира и Индостана — до 1000 км.

Концепция глобальной тектоники плит уже давно используется геологами, в особенности за рубежом, для решения практических задач по поискам месторождений различных полезных ископаемых. Гипотеза позволяет во многом по-новому подойти к проблеме формирования месторождений полезных ископаемых и закономерностям их пространственного размещения. Исходя из идеи раскола первоначально единых материков, можно прогнозировать продолжение рудных поясов и провинций с края одного континента на другой. Так, пояса щелочных интрузий с редкоземельным оруденением трассируются с атлантического побережья Африки в Бразилию; пояс поздне-докембрийских щелочно-ультраосновных интрузий с редкоземельным оруденением прослеживается в Северной Америке и на противоположной стороне Атлантического океана в Скандинавии. Алмазоносные месторождения, выявленные на трех континентах Гондваны: в Южной Америке, Африке и Индии, которые ранее (до раскола Гондваны) составляли единое целое.

Характер оруденения в зонах различных типов границ литосферных плит будет различный. Границы наращивания, выраженные либо срединно-океаническими хребтами с рифтовой долиной, либо внутриконтинентальными или окраинноконтинентальными (межконтинентальными) грабен-рифтами, имеют различную металлогению в своей осевой зоне и на периферии. Осевые зоны характеризуются скоплениями железа, марганца, цинка, меди, колчеданных полиметаллов. Убедительным свидетельством в пользу реальности формирования полиметаллических месторождений в рифтовых зонах является ныне действующий и визуально изученный рифт Красного моря. Он состоит из серии грабен-рифтов, вытянутых вдоль оси моря. Каждый грабен характеризуется резким возрастанием температуры воды (до 62 °С) и ее минерализации

(до 27 %), за что эти грабены прозвали «горячими ямами». Дно их покрывает 200-метровый слой высокотермального рассола, под которым залегают нормальные карбонатные отложения, а еще ниже — базальты. В составе илоподобных осадков — поваренная соль (до 25%), цинк, золото, медь, железо, свинец, марганец, серебро. Металлы содержатся в виде оксидов и сульфидов. В десятиметровом слое рудных осадков «горячей ямы» Атлантик-II (площадь ее 15–18 км²) сконцентрировано 24 млн. т железа, 2,9 млн. т цинка, 1 млн. т меди, 0,8 млн. т свинца, 4,5 тыс. т серебра и 45 т золота. По мнению А.Л. Яншина, — это крупнейшее современное полиметаллическое вулканогенно-осадочное месторождение, связанное с подъемом кислых гидротермальных рассолов по разломам центрального грабен-рифта Красного моря. Скорость накопления рассола 7–60 см за 1000 лет. Прожилки самородной меди и рудопроявления в виде сульфидной минерализации установлены в породах Восточно-Индийского срединного хребта; в рифте Срединно-Индийского хребта обнаружено хромистое и сульфидное оруденение; в рифте Срединно-Атлантического хребта драгой подняты обломки пород с повышенным содержанием свинца, цинка, меди, серебра, ртути, хрома, ванадия, кобальта, никеля, олова и бериллия. В рифтовой зоне Восточно-Тихоокеанского хребта выявлено железистое и сульфидное оруденение. Мощные скопления сульфидов открыты в Галапагосском рифте, где, по предварительным данным, запасы сульфидов оцениваются в 25 млн. т.

Периферические части рифтовых зон характеризуются, как правило, скоплениями хромитов, платины, никеля, ниобия, тантала и олова. Таким образом, их металлогеническая зональность, по Л.П. Зоненшайну, имеет следующий вид (от оси к периферии): Cr–Pt, Cu–Pb–Zn, TR–Nb–Ta.

Границы поглощения, выраженные зонами субдукции или обдукции, обладают обычно меднопорфировым и мед-

ноколчеданным оруденением. Вулканические дуги, возникающие над зонами субдукций, имеют медноколчеданную и полиметаллическую минерализацию, иногда с золотом. Островодужная халькофильная металлогения образует зоны Cu, Pb–Zn, Au. Металлогеническая зональность активных материковых окраин, по Л.П. Зоненшайну, выглядит следующим образом: Au–Mo, Pb–Zn, Sn–W, TR–Nb–Ta.

Используя концепцию глобальной тектоники плит, можно более правильно ориентировать и поиск месторождений таких полезных ископаемых, как фосфориты, бокситы, каменный уголь, каменная соль. В этом случае зависимость между накоплением месторождений и горизонтальными движениями литосферных плит носит опосредственный характер. Она выражается в том, что образование указанных полезных ископаемых прямым образом связано с климатическими условиями, а правильное определение положения древних климатических поясов возможно на основе палеогеодинамических реконструкций. Используя этот принцип, прогнозируются, например, месторождения фосфоритов в отложениях верхнего протерозоя и нижнего кембрия на Енисейском кряже, на Восточном Саяне, в западной части Китая, на Малайском полуострове. Раннекаменноугольные бокситы предлагается искать в южных районах европейской части бывшего СССР, на Скифской плите, в Тянь-Шане и т.д.

Особенно плодотворно используется идея глобальной тектоники плит при поиске месторождений нефти и газа. В США, например, только за счет разбуривания поднадвиговых зон Аппалачей и Скалистых гор, которые в прошлом являлись зонами субдукций и обдукций, было приращено около 6 млрд. т углеводородов. На начало 80-х годов прошлого столетия извлекаемые запасы поднадвиговых месторождений Скалистых гор американские геологи оценивали в 2,1 млрд. т нефти и 2,8 трлн. м³ газа.

Образование углеводородов надо рассматривать также

в зависимости от типа границ литосферных плит. Границы наращивания характеризуются существованием вначале внутриконтинентальных, а затем окраинноконтинентальных (межконтинентальных) рифтов — специфических структур земной коры, которые отличаются линейностью, разломным ограничением, большой амплитудой прогибания, «жестким» термобарическим режимом недр. В связи с этим в опущенных блоках рифтов накапливаются мощные песчано-глинистые и карбонатные толщи, обогащенные органическими веществами. Быстрое погружение и захоронение органики приводит к тому, что уже на ранней стадии развития рифта осадки могут реализовать свой нефтегазоматеринский потенциал. Над разломами ограничения создаются антиклинальные и неантиклинальные ловушки, происходит вертикальная миграция углеводородов, что приводит к формированию зон нефтегазонакопления с широким вертикальным диапазоном нефтегазонасыщения. Все это способствует процессам нефтегазообразования и нефтегазонакопления вдоль границ наращивания. В процессе раздвижения литосферных плит условия осадконакопления вдоль границ наращивания принципиально изменяются, по мере того как межконтинентальные рифты трансформируются в рифтовую долину океана с активным процессом спрединга. В рифтовых долинах нефтегазонакопления не происходит, так как там практически отсутствуют осадочные породы. Нефтегазные отложения, сформировавшиеся на стадии межконтинентального рифта, остаются вдоль пассивных окраин материков.

Механизм образования углеводородов в зонах поглощения описан сравнительно давно в работах зарубежных (Х. Хедберг, У. Дикинсон) и советских (О.Г. Сорохтин, В.В. Федынский, С.А. Ушаков, А.А. Ковалев, К.А. Клещев, Е.В. Кучерук, В.П. Гаврилов) авторов. Этот механизм объясняется возгонкой и термолизом биогенных веществ, увлеченных в зону поддвига вместе с океаничес-

кими осадками. По расчетам О.Г. Сорохтина, в зоне субдукции за счет трения выделяется $(1,2-2) \cdot 10^{31}$ Дж энергии, которая в виде тепла рассеивается и прогревает окружающие породы до 1000°C . В оптимальной части зоны поддвига создается температурный режим ($100-400^\circ\text{C}$), благоприятный для ускоренной переработки затагнутой органики в углеводороды. Этому будет способствовать также и обедненность донных океанических осадков кислородом. Следует помнить, что преобразование рассеянной органики начинается уже на дне океана в первичном залегании и продолжается $100-150$ млн. лет, пока конвейер литосферных плит не доставит эту органику к зоне поддвига. Здесь в течение $1-2$ млн. лет при постепенном нарастании температуры до $400-500^\circ\text{C}$ идет ускоренный процесс преобразования органики в углеводороды. Вместе с термальными водами они возгоняются по трещинам в верхние слои литосферы, где и будут насыщать краевые участки платформ, примыкающие к островным дугам или к активным окраинам континентов. Естественно, что значительная часть органики и образовавшихся углеводородов будет разрушена, рассеяна в пространстве. Тем не менее, по подсчетам О.Г. Сорохтина, за последний миллиард лет в зонах субдукции могло обращаться не менее $(2-3) \cdot 10^{21}$ т углеводородов, что более чем в тысячу раз превышает выявленные геологические запасы нефти и газа. Допускается также сравнительно дальняя миграция нефти и газа от места своего образования, т.е. от зоны поддвига. За 100 млн. лет углеводороды могут мигрировать в сторону краевых частей платформ на расстояние до нескольких сотен километров, чем и объясняется высокая нефтегазоносность краевых частей платформ и, прежде всего, передовых прогибов.

Несмотря на важные завоевания в области геологических знаний, идею глобальной тектоники плит все же нельзя считать окончательно разработанной и переросшей в стройную научную теорию. В адрес концепции про-

должают поступать критические замечания, требующие дальнейшего изучения, углубления и совершенствования ее основных положений. Вот некоторые из них, высказанные еще В.В. Белоусовым и другими исследователями.

Как установлено, существует связь эндогенных режимов материков с очень большими глубинами в сотни километров. Другими словами «корни» материков лежат глубже астеносферы, по-видимому, в средней мантии. Установлено также различие мантии под материками и под океанами, в пределах первых она более дифференцирована. Такая глубинность материков противоречит идее их существенно горизонтального перемещения по поверхности Земли. К аналогичному выводу приходит ряд ученых на основании изучения некоторых геодинамических систем литосферы (глубоких некомпенсированных впадин, зон молодых активных рифтов, современных орогенов), которые имеют «жесткую стыковку» с верхней мантией (А.А. Смыслов, А.Л. Яншин, В.Ю. Зайченко, Е.В. Карус и др.). Так, например, «всасывающий» механизм верхней мантии обусловил длительное (весь фанерозой) и устойчивое опускание Прикаспийской впадины, что привело здесь к накоплению осадков мощностью более 20 км. Формирование и развитие подобных структур можно объяснить лишь значительными, по амплитуде вертикальными перемещениями, имеющими пространственный консерватизм, что входит в некоторое противоречие с концепцией глобальной тектоники плит.

Рассматриваемая концепция, по мнению В.В. Белоусова, недостаточно четко и полно объясняет причины проявления колебательных движений на платформах, периодичность процесса тектогенеза. Приводимые выше объяснения можно принять для крупных тектонических циклов, продолжительностью в сотни (во всяком случае, десятки) миллионов лет. Более мелкие циклы тектогенеза и более мелкая периодичность в осадконакоплении на платформах, приводящая к ритмичному строению разрезов,

удовлетворительного объяснения с позиции этой идеи пока не находят.

В.В. Белоусов считал, что новые данные по геологии и геофизике Мирового океана должны интерпретироваться в свете опыта континентальной геологии, а не наоборот. Поскольку же произошла переоценка ценностей континентальной геологии под влиянием фактов, добытых со дна океана, то геологи, воспитанные на континентальной геологии, оказались не в состоянии отстаивать свои представления, которые ранее казались бесспорными. Кроме того, в геологию властно вторглись специалисты, владеющие математическим аппаратом, и традиционные геологи оказались под властью гипнотического влияния математических знаков и безжалостной, основанной на простом контрасте между «да» и «нет» логикой новых «пришельцев». В то же время В.В. Белоусов признавал, что концепция глобальной тектоники плит привлекла наше внимание к кругу новых вопросов.

Критические замечания в адрес идеи глобальной тектоники плит высказывались и высказываются рядом других исследователей: В.П. Иванкиным, П.Н. Кропоткиным и В.Н. Ефремовым, М.Л. Красным, Е.Е. Милановским, В.В. Орленком, А.И. Суворовым, Ю.В. Чудиновым, А.Л. Яншиным и Ж.С. Ержановым. Возможно, что не все положения концепции тектоники плит строго аргументированы. Бесспорно, что она требует дальнейшего своего развития и совершенствования, но ее главнейшая заслуга в том, что она вызвала взрыв геологической мысли, жаркую дискуссию, в результате которой на наших глазах рождается новая геология — наука, базирующаяся на строгих математических законах и всеобъемлющих природных фактах, и в то же время сохранившая полет логической мысли и свою философскую душу.

4.3. Другие современные геотектонические гипотезы

Учитывая появление критических замечаний в адрес

классической концепции тектоники литосферных плит, ее сторонники стремятся учесть их и усовершенствовать саму идею, обогатив ее новыми данными и теоретическими представлениями. Одна из таких прогрессивных попыток была сделана в Японии, в 90-х годах прошлого столетия. Японские ученые (С. Маруяма, М. Кумазова, С. Каваками и др.) исходили из того, что классическая тектоника литосферных плит описывает лишь процессы, протекающие в тектоносфере Земли, т.е. в литосфере и верхней мантии. В то же время появилось много материала (данные сейсмофотографии, экспериментальных исследований при сверхвысоких давлениях, сравнительной планетологии, изучения глубинного строения океанов и континентов), которые позволяют расширить рамки традиционных представлений о глубинных процессах в современной и древней Земле. Японские исследователи пришли к заключению о том, что геосферы нашей планеты испытывают разные причины своего развития. Так, по их мнению, в нижней мантии господствует не тектоника плит, а тектоника *мантийных струй*, или *плюмов* (плюм-тектоника). Эти две модели геодинамики недр взаимосвязаны. Выражается это в том, что субдуцирующая холодная плита (слэб) может проникнуть до границы мантия-ядро, вызвав обратную восходящую горячую струю (плюм). Плюм способен достичь подошвы литосферы, стимулируя конвекцию в астеносфере, которая и ответственна за перемещение литосферных плит (рис. 19).

В земном ядре, по мнению этих исследователей, проявляется новейший механизм развития — *тектоника роста*. Она выражается в увеличении объема внутреннего железо-никелевого ядра за счет внешнего ядра. Таким образом, выделяется три уровня глобальной тектоники: тектоника литосферных плит (верхний уровень, в пределах тектоносферы), плюмтектоника (средний уровень, в пределах нижней мантии) и тектоника роста (третий уровень, ядро).

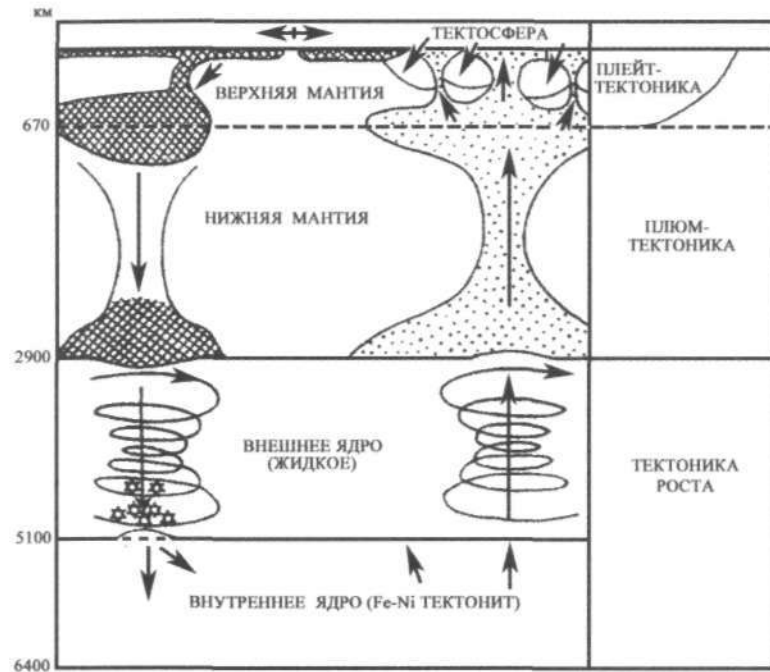


Рис. 19. Схематическая иллюстрация глобальной тектоники (по С. Маруяме и др., 1993).

Тектоника плит поставляет холодный материал в область плюм-тектоники. Катастрофический коллапс застоявшейся на глубине 670 км пластины вызывает не только восходящее мантийное течение, стимулирующее плейт-тектонику, но и изменение конвективной циркуляции во внешнем ядре, контролирующее тектонику роста во внутреннем ядре.

По мнению авторов, в самом начале геологической истории Земли (катархей) доминировала тектоника роста, в архее она сменилась плюмтектоникой, а с конца раннего протерозоя ведущей формой движения в тектоносфере становится тектоника литосферных плит. По мере прогрессирующего остывания Земли, на ее смену придет, вероятно, контракционная модель тектоники.

Наряду с совершенствующейся концепцией тектоники литосферных плит развиваются и другие геологические идеи, объясняющие процесс геотектогенеза. Как правило,

все они, в той или иной мере привлекают факты по горизонтальному движению литосферных плит. Одной из таких идей является концепция Е.В. Артюшкова. По мнению ученого, на границе ядра и мантии (слой D'') происходит дифференциация по плотности вещества нижней мантии, которое разделяется на тяжелое вещество ядра и легкий остаток. Последний по каналам всплывает в верхнюю мантию, нагреваясь дополнительно за счет выделения потенциальной энергии. Причем на ранних стадиях развития Земли допускается существование очень густой и неправильной сети каналов, так что подъем мантийного вещества в астеносферу мог проходить практически повсеместно. В дальнейшем количество каналов сокращается, а с появлением первых древних платформ происходит устойчивая локализация проводящих каналов, и их ширина постепенно уменьшается.

В верхней и средней мантии происходит дополнительная дифференциация легкого материала, который всплывает к подошве литосферы в виде сильно нагретой аномальной мантии. Растекаясь по подошве литосферы, аномальная мантия заполняет в первую очередь ее повышение — «ловушки». Это, по мнению Е.В. Артюшкова, должно приводить к изостатическому поднятию расположенной над ними литосферы. Таким образом возникают поднятия на кристаллических щитах древних платформ. Поступление горячей аномальной мантии к подошве литосферы может вызвать образование горных хребтов на континентах, а на океанах — срединно-океанических хребтов. Если поступающая к континентальной литосфере аномальная мантия имеет сравнительно низкую температуру (800 °С) и содержит небольшое количество воды, то в базальтовом слое коры происходят фазовые переходы базальта в эклогит. Последний, как более тяжелая порода, отрывается от коры и погружается в мантию, а сильно утоненная кора оказывается глубоко погруженной. Это приводит к формированию глубоководных впадин внут-

ренных и краевых морей. Вследствие растекания линз аномальной мантии, расположенных под срединно-океаническими хребтами, по подошве литосферы происходит дрейф литосферных плит от области растяжения (рифтовых долин океанов) к областям сжатия (зон субдукции). Сам процесс субдукции возникает там, где под холодной океанической литосферой большой мощности располагается разуплотненная аномальная мантия (рис. 20).

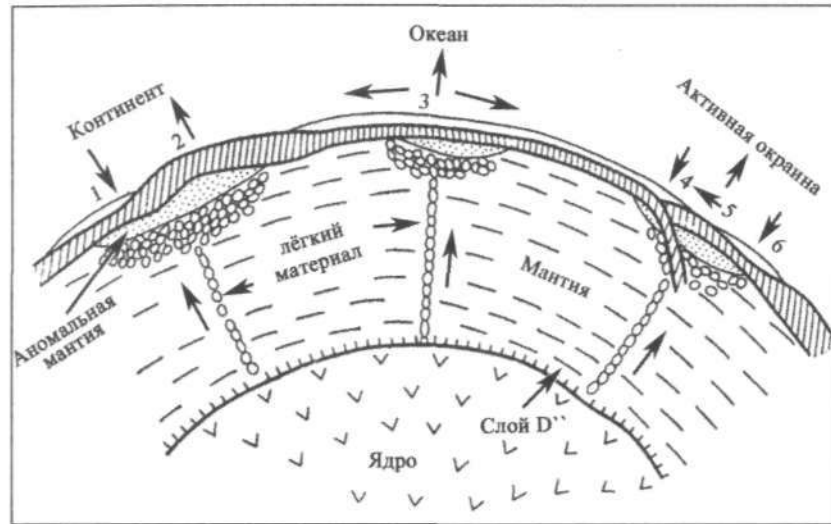


Рис. 20. Схема происхождения вертикальных и горизонтальных движений литосферы (по Е.В.Артюшкову).

1 — внутреннее море, 2 — крупное поднятие на континенте, 3 — срединно-океанический хребет, 4 — глубоководный желоб, 5 — островная дуга, 6 — краевое море. Стрелки — направления движения вещества мантии и направление тектонических движений.

Беря за основу представления Е.В. Артюшкова, В.В. Белоусов усовершенствовал свою гипотезу *базификации* земной коры, объясняющую происхождение океанов. По мнению В.В. Белоусова, сокращение числа каналов, подводящих горячую аномальную мантию к подошве литосферы, приводит к накоплению в нижней мантии легкого материала, который не получает выхода наверх. В конеч-

ном итоге это может привести к «взрыву», что выразится в прорыве новых каналов и в чрезвычайно сильном возбуждении над ними астеносферы путем быстрого выноса в нее большого объема сильно нагретого материала. Этот процесс, возможно, и приводит к образованию океанов с их сравнительно сильно нагретой мантией. Возникающие при вертикальных движениях вещества нарушения гравитационного равновесия литосферы порождают, по мнению В.В. Белоусова, и горизонтальные движения, правда, в ограниченном масштабе.

Взгляды, близкие к концепции Е.В. Артюшкова, высказывали А.В. Пейве и А.А. Савельев. Они считали, что развитие литосферы определяется дифференциацией вещества мантии. Следствием этого является преобладание восходящих тепломассопотоков и отсутствие крупных замкнутых конвекционных ячеек. В подошве литосферы восходящие массопотоки трансформируются в горизонтальные, что приводит к разрыву коры, ее раздвижению и выплавлению новой коры океанического типа. В других местах кора скучивается и превращается в континентальную. Причем процесс субдукции признается в ограниченном масштабе.

Новую *геодинамическую модель* развития Земли предложили П.Н. Кропоткин и В.Н. Ефремов. Авторы основывались на обобщении данных по измерениям напряженного состояния в массивах горных пород и по характеристикам напряжений в очагах землетрясений. Эти данные показывают, что горизонтальное сжатие доминирует на 95% поверхности Земли, растяжение наблюдается только в рифтовых долинах. По мнению этих ученых, как пространственное распределение напряжений, так и высокие значения тангенциального сжатия в породах фундамента не согласуются с моделями подкорковых течений, возбуждаемых тепловой конвекцией или гравитационной дифференциацией. В качестве альтернативной идеи они выдвигают синтез пульсационной гипотезы В.А. Обручева и неомобилиз-

ма. При чередовании многократных фаз расширения и сжатия Земли эффекты расширения накапливаются в зонах спрединга, а эффекты сжатия — в складчатых поясах Земли при надвигах и поддвигах. В результате происходит дрейф промежуточных литосферных блоков от зон растяжения к зонам сжатия. Ученые доказывали существование вариации размеров радиуса земного шара с периодом 10–30 лет. За последние 3000 лет происходило сокращение радиуса со скоростью 0,5 мм/год. Исходя из вариации продолжительности суток за период с 1817 по 1981 гг., удалось рассчитать скорость горизонтального движения плит, которая равна 1–5 см/год, а скорость спрединга — 0,8 км²/год. Эти расчетные данные согласуются по порядку с имеющимися оценками скорости спрединга (0,9–3 км²/год) и скорости смещения по сдвигам и надвигам.

Идею *пульсационного* развития Земли в чистом виде (как это было высказано в трудах В.А. Обручева, М.А. Усова) продолжает развивать в наши дни Е.Е. Милановский. Свои рассуждения он ограничивает во времени фанерозоем. Концепция основывается на трех положениях: признание периодичности тектонических движений, вулканизма и эвстатических колебаний уровня Мирового океана. Геологическую историю Е.Е. Милановский рассматривает как чередование эпох сжатия и растяжения. Выделяется тринадцать эпох сжатия (складчатости), затем промежуточные периоды активизации рифтовых зон и, наконец, эпохи растяжения. В этой трактовке регрессии моря соответствуют эпохам усиления деформаций (складчатости), а трансгрессии — эпохам растяжения (рифтогенеза). Синтез этих трех периодов составляет один тектонический цикл в развитии Земли. Гипотеза Е.Е. Милановского представляет собой эмпирическое обобщение геологического материала без основательной разработки физического механизма пульсационного процесса.

Близкая по своей сущности идея высказывается В.А. Левченко в виде *пульсационно-деструктивной* гипотезы.

Развитие Земли рассматривается как чередование этапов горизонтального растяжения коры, обусловленного рифтогенезом, и горизонтального сжатия, обусловленного орогенезом, но преобладающим процессом является прогрессивное расширение земного шара. Автор доказывает, что в позднем рифее радиус Земли составлял 4650 км или 73 % современного. Ее поверхность увеличилась за этот период на 87 % (с 272 млн. км² до 510 млн. км²), а объем — более чем в 2,5 раза. В начале позднего палеозоя радиус Земли уже составлял 5645 км. В период позднемелово-раннекайнозойского орогенеза радиус сократился, по данным В.А. Левченко, на 550 км. Но в целом, происходило расширение земного шара со средней скоростью 1,0 мм в год в рифее и 1,75 мм в год в палеозое. Основную причину расширения Земли В.А. Левченко видит в разуплотнении ее вещества за счет уменьшения гравитационной постоянной.

Возможность пульсационного развития Земли поддерживали в конце прошлого столетия и некоторые другие ведущие отечественные геологи (А.А. Смыслов, А.Л. Яншин, В.Ю. Зайченко, Е.В. Карус и др.). По их мнению, ряд структур литосферы (глубокие некомпенсированные впадины, современные активные рифты, орогены) имеют «жесткую стыковку» с верхней мантией. Объяснить эти явления с позиции только мобилизма или фиксизма невозможно. Поэтому авторы пришли к заключению об изменчивости радиуса Земли во времени. Геодинамическая гипотеза пульсирующей и изменяющей объем Земли, как они считали, наиболее альтернативна. Она объясняет возможность одновременного проявления и самостоятельности вертикальных и горизонтальных движений, которые выступают как следствие глобальных процессов глубинной дифференциации вещества. Однако, по признанию самих же авторов, сейчас трудно оценить масштабы расширения Земли, ибо неясны масштабы сокращения площади геодинамических систем при сжатии. Высказываются существен-

ные возражения против самого процесса расширения земного шара. По мнению А.С. Монины и О.Г. Сорохтина, могут быть только два механизма расширения земных недр: разогрев и уменьшение сжатия вещества за счет уменьшения гравитационной постоянной. Если исходить из первого механизма, то для увеличения земного радиуса в 1,5–1,7 раза (как это требует пульсационная гипотеза) необходимо полностью расплавить и частично испарить вещество Земли. Если же принять второй механизм расширения, то следует допустить уменьшение гравитационной постоянной в 13–15 раз только в послепалеозойское время. Это означает, что в палеозое и раннем мезозое ускорение силы тяжести на Земле превысило бы современное в 40–45 раз, что неминуемо повлекло бы гибель всех позвоночных животных. Изменение гравитационной постоянной испытала бы не только Земля, но и Луна, и Солнце. Тогда, еще в палеозое Луна оказалась бы притянутой к Земле в 13–15 раз ближе, перешла бы предел Роша и была бы разрушена приливными силами. Увеличился бы поток солнечной энергии, падающий на Землю, в 5–10 миллионов раз, и Земля должна была бы испариться. Учеными приводятся и другие доводы, доказывающие невозможность сколько-нибудь существенного увеличения радиуса Земли.

В.В. Орленком возрождается *контракционная гипотеза* развития Земли с учетом новых данных. Автор доказывает, что дегазация планеты и уплотнение протовещества должны неизбежно привести к уменьшению объема и массы земного шара. Это влечет за собой проседание внешней геосферы (перисферы) в освобождающийся объем астеносферы. Вертикальные движения обуславливаются термо-гравитационной контракцией планеты. Причем в финале эволюции происходит усиление дегазации, вулканизма и опусканий сегментов перисферы и общая океанизация Земли.

Другой гипотезой, часто противопоставляемой идее глобальной тектоники плит, является гипотеза *горячих точек*.

Впервые она была высказана еще в 1963 г. американским исследователем Т. Вильсоном. По его мнению, возникновение вулканических горных цепей в океанах (например, Гавайский и Императорский хребты в Тихом океане) является следствием прохождения литосферы над разогретым объектом в мантии, названным им «горячей точкой». Литосфера при этом как бы прожигается насквозь с образованием вулканических центров. Американский ученый Дж. Морган, развивая эту идею, предположил существование всего двух-трех десятков таких мантийных струй, идущих от горячих точек к подошве литосферы. После прогрева литосферы с возникновением крупных вздутий в ее поверхностном рельефе, вещество мантийных струй равномерно рассеивается в мантии. Идея горячих точек привлекла внимание многих ученых. Как было показано впоследствии, факты, объясняемые этой гипотезой, хорошо согласуются и с концепцией глобальной тектоники плит. Так, Л.П. Зоненшайн и Л.А. Савостин показали математическими расчетами, что горячие точки могут появляться в результате выделения дополнительного тепла, вызванного трением, в той ветви конвекционных течений, которые реализуются в астеносферном слое. Используя систему уравнений, в которую вошли уравнение теплопроводности, уравнение гидродинамики (уравнение Навье—Стокса) и уравнение сохранения движения, авторы получили увеличение плотности теплового потока в 1,5 раза, обусловленное трением в астеносфере. Авторам также удалось показать, что все горячие точки, обязанные своим происхождением одной и той же конвекционной ячейке, неподвижны относительно друг друга; горячие точки, принадлежавшие разным ячейкам, могут смещаться, что будет указывать на движение самих конвекционных ячеек.

В последние годы О.Г. Сорохтин предложил новый механизм образования горячих точек, названный им «*бегущей трещиной*» (Сорохтин, Ушаков, 2002). Суть его сводится к тому, что литосферная плита, двигаясь из низких

широт в высокие, приспособляется к изменению формы земного шара. В результате она испытывает напряжения растяжения. В случае превышения предела прочности литосфера раскалывается и, за счет снижения давления (декомпрессии), из астеносферы вытекают базальтовые расплавы в виде извержения вулканов (рис. 21).

В начале XXI века гипотеза «горячих точек» трансформируется в новую концепцию развития Земли — *плюм-тектонику*.

Ряд ученых (Ю.М. Пушаровский, А.М. Никишин и др.) склонны рассматривать ее в качестве альтернативы тектоники литосферных плит, хотя между ними есть и много общего. Суть гипотезы плюмтектоники в том, что на гра-

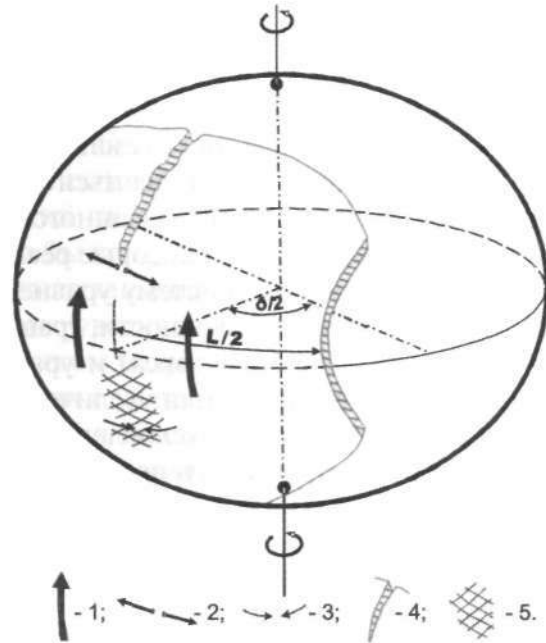


Рис. 21. Растяжение и раскол жесткой литосферной плиты при её движении с юга на север по поверхности эллипсоида вращения Земли (О.Г. Сорохтин, С.А. Ушаков, 2002).

1 — направление движения плиты, 2 — напряжения растяжения, 3 — напряжения сжатия, 4 — «бегущая» трещина растяжения, 5 — зона сдвиговых деформаций в области сжатия плиты.

нице магния — ядро (слой D'') возбуждается горячий восходящий поток разуплотненных и горячих масс, которые всплывают к подошве литосферы. Растекаясь по ней, эти массы как бы рассеиваются, не образуя нисходящих конвекционных потоков (процесс адвекции). Взаимодействие плюма с литосферой практически аналогично взаимодействию с ней и восходящих конвекционных потоков. Модель плюмтектоники следует рассматривать как частный случай тектоники литосферных плит, не противопоставляя их.

В 80-е годы прошлого столетия делаются попытки увязать концепцию конвекционного движения вещества в мантии с определенной «геометризацией» геологических структур на поверхности Земли. Ученые Н.Р. Гончаров, В.А. Макаров и В.С. Морозов развивают идею о том, что ядро Земли имеет форму и свойства *растущего кристалла* икосаэдро-додекаэдрической структуры (ИДСЗ). В литосфере как бы проступают проекции вписанных в земной шар правильных многогранников: икосаэдра (20-гранника) и додекаэдра (12-гранника). Ребрам этих многогранников соответствуют крупные линейные структуры Земли: срединно-океанические хребты, глубинные разломы, сейсмоактивные пояса. Такие линейные зоны геологической активности появляются в истории Земли только с протерозоя. По мнению авторов, это связано с началом роста земного геокристалла, т.е. внутреннего ядра Земли. Рост геокристалла сопровождался конвекционным движением мантийного вещества, причем восходящие и нисходящие потоки подчиняются симметрии кристалла внутреннего ядра Земли. В результате создается своеобразный силовой каркас, влияющий на распределение напряжений в литосфере, на заложение и развитие линейных структур, на магнитное поле планеты и т.д.

Идеи, которые развивают Н.Р. Гончаров, В.А. Макаров и В.С. Морозов, являются логическим продолжением концепции советского геолога С.И. Кислицына, который еще

в двадцатых годах прошлого столетия обосновывал многогранное строение нашей планеты. С.И.Кислицын считал, что современная форма Земли совмещает в себе черты додекаэдра и икосаэдра, их ребра и узлы, по его мнению, являются средоточием месторождений полезных ископаемых, участками максимального проявления энергетических возможностей земного шара. Еще в 1928 г. он выявил на территории нашей страны 12 алмазных центров, некоторые из них позднее были подтверждены.

Следует упомянуть еще одну оригинальную гипотезу о причинах тектонического развития Земли, связанную с влиянием Луны на нашу планету. Автор ее Ю.Н. Авсюк исходит из того, что эволюция системы Земля — Луна предусматривает периодическое приближение и удаление Луны от Земли. При этом возникают важные явления, имеющие далеко идущие последствия.

Во-первых, меняется наклон земного экватора к эклиптике (круг небесной сферы, по которому происходит видимое годичное движение Солнца). Причем при относительном приближении Луны этот наклон становится меньше современного, что в свою очередь ведет к похолоданию климата и возникновению материковых оледенений. И наоборот, отдаление Луны должно приводить к потеплению земного климата (рис. 22).

Во-вторых, приближение Луны к Земле должно вызвать стгон воды с высоких широт и поднятие уровня океана в экваториальных областях. Возникают разнонаправленные процессы в глобальном перераспределении гидросферы: если в высоких широтах — регрессия моря, то в низких — трансгрессия, и наоборот.

В-третьих, согласно схеме эволюции системы Земля — Луна, периодически изменяется положение оси вращения и скорости вращения. Одновременно изменяется и распределение напряжения в литосфере. При медленных перемещениях оси и малых приращениях скорости вращения снятие возникающего напряжения в литосфере про-

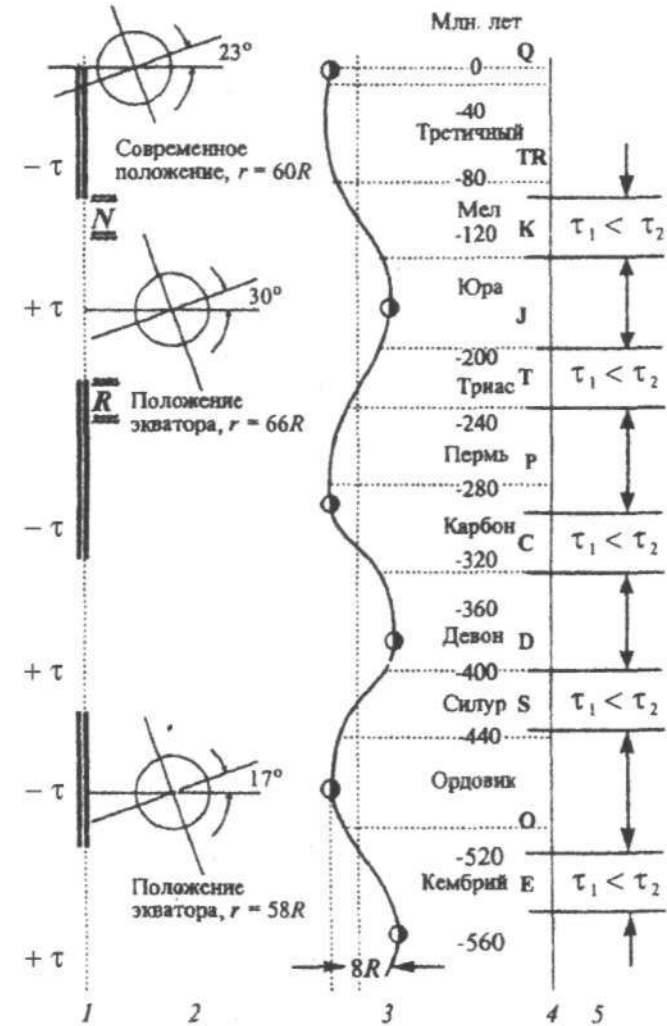


Рис. 22. Схема приливной эволюции системы Земля-Луна, совмещённая со шкалой геохронологии (Ю.Н.Авсюк, 2002). 1 — интервалы ускорения + τ , замедления - τ вращения Земли, 2 — положение экватора относительно эклиптики в крайних положениях эволюционной кривой, 3 — график изменения расстояния Земля-Луна во времени (диапазон 8R), 4 — геохронологическая шкала и стратиграфические периоды, 5 — интервалы τ_1 и τ_2 .

исходит путем медленной перестройки упаковки пород без больших разрушений. При быстром изменении режима вращения Земли породы испытывают излом, образуются сбросы, взбросы, надвиги, сдвиги и т.д. С таким периодом автор гипотезы связывает эпохи орогенеза.

В известной степени взгляды Ю.Н. Авсюка перекликаются с представлениями Б.Л. Личкова, М.В. Стоваса и Г.Н. Каттерфильда (ротационная гипотеза). К сожалению, Ю.Н. Авсюк не поясняет, что же является причиной такого непостоянства Луны по отношению к Земле.

Подводя итог современным представлениям о причинах тектогенеза, можно объективно утверждать, что на сегодня отсутствует общепризнанная и всеобъемлющая теория, объясняющая причины возникновения различных тектонических движений и закономерности развития тектогенеза на всех стадиях геологической истории Земли. Возможно, что причиной этого является многофакторность геологических процессов. Попытки «втиснуть» то или иное геологическое явление в рамки одной концепции приводят к ограниченности в понимании сложных, порой противоречивых геологических связей, что обрекает любую гипотезу на забвение.

Из существующих концепций наиболее научно аргументирована, подтверждена фактами, и наиболее плодотворно применяется на практике, по нашему мнению, концепция глобальной тектоники плит.

Дальнейшее развитие геотектонической мысли должно, вероятно, идти по пути синтеза различных идей, по пути их взаимного дополнения и обогащения, но наиболее приемлемой основой, фундаментом, по-видимому, должна являться концепция горизонтального движения литосферных плит.

Контрольные вопросы:

1. В чем принципиальная разница фиксистских и мобилистских гипотез?
2. Какие фиксистские гипотезы Вы знаете? Охарактеризуйте их.
3. Какую из фиксистских гипотез Вы считаете наиболее близкой к истине? Почему?
4. В чем недостатки фиксистских гипотез?
5. Гипотеза дрейфа материков в понимании А.Вегенера. Ее достоинства и недостатки.
6. Сущность концепции тектоники литосферных плит.
7. Доказательства существования в мантии конвекционных потоков.
8. Что является границами литосферных плит?
9. Какие главные литосферные плиты Вы знаете? Покажите их на карте.
10. Типы границ литосферных плит, их характеристика.
11. Что такое спрединг, субдукция и обдукция? Поясните на схеме.
12. Какова практическая ценность концепции тектоники литосферных плит?
13. Ваше отношение к этой концепции?
14. Какие еще современные геотектонические гипотезы Вы знаете? Кратко охарактеризуйте.

ГЛАВА 5

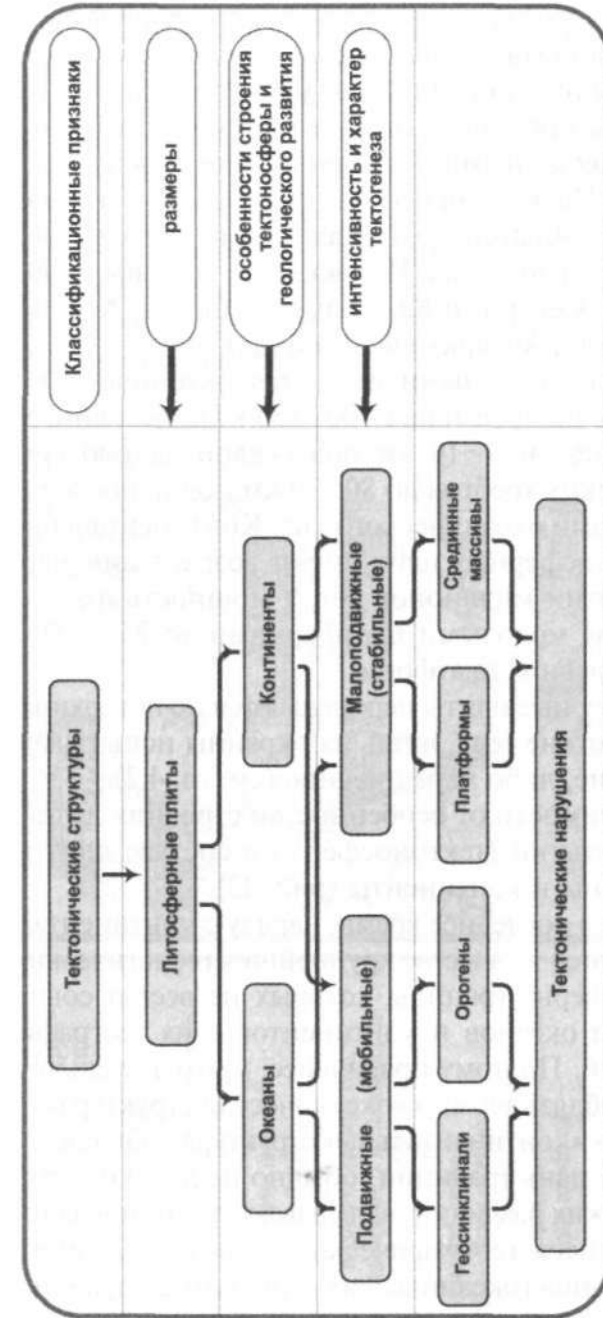
ОСНОВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ
ТЕКТОНОСФЕРЫ, ЛИТОСФЕРЫ И ЗЕМНОЙ КОРЫ

Под термином «*тектоническая структура*» в геологии понимается *обособленный участок земной коры, литосферы или тектоносферы, отличающийся от сопредельных участков определенным сочетанием состава и условий залегания слагающих их пород*. Эти отличительные черты определены спецификой проявления тектонических движений, магматизма, метаморфизма, осадконакопления и денудации, т.е. тектоническим и эндогенным режимом в период формирования данной структуры.

Тектонические структуры весьма разнообразны по своему масштабу, магматизму, тектоническому режиму развития и глубине проникновения в недра Земли. На основе этих признаков предлагается следующая классификация тектонических структур. В качестве крупнейших структур литосферы и тектоносферы рассматриваются литосферные плиты, океаны и континенты. Далее, в зависимости от тектонической активности, различают относительно подвижные, мобильные структуры (геосинклинали и орогены) и относительно малоподвижные, стабильные (лабильные) структуры (платформы, срединные массивы). Тектонические нарушения выделяются как в пределах мобильных, так и в пределах стабильных структур (табл. 1).

Под *литосферными плитами* понимаются обширные участки литосферы (тысячи километров в поперечнике), ог-

Табл. 1. Классификация тектонических структур тектоносферы, литосферы и земной коры.



раниченные сравнительно узкими зонами сейсмической и вулканической активности и толщина которых много меньше их ширины (см. рис. 18). Как уже отмечалось, литосферные плиты могут быть океаническими, континентальными или смешанными. К первым относятся плиты: Тихоокеанская, Наска, Кокосовая; ко вторым — мелкие плиты в пределах Альпийско-Гималайского складчатого пояса (например, Тибетская, Иранская); к третьим — большинство плит (Северо- и Южноамериканская, Африканская, Евразийская, Антарктическая и др.).

Наиболее молодыми являются океанические плиты, возраст их не превышает 100–150 млн. лет. Они же и самые тонкие: от 7–10 км под осевой частью срединно-океанических хребтов до 80–90 км под наиболее древними участками океанического дна. Континентальные фрагменты литосферных плит имеют возраст миллиарды или многие сотни миллионов лет, а мощность их — от 150–200 км под молодыми платформами до 250–350 км под щитами древних платформ.

Литосферные плиты перемещаются по поверхности Земли как жесткие тела, лишь их окраины испытывают либо разрушение, либо наращивание (см. гл. 4.2).

В зависимости от особенностей строения литосферы и верхней мантии (тектоносферы) в составе плит выделяются океаны и континенты (рис. 23).

Океаны в последнее время, наряду с континентами, рассматриваются в качестве крупнейших геологических структур литосферы, границы которых не всегда совпадают с границами океанов и континентов в их географическом понимании. Поэтому правильнее, применительно к океану, употреблять термин «океаническая структура», а к континенту — «континентальная структура». Однако, отдавая известную дань традиции, обычно не делают этих терминологических различий, вкладывают тектонический смысл в устоявшиеся географические понятия. Отличительные черты океанов (океанических структур) следующие.

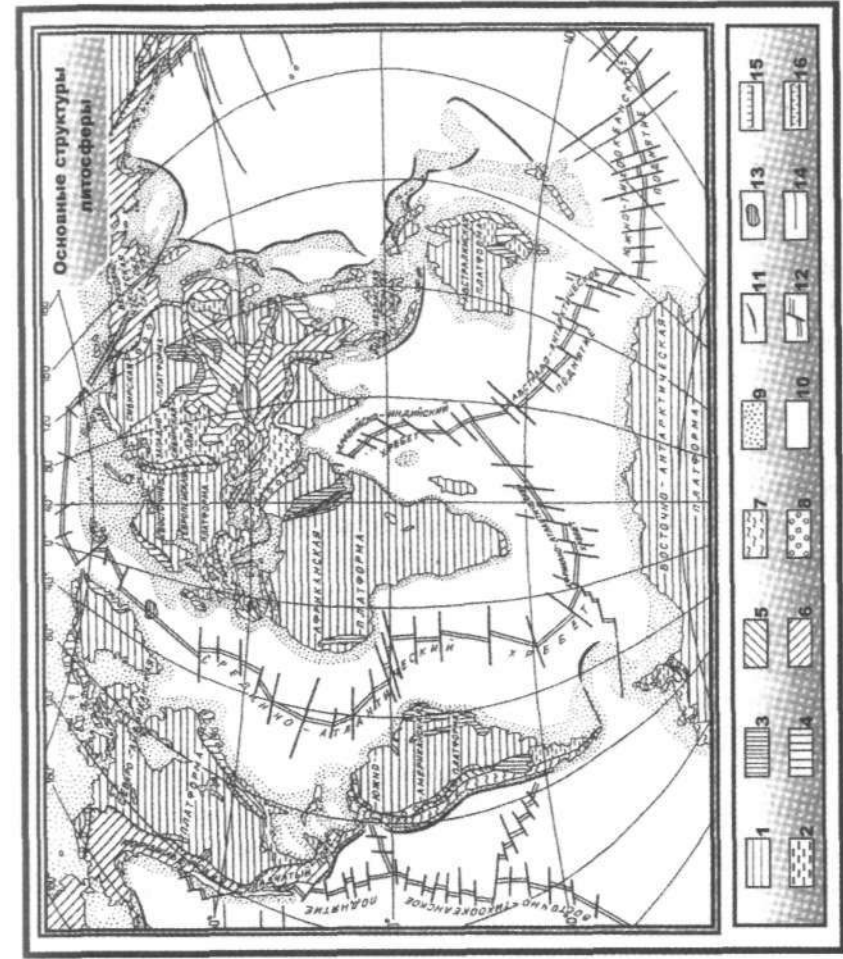


Рис. 23. Основные структуры литосферы (Хайн, 2001).

- 1 — древние платформы;
- 2 — молодые платформы;
- 3–7 — складчатые системы:
- 3 — позднекембрийские;
- 4 — раннепалеозойские;
- 5 — позднепалеозойские;
- 6 — мезозойские;
- 7 — кайнозойские;
- 8 — позднепалеозойские, мезозойские и кайнозойские краевые прогибы;
- 9 — зона шельфа и континентального склона;
- 10 — ложе океана;
- 11 — глубоководные желоба;
- 12 — рифтовые зоны срединно-океанических хребтов;
- 13 — острова с корой океанического типа;
- 14 — разломы;
- 15 — крупные надвижки;
- 16 — внутриконтинентальные рифты.

1. Они имеют специфическое строение земной коры, что и дало основание выделить океаническую кору в качестве самостоятельного типа. Литосфера океанов в среднем в 10 раз тоньше континентальной и намного ее моложе.

2. Строение верхней части верхней мантии океанов отличается от строения таковой под континентами. Основное отличие в том, что она практически вся состоит из астеносферы, тогда как под континентами этот слой резко утончается и «вырождается». Из этого следует, что «корни» океанов выходят за пределы литосферы и покоятся в тектоносфере.

3. Океаны характеризуются исключительно основным вулканизмом. Линия, разделяющая области развития основного и кислого вулканизма, практически совпадает с геологической границей океан — континент, которая проводится по подошве континентального склона, т.е. по изобате 2,5–3 км. Эта линия называется *андезитовой*. Специфический состав океанических лав позволяет некоторым исследователям предполагать отличие в химическом составе верхней и средней мантии океанов от мантии континентов.

4. Практически вся океаническая литосфера сложена породами, которые не подвергались процессам складчатости и высокотемпературным изменениям (т.е. метаморфизму). Другими словами, океаническая литосфера не испытывала геосинклинального развития в классическом его понимании, т.е. здесь не было интенсивного прогибания с накоплением мощных толщ осадочно-вулканогенных пород с последующей инверсией тектонических движений, интрузивным магматизмом, региональным метаморфизмом и складчатостью.

5. Границы океанов с континентами обычно выражаются в виде крупнейших сверхглубинных разломов, уходящих в недра Земли на глубину до 400–700 км.

6. Океаны обладают рядом геофизических признаков, отличающих их от континентов, а именно, относительно

повышенным тепловым потоком; специфическим магнитным полем в виде закономерного «зеброидного» рисунка, существенно повышенными значениями гравиметрического поля.

Суммируя эти основные отличительные признаки океанов как тектонических структур, их можно определить как *крупнейшие структуры тектоносферы с земной корой океанического типа, в пределах которых не протекали геосинклинальные процессы*.

Континенты как тектонические структуры характеризуются следующими основными признаками.

1. В составе земной коры континентов практически повсеместно присутствует «гранитный» слой. В исключительных случаях имеются участки с существенным сокращением или с полным выклиниванием этого слоя («базальтовые окна»). В связи с этим в пределах континентальных массивов литосферы выделяется кора континентального или промежуточного типа. Мощность коры не менее 30–35 км, а максимальная — 70–75 км. Литосфера же под континентами имеет толщину от 150 до 350 км.

2. Верхняя мантия континентов имеет «редуцированную», нечетко выраженную астеносферу.

3. Континенты характеризуются как основным, так и кислым магматизмом. Основной магматизм, который проявляется на континентах в зонах глубоких разломов, уходящих в мантию, по своему составу отличается от основного магматизма океанов.

4. Континентальная литосфера сформировалась за счет геосинклинальных процессов, которые и привели к образованию мощного гранито-метаморфического слоя. В составе литосферы континентов в связи с этим можно выделить области разновозрастной складчатости: от карельской до альпийской. Те области, где складчатые процессы завершились давно, представляют собой платформы, а молодые складчатые области (мезозойские и кайнозойские) являются современными горными странами.

Таким образом, континентами предлагается называть *крупнейшие структуры тектоносферы с земной корой континентального или промежуточного типа, в пределах которых протекали или протекают геосинклинальные процессы.*

Граница между континентами и океанами, как между крупнейшими тектоническими структурами, проводится по границе выклинивания гранитно-метаморфического слоя, что практически везде соответствует изобате 2,5–3 км. В некоторых местах эта граница проводится довольно четко, тогда как порой проведение ее неоднозначно. Это, прежде всего, относится к переходной зоне Мирового океана (азиатское побережье Тихого океана). Сложное строение зоны и ее недостаточная геологическая изученность приводят к тому, что в одних случаях системы островных дуг относятся к континентам, а в других — к океанам. Это отражает незавершенность здесь геодинамических процессов, приводящих к образованию континентов. В связи с этим переходные зоны, обладающие промежуточным типом земной коры, выделяют иногда в качестве самостоятельных структур литосферы, обладающих чертами геологического строения, как континентов, так и океанов. Некоторые исследователи (И.П. Герасимов) квалифицируют их как межокеанические геоструктуры дробления или крашинга. В развитии тихоокеанской переходной зоны (Индо-Пасифик) И.П. Герасимов выделяет мезозойский орогенно-геосинклинальный этап, приведший к формированию континентальной структуры на месте современной переходной зоны, и кайнозойский этап «многообразной деструкции», выражающийся в дроблении и частичном разрушении ранее созданных структур путем процессов спрединга, субдукции, подъема мантийных диапиров и т.д. Однако, учитывая направленность тектонических процессов развития этих областей литосферы в сторону формирования материковых масс, можно, с известными оговорками, включить их в состав континентов, хотя между ними имеются и существенные отличия.

В качестве микроконтинентов следует рассматривать и некоторые участки океанов, имеющих кору континентального типа, — это о-в Мадагаскар, включая Сейшельские острова, в Индийском океане; Новозеландское подводное плато в Тихом океане; подводные поднятия Ломоносова, Менделеева и Альфа в Северном Ледовитом океане и др.

Дальнейшее подразделение тектонических структур обычно производят на основе геотектонического режима их развития, под которым понимается направленность и интенсивность тектогенеза, метаморфизма и магматизма. В соответствии с этим они делятся на относительно подвижные или мобильные структуры и относительно мало-подвижные или стабильные (лабильные) структуры. Первые характеризуются в период своего развития проявлением активного тектогенеза, вулканизма, метаморфизма и сейсмичности. Обычно это линейной формы структуры, образующие протяженные тектонически подвижные пояса в пределах континентов и океанов. К ним относятся геосинклинали и орогены.

Геосинклинали в классическом представлении характеризуются устойчивым прогибанием на начальных стадиях своего развития, а на заключительной стадии — инверсией тектонического режима с образованием горноскладчатых областей. В соответствии с тектоническим режимом развития геосинклинали отличаются огромная мощность накопленных осадочно-вулканогенных пород, магматизм, региональный метаморфизм и сейсмическая активность.

Орогены — линейные структуры литосферы с явно выраженным горным рельефом. Подвижность орогенов выражается в проявлении существенных восходящих вертикальных движений, горизонтальных движениях, сейсмичности, иногда магматизма. Поскольку горные системы известны как на континентах, так и на дне океанов, то и выделяют континентальные и океанические орогены.

Относительно малоподвижные (стабильные, или лабильные) структуры литосферы отличаются спокойным про-

явлением тектонических движений небольшой амплитуды; сейсмичность и магматизм имеют сравнительно небольшое распространение в пределах этих структур, как во времени, так и в пространстве. К стабильным тектоническим структурам литосферы относятся платформы и срединные массивы.

Платформы обладают изометрической формой, сглаженным, низменным рельефом, их состояние близко к изостатическому равновесию. Для платформ в региональном плане характерно проявление устойчивых нисходящих вертикальных движений небольшой амплитуды. Практически отсутствует сейсмичность; магматизм проявляется в сравнительно кратковременные периоды активизации подвижек по разломам. Другими словами, платформы — это тектонически пассивные участки литосферы. Земная кора платформ может иметь континентальное и океаническое строение, в связи с чем иногда различают континентальные и океанические платформы.

Срединные массивы — это устойчивые участки земной коры в системе подвижной геосинклинальной области. Обычно срединные массивы являются остатками платформ, раздробленных и разобщенных активными геосинклинальными процессами. От платформ их отличают сравнительно небольшие размеры, угловатость форм, фрагментарное распределение в пространстве, некоторая тектоническая активность, выраженная в более интенсивном проявлении тектонических движений и магматизма.

Обычно срединные массивы выделяются как структуры геосинклинальных и горноскладчатых областей. А.Д. Архангельский еще в 1937 г. указывал на существование двух типов срединных массивов. Во-первых, это участки древних платформ, сохранившиеся между геосинклинальными прогибами; во-вторых, это приподнятые складчатые массивы в срединных частях геосинклинальных областей, которые при продолжении складчатости испытывают гораздо меньшие деформации, нежели сопредель-

ные районы геосинклинали. В 1958 г. Ю.А. Косыгин применил для этих структур термины (соответственно): остаточные срединные массивы и массивы ранней консолидации.

В.Е. Хаин предложил различать три типа срединных массивов: *массивы первого рода* — обломки древних платформ, сохранившиеся со времени заложения геосинклинальных поясов (Таримский массив); *массивы второго рода* — обломки зон консолидации, возникшей в конце ранних циклов геосинклинального развития (Богемский массив); *массивы третьего рода* — фрагменты площадей ранней консолидации, нарастившиеся по своей периферии зонами более поздней консолидации (Индосинийский массив).

По мнению А.Л. Яншина, под срединными массивами следует понимать только слабоизмененные участки той структуры, на которой заложилась и развивались геосинклинальные прогибы, т.е. срединные массивы — это осколки более древних платформ, окруженные складчатыми областями одного возраста (Колымский массив). В том случае, если фрагмент древней платформы окружен разновозрастными складчатыми сооружениями, то его надо рассматривать как малую платформу (Таримская, Тибетская, Индосинийская малые платформы). Таким образом, по А.Л. Яншину, срединный массив — это устойчивый участок земной коры, который сохранил платформенный или близкий к платформенному характер развития, когда вокруг него формировались геосинклинали.

«Корни» мобильных и стабильных структур имеют меньшую глубину проникновения в недра планеты, нежели «корни» литосферных плит, континентов и океанов. Поэтому геосинклинали, орогены, платформы и срединные массивы — это тектонические структуры литосферы и верхней мантии.

Специфическими структурами литосферы и тектоносферы являются *тектонические нарушения*. Это линейные

зоны нарушения сплошности земной коры, которые могут быть выражены в виде конкретного сброса или взброса, в виде протяженной зоны дробления коры (глубинные разломы), или же в виде специфических структур растяжения (рифтов). Тектонические нарушения могут затухать в осадочном слое коры, проникать в верхнюю и даже в среднюю мантию Земли. Поэтому они являются структурами, как литосферы, так и тектоносферы.

Выделенные тектонические структуры являются крупнейшими в составе литосферы и тектоносферы Земли. В свою очередь они распадаются на относительно более мелкие составные структуры, вплоть до локальных поднятий (антиклиналей) и локальных прогибов (синклиналей).

Контрольные вопросы:

1. *Что такое тектоническая структура?*
2. *Классификация тектонических структур.*
3. *Кратко охарактеризуйте литосферные плиты, океаны и континенты как тектонические структуры.*
4. *В чем разница между океанами и континентами?*
5. *Дайте краткую сравнительную характеристику геосинклиналям, платформам и срединным массивам.*
6. *Охарактеризуйте тектонические нарушения, дайте их классификацию.*

ГЛАВА 6 ОКЕАНЫ

Длительное время представления о геологии Земли базировались исключительно на материалах по континентам. Обширные океанические пространства, составляющие 361,29 км² (70,8 % поверхности нашей планеты) трактовались как своеобразные провалы между сложно построенными и длительно развивавшимися материками. Лишь последние 30–35 лет данные по геологии дна Мирового океана решительно вторглись в область геологического мировоззрения, существенным образом изменив его. Благодаря этому, геология по-настоящему становится наукой о Земле, охватывая все многообразие геологических явлений, как на материках, так и в океанах.

6.1. Геоморфологическая зональность дна Мирового океана

Морфологию дна Мирового океана изучают сравнительно давно, однако до сих пор существуют различные точки зрения на выделение форм подводного рельефа и их размеры. В значительной степени это объясняется пока еще слабой изученностью дна океанов. По данным Международной гидрографической организации, лишь 16 % площади дна Мирового океана обеспечено информацией, достаточной для построения детальных батиметрических карт; для 62 % имеются только предположительные данные о рельефе дна. Остальная часть океанского дна вовсе не исследована.

Средняя глубина Мирового океана составляет 3794 м, а максимальная глубина — 11022 м установлена в Марианском желобе. Если выровнять твердую поверхность земного шара и равномерно распределить по ней всю водную массу, содержащуюся в океанских впадинах, то образовался бы единый бассейн глубиной 2640 м.

В зависимости от глубины толщу воды Мирового океана подразделяют на следующие батиметрические зоны: *литоральную (прибрежную)*, ограниченную глубинами в несколько метров; *неритовую* — до глубин порядка 200 м; *батиальную* — до глубины 3 км; *абиссальную* — в интервале глубин от 3–6 км, и *гипабиссальную* — глубже 6 км.

С конца прошлого столетия установилась традиция отождествлять различные участки гипсографической кривой с основными элементами рельефа дна Мирового океана. Так, отрезок кривой от 0 до 200 м выделяется в качестве материковой отмели; до 2–3 км — континентального склона, характеризующегося сравнительно крутым уклоном дна; глубже 3 км — ложе океана. Самый нижний и крутой участок гипсографической кривой, глубже 6 км, рассматривается в качестве глубоководных впадин. Последние в основном располагаются в Тихом океане и отсутствуют в Северном Ледовитом океане. В действительности, гипсографическая кривая не может служить источником для получения представлений об основных формах донного рельефа. Их существование устанавливается не на основании кривой, а из конкретных данных о морфологии дна океанов и морей. Кроме того, имеются формы рельефа, не входящие в перечисленные элементы.

Для получения глобального представления об особенностях вертикального расчленения земной поверхности составляется гипсографическая кривая (рис. 24). Анализ ее показывает, что наиболее популярны на нашей планете высоты от 0 до 1 км (20,9 %) и глубины от 3 до 6 км (53,5 %). Роль последних особенно ощутима при соотношении их доли с общей площадью океанов и морей. Она равна 73,8 %. 16,5 %

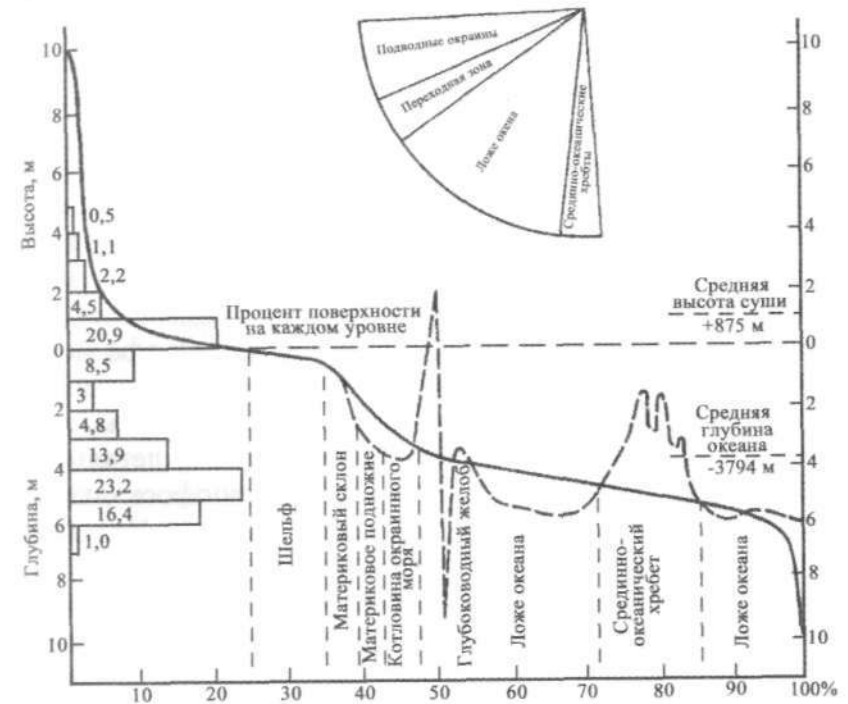


Рис. 24. Гипсографическая кривая (сплошная линия) и обобщенный профиль дна Мирового океана (по О.К. Леонтьеву). По горизонтали — площади (в %), занятые соответствующими гипсо(бати)метрическими ступенями; сверху справа — соотношение площадей планетарных морфоструктур.

площади океанов имеют глубину от 200 м до 3 км и только 7,2 % — менее 200 м.

Современные данные указывают, что рельеф дна Мирового океана не уступает по своей сложности и разнообразию рельефу суши. Более того, для океанов и морей характерен преимущественно горный и холмистый рельеф. Ровные поверхности наблюдаются либо вблизи материков, либо в глубоководных котловинах, где имеется достаточно мощный слой осадков, перекрывающий неровности рельефа.

Дно Мирового океана может быть подразделено на несколько геоморфологических провинций, которые отно-

сятся к крупнейшим категориям подводного рельефа (геотектуры): *подводные окраины континентов (материков), переходная зона, океанское ложе, и срединно-океанические хребты*. Результаты геологических и геофизических исследований указывают на существование закономерной связи между рельефом и геологическим строением отдельных провинций. В этом случае провинции приобретают смысл не только крупнейших геоморфологических, но и геотектонических областей.

В пределах геотектур выделяют формы рельефа меньшего порядка — морфоструктуры. К ним относят подводные хребты, островные дуги, возвышенности, валы, плато, котловины, желоба и т.д. При еще более детальном расчленении донного рельефа в качестве морфоскульптур намечают горы, холмы, уступы, террасы и др. Наконец, поверхность указанных морфологических единиц осложнена микрорельефом.

Подводные окраины континентов занимают площадь 80,61 млн. км², что составляет 22,4 % общей площади Мирового океана. В состав этой геоморфологической провинции входят три зоны*: шельф, материковый или континентальный склон и материковое подножие.

Шельф (англ. — полка, выступ, отмель) представляет собой подводную равнину вокруг материков, простирающуюся от береговой линии до глубины, на которой резко увеличивается крутизна дна. Обычно углы наклона шельфа не превышают 1°. Граница, где резко увеличивается крутизна дна, называется внешним краем шельфа, или бровкой. Глубина моря вдоль этой границы колеблется от 200 до 600 м. В геоморфологическом отношении шельф — это продолжение прибрежных материковых равнин. До недавнего времени он представлял собой сушу и поэтому сохранил множество форм реликтового субаэрального рельефа.

*Площади геоморфологических зон дна Мирового океана даны по О.К. Леонтьеву (1982).

Образование современного шельфа обычно связывают с таянием четвертичных ледников, которое началось около 15 тыс. лет назад. В то время уровень Мирового океана был значительно ниже современного. Так, для вюрмской эпохи оледенения эта разница составляла 143 м. Всеобщее поднятие уровня Мирового океана за счет высвобождения воды из четвертичных ледников привело к затоплению прибрежных материковых равнин. Процесс формирования шельфа происходит за счет размыва и разрушения берегов, поэтому шельф — это система волноприбойных террас, перекрытых осадками. Тенденция к затоплению материковых окраин сохраняется и в наши дни. Предполагают, что в первой половине XXI в. за счет таяния снежно-ледяного покрова Арктики и Антарктиды уровень Мирового океана поднимется на 60 см, что может привести к дальнейшему затоплению прибрежных материковых равнин и увеличению площади шельфа. Вместе с тем, в образовании шельфов значительную роль играл, вероятно, и тектонический фактор. Наклон шельфа в сторону океана и наличие сброшенных участков, образующих окраинные плато, свидетельствуют о тенденции к погружению окраинных частей континентов.

Ширина шельфов колеблется от 1 до 1500 км (средняя 65–80 км). Площадь шельфа — 31,08 млн. км², т.е. 8,6 % поверхности Мирового океана. В его рельефе выделяют уступы, террасы, подводные поднятия, желоба. Имеются существенные различия в рельефе областей, подвергшихся четвертичному оледенению, и внеледниковых. В пределах первых рельеф более расчленен: поднятия дна (банки) сменяются крупными котловинами, продольными и поперечными желобами глубиной 600–700 м. Подобный рельеф у шельфов районов Лабрадора, Гудзонова залива, Ньюфаундленда, Новой Шотландии. Расчлененность шельфа ледниковых областей объясняется деятельностью ледников, однако большое значение имел и тектонический фактор. Так, подмечено, что продольные и поперечные желоба, на-

пример, шельфа Лабрадора, находятся непосредственно на продолжении крупных разломов, установленных на прилегающей суше. Желоба гренландского и норвежского шельфов последовательно продолжают, характерные формы наземного ландшафта — фьорды, в образовании которых определяющую роль играл тектонический фактор.

Шельфы внеледниковых областей имеют более выровненный, террасовидный рельеф. Считают, что основным рельефообразующим фактором здесь явилась речная эрозия в период низкого стояния уровня океана. Шельфы приэкваториальных широт осложнены биогермами, возникшими в результате деятельности кораллов и известковых водорослей. Обилие биогерм маскирует эрозионные и абразивные формы рельефа, создает новые морфоструктуры и морфоскульптуры поверхности дна.

Общее для шельфовых зон Мирового океана — наличие реликтового субаэрального рельефа, который маскируется процессами морской абразии и аккумуляции. Формирование шельфа — это результат совместной деятельности морской трансгрессии и абразии, тектонических движений и осадконакопления.

Материковый (континентальный) склон начинается на глубине 200–600 м резким перегибом дна. В его пределах средние углы наклона составляют 3–4°, местами — 45°. В отдельных случаях угол наклона материкового склона может достигать 90°. На участках резкого уклона осадки под действием силы тяжести соскальзывают, обнажая скалистые породы. Нижняя граница материкового (континентального) склона проходит в среднем по изобатам 2,5–3 км, варьируя от 1 до 4,5 км. Материковый склон, как и шельф, — сравнительно узкий участок океанического дна. Его ширина меняется в пределах 8–270 км, а площадь равна 24,5 млн. км², что составляет 6,8 % площади Мирового океана. Высота склона в среднем 3 (котловины окраинных морей) — 6 км (островные дуги), иногда превышает 10 км (Марианская островная дуга).

Континентальный склон совместно с шельфом образует *континентальную террасу*. В том случае, если она состоит из серии хребтов и впадин, как, например, у южного побережья Калифорнии, то ее называют *континентальным бордерлендом*.

Типичная форма рельефа материкового склона — чередование крутых уступов, не замаскированных современными осадками, и субгоризонтальных ступеней, покрытых рыхлыми илами. В некоторых случаях широкие ступени материкового склона выделяют как краевые плато. Примером может служить *краевое плато* Блэйк в западной части Атлантического океана, около п-ова Флорида. Важной формой рельефа материкового склона является система поперечных подводных каньонов эрозионно-тектонического происхождения. Это глубоко врезаемые V-образные долины, по которым с континентов поступает большое количество обломочного материала, перемещаемого мутьевыми (суспензионными) потоками. Наиболее распространены подводные каньоны на материковом склоне атлантического побережья Северной Америки. Протяженность их достигает многих сотен километров, в устьях каньонов формируются мощные конуса выноса. Часто подводные каньоны продолжают современные речные долины крупных рек (Гудзон, Конго, Амазонка и др.).

Материковое подножие выделяется в качестве самостоятельной геоморфологической формы подводного рельефа сравнительно недавно. Единая точка зрения по вопросу его принадлежности к той или иной геоморфологической провинции Мирового океана отсутствует. Одни исследователи включают его в состав подводной окраины материков, другие — в состав океанского ложа.

Материковое подножие располагается в самом основании материкового склона, его верхняя граница проходит на глубине 2–4 км (в среднем 3 км), а нижняя граница — на глубине порядка 5 км. Площадь материкового подножия — 25 млн. км² или 7 % площади Мирового океана. В

морфологическом отношении — это наклонная, слабо-волнистая равнина, ширина которой меняется от 200 до 1000 км. Поперечный профиль материкового подножия имеет форму вогнутой кривой, выполаживающейся в сторону океана. Углы наклона в верхней части подножия составляют первые градусы, а на границе с абиссалью не выходят за пределы 10'. Уклон поверхности дна варьирует от 1:100 до 1:700. Выровненный рельеф материкового подножия осложняется системой холмов высотой 10–300 м (в среднем около 40 м). Предполагают, что это либо конуса выноса подводных каньонов, либо результат оползания крупных блоков осадочных пород, или намывающей деятельности придонных течений.

Важная особенность материкового подножия состоит в том, что именно здесь интенсивно накапливается осадочный материал, сносимый с континентов. Трансляция осадков происходит по подводным каньонам, в основании которых формируются глубоководные конуса выноса — фены. У устья каждого каньона имеется свой конус выноса. Соединяясь, они образуют широкие шлейфоподобные формы, в которых сосредоточены огромные массы терригенного материала. Один из наиболее крупных подводных конусов выноса — Бенгальский, намытый рекой Ганг в Бенгальском заливе. Аккумулятивные процессы почти полностью подавляют тектонические формы рельефа, придавая им сглаженный, спокойный характер. В то же время сейсмическими работами в пределах материковых подножий установлены крупные тектонические прогибы (периокеанические прогибы), имеющие протяженность сотни и тысячи километров, а амплитуду прогибания — свыше 10 км. Борта прогибов, прилегающие к континенту, крутые (30–70°), а противоположные — более пологие (5–10°). В рельефе дна периокеанические прогибы практически не выражены, так как они заполнены мощной толщей осадков. Очевидно, значительную роль в разносе осадочного материала и нивелировке зон прогибания играют течения, ко-

торые устанавливаются по характерным знакам ряби на подводных фотографиях. Рельеф материкового подножия имеет в основном аккумулятивное происхождение. В некоторых случаях (побережья Бразилии и северо-запада Африки) важное значение в формировании рельефа материкового подножия имеют подводные и надводные вулканы с широким развитием лавовых покровов, выраженных ступенями и уступами. В связи с этим некоторые исследователи (К.В. Боголепов, Б.М. Чиков) предлагают различать два типа рельефа материковых подножий: аккумуляционный и структурно-вулканический.

Рассмотренная геоморфологическая провинция Мирового океана, выделяемая как подводная окраина материков и состоящая из шельфа, материкового склона и материкового подножия, весьма характерна для побережья Атлантического океана. Обычно она и выделяется в качестве атлантического типа окраин (или *пассивная* окраина) континентов. Кроме Атлантики, она присуща также Северному Ледовитому океану, западному сектору Индийского океана.

Иное морфологическое строение характерно для побережья Тихого океана. Здесь в состав подводной окраины входят шельф, континентальный склон и глубоководный желоб. Она получила название тихоокеанской (или *активной*) окраины континентов. Этот тип, в свою очередь, подразделяют на *чилийский* подтип с узким шельфом и желобом перед континентальным склоном и *островодужный*, или *марианский*, подтип с относительно мелководным окраинным морем, отделяющим континент от системы островной дуги и глубоководного желоба. Если же окраинные моря слишком широки (сотни километров и более), то они не включаются в состав единой континентальной окраины. Атлантический тип окраин — асейсмичен, т.е. неактивен в сейсмическом отношении, тихоокеанский тип — сейсмичен.

Переходная зона. Наиболее отчетливо геоморфологичес-

кая провинция Мирового океана, выделяемая в качестве переходной зоны (транзиталь, по Л.И. Красному), выражена вдоль северного и западного побережий Тихого океана (от берегов Аляски до Новой Зеландии). Ширина переходной зоны достигает почти 4 тыс. км при протяженности 12 тыс. км. Она включает в себя: глубоководные котловины окраинных морей, подводные и островные сооружения, известные под названием «островных дуг», глубоководные желоба, отделяющие переходные зоны от абиссальных равнин океанов. Общая площадь переходных зон составляет 30,62 млн. км² или 8,5 % общей площади Мирового океана. Необычный рельеф переходной зоны, состоящий из огромного количества островов, разделенных проливами и внутренними морями, послужил основанием для рассмотрения ее в качестве своеобразной меж океанской зоны дробления, или крашинга (по Г.И. Герасимову). Степень расчлененности рельефа переходной зоны не имеет аналогов не только в пределах других геоморфологических провинций Мирового океана, но и на суше. Достаточно сказать, что разность отметок ее поверхности достигает почти 15 км при очень высоком градиенте рельефа (рис. 25).

Глубоководные котловины окраинных морей представляют собой обширные депрессии с плоским или слабо-расчлененным дном. Форма окраинных морей чаще всего изометричная, овальная, а глубины составляют 3–5 км. Различают два типа котловин окраинных морей: располагающиеся между материковой отмелью континента и островной дугой (Охотское, Берингово, Южно-Китайское, Коралловое моря) и ограниченные с внешней и с внутренней сторон хребтами островных дуг (Филиппинская, Северо- и Южно-Фиджийская котловины). Рельеф дна окраинных морей характеризуется сглаженностью, он в значительной степени выровнен осадками.

Вместе с тем, равнинная поверхность осложняется крупными поднятиями, или горными хребтами.

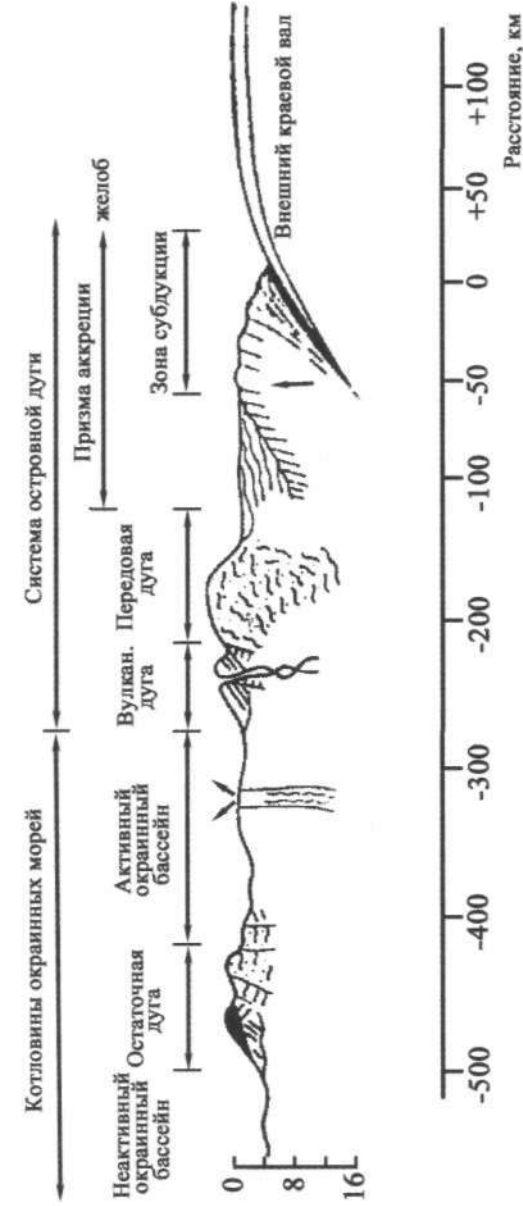


Рис. 25. Обобщённый профиль через переходную зону западной части Тихого океана (по Д. Каригу и Дж. Шарману).

Островные дуги — это система надводных и подводных горных хребтов, приуроченных к единому цоколю. Обычно хребты имеют дугообразную форму с различным радиусом кривизны, однако встречаются и почти прямолинейные формы (Тонга-Кермадек, Колвилл-Лау). Протяженность островных дуг колеблется от 1000–2000 км (Курильская, Марианская) до 3000–4000 км (Тонга-Кермадек, Кюсю-Палау). Выделяются одинарные островные дуги (Идзу-Бонинская, Волкано); дуги, состоящие из двух-трех параллельных гряд, расположенных на одном цоколе (Алеутская, Курильская); раздваивающиеся дуги (Соломоновы острова). Обычно островодужная система состоит из нескольких конформно изогнутых островных дуг и подводных поднятий (призм или линз аккреции). Призмы аккреции (аккреционные призмы) занимают внешнее положение в системе островной дуги. Они состоят из деформированных и смятых пакетов океанских (пелагических) осадков, сорванных (содранных) с пододвигаемой плиты и обращенных к стенке желоба. В процессе эволюции аккреционной призмы происходит ее разрастание и выдвигание океанического крыла сейсмофокальной зоны в сторону океана (*эдукция*). В рельефе дна аккреционная призма выражается дугообразным подводным поднятием, образующим иногда серию небольших невулканических островов перед передовой (фронтальной) островной дугой (рис. 26).

Передовая дуга представляет собой сравнительно пассивный блок относительно древней и мощной коры, в котором проявляются, главным образом, вертикальные движения. Считается, что именно здесь протекают наиболее важные метаморфические и магматические процессы, приводящие к формированию континентальной коры. Вулканическая дуга располагается обычно за передовой дугой. Это наиболее активная в магматическом и сейсмическом отношении часть островодужной системы. Она располагается над отрезком зоны Заварицкого — Беньофа, расположенным на глубине от 125 до 175 км. Актив-

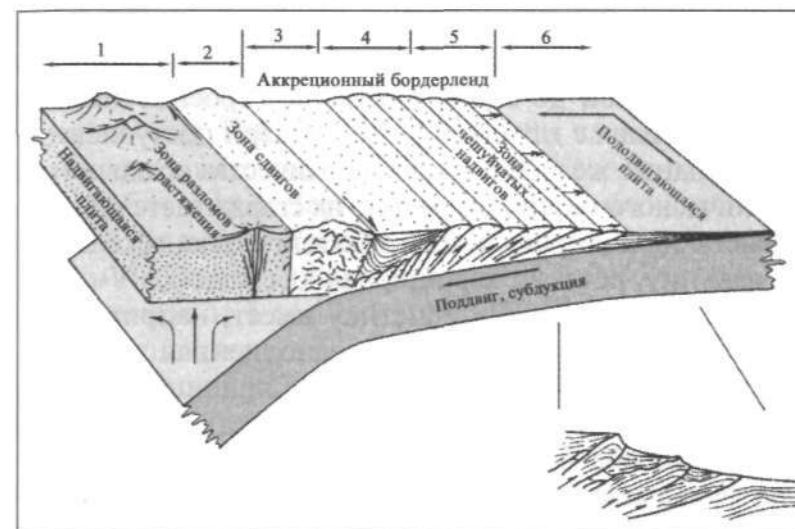


Рис. 26. Схема строения внешней части островодужной системы на примере о-ва Северный (Новая Зеландия) (по Дж. П. Кеннету). 1 — вулканическая дуга и бассейн; 2 — фронтальная дуга (хребет); 3 — передовой бассейн; 4 — наивысшая аккреционная гряда; 5 — аккреционная призма; 6 — желоб.

ная вулканическая деятельность приводит к увеличению площади островодужной системы. Острова, составляющие островные дуги, обычно имеют складчатую структуру и осложнены вулканами.

Глубоководные желоба пространственно тесно связаны с островными дугами и расположены вдоль их фронтальных склонов, обращенных в сторону океана. Это своеобразные морфоструктуры переходной зоны. В рельефе океанского дна глубоководные желоба выражены огромными по протяженности прогибами длиной в несколько тысяч километров (Перуанско-Чилийский желоб — более 6000 км) при ширине в пределах 20 км (по изобате 5,5–6 км). В поперечном сечении глубоководный желоб выражен асимметричной V-образной формой. Крутизна наклона склонов желоба различна: со стороны островной дуги он более крутой (10–25°), со стороны океана — более пологий (3–8°). С глубиной крутизна склонов возрастает.

тает, переходя порой в почти отвесные уступы. Например, в желобе Тонга на глубине более 9 км установлено узкое ущелье шириной до 7 км. Подобное строение имеет и желоб Кермадек с глубины 7–7,5 км. При поступлении в глубоководные желоба большого количества осадочного и вулканического материала рельеф их сглаживается и представляет собой широкую, плоскую или слегка всхолмленную равнину, исчезает характерная для желобов V-образная форма. Такую характеристику имеет, например, западная часть Яванского желоба, заполненная трехкилометровой толщей осадков. По этой же причине слабо выражена в современном рельефе южная часть Перуано-Чилийского желоба, существование которого устанавливается по геофизическим данным. Заполнение осадками отмечено и для южных частей желобов Тонга и Кермадек. Со стороны океанского ложа глубоководные желоба отделены протяженной системой пологих краевых валов.

Океанское ложе представляет собой наиболее обширную по площади часть дна Мирового океана, занимающую 194,81 млн. км² или 54 % общей площади Мирового океана. В составе его рельефа выделяют глубоководные равнины и разделяющие их океанские поднятия.

Глубоководные (абиссальные) равнины располагаются между материковым подножием (атлантический тип окраин) или глубоководными желобами (тихоокеанский тип) и системой срединно-океанических хребтов, в пределах глубин от 4 до 6 км. Наиболее мелководные равнины известны в Северной Атлантике (2,6–3,1 км), наиболее глубоководные — в Тихом океане (до 6,9 км).

В зависимости от особенностей рельефа различают плоские и холмистые равнины. Первые имеют субгоризонтальную поверхность океанского дна с углами наклона не более 2–5°. Чаще всего дно плоских абиссальных равнин имеет уклоны порядка 1:1000 (1 м на 1 км). Плоские равнины характерны для Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов.

Холмистые равнины, присущие Тихому океану, занимают до 85 % площади его ложа. Они изобилуют холмами (вершины высотой от 500 м и менее) и горами (высотой от 500 м до 4 км). Иногда подводные горы выходят над уровнем океана в виде изолированных островов (о-ва Тонгарева, Старбак и др.). Часто подводные холмы, образование которых связывают с внедрением лакколитов, встречаются группами, формируя провинции абиссальных холмов. Диаметр холмов от 1 до 10 км, крутизна склонов 1–15°.

Подводные горы в зависимости от происхождения могут быть вулканическими и глыбовыми. Первые чаще всего выражены плосковершинными конусами с крутизной склонов 5–15°, названными *гайотами*, или *гайо*. Некогда они были выражены вулканическими горами, поднимавшимися над уровнем океана. В тропических районах вокруг них выростали коралловые рифы, образуя своеобразные рифовые поля. В дальнейшем, в результате проявления нисходящих вертикальных тектонических движений, вулканические горы опустились под воды океана, оставив на своем месте кольцевые коралловые атоллы. Наиболее многочисленны гайоты в Тихом океане, где они располагаются на глубинах порядка 2 км. Сросшиеся вулканы образуют вулканические хребты или цепи подводных гор, подобно Гавайской гряде. Глыбовые горы имеют тектоническое происхождение и связаны с вертикальными и горизонтальными движениями земной коры.

Имеется определенная зависимость высоты подводных гор от возраста океанской литосферы. Так, по данным Н.А. Маровой, в пределах океанской литосферы юрского возраста крупные подводные горы высотой 3 км и более занимают 40 % общего числа гор; в пределах литосферы раннемелового возраста их доля составляет уже 19 %, в литосфере позднемелового возраста — 13 %, а кайнозойского возраста — не более 5 %.

Специфическая форма подводного рельефа в зоне сочленения глубоководных котловин и глубоководных же-

лобов — *внешние*, или *краевые*, валы. Располагаясь на окраине ложа океанов, они возникли как результат реакции коры на подвиг океанской литосферной плиты под материковую. Высота валов, как правило, не превышает 500 м при ширине 300–500 м. Поперечное сечение асимметрично: склон, примыкающий к глубоководному желобу, выше и круче. Кроме подводных гор, холмов и валов, рельеф глубоководных котловин осложнен уступами и желобами, которые обязаны своим происхождением деятельностью крупных разломов.

Океанские поднятия разделяют глубоководные равнины на отдельные котловины. Форма поднятий различна — от изометрических (Бермудское поднятие, поднятие Шатского) до линейно вытянутых (Китовый, Восточно-Индийский, Мальдивский, Лайн, Гавайский хребты). Их рельеф расчленен перепадом высот до 2 км и более. По мнению исследователей, форма океанских поднятий во многом определяется направленностью ограничивающих их разломов.

Срединно-океанические хребты. Непрерывная цепь горных хребтов протягивается по дну океанов на расстояние более чем 60 тыс. км, а общая площадь их составляет 55,18 млн. км² или 15,2 % площади Мирового океана. Срединно-океанические хребты действительно занимают срединное положение в Атлантическом и Индийском океанах, в Тихом океане они смещены на восток к берегам Америки.

Рельеф срединно-океанических хребтов резко расчленен, причем по мере удаления от оси горные шпильки сменяются зонами холмистого рельефа и еще более выполаживаются в районе сочленения с глубоководными равнинами. Хребты состоят из горных систем и разделяющих их долинообразных депрессий, вытянутых в соответствии с общим простирием. Высота отдельных горных вершин достигает 4 км, общая ширина срединно-океанических хребтов колеблется от 400 до 2000 км. В центральной

осевой зоне срединно-океанических хребтов высота гор максимальна, они сопряжены с узкой расселиной, прослеживаемой в пределах всех хребтов, так называемой *рифтовой долиной* Мирового океана. Ее ширина — от 10 до 40 км, а относительная глубина — от 1 до 4 км. Крутизна склонов рифтовой долины 10–40°. Стенки долины ступенями разделяются на несколько уступов. Рифтовая долина — наиболее молодая и тектонически наиболее активная часть срединно-океанических хребтов. Она имеет интенсивное блоково-грядовое расчленение. Ее центральная часть состоит из застывших базальтовых куполов и рукавообразных потоков, расчлененных *гьярами* — зияющими трещинами растяжения, без вертикального смещения, шириной 0,5–3 м (иногда 20 м) и протяженностью в десятки метров.

Реальное представление о рифтовой долине можно получить на примере Красноморского рифта, визуально исследованного учеными Института океанологии им П.П. Ширшова РАН с помощью подводного обитаемого аппарата «Пайсис» (рис. 27). Сечение рифтовой долины сим-

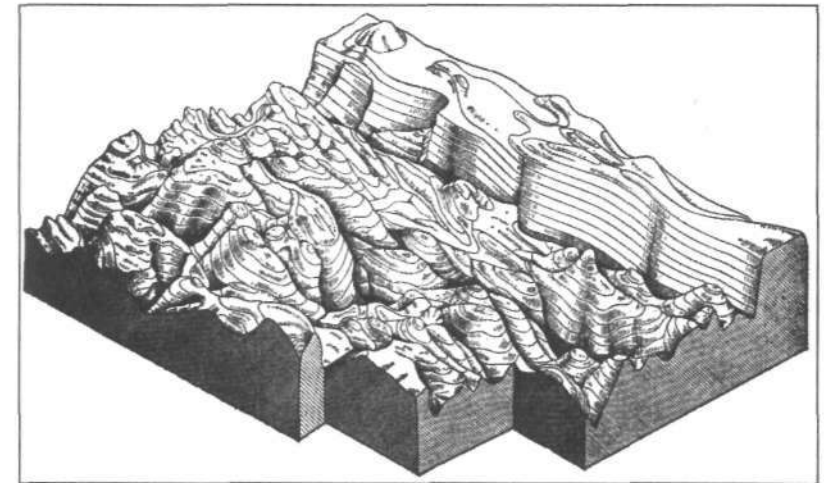


Рис. 27. Рифтовая долина Аденского залива (по О.Г. Сорохтину).

метричное. С каждой стороны выделяются внешняя (верхняя) ступень, расположенная на глубине 500–700 м, и внутренние ступени (от одной до трех), находящиеся на глубинах 1,1–1,5 км и обрывающиеся к оси рифта грандиозными (высотой до 600 м) уступами сбросовой природы. Осевая зона (внутренний рифт) характеризуется сильно расчлененным рельефом, глубинами от 1,3 до 1,9 км, мозаичным строением. Она состоит из нагроможденных вулканических холмов различной высоты, образующих «мелкосопочный» рельеф. Строение осевой зоны осложнено вертикальными сбросами и гьярами. Оба борта гьяров находятся на одном гипсометрическом уровне. Стенки их вертикальны, в них обнажаются застывшие потоки подушечных лав.

Срединно-океанические хребты подразделяют на две геоморфологические зоны (по Б. Хизену, М. Тарп, М. Юингу): зону гребня, включающую в себя рифтовую долину, рифтовые горы и высокое «раздробленное плато», и зону склонов (фланги) со ступенями погружения соответственно на глубинах 3–4,2; 4–4,5 и 4,3–5,1 км.

Срединно-океанические хребты Тихого океана по сравнению с хребтами Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов характеризуются менее контрастными формами рельефа, рифтовая долина выражена здесь нечетко, широко развиты вулканические формы рельефа.

Отличительные формы рельефа срединно-океанических хребтов — поперечные ущелья и уступы, которые нарушают их непрерывность, сдвигая отдельные сегменты хребтов в широтном направлении. Эти формы рельефа связаны с так называемыми трансформными разломами (разломы Чейн, Романш, Вима, Сан-Паулу в Срединно-Атлантическом хребте; Кларион, Клиппертон, Галапагосский, Пасхи в Восточно-Тихоокеанском хребте и др.). Амплитуда широтного смещения отдельных сегментов хребтов составляет сотни километров. Максимальная величина смещения (до 750 км) замерена в экваториальных

частях Срединно-Атлантического и Восточно-Тихоокеанского хребтов. В рельефе дна трансформные разломы выражены узкими грабенами с крутыми склонами. Глубина таких своеобразных щелей достигает 7–8 км (разломы Элтанин, Романш). Совместно с рифтовой долиной, которая также является крупнейшим разломом земной коры, трансформные разломы образуют глобальный сейсмоактивный пояс с частыми землетрясениями и активно действующими вулканами.

К *микрорельефу* относят мелкие формы океанского дна, не превышающие несколько метров. Изучают его главным образом по подводным фотографиям. Выделяют три основных типа микрорельефа: эрозионный, биогенный и хемогенный.

Эрозионный микрорельеф наблюдается на подводных горах, хребтах и других поднятиях дна. Он выражен песчаными грядами и валами, знаками ряби (рифели), промоинами. Подводные фотографии показывают, что на океанском дне довольно часто встречаются выходы коренных горных пород, крупнозернистый песок, россыпи океанских и неокатанских камней. Грубообломочные породы, возникшие на дне океана в результате эрозионных процессов, называют *эдафогенными* осадками. Подобные отложения, знаки ряби на крупнозернистых песках, обнаружены даже на дне глубоководных желобов (желоб Пуэрто-Рико на глубине 7535 м, желоб-разлом Романш на глубине 7498 м).

Биогенный микрорельеф проявляется на поверхности дна в виде валиков, холмиков, нор, а также продуктов пищеварения. Все это является результатом деятельности роющих донных организмов, которые нарушают и изменяют не только поверхность дна, но и верхние слои осадка на глубину до 5 см. Наиболее широко биогенный микрорельеф развит на материковых склонах и на дне океанских котловин, тогда как на шельфе он нивелируется эрозионными процессами.

Хемогенный микрорельеф — результат химических процессов, протекающих на дне океана и образующих на поверхности твердых пород или вокруг небольших обломков характерные корки диоксида марганца и других элементов. Эти стяжения (желваки) получили название железомарганцевых конкреций, которые и создают хемогенный микрорельеф, напоминающий булыжную мостовую и присущий многим океанским котловинам. В распределении микрорельефа намечаются определенные закономерности: эрозионный микрорельеф приурочен к участкам с активным придонным движением воды (материковые отмели, гребни хребтов, вершины гор); биогенный развит на аккумулятивных равнинах близ материков и на континентальных склонах; хемогенный микрорельеф характерен для центральных районов океана. Однако имеются и исключения. Так, в ряде мест эрозионный микрорельеф обнаружен и на больших глубинах, даже на склонах глубоководных желобов и т.д. Отсюда следует, что микрорельеф контролируется не столько глубиной, сколько характером морфоструктур и общей физико-географической обстановкой дна бассейна.

6.2. Региональная геоморфология океанов

Тихий океан — самый крупный океан нашей планеты. Он занимает более трети поверхности земного шара и почти половину площади Мирового океана — 178,6 млн. км². Это самый глубокий океан, его средняя глубина — более 4 км, а максимальная — 11022 м (Марианская впадина). Тихий океан имеет изометричную форму с поперечником более 15 тыс. км. Специфической чертой океана является его ограничение глубоководными желобами. В рельефе океана можно выделить все основные геоморфологические провинции: подводную окраину материков, переходную зону, океанское ложе и срединно-океанические хребты.

Подводная окраина материков образует сравнительно

узкую зону между континентами и глубоководной частью океана, на ее долю приходится порядка 10 % его общей площади. Наибольшее развитие эта геоморфологическая провинция получила в окраинных морях: Охотском, Беринговом, Восточно- и Южно-Китайском, у северного побережья Австралии. Особенность шельфовых областей этих районов — их сравнительно большая глубина (до 1,5 км в Охотском море).

Переходная зона — геоморфологическая провинция, присущая практически только Тихому океану. Она занимает его западную часть, протягиваясь от Алеутских островов до Новой Зеландии. На ее долю приходится около 13,5 % площади. Системой глубоководных желобов переходная зона отграничена от остальной части Тихого океана. Для нее характерен наиболее изрезанный рельеф дна с перепадом высот до 15 км (от дна глубоководных желобов до вершин островных дуг). К этой зоне приурочено большинство действующих вулканов «огненного кольца», что составляет почти половину всех действующих вулканов нашей планеты.

Океанское ложе занимает 63 % площади Тихого океана. Системой поднятий оно разделяется на ряд котловин, наиболее крупные из которых расположены по центральной оси ложа. Для котловин характерна холмистая поверхность; в восточной части океана (Северо-Восточная, Южная котловины и др.) отмечается грядово-холмистый рельеф. Строение ложа в ряде случаев осложнено системами горных поднятий (Императорский, Гавайский хребты и др.), которые имеют преимущественно вулканогенное происхождение.

Специфическая черта рельефа дна Тихого океана — краевые валы, расположенные с внешней стороны глубоководных желобов. Для океанского ложа характерны также многочисленные подводные горы — гайо, число которых достигает семи тысяч. В основном они сконцентрированы на вершинных поверхностях сводовых поднятий,

валов и вдоль разломов. Их орография хорошо согласуется с блоково-плитной тектоникой ложа.

В восточной части океана протягивается Тихоокеанский срединный хребет, смещенный относительно медианной линии к востоку. Площадь его — 13,5 % общей площади океана. Значительная часть хребта в северном полушарии уходит под Северо-Американский континент. Отличительная черта хребта — его сравнительно небольшая высота (от 1 до 2,5 км), значительная ширина (до 3 тыс. км) и отсутствие четко выраженной рифтовой долины. Осевой блок здесь часто бывает представлен гребнем высотой в несколько сотен метров и шириной несколько десятков километров. Тихоокеанский срединный хребет состоит из нескольких звеньев: Южно- и Восточно-Тихоокеанское поднятия, хребты Горди и Хуан-де-Фука, и две большие ветви — Галапагосская и Чилийская. Хребет является продолжением Австрало-Антарктического хребта Индийского океана. Тихоокеанский срединный хребет имеет четкую поперечную зональность, выражающуюся в виде системы трансформных разломов, смещающих хребет в широтном направлении. Наиболее крупные трансформные разломы океана следующие: Элтанин, Галапагосский, Мендосино, Кларион, Клиппертон. Специфической морфоструктурой Тихого океана, занимающей несколько обособленное положение, является Новозеландское плато — глыба материковой земной коры, не связанная с окружающими континентами. Бровка плато лежит на глубине порядка 1,5 км. Материковый склон довольно широк и сливается с материковым подножием.

Атлантический океан составляет около четверти Мирового океана и занимает площадь 90,5 млн. км². Его средняя глубина, без учета Средиземного, Черного, Каспийского и Азовского морей, составляет 3844 м. Океан имеет вытянутую в субмеридиональном направлении форму. Границы его определяются следующими континентами: Северной Америкой, Южной Америкой, Европой и Аф-

рикой. В отличие от Тихого океана, Атлантический имеет границы геоморфологического, а не тектонического типа. Они значительно спокойнее в сейсмическом и вулканическом отношениях. Геоморфология океана определяется тремя основными провинциями: подводной окраиной материков, океанским ложем и срединно-океаническими хребтами, в меньшей степени — переходной зоной.

Подводная окраина материков в Атлантическом океане выражена гораздо лучше, чем в Тихом океане. На ее долю, по данным О.К.Леонтьева, приходится 10,3 % площади дна Атлантики. Наиболее обширный шельф расположен на северо-западе Гренландии, Лабрадора и Новой Шотландии. Здесь он характеризуется широким развитием реликтовых форм ледникового рельефа. Материковый склон начинается на глубинах 100–200 м и отличается значительной крутизной и большим числом подводных каньонов.

Довольно широкий шельф присущ и северной окраине Южной Америки. Его рельеф осложнен коралловыми постройками. Западное побережье Южной Америки характеризуется узким шельфом с глубиной внешней бровки порядка 100 м. Особый элемент подводной окраины Южной Америки — Фольклендское подводное плато, представляющее собой часть шельфа. С севера плато ограничено крутым уступом, подножие которого лежит на глубине 6 км.

Подводная окраина Европы характеризуется явно выраженным континентальным склоном, осложненным серией подводных плато (Воринг, Роккол, Поркопайн и др.). Африканский континент имеет узкую подводную окраину: шельф имеет малую ширину, материковый склон выражен крутым уступом и осложнен вулканическими возвышенностями (Канарские острова).

Переходная зона Атлантики представлена следующими морями: Карибским, Скоша и Средиземным. Это системы островных дуг, сопряженных с глубоководными же-

лобами. Занимаемая переходной зоной площадь составляет 5 % от общей площади дна океана.

Ложе океана (примерно 35 % общей его площади) характеризуется сочетанием глубоководных котловин и подводных хребтов (поднятий). Иногда оно осложняется подводным плато (типа Бермудского). Из наиболее крупных котловин можно отметить Северо-Американскую, Канарскую, Западно-Европейскую, Бразильскую, Ангольскую, Капскую. Для них характерен абиссальный холмистый рельеф.

Срединно-Атлантический хребет занимает почти половину площади океана. Ширина хребта составляет порядка 1400 км при превышении над дном до 4 км, склоны его относительно круты. Трансформными разломами хребет разделен на несколько фрагментов: северный (хребты Книповича и Мона) доходит до о.Ян-Майен; далее следуют хребет Кольбейнст и Большой Исландский грабен (о. Исландия); к югу он продолжается хребтом Рейкьянес и до Азорских островов имеет строго меридиональное простирание. Существенное смещение в широтном направлении имеет Срединно-Атлантический хребет в районе экватора, где трансформные разломы Романш, Вима, Сан-Паулу, Чейн и др. смещают его на несколько сотен километров.

Южно-Атлантический хребет сохраняет субмеридиональное положение, уменьшается число трансформных разломов. Рифтовая зона океана на всем своем протяжении совпадает с поясом эпицентров землетрясений.

Индийский океан имеет площадь 76,8 млн. км², средняя глубина его составляет 3963 м. По характеру границ он близок к Атлантическому. В составе его рельефа выделяются: подводная окраина материков (29,3 %), переходная зона (2,3 %), ложе океана (51,6 %) и срединно-океанические хребты (16,8 %).

Подводная окраина материков имеет сравнительно небольшую ширину (до 100 км), но площадь ее увеличива-

ется за счет широких материкового подножия и краевых плато (о. Кергелен). Континентальный склон начинается на глубинах 100–200 м. Он характеризуется небольшой шириной и расчленением подводными каньонами. Наиболее крупные каньоны — Инда и Ганга. На глубине 1–1,5 км склон сменяется материковым подножием, где создаются условия для накопления мощных конусов выноса. Их поверхность изборозжена абиссальными долинами, разработанными мутьевыми потоками. Материковое подножие осложнено подводными поднятиями типа Мозамбикского и Мадагаскарского.

Переходная зона представлена частью Индонезийской переходной области, в состав которой входят Яванский желоб и Зондская система островных дуг.

Ложе океана состоит из 24 глубоководных котловин, из которых наиболее значительны следующие: Центральная, Западно-Австралийская, Мадагаскарская, Сомалийская. Рельеф дна чаще всего волнистый, наклонный или плоскосубгоризонтальный. Он осложнен в основном меридиональными разломами. В пределах котловин океана выявлено около 1000 подводных гор типа гайотов. Котловины разделены крупными подводными поднятиями (хребтами): Мальдивским, Восточно-Индийским, Мадагаскарским, Мозамбикским, Маскаренским, Амирантским и другими.

Срединно-океанические хребты Индийского океана представляют собой сложную систему подводных горных цепей, в которую входят: Западно-Индийский хребет, продолжающий систему Срединно-Атлантических хребтов; Австрало-Антарктический хребет, соединяющийся с системой тихоокеанских срединных хребтов; Центрально-Индийский хребет, возникший при слиянии первых двух хребтов; Аравийско-Индийский хребет (Карлсберг). Срединно-океанические хребты осложнены трансформными разломами.

Северный Ледовитый океан — самый маленький океан

планеты, его площадь составляет 15,2 млн. км² (4,2 % площади Мирового океана). Средняя глубина — 1,3 км. В рельефе его дна можно выделить лишь подводную окраину материков, океанское ложе и срединно-океанический хребет.

Подводная окраина материков — наиболее обширная по площади относительно других океанов. Больше половины площади дна Северного Ледовитого океана (50,3 %) занято шельфом. Его ширина достигает 1500 км. Максимальной шириной отличается Баренцевоморский шельф. Преобладающий тип его рельефа — затопленные денудационные поверхности со следами четвертичного оледенения. Внешний край шельфа приподнят, что выражено в приуроченности к нему крупных архипелагов с горным рельефом и современным оледенением (Шпицберген, Земля Франца-Иосифа). Для большей части шельфа характерна глубина 200–350 м, а для внешней бровки — 500–600 м. От шельфа Карского моря Баренцевоморский шельф отделен глубоким желобом Святой Анны субмеридионального простирания.

Шельф Карского моря характеризуется меньшими неровностями ледникового происхождения. Характерный его элемент — узкий и глубокий (до 620 м) Карский желоб, протягивающийся вдоль восточной окраины Новой Земли. Лаптевский шельф представляет собой аккумулятивную долину, образующую прибрежную отмель с банками. Канадский шельф характеризуется значительной раздробленностью, что отражено в большом количестве островов Канадского архипелага.

Материковый склон Северного Ледовитого океана имеет сложный ступенчатый рельеф и гораздо шире, чем материковые склоны других океанов. Материковое подножие, по О.К.Леонтьеву, представлено наклонной волнистой долиной площадью около 900 тыс. км².

Ложе океана (до 40 % общей площади океана) представлено небольшими глубоководными котловинами:

Амундсена, Нансена, Макарова, Толля, Канадская (Борфорта), разделенными подводными поднятиями. Рельеф котловин абиссально-холмистый. Поднятия представляют собой погруженные блоки континентальной коры, выраженные в рельефе хребтами (Ломоносова, Менделеева, Альфа) или плато (Север).

Срединно-океанический хребет в Северном Ледовитом океане продолжает Срединно-Атлантический хребет. Он начинается хребтом Гаккеля, характеризующимся незначительной шириной. Фланги его редуцированы, и, по существу, он представлен одной рифтовой долиной. К ней приурочены эпицентры землетрясений. Хребет мелкими трансформными разломами разбит на отдельные звенья, кулисообразно смещенные относительно друг друга. В рельефе дна хребет отчетливо выражен примерно до 120° в.д. Предполагается продолжение его на суше в районе дельты р. Лены в системе Момского рифта.

6.3. Геофизические поля Мирового океана

Впервые для изучения строения океанического дна был применен гравиметрический метод. В 1923 г. Ф. Вейнинг-Мейнес с помощью маятникового прибора начал морские гравиметрические исследования в Атлантическом океане. Первые сейсмические работы были проведены в 1935 г. А. Юингом, Т. Гаскеллом и Э. Буллардом на шельфах Северной Америки. Значительно позднее (1946 г.) начались исследования в Мексиканском заливе. Толчком к развертыванию региональных геофизических исследований Мирового океана послужил Международный геофизический год (1957–1959 гг.). В настоящее время, наряду с проведением региональных геофизических работ, осуществляются и детальные исследования дна акваторий, но все равно общая геофизическая изученность дна Мирового океана продолжает оставаться незначительной. Наиболее полный объем исследований выполнен для Атлантического океана.

Гравитационное поле. Подводная окраина материков характеризуется плавным нарастанием значений ускорения свободного падения от суши к открытому океану. Если в прибрежной зоне они имеют минусовое значение, то в районе континентального склона и материкового подножия увеличиваются до $+3 \cdot 10^{-4}$ — $+10^{-3}$ м/с² (везде в редукции Буге). Причем в районе континентального склона фиксируется сравнительно резкое сгущение изолиний гравитационного поля. Океанские котловины отличаются сравнительно спокойным полем ускорения свободного падения, значения которого колеблются от $+2,5 \cdot 10^{-3}$ до 4 — $4,5 \cdot 10^{-5}$ м/с². Считается, что в этих районах земная кора находится в состоянии, близком к изостатическому равновесию. Срединно-океанические хребты имеют относительно невысокие значения этого поля — от $+1,2 \cdot 10^{-3}$, до $+2 \cdot 10^{-3}$ м/с². Причем минимальные значения присущи осевым частям хребтов, соответствующих рифтовой долине.

Наиболее напряженно гравитационное поле переходной зоны, что указывает на имеющиеся здесь существенные отклонения от изостатического равновесия. Минимальные значения (менее $-2 \cdot 10^{-4}$ м/с²) характерны для глубоководных желобов. В то же время перед желобами и в их тылу гравитационное поле возрастает до $+4 \cdot 10^{-3}$ м/с² и более. Это объясняется существенным сжатием земной коры перед и в тылу глубоководных желобов в результате столкновения литосферных плит и поддвига океанской коры под материковую. При погружении более легкой коры в более тяжелую мантию в районе глубоководных желобов возникает дефицит массы, что и приводит к возникновению отрицательной гравиметрической аномалии.

Магнитное поле является одной из наиболее ярких геофизических характеристик дна Мирового океана. Оно отличается от магнитного поля континентов простым и закономерным строением, грандиозной системой полосовых, «зевровидных» линейных аномалий, не имеющих прямых аналогов на континентах. Такие необычные по-

лосовидные аномалии магнитного поля были впервые обнаружены над срединно-океаническими хребтами, а позже и в прилегающих глубоководных котловинах. Приведем некоторые особенности магнитного поля Мирового океана.

Структура поля состоит из упорядоченной системы чередующихся положительных и отрицательных линейных аномалий, вытянутых субпараллельно осям срединно-океанических хребтов. Однотипные аномалии располагаются на одинаковом расстоянии от осевой зоны хребтов, образуя билатеральную систему симметрии. Линейно-параллельная структура магнитного поля осложняется поперечными смещениями аномалий, которым соответствуют трансформные разломы.

Столь своеобразное магнитное поле дна Мирового океана связывали с различными факторами: метаморфизмом пород по обе стороны от оси срединно-океанических хребтов; существованием линейной системы разломов, заполненных породами с высокой намагниченностью; синхронным излиянием лав по трещинам, параллельным оси хребтов; последовательным сокращением площади вулканической активности на срединных хребтах.

Наиболее логично объяснили особенности строения магнитного поля Мирового океана английские исследователи Ф. Вайн и Д. Мэтьюз в 1963 г. Они предположили существование в земной коре океанов магнитоактивного слоя, образовавшегося в результате расширения дна океанов (спрединга) и инверсий магнитного поля Земли. Предложен следующий механизм формирования слоя. Расплавленное мантийное вещество внедрялось в зону гребня срединно-океанического хребта. Когда температура его падала ниже точки Кюри (точки застывания), вещество приобретало остаточную намагниченность. При этом ферромагнитные минералы, содержащиеся в мантийном веществе, ориентировались вдоль существующих линий магнитного поля Земли. Одновременно внедрение материала приводит-

ло к раздвижению литосферных плит в обе стороны от оси хребта. Поднимающиеся новые порции мантийного вещества вызвали новое раздвижение океанского дна, по обеим сторонам которого «напаивается» новый слой горных пород с остаточной намагниченностью (рис. 28). Поскольку магнитное поле дна Мирового океана состоит из закономерно чередующихся положительных и отрицательных линейных полос, Ф. Вайн и Д. Мэтьюз высказали предположение, что магнитное поле нашей планеты периодически испытывало инверсию. Впоследствии, изучение обратной намагниченности вулканических пород в различных геологических разрезах и определение возраста этих пород радиометрическими методами позволили установить пос-

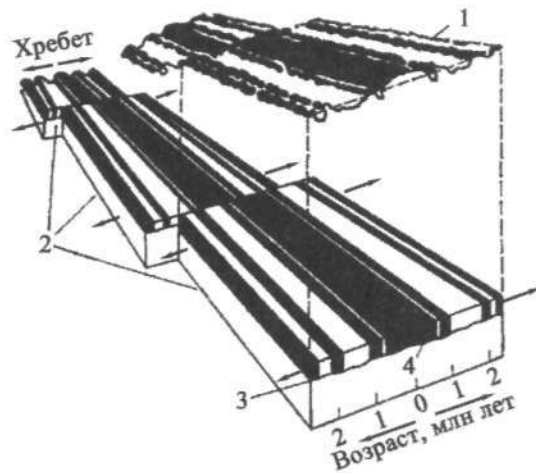


Рис. 28. Магнитные полосовые аномалии на дне океана и их вид при регистрации на поверхности (по Д. Тарлинг и М. Тарлинг).

1 — магнитные аномалии, наблюдаемые на поверхности океана (чёрные полосы — положительные аномалии, прямая полярность, белые — отрицательные аномалии, обратная полярность); 2 — участки срединно-океанического хребта, сместившиеся относительно друг друга по трансформным разломам (стрелки показывают направление смещения); 3 — глубина, на которой породы нагреваются настолько, что не могут быть намагничены; 4 — участок новой океанской коры, образовавшийся за счёт внедрения и излияния базальтов в рифтовой долине океана.

ледовательность инверсий за последние 4 млн. лет, а в дальнейшем продлить шкалу инверсий до 570 млн. лет. Установлено, что ширина полос магнитных аномалий находится в соответствии со скоростью расширения океанского дна. Так, для Восточно-Тихоокеанского поднятия ширина полос магнитных аномалий максимальна, что объясняется наибольшей скоростью спрединга — до 18 см/год. Минимальная ширина полос присуща Северному Ледовитому океану, скорость спрединга которого не более 2 см/год. Таким образом, границы магнитных аномалий можно рассматривать как изохроны, т.е. линии одинакового возраста океанской коры. При проверке этого предположения с помощью глубоководного бурения оно полностью подтвердилось (рис. 29).

Иное строение у магнитного поля глубоководных желобов и окраинных морей. Линейные аномалии океанского ложа пересекают ось желоба и на какое-то расстояние (до 50 км) прослеживаются под приостровным склоном желоба, как бы просвечивая сквозь комплексы пород нижней части склона желоба. Окраинные моря характеризуются линейной ориентировкой магнитных аномалий, направленных под острым углом к островным дугам. Обычно магнитное поле окраинных морей не имеет симметричного строения, свойственного центральному району океанов. Однако, в ряде морей (Филиппинское, Карибское) намечаются полосовые магнитные аномалии, которые могут быть прокоррелированы с океанскими.

В ряде районов Мирового океана магнитное поле почти аналогично магнитному полю континентов. Например, в значительной мере тождественны структуры полей некоторых глубоководных котловин и смежных окраин материков. Существенно не отличается строение магнитного поля переходной зоны Тихого океана и прилегающих областей азиатского континента. Высказывается предположение, что более сложное магнитное поле континентов имеет интегральный характер. Оно отражает влияние



Рис. 29. Оси магнитных аномалий срединно-океанических хребтов (по К. Ле Пишону).
 1 — осевая аномалия, совпадающая с рифтовой долиной океанов; 2 — прочие аномалии (цифры — возраст аномалий в десятках млн. лет в соответствии со шкалой инверсий); 3 — трансформные разломы).

«гранитного» слоя, который отсутствует в океанах. Р.М. Деменицкая, сравнивая особенности магнитных полей океанов и континентов, высказывает предположение, что магнитная характеристика нижних частей континентальной коры будет подобна таковой для океанов.

Тепловое поле определяется тепловым потоком (q), который связан с температурным градиентом $\frac{dT}{dz}$ (z — глубина) законом:

$$q = -\lambda \Delta T,$$

где λ — теплопроводность (знак минус означает, что тепловой поток направлен от высокой температуры к низкой). Плотность теплового потока измеряется в единицах теплового потока (1 ЕТП = $4,18 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²). Поток определяется с помощью датчиков, размещенных на несущей штанге. Датчики устанавливают вертикальный градиент температур в верхних слоях осадков. Теплопроводность (λ) измеряется на борту судна в осадках, поднятых с морского дна с помощью специальной грунтовой трубки.

Первые измерения теплового потока были осуществлены Э. Буллардом в 1947 г. В бывшем Советском Союзе они начаты в 50-х годах. В настоящее время в Мировом океане проведено более 4000 измерений. В результате была выдвинута идея о приблизительном равенстве значения среднего теплового потока в океанах и на континентах. Поскольку содержание радиоактивных элементов в континентальной коре намного больше, чем в океанской, высказывалось предположение, что равновесие теплового потока океанов и континентов поддерживается за счет глубинного тепла, поступающего в большом количестве из мантии океанов. Позднее вывод о равенстве теплового потока континентов и океанов был опровергнут. Так, О.Г. Сорохтин и А.М. Городницкий доказывали, что тепловой поток, поступающий через океанское дно, в 1,5–1,7 раза выше, чем через континенты. В связи с этим авторы счи-

тают, что основные теплототери Земли — $(35-37) \cdot 10^{12}$ Вт происходят через океаны. Через континенты теряется в 4,6–5 раз меньше тепла, чем через океаны. Современные суммарные теплототери Земли через всю ее поверхность оцениваются авторами в $(50-52) \cdot 10^{12}$ Вт.

В пределах Мирового океана распределение теплового потока по различным морфоструктурам дна крайне неравномерно. Средние значения и стандартные отклонения плотности теплового потока для отдельных морфоструктур океанов следующие ($n \cdot 10^{-2}$ Вт/м²): глубоководные желоба — $4,14 \pm 2,4$; океанские впадины — $5,4 \pm 2,1$; срединно-океанические хребты — $7,6 \pm 6,5$. Самые высокие значения плотности теплового потока характерны для рифтовых долин океанов. Так, в рифте Красного моря во впадине Атлантис-II поступает тепловой поток, достигающий $378 \cdot 10^{-2}$ Вт/м; периодически изливаются горячие рассолы, несущие с собой запасы тепла, эквивалентные потоку в $1380 \cdot 10^{-2}$ Вт/м.

Некоторые ученые теоретически допускают существование в рифтовых зонах Мирового океана сверхвысоких (до 21 Вт/м²) тепловых потоков. Из срединно-океанических хребтов океанов наиболее нагрет Восточно-Тихоокеанский, в меньшей степени Срединно-Атлантический и хребты Индийского океана. На расстоянии в 100–300 км от оси хребта величина теплового потока снижается более чем в 2 раза (рис. 30).

Наиболее спокойно тепловое поле в областях океанских впадин, наиболее напряженно — в переходной зоне, где минимальные значения фиксируются в глубоководных желобах, а максимальные — в пределах островных дуг и окраинных морей.

Особого объяснения требует аномально низкое тепловое поле глубоководных желобов. Возникновение его связывают с поддвигом океанской коры под континентальную. «Холодная» кора попадает в относительно разогретую мантию, что снижает величину теплового потока. По

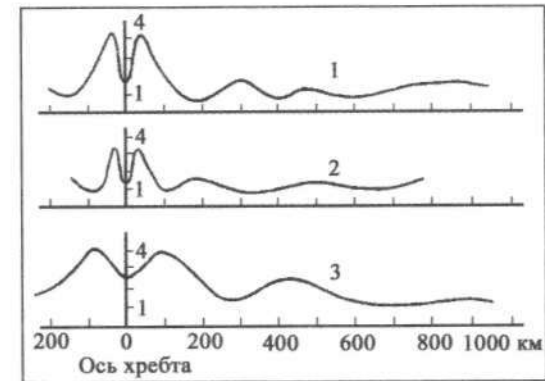


Рис. 30. Распределение статически осредненного теплового потока (вертикальная шкала, $n \cdot 10^{-2}$) в районе срединно-океанических хребтов (по Я.Б. Смирнову).

Хребты: 1 — Срединно-Атлантический; 2 — Центрально-Индийский; 3 — Восточно-Тихоокеанский.

мере дальнейшего заглубления плиты при ее прогреве выше 700 °С (на глубинах более 80–100 км) осадочные и базальтовые породы начинают плавиться и выжиматься вверх, формируя своеобразные горячие диапиры. Кроме того, дополнительное тепло образуется за счет деформации вязкого трения. В результате сразу же за глубинным желобом происходит резкое увеличение теплового потока, которое приходится на островные дуги и на окраинные моря, расположенные между ними и континентами.

6.4. Сейсмичность дна Мирового океана

Изучение сейсмичности дна морей и океанов является важнейшим источником информации о строении земной коры и мантии, о процессах, протекающих в земных недрах. Попытки регистрации донных сейсмических явлений были предприняты американскими учеными в 1937–1940 гг. Однако по техническим трудностям широкого развития эти исследования не получили. В 1961 г. в бывшем Советском Союзе началась разработка аппаратуры и методики для регистрации землетрясений и сигналов от

взрывов на дне океанов. Первые результаты по изучению региональной сейсмичности в открытом океане были получены лишь в 1967 г. с помощью специальных донных сейсмографов, сконструированных в МГУ им. М.В. Ломоносова. Исследования, проведенные в срединно-океаническом хребте Индийского океана научно-исследовательским судном «Академик Курчатов», сразу же показали необычность сейсмической картины дна океана. Сейсмические толчки характеризовались высокой повторяемостью (до 50 в сутки), приуроченностью к сравнительно узкой гребневой зоне и исчезновением на расстоянии 50 км от осевой зоны хребта. В 1972-1974 гг. донные сейсмографы были установлены в сейсмоактивных зонах Атлантического океана. Наблюдения вновь подтвердили сейсмическую активность лишь узкой центральной зоны срединно-океанического хребта.

Начиная с 1970 г. донная сейсмология получает развитие в Японии на базе изучения глубоководных желобов западной части Тихого океана. Было установлено, что сейсмическая активность присуща лишь островным дугам и отчасти самим желобам, а в удалении от них располагаются асейсмические участки океанического дна.

Дальнейшее совершенствование сейсмической аппаратуры и широкое развитие сейсмологических исследований Мирового океана позволили составить сравнительно полную картину сейсмичности морей и океанов. Оказывается, большая часть океанического дна является асейсмичной, подземные толчки локализуются в областях глубоководных желобов с островными дугами и в рифтовой долине океанов. Однако характер сейсмичности здесь различен, в связи с чем выделяют два типа сейсмической активности Мирового океана. Первый тип характерен для периферии Тихого океана и связан с глубоководными желобами и смежными островными дугами. В Тихоокеанском сейсмическом поясе концентрируется более 80 % всей сейсмической энергии земного шара. Для него характерно, с одной сто-

роны, наличие большого числа сильнейших поверхностных землетрясений, а с другой, высокая сейсмичность на глубинах в сотни километров. Гипоцентры землетрясений на глубинах свыше 100 км образуют *фокальные (сейсмофокальные) зоны* представляющие собой гигантские сколы, падающие под материк и уходящие на глубину до 700 км. В рельефе океанского дна эти сколы выражены глубоко-водными желобами. Причем по мере удаления от желобов в сторону континентов глубины фокуса землетрясений закономерно возрастают. Проекция фокусов землетрясений на вертикальную плоскость, перпендикулярную желобу, показывает существование заглубленной под материк плиты, уходящей вглубь вначале под небольшим углом, затем под углом 45°, а с глубины в несколько сотен километров еще круче — под углом до 90°.

В 1946 г. советский геолог А.Н. Заварицкий предположил возможность поддвига океанской плиты под континент в области островных дуг. Позднее американский конструктор сейсмографов Г. Беньоф установил приуроченность очагов глубокофокусных землетрясений к этим зонам. По этой причине зоны заглубления океанских плит получили название «зон Заварицкого-Беньофа». Помимо окраинных частей Тихого океана фокальные зоны имеются и в других океанах: Индийском (Зондские острова), Атлантическом (Большие и Малые Антильские острова, Южные Сандвичевы острова).

Второй тип сейсмичности присущ рифтовым зонам срединно-океанических хребтов. Здесь концентрируются мелкофокусные землетрясения, гипоцентр которых лежит в пределах глубин 70 км. Сейсмическая энергия, выделяемая в рифтовых долинах Мирового океана, составляет около 5 % всей сейсмической энергии земного шара (в 16 раз меньше энергии, выделенной в островных дугах). Частая повторяемость землетрясений в пределах срединно-океанических хребтов свидетельствует о высокой сейсмической активности рифтовых долин. Причем наибольшая

активность отмечается в местах их пересечения с трансформными разломами (рис. 31).

Сейсмологическими исследованиями выявлено горизонтальная и вертикальная неоднородности верхней мантии. В зонах срединно-океанических хребтов, островных дуг и других районов океанов установлено запаздывание вступления продольных волн, что позволяет предположить существование различных по физическим свойствам типов мантии, сменяющихся на коротких (менее 100 км) расстояниях. Особенно неоднородна мантия в переходной зоне Тихого океана. Под островными дугами чаще фиксируется разуплотнение мантии, под глубоководными впадинами и желобами — ее уплотнение. Вертикальная неоднородность верхней мантии выражается в существовании в ее пределах нескольких астеносферных слоев с пониженной вязкостью вещества и, следовательно, с пониженной скоростью распространения сейсмических волн. Примечательно, что в этих слоях отмечаются наименьшая активность фокальной зоны, своеобразные ее перемены.

Изучение сейсмичности океанского дна позволяет определять направление геодинамических напряжений; выделить структуры, возникшие в результате сжатия или растяжения; установить направление перемещения блоков земной коры. В региональном плане геодинамические напряжения концентрируются в сравнительно узких сейсмоактивных поясах (см. рис. 17). Причем усилия растяжения присущи для срединно-океанических хребтов, а сжатия — для островных дуг (см. рис. 18). В то же время внутренние, большие по площади части дна Мирового океана характеризуются сравнительно спокойным геодинамическим режимом. Из этого следует, что океанская литосфера испытывает сжимающие или растягивающие напряжения лишь в отдельных узких зонах, а причинами этих напряжений являются эндогенные процессы.

Как указывалось в гл. 4.2., динамическими усилиями

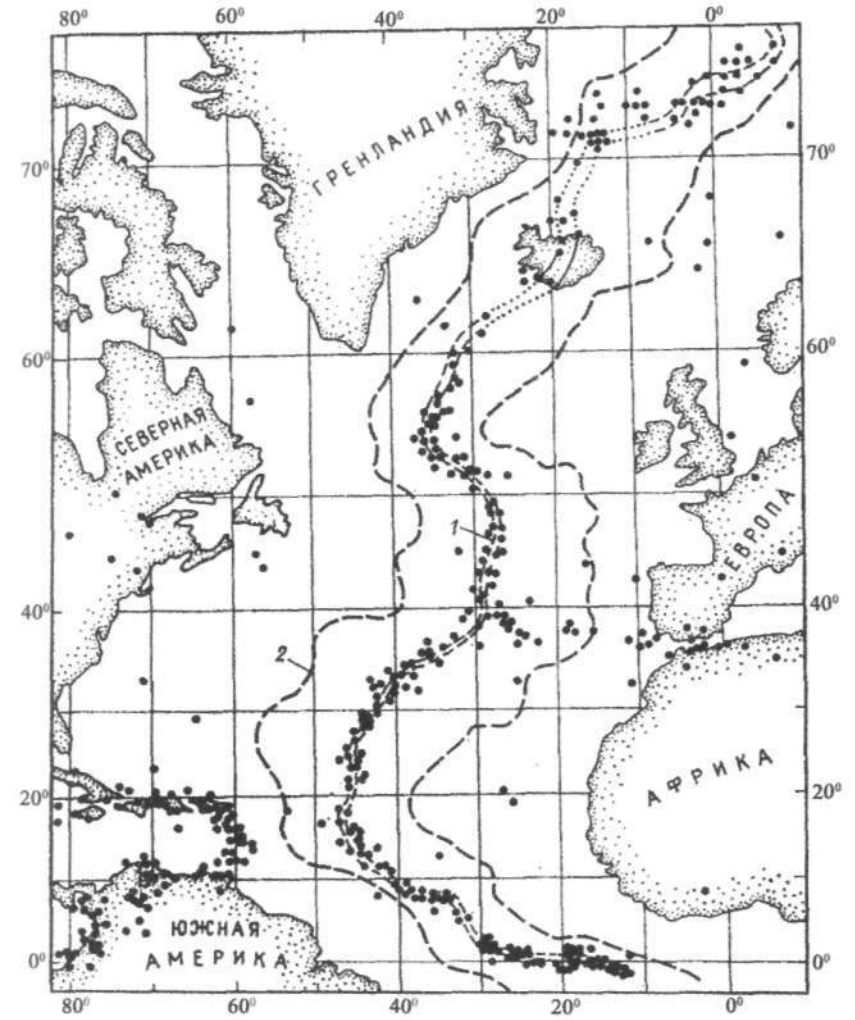


Рис. 31. Схема расположения эпицентров землетрясений в Атлантическом океане.

Точки — эпицентры землетрясений. Они концентрируются преимущественно в зоне рифтовой долины океана, в поперечных трансформных разломах и островных дугах (Малая Антильская дуга); 1 — Центральная рифтовая долина; 2 — граница хребта.

литосфера расчленена на несколько плит, границы которых соответствуют активным сейсмическим поясам (см. рис. 17). Именно поэтому подавляющее большинство землетрясений (95 %) вызывается взаимодействием литосферных плит при их дифференцированном движении относительно друг друга.

6.5. Магматизм океанов

В пределах океанических пространств земного шара сосредоточено подавляющее большинство современных проявлений магматической деятельности. Поэтому изучение магматизма океанов позволяет правильное познать состав и строение не только океанической коры и верхней мантии, но и Земли в целом. Преобладающим типом магматических пород, обнажающихся на дне морей и океанов, являются базальты, серпентинизированные ультрабазиты, габброиды и метаморфизованные разновидности пород основного состава (зеленокаменные породы). В Атлантическом и Индийском океанах указанные типы пород встречаются примерно в одинаковых соотношениях, тогда как в Тихом океане значительно меньше ультрабазитов и габброидов. Распределение типов пород в различных районах Мирового океана показывает, что в их пределах проявление магматизма и состав магматических пород существенно различаются. Наибольшая разница устанавливается для срединно-океанических хребтов, океанических плит (океаническое ложе) и глубоководных желобов с островными дугами.

Магматические породы срединно-океанических хребтов представлены эффузивными (базальты) и интрузивными (ультрабазиты, габбро) образованиями. Базальты характеризуются подушечным строением, что характерно для фронтальных и поверхностных частей лавовых потоков. Пористость их сильно варьирует и зависит от глубины измерения. По своему петрохимическому составу подавляющее большинство базальтов срединно-океанических

ких хребтов относится к оливиновым толеитам и характеризуется относительно высокими концентрациями СаО, обедненностью калием, железом, рубидием, цезием, барием.

Породы группы габбро, как и базальты, резко обеднены калием и содержат относительно высокие концентрации оксида кальция. Основными породообразующими минералами являются плагиоклаз, пироксены, оливин, роговая обманка и титаномagnetит. По ряду признаков можно предположить, что габброиды срединно-океанических хребтов образовались в результате кристаллизации родоначальных магм толеитового состава, в некоторых случаях они несут на себе черты метаморфических преобразований.

Ультрабазиты срединно-океанических хребтов сильно серпентинизированы. В них широко распространены такие минералы, как оливин, пироксены, плагиоклаз, роговая обманка. Строение ультрабазитов свидетельствует о том, что после кристаллизации они прошли стадию серпентинизации и динамометаморфического воздействия.

Магматические породы океанических плит (базальты, габбро, ультрабазиты) по петрохимическому составу, по текстурно-структурным особенностям практически аналогичны соответствующим породам срединно-океанических хребтов. Однако в пределах океанических плит чаще встречаются субщелочные и щелочные базальты. Это объясняется наличием изначально щелочных базальтовых излияний и процессами вторичных изменений пород.

Глубоководные желоба и сопряженные с ними островные дуги характеризуются принципиально иным магматизмом. В магматических породах значительную роль начинают играть породы с повышенным содержанием кремнезема: андезиты, дациты, диориты; появляются кислые породы: риолиты, гранодиориты, граниты. Такое резкое отличие состава магматических пород объясняется тем, что в зонах глубоководных желобов и островных дуг магмы и

лавы образуются не из мантии, а из заглубляющихся в мантию плит океанической литосферы. В пределах Мирового океана довольно четко выделяется граница (андезитовая линия), разделяющая распространение основных магматических пород и пород среднего и кислого состава.

Подводя итог краткому рассмотрению магматизма океанов, необходимо подчеркнуть широкое развитие базальтов, слагающих океаническую кору. По-видимому, генерация базальтовых расплавов в мантии должна была происходить в специфических условиях, а в процессе магматической деятельности ведущую роль должны были играть трещинные излияния, связанные с зонами повышенной проницаемости коры и верхов мантии. Учитывая, что океанические базальты по сравнению с базальтами континентов и островных дуг характеризуются обедненностью рядом элементов, можно предположить, что состав верхней мантии океанов отличен от состава верхней мантии материков. Другие исследователи объясняют этот эффект тем, что образование океанических толеитовых базальтов должно происходить в мантии в присутствии твердой фазы, обладающей способностью избирательного захвата тех элементов, которыми обеднены океанические базальты. В качестве такой твердой фазы могут быть, как предполагают, амфиболы или слюды.

Габброиды и серпентинизированные ультрабазиты имеют ряд общих особенностей и часто встречаются в ассоциации друг с другом. Этот тип пород обычно обнаруживается на крутых склонах рифтовых ущелий, в зонах разломов, в тектонических уступах. Их связь с зонами тектонических нарушений, признаки динамометаморфизма позволяют считать, что эти породы являются принадлежностью глубинных слоев коры и верхней мантии. Перемещение габброидов и ультрабазитов на поверхность океанического дна связывают с блоковыми поднятиями, протрузиями, тектоническими чешуями или покровами. Близость петрохимического состава океанических ультраба-

зитов с породами кимберлитовых трубок на материках является одним из доказательств мантийного происхождения ультрабазитов. Некоторые исследователи рассматривают их даже в качестве своеобразных отторженцев вещества верхней мантии.

6.6. Особенности региональной тектоники океанических структур

Принципиальным отличием тектонических структур Мирового океана от континентальных является их молодость. Земная кора океанов не испытала складчатость и гранитизацию, а океанические структуры, в отличие от континентальных, не прошли многие стадии геологического развития, они возникают и формируются на наших глазах. Поэтому тектонические структуры океанов гораздо лучше, чем структуры континентов, выражены в рельефе и в геофизических полях; они находят более четкое проявление в магматизме, в осадконакоплении и в конседиментационных деформациях. Наиболее крупными геоморфологическими и тектоническими структурами океанического дна являются (по Л.П. Зоненшайну и Ю.П. Непрочнову) пассивные окраины континентов, глубоководные котловины, срединно-океанические хребты, островодужные системы и внутренние моря.

Пассивные окраины континентов амагматичны и асейсмичны. Известны они вдоль побережий Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов. Лучше всего они исследованы в западной части Северной Атлантики, прилегающей к побережью Северной Америки. В геоморфологическом отношении они состоят из шельфа, континентального склона и материкового подножия (см. гл. 6.1).

Для большей территории пассивных окраин характерна кора континентального типа, ее граница с океанической корой проходит по подножию континентального склона. При приближении к этому разделу «гранитный» слой обнаруживает тенденцию к выклиниванию в сторону океа-

на, а сама кора утоняется до 25–30 км. В пределах материкового подножия распространена кора океанического типа. В тектоническом отношении шельфовая зона пассивных окраин континентов — это участки континентальных платформ (древних или молодых), затопленных водами Мирового океана. В связи с этим тектонические структуры пассивных окраин континентов по своей геолого-геофизической характеристике принципиально не отличаются от обычных платформенных структур (антеклиз и синеклиз, сводов и впадин, валов и прогибов, антиклиналей и синклиналей). Специфической особенностью пассивных окраин является широкое развитие в их пределах разветвленной системы рифтов, которые в морфологии дна часто выражены желобами, прямолинейными проливами между островами. Рифты, как правило, находят свое продолжение и в прилегающей части суши.

Глубоководные котловины — наиболее крупные по площади структуры Мирового океана, в поперечнике достигающие несколько тысяч километров. Располагаются они между пассивными окраинами континентов и срединно-океаническими хребтами. Земная кора глубоководных котловин — океанического типа. Осадочный чехол (мощностью в пределах 1 км) субгоризонтальным плащом перекрывает крупные неровности фундамента (базальтовый и габбро-серпентинитовый слои), который разбит разломами на многочисленные блоки, испытывавшие перемещение относительно друг друга в первые сотни метров. В самом осадочном слое разрывные нарушения редки и появляются лишь на окраинах котловин при приближении к краевым валам, разграничивающим их с глубоководными желобами. Расчлененный рельеф фундамента возник, как предполагают, в период, когда участки современных глубоководных котловин образовывались в пределах срединно-океанических хребтов, а в дальнейшем, в процессе спрединга оказались отодвинуты в стороны от оси хребта. Глубоководные котловины — это тектонически стабиль-

ные участки литосферных плит. Некоторые исследователи рассматривают их в качестве океанических платформ (талассократоны). Тектоническое строение котловин осложнено глыбовыми и вулканическими поднятиями.

Срединно-океанические хребты имеют симметричное строение: склоны их закономерно понижаются в обе стороны от оси хребта, переходя в глубоководные котловины. Маломощный слой осадков (десятки метров) залегают прерывисто в виде шапок на горных пиках или заполняют карманы между ними. В сторону глубоководных котловин мощность чехла возрастает. Под осадочным слоем находятся изверженные породы, представленные ультрабазитами, габбро, толеитовыми базальтами. Среди первых преобладают гарцбургиты и лерцолиты, что дало основание предположить близость океанических ультрабазитов к слабо дифференцированному веществу мантии. Значительную роль в составе второго и третьего слоя хребтов играют зеленосланцевые метаморфические породы, возникновение которых связывают с погребенным метаморфизмом, после чего эти комплексы были выведены на поверхность океанического дна. Важной особенностью геологического строения срединно-океанических хребтов является выклинивание в центральной зоне хребтов третьего слоя коры со скоростью сейсмических волн 6,8 км/с и близкое залегание разуплотненной мантии со скоростью 7,0–7,5 км/с. Высокие значения теплового поля, активная гидротермальная и вулканическая деятельность, повышенная сейсмичность говорят о высокой термической активности недр этих структур океанического дна.

На геологическую природу срединно-океанических хребтов имеются различные точки зрения. В настоящее время наиболее распространена интерпретация хребтов как областей наращивания литосферных плит (зоны спрединга), где мантийный материал выступает на поверхность и, застывая, образует новую океаническую литосферу. Однако А.В. Пейве еще в 1975 г. высказал предположение о

том, что срединно-океанические хребты представляют собой аналоги горноскладчатых хребтов континентов. Основанием для этого явилось наличие метаморфических пород в строении хребтов. Последующее изучение срединно-океанических хребтов не подтвердило это оригинальное предположение.

Островодужные системы в своем составе имеют глубоководный желоб, островную дугу и окраинное море.

Глубоководные желоба — одни из интереснейших геологических структур дна Мирового океана, строение которых во многом еще не познано специалистами. Желоба всегда сочетаются с островными дугами, поэтому их рассматривают как единые системы. В их строении выделяют приокеанический и приостровной склоны. Первый — более пологий, от смежных глубоководных котловин отделен краевым валом высотой в пределах 500 м. Системы тектонических нарушений разбивают склоны и желоб на горстовидные поднятия и грабенообразные прогибы. Возникновение такой чешуйчатой структуры объясняется существованием сжимающих усилий в результате заталкивания океанической литосферы под приостровной склон желоба. Как показывают расчеты Л.И. Лобковского, характер изгиба литосферы в зоне приостровного склона и краевого вала обусловлен исключительно упругой деформацией литосферы в зоне сжатия. Приостровные склоны желобов крутые, местами образуют вертикальные обрывы. Здесь склоны образованы несколькими террасовидными ступенями шириной от 10 до 50 км. Мощность осадков на террасах достигает 5–6 км, причем нижние горизонты существенно деформированы, смяты в складки, разбиты разломами.

В ряде глубоководных желобов (Курило-Камчатский, Японский, Зондский и др.) сейсмическими методами установлено проскальзывание осадочного слоя под внешнюю часть приостровного склона на расстоянии до 50 км. В 1981 г. это было подтверждено бурением в районе

подножия Малых Антильских островов. Согласно исследованиям Л.И. Лобковского и О.Г. Сорохтина, механизм затягивания осадков в зону поддвига литосферных плит аналогичен механизму попадания жидких смазочных масел в зазоры между трущимися жесткими деталями. В этом случае осадки выполняют роль своеобразной смазки, облегчающей процесс поддвига литосферной плиты. Расчеты этих авторов показывают, что выжимание осадков из зазора между литосферными плитами не будет происходить, если толщина зазора, заполненного осадками, в 2–3 раза больше мощности осадочного слоя перед зоной поддвига. В противном случае будет иметь место выжимание и соскабливание осадков с поддвигаемой плиты, и накопление их в виде аккреционных призм, выраженных в рельефе дна внешними невулканическими островными грядами возле вулканических островных дуг. В любом случае осадки, попавшие в зазор между литосферными плитами, подвергаются воздействию интенсивных сдвиговых деформаций, повышенных давлений и температур, что должно приводить к ускоренному процессу диагенеза и катагенеза. Исходя из этих идей, становится понятным, почему в ряде желобов (например, Тонга, Перуано-Чилийский) не происходит накопления и смятия осадков перед фронтом надвигаемой плиты. Мощности осадков на поддвигаемой плите здесь меньше критической величины. В то же время на востоке Алеутской дуги, в Яванском желобе мощность осадков значительно выше критических значений и, как результат этого, здесь присутствуют внешние невулканические гряды — аккреционные призмы (о-ва Кадьяк, Афогнак, п-ов Кенай; о-ва Андаманские, Никобарские и т.д.).

Островные дуги характеризуются высокой сейсмичностью, причем гипоцентры землетрясений располагаются, на глубинах до 700 км. Здесь же проявляется активный современный вулканизм. Состав лав существенно средний, андезитовый, вплоть до игнимбригов (вулканичес-

кая порода липаритового состава). По мере удаления от внешних к внутренним зонам островных дуг закономерно увеличивается содержание K_2O в андезитах, что говорит о связи вулканов с мантийными магматическими очагами. Земная кора островных дуг имеет субконтинентальное строение, в ее составе появляется «гранитный» слой, а общая мощность возрастает до 30–35 км.

В тылу островных дуг располагаются глубоководные котловины *окраинных морей*. Типичными окраинными морями являются Охотское, Японское, Филиппинское, Южно-Китайское, Карибское. Строение коры окраинных морей субокеаническое, существенно увеличена мощность первого (осадочного) и третьего (габбро-серпентинитового) слоев. Общая мощность коры 30–35 км. В структуре окраинных морей выделяются два основных элемента: прогиб, расползший сразу же за вулканической островной дугой (*междуговой прогиб*, по Д. Каригу), и подводные гряды (*третья дуга*, по Д. Каригу). Междуговой прогиб, обычно шириной около 200 км, ограничен по краям сбросами. Мощность осадочного чехла не превышает первых сотен метров. Третья дуга сложена вулканическими породами, среди которых встречается много кислых разностей (андезиты, дациты). В остальной части окраинных морей мощность чехла существенно возрастает. Глубоководное бурение показывает, что чехол молодой, не древнее олигоцен.

На происхождение окраинных морей имеются различные точки зрения. Это объясняется действием вторичных конвекционных ячеек, существованием застойных зон в тылу островных дуг, противотечениями в астеносфере. Одной из разработанных на сегодня является концепция Д. Карига о мантийных диапирах. Погружающаяся в мантию литосферная плита дополнительно разогревается за счет силы трения. С поверхности плиты высвобождается высокотемпературный и относительно низкоплотностной материал, собирающийся в своеобразные мантийные диа-

пиры (рис. 32). Всплывающие диапиры увеличивают объем мантии и вызывают растяжение коры, вулканизм и высокий тепловой поток. Таким образом, согласно представлению Д. Карига, окраинные моря — это новообразованные структуры океана, своеобразные дополнительные центры спрединга в тылу островных дуг. В отличие от типичного океанического спрединга в окраинных морях этот процесс идет без образования срединных хребтов, и получил название *рассеянного спрединга*.

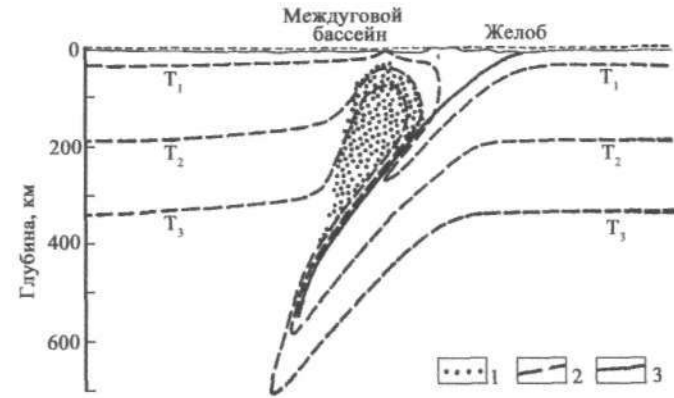


Рис. 32. Модель мантийного диапира (1), на которой показано положение изотерм (2) и зоны Заварицкого-Беньофа (3) (по Д. Каригу).

Однако, по мнению Л.И. Лобковского и О.Г. Сорохтина, гипотеза мантийного диапира не согласуется с механикой и динамикой процесса поддвигаемых плит. С точки зрения этих ученых, окраинные моря — это реликты древних, некогда более крупных океанических плит.

Внутриконтинентальные моря образуют специфическую структуру литосферы, условно относимую к Мировому океану. Типичным ее примером является Средиземное море, состоящее из нескольких глубоководных котловин, разделенных системами подводных хребтов и островных дуг. По характеру современного строения и геологичес-

кой природе оно распадается на Западное и Восточное Средиземноморье. Строение первого напоминает котловины окраинных морей. Здесь отсутствует «гранитный» слой, земная кора субокеанического типа. Восточное Средиземноморье на большей своей части имеет кору континентального типа мощностью до 30 км. Осадочный слой толщиной до 15 км имеет в своем составе отложения кайнозоя, а возможно, и мела. Обширное пространство в Восточном Средиземноморье занимает Нильский конус выноса.

Геологическая природа Западного и Восточного Средиземноморья трактуется различно. Западное Средиземноморье, имеющее высокую плотность теплового потока до $21 \cdot 10^{-6}$ Вт/м, рассматривается как молодой бассейн, новообразованный в миоцене за счет мантийного диапиризма. Восточное Средиземноморье является, скорее всего, относительно древним участком коры. Возможно, что это останец океанических котловин и шельфа мезозойского океана Тетис.

Контрольные вопросы:

1. Что представляет собой гипсографическая кривая?
2. На какие батиметрические зоны подразделяется толща воды Мирового океана?
3. Какие основные геоморфологические провинции дна Мирового океана Вы знаете?
4. Дайте характеристику подводной окраине материков. Нарисуйте условный профиль через нее и покажите положение шельфа, континентального склона и материкового подножия. Где выклинивается «гранитный слой»?
5. Когда возник современный шельф? Почему? Были ли подобные явления в геологической истории Земли? Когда?
6. Типы подводных окраин материков. Приведите примеры.
7. Переходная зона, ее основные части. Составьте условные профиль от побережья Азии через Тихий океан до

- берегов Северной Америки и покажите на нем переходную зону и ее структуры.
8. Какая геоморфологическая провинция Мирового океана самая крупная? Охарактеризуйте ее.
 9. Характеристика глубоководных котловин и океанских поднятий.
 10. Срединно-океанические хребты, их морфологические элементы.
 11. Каков рельеф рифтовых долин?
 12. Типы микрорельефа дна, их характеристика.
 13. Каковы региональные особенности геоморфологии Тихого, Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов?
 14. Особенности гравитационного поля океанов.
 15. Строение магнитного поля океанов. Его отличие от такового у континентов.
 16. Тепловое поле океанов. Где самый высокий и самый низкий тепловой поток в Мировом океане?
 17. Сейсмичность океанического дна.
 18. Какие типы сейсмичности в океане Вам известны?
 19. Что такое сейсмофокальные зоны? Приведите примеры.
 20. Магматизм океанов. Общая характеристика.
 21. Понятие об андезитовой линии.
 22. Каковы основные особенности региональной тектоники океанических структур?
 23. Каков механизм образования окраинных морей?
 24. Приведите примеры окраинных морей в мире и в России.

ГЛАВА 7 КОНТИНЕНТЫ

Общая особенность тектоники континентов заключается в том, что континенты прошли длительную геологическую историю развития и сформировались за счет последовательного объединения разновозрастных складчатых поясов. В результате этого современные континенты в своих центральных областях имеют крупные по площади массивы древних платформ, которые последовательно окаймлены все более и более молодыми складчатыми поясами. Некоторые из них погружены и перекрыты осадочным чехлом, другие (наиболее периферические) представляют собой современные горноскладчатые области с явно выраженным горным рельефом и спорадически развитым осадочным чехлом.

Наиболее крупными и наиболее древними блоками континентов являются древние или эпикарельские платформы, сохранившие свою целостность и относительную устойчивость с позднего протерозоя. Их фундамент сложен кристаллическими сланцами, гнейсами, гранитоидами и другими метаморфическими и магматическими породами, возраст которых не менее 1,7 млрд. лет. Древние платформы (кратоны) группируются в две группы: северную и южную. К северной (лавразийской) группе относятся Северо-Американская, Восточно-Европейская, Сибирская платформы; к южной (гондванской) — Южно-Американская, Африкано-Аравийская, Индостанская, Австралийская и Восточно-Антарктическая. Промежуточное положе-

ние занимает Китайская платформа, которую иногда делят на северную (Корейско-Китайскую) и южную (Южно-Китайскую) платформы, относя их, соответственно, к лавразийской и гондванской группам. В качестве малых древних платформ иногда выделяют Индосинийскую, Таримскую и Тибетскую платформы.

7.1. Основные этапы формирования

Изучение древних платформ показало чрезвычайную гетерогенность их фундамента и длительность истории его формирования (с 3,5–4 млрд. до 2,0–1,7 млрд. лет). Процесс образования фундамента древних платформ и, следовательно, становление континентов происходило, по мнению ученых, стадийно, отдельными островами. Состав их «гранитного» слоя отвечает андезитам — вулканическим породам молодых островных дуг (Геофизика океана, 1979). Предполагается, что в самом начале архейской эры (3,3 млрд. лет назад) уже существовали гранулитовые ядра изометрической, овальной формы до нескольких сотен километров в поперечнике. Мощность континентальной коры в их пределах достигла 30–35 км. В дальнейшем на эти первичные континентальные ядра надвинулись островодужные системы с корой океанического и промежуточного типов, что привело к образованию специфических зеленокаменных поясов, которые весьма характерны для архея. Зеленокаменные породы испытывали сравнительно слабый метаморфизм, они сильно дислоцированы и слагают узкие, сложнопостроенные синклинии, зажатые между массивами гранитоидов, возрастом 2,7–2,3 млрд. лет. Классическим примером зеленокаменных поясов является киватинская серия Канадского щита, дарварская серия в Индостане, курультиногонамская серия на Алданском щите.

Накопление зеленокаменных пород завершилось их метаморфизмом, гранитизацией и складчатостью, что привело к образованию первых горноскладчатых сооружений.

В результате этих процессов, к концу архея в ряде мест земного шара возникла первая континентальная кора нормальной мощности. В начале протерозоя она претерпела деструкцию, дробление, что привело к раскрытию новых океанов, разделенных устойчивыми континентальными глыбами.

Дальнейший рост континентов приходится на конец раннего протерозоя: многие из первичных океанов замкнулись, и разделенные ими глыбы архейской континентальной коры вновь объединились в единые крупные континентальные массивы — возникли древние платформы. Фундамент древних платформ испытал стабилизацию и гомогенизацию. Этот процесс упрочнения фундамента древних платформ получил название *кратонизации* (по А.А. Богданову). Таким образом, к концу раннего протерозоя (1,7 млрд. лет назад) окончательно сформировались крупные континентальные массы, целиком состоящие из древних платформ, фундамент которых в возрастном отношении оказался весьма гетерогенен. В его составе имелись блоки возрастом 2,3–2,7; 2,0 и 1,7 млрд. лет. Наиболее древний фундамент у платформ лавразийской группы, в особенности у Сибирской платформы, где он практически везде архейский. Гондванская группа платформ характеризуется более молодым фундаментом, в его составе имеются две основные генерации сравнительно молодых, интракратонных геосинклиналей; с возрастом 1,35–1,3 и 1,0–0,85 млрд. лет (кибариды и катангиды Африки). Периодически, как в пределах лавразийской, так и в пределах гондванской групп древних платформ, в позднем протерозое происходила тектоническая активизация с образованием гранулитовых* поясов (Мозамбикский пояс Африки, Восточно-Татский пояс Индии, Восточно-Бразиль-

* Гранулит — это метаморфическая порода с тонкозернистой структурой и гнейсовидной текстурой, кислая по химическому составу, представленная кварцем, плагиоклазами, калиевым полевым шпатом, гранатом (Геологич. словарь, т. 1, М., Недра, 1978).

ский пояс Южной Америки, Гренвильский пояс Северной Америки, Южно-Скандинавский блок Балтийского щита Европы и др.). Активизация протекала на рубежах 1500, 1350, 850 млн. лет, а на южных платформах вплоть до 500 млн. лет. Возникшие сравнительно молодые гранулитовые пояса в дальнейшем явились наиболее ослабленными зонами, вдоль которых произошли рифтовые расколы с раскрытием мезозойско-кайнозойских океанов.

Предполагают, что в начальные этапы своего развития континенты были объединены в единый суперконтинент — Мегатею (по Г. Штилле), Пангею (по А. Вегенеру), панплатформу (по А.В. Пейве и В.М. Сеницыну). Последующее развитие континентов — это периодический процесс их деструкции, дробления и нового объединения. Причем каждый раз между объединяющимися континентальными глыбами, представленными древними платформами, оказываются зажатыми все новые и новые складчатые пояса, которые последовательно наращивают территории континентов. В геологической истории Земли фиксируется несколько эпох наращивания складчатых поясов (по В.Е. Хаину): *гренвильская* (1000 млн. лет), *раннебайкальская*, или *делийская* (850 млн. лет), *байкальская* (680–620 млн. лет), *позднебайкальская*, или *салаирская* (540–500 млн. лет). Важное значение имела байкальская эпоха, приведшая к возникновению эпибайкальских областей. По представлению Г. Штилле, первоначально территория байкалиды была довольно значительной на Земле, но последующие процессы деструкции уничтожили и переработали результаты байкальской эпохи складчатости и до наших дней байкалиды сохранились лишь фрагментарно (Печорская плита, Мизийская плита, северная часть Западной Сибири, Аделаидская область Австралии, Северный Таймыр с прилегающими островами и др.). Байкалиды вновь объединили континенты в единый суперконтинент Мегатею. По представлению Дю Тойта, к началу палеозоя существовало два суперконтинента: Лавразия и Гондвана,

которые объединяли докембрийские платформы, соответственно, в северном и южном полушариях.

Следующий этап дробления континентов и заложение новых океанов приходится на палеозойскую эру. На ее протяжении проявляются *таконская*, или *раннекаледонская* (450 млн. лет), *каледонская* (400 млн. лет), *акадская* (380 млн. лет), *бретонская* (350 млн. лет), *судетская* (330 млн. лет) и *астурийская* (300 млн. лет) складчатости. Каждая из указанных эпох складчатости характеризуется интенсивным гранитообразованием. В конце палеозоя происходит новое смыкание континентов, в центральных частях которых находились древние платформы, окруженные более молодыми складчатыми поясами. Байкальские и раннепалеозойские (каледонские) пояса в течение палеозоя испытывали тенденцию к прогибанию, в связи с чем их складчатое основание оказалось перекрыто осадочным чехлом. Позднепалеозойские (герцинские) складчатые пояса в конце палеозойской эры являлись горными странами.

Новый этап дробления и фрагментации континентов начался в конце палеозоя — начале мезозоя, что привело к раскрытию Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов. Мезозой и кайнозой являются временем интенсивного океанообразования, что способствовало дальнейшему разобщению и удалению друг от друга континентальных массивов. Тем не менее, на протяжении мезозойской и кайнозойской эр проявляются несколько эпох складчатости, которые приводят к некоторому наращиванию континентов. Наиболее важные из них приходятся на рубеж раннего и позднего мела (*невадская эпоха*), мела и палеогена (*ларамийская эпоха*), палеогена и неогена (*альпийская эпоха*). Результатом первых двух эпох явилось образование мезозойских (Верхояно-Колымские, или Верхояно-Чукотские, Дальневосточные, Индокитайские, Кордильерские), нарастивших континентальную территорию по окраине Тихого океана. В кайнозое процесс ро-

ста континентальных масс по окраине Тихого океана продолжался, но наиболее ощутимо этот процесс проявился в субширотной полосе между Евроазиатским континентом на севере, Африкано-Аравийским и Индостанским континентами на юге. Возникла крупнейшая горноскладчатая область земного шара — субширотный Альпийско-Гималайский пояс.

Мезозойские и кайнозойские складчатые системы, хотя и являются в современной структуре литосферы принадлежностью континентов, имеют ряд существенных отличий по сравнению с типично континентальными массивами. Основное отличие состоит в том, что в их пределах еще не образовалась зрелой континентальной коры. Это выражается в том, что мощность консолидированной коры не превышает здесь 25 км, степень метаморфизма пород обычно не выше зеленосланцевой, гранитоиды редки и представлены кварцевыми диоритами, тогда как нормальные калиевые граниты практически отсутствуют. Участки зрелой коры в пределах мезозойско-кайнозойских складчатых поясов существуют там, где имеются глыбы более древней (докембрийской) консолидации, которые находятся в структуре мезозойских и альпид как срединные массивы (Колымский, Омолонский, Охотский, Чукотско-Юконский и др.). Здесь возрастает мощность консолидированной коры до 35–40 км, появляются высокометаморфизованные комплексы пород, калиевые граниты. Мезозойские и альпиды до наших дней сохраняют высокую подвижность, резко выраженный горный рельеф, сейсмическую и магматическую активность. Превращение их в молодые платформы еще не произошло. Более того, в пределах областей альпийской складчатости геосинклинальное развитие полностью не завершилось, и континентальная кора не сформировалась окончательно. Мезозойские — более консолидированные участки континентов, но и в их пределах типично платформенный режим не наступал, в связи с чем практически отсутствует платформенный че-

хол, за исключением небольших по площади межгорных впадин и прогибов. Однако, учитывая большую стабильность мезозойских, чем областей кайнозойской складчатости, их иногда выделяют как *параплатформы* или *квази-платформы*, т.е. близкие к платформам.

Рассмотрение основных историко-геологических вех становления континентов позволяет сделать два основных вывода.

Во-первых, современные материки — это ассоциации древних платформ, оправленных более молодыми складчатыми системами. Часть этих систем консолидировалась, втянувшись в погружения и перекрыта довольно мощным осадочным чехлом, образовав молодые платформы (эпибайкальские, эпикаледонские и эпигерцинские). Другие складчатые системы еще не успели испытать консолидацию, земная кора их полностью не сформировалась в континентальную, в то же время они уже утратили геосинклинальную тектоническую активность и подвижность. Это мезозойские параплатформы (мезозойды), в пределах которых складчатый фундамент выходит на поверхность в виде горных хребтов, а осадочный чехол развит спорадически. Наконец, третьи, наиболее тектонически подвижные и активные складчатые системы континентов, — области завершено геосинклинального развития, где процесс формирования коры континентального типа продолжается в наше время.

Во-вторых, континентальные массивы на протяжении своей истории развития неоднократно испытывали объединения в крупнейшие по площади суперматерики, не имеющие аналогов на современном этапе развития Земли. Процессы деструкции всякий раз приводили к дезинтеграции этих суперматериков на отдельные фрагменты (материки) и их разобщение. Объединение континентов происходило не менее трех раз: в конце раннего протерозоя, конце позднего протерозоя и в конце палеозоя. Причем каждый раз континенты концентрировались в каком-

либо одном полушарии, тогда как другое было полностью океаническим. В настоящее время наша планета переживает период океанообразования, а, следовательно, разобщения континентов. Деструкция континентов происходит посредством рифтообразования, который в последующем перерождается в спрединг.

Периодическая интеграция и дезинтеграция континентов хорошо увязывается с механизмом периодической перестройки конвекционного движения вещества в мантии Земли от одноячейстой к двуячейстой структуре, предложенной О.Г. Сорохтиным. В период одноячейстой конвекционной структуры происходит объединение материков, тогда как в периоды двуячейстой конвекционной структуры — раскалывание материков на части и перемещение их в противоположные стороны (см. гл. 4.2).

Развитие и становление континентов как тектонических структур тектоносферы еще раз показывает их принципиальное отличие от океанов, которое заключается в том, что континенты прошли геосинклинальную стадию развития, испытав активные складчатые процессы, которые их и сформировали за счет скучивания осадочно-вулканогенных масс, их регионального метаморфизма и гранитоидного магматизма. Из этой принципиальной отличительной особенности континентов вытекает ряд признаков, характеризующих континенты как тектонические структуры (см. гл. 5). В добавление к этим признакам укажем на важные особенности в проявлении континентального магматизма, которые отражают глубокие внутренние различия континентов и океанов. В периоды активности процессов деструкции континентов в их пределах проявляется трапповый магматизм, выражающийся в массовом ареальном излиянии платобазальтов и становлении коагматичных или дифференцированных плутонов. По-видимому, это является следствием максимального разогрева недр континентов и резкого увеличения теплового потока.

Трапповый магматизм континентов во времени сменяется щелочно-базальтовым магматизмом, который уже имеет более локализованное проявление. Он надстраивает траппы вдоль крупных разломов внутри и по периферии трапповых синеклиз. Практически синхронно с щелочно-базальтовым магматизмом проявляется щелочно-ультраосновной магматизм, который приурочивается к разломам, осложняющим строение склонов антеклиз и щитов древних платформ. Зарождение щелочно-базальтового и щелочно-ультраосновного магматизма происходит в верхней мантии на глубинах 200–300 км.

Еще более глубинным происхождением характеризуются кимберлиты, образующиеся лишь в том случае, если мощность литосферных плит будет превышать 200 км. Предельным проявлением магматизма платформ является образование внедрений гранитоидов, что указывает на частичное плавление континентальной коры при внедрении в нее базальтовых магм. В.Е. Хаин подчеркивает, что гранитоидный магматизм платформ отвечает более высокой стадии активизации, чем базальтоидный магматизм, и может сменяться им во времени. По его мнению, тектономагматическая активность континентов обнаруживает явную зависимость от еще более напряженной эндогенной деятельности смежных океанских плит и геосинклинальных поясов.

7.2. Главнейшие черты региональной тектоники

Наиболее крупным по площади и наиболее сложно построенным является *Евразийский (Евроазиатский) континент*. В его пределах выделяют пять основных древних платформ (рис. 33) и три малые платформы. Кроме того, выделяют несколько срединных массивов — еще более мелких по размерам фрагментов древних платформ. Большие и малые платформы и срединные массивы разделены складчатыми областями различного возраста, объединяемыми иногда в пояса. Целиком в пределах Евроазиатско-

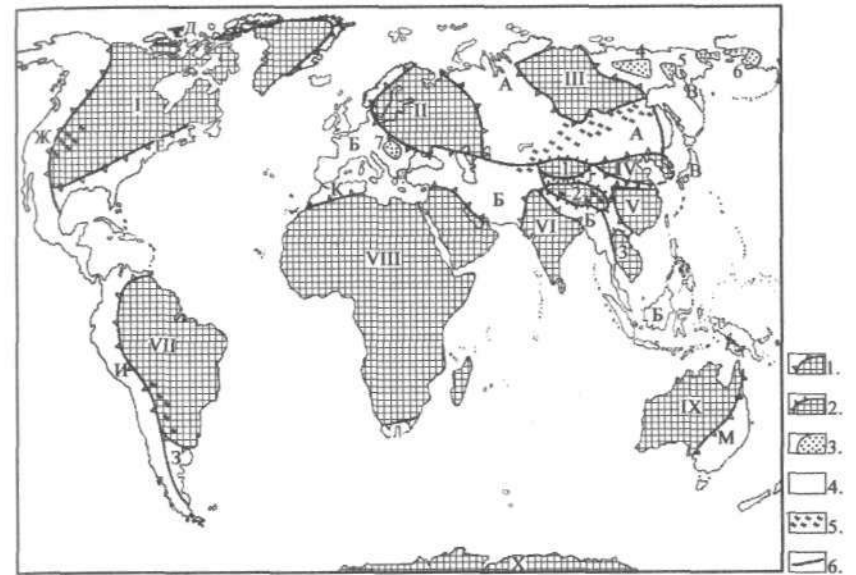


Рис. 33. Схема региональной тектоники континентов (по М.В. Муратову, с упрощениями).

1 — древние платформы (I — Северо-Американская, II — Восточно-Европейская, III — Сибирская, IV — Китайско-Корейская, V — Южно-Китайская, VI — Индостанская, VII — Южно-Американская, VIII — Африканская (Африкано-Аравийская), IX — Австралийская, X — Восточно-Антарктическая); 2 — малые древние платформы (1 — Таримская, 2 — Тибетская, 3 — Индосинийская); 3 — некоторые срединные массивы (4 — Колымский, 5 — Омолонский, 6 — Чукотско-Юконский, 7 — Паннонский); 4 — складчатые пояса (А — Урало-Монгольский, Б — Средиземноморский, В — Восточно-Азиатский, Г — Куньлунь-Циньлинский, Д — Атласский, Л — Каппский, М — Восточно-Австралийский); 5 — области эпиплатформенной активизации; 6 — некоторые границы между складчатыми поясами.

го континента расположены лишь Урало-Монгольский и Средиземноморский пояса (по М.В. Муратову). На востоке континента находится северо-западная часть Тихоокеанского складчатого пояса, который далеко выходит за пределы Евразийского материка. Между Китайско-Корейской, Южно-Китайской и Тибетской платформами располагается малый по протяженности Куньлунь-Циньлинский сложнопостроенный пояс, состоящий из зон байкальской, каледонской и герцинской складчатостей.

Урало-Монгольский пояс в историческом плане характеризовался преобладанием областей устойчивого прогибания. В связи с этим в его пределах разновозрастное складчатое основание, состоящее из зон байкальской, каледонской и герцинской складчатостей, оказалось погруженным и перекрытым довольно мощным осадочным чехлом. Такие области устойчивого погружения сформировали Печорскую, Западно-Сибирскую и Дунбейскую плиты. В ряде мест складчатый фундамент выходит на дневную поверхность, создавая пологие горные хребты и горные страны (Урал, Тиман, Центральный Казахстан, Северный Таймыр).

Средиземноморский пояс, в представлении М.В. Муратова состоит из двух разновозрастных частей: палеозойской (преимущественно герцинской), включающей Западно-Европейскую платформу, Мизийскую, Скифскую и Туранскую плиты, и кайнозойской Альпийско-Гималайской области. Последняя характеризуется современным высокогорным рельефом, тектонической активностью и практическим отсутствием осадочного чехла, который развит лишь в узких межгорных впадинах и грабенообразных прогибах и представлен континентальными грубообломочными аллювиально-пролювиальными и обломочными озерными отложениями с прослоями вулканических образований. Альпийско-Гималайская область находится на заключительной, орогенной стадии развития своего геосинклинального этапа.

Тихоокеанский пояс в пределах Евразийского континента состоит из двух принципиально различных областей: мезозойской (Верхояно-Колымской, Дальневосточной и Индокитайской) и кайнозойской (Восточно-Азиатской). В пределах первой геосинклинальное развитие уже завершилось, но типично платформенный этап еще не наступал. По этой причине мезозойские области северо-востока и востока России рассматривают как параплатформы. Осадочный чехол присутствует в пределах средин-

ных массивов (Колымский, Охотский и др.), впадин и прогибов.

Восточно-Азиатская кайнозойская область включает в себя Корьякское нагорье, п-ов Камчатку, о-ва Курильские, Сахалин, Хоккайдо, Хонсю и др., а также Охотское, Японское, Южно-Китайское и другие окраинные моря. В пределах этой области геосинклинальный режим еще не завершился, что определяет здесь тектоническую, сейсмическую и магматическую активность.

Куньлунь-Циньлинский складчатый пояс сформировался в результате проявления складчатых процессов байкальского, каледонского и герцинского тектогенеза. Он занимает внутреннее положение в системе некогда единой Китайской платформы, расчленив ее на разномасштабные фрагменты (Китайско-Корейскую, Южно-Китайскую, Таримскую и Тибетскую платформы). В современном рельефе Куньлунь-Циньлинский пояс выражен горным рельефом и характеризуется практическим отсутствием чехла.

Определенную роль в тектоническом строении Евразийского континента играют структуры, образовавшиеся после завершения геосинклинальных процессов и формирования континентов. К таковым относятся *области эпиплатформенной активизации* (Тянь-Шань, Алтай, Монгольский Алтай, Восточные Саяны, Прибайкалье и др.); *рифты* (Рейнский, Саарский, Зырянский, Усть-Ленский, Байкальский и др.); *вулканические пояса* (Охотско-Чукотский и др.); *глубоководные впадины внутренних морей* (глубоководные котловины Каспийского, Черного и Средиземного морей).

Северо-Американский континент имеет более простое региональное строение по сравнению с Евразией. Основу континента составляет Северо-Американская древняя платформа, в состав которой входит также Гренландия, Баффинова Земля и ряд прилегающих островов. В центральной части платформы располагается Канадский щит — обширный выход на дневную поверхность кристалли-

ческих пород архея и раннего протерозоя. С севера, востока и запада платформа окружена Иннуитским, Аппалачским и Кордильерским складчатыми поясами.

Иннуитский пояс является частью регионального палеозойского пояса, образующего кругоарктическую систему. В состав Иннуитской его части входят острова Канадского Арктического архипелага и прилегающий шельф. Складчатое основание погружено и перекрыто осадочным чехлом.

Аппалачский палеозойский пояс ограничивает Северо-Американскую платформу с востока, на большей его части фундамент перекрыт осадочным чехлом, а в некоторых местах он выходит на дневную поверхность, образуя сглаженные горные хребты (Аппалачи, северо-восток Гренландии).

Кордильерский пояс входит в состав более регионального Тихоокеанского складчатого пояса. Как и в строении Восточно-Азиатского пояса, здесь выделяются мезозойская и кайнозойская области. Первая охватывает горные системы Кордильер, Большие Антильские острова; вторая — Алеутские острова, Береговые хребты, п-ов Калифорнию. Кордильерский пояс характеризуется современным высокогорным рельефом, тектонической, сейсмической и магматической активностью, что указывает на незавершенность геосинклинального режима развития. Осадочный чехол на большей части территории пояса отсутствует, развит он спорадически в пределах межгорных впадин и прогибов.

В пределах Северо-Американского континента выделяют *область эпиплатформенного орогенеза* — Скалистые горы, где активные тектонические движения проявились в конце палеогена и в неогене. По активизированным разломам происходило внедрение малых интрузий гранодиоритов и гранитов, а также проявление эффузивного магматизма.

Южно-Американский континент сложен одноименной

древней платформой, обрамленной на западе и юге складчатыми поясами (Патагонским и Андским соответственно). Южно-Американская платформа характеризуется широким развитием выходов древнего кристаллического фундамента (Гвианский, Западно-Бразильский, Приатлантический щиты), которые разделены крупными областями прогибания, имеющими рифтовую природу, на дневную поверхность. Строение древней платформы осложняет Бразильский складчатый пояс байкальского возраста, занимающий внутреннее положение в структуре платформы. Бразильский пояс образует две ветви, разделенные срединным массивом Гойас.

Патагонский складчатый пояс представляет собой, вероятно, фрагмент некогда единого палеозойского складчатого комплекса южного суперматерика Гондваны. Южно-Американский его фрагмент был втянут в погружение и, как результат этого, оказался перекрыт осадочным чехлом. Возможным продолжением Патагонского палеозойского пояса является Фолклендский шельф с одноименными островами, где установлено развитие платформенного чехла.

Андский складчатый пояс, являющийся частью Тихоокеанского пояса, имеет сложное и длительное развитие и состоит из нескольких различных по возрасту складчатых зон. На юге материка складчатая область Анд изгибается к востоку и продолжается островной дугой Южно-Антильских (Сандвичевых) островов. Через подводные возвышенности прослеживается соединение Анд с арктической складчатой системой Земли Грейама — Мэри Бэрд. Андский складчатый пояс образовался в кайнозое. Он характеризуется современной тектонической активностью, сейсмичностью и магматизмом, что указывает на продолжение геосинклинального, режима развития. Осадочный чехол развит в узких межгорных впадинах и прогибах.

В составе Южно-Американского континента имеется *область эпиплатформенного орогенеза*, захватывающая зна-

чительную часть предгорий Анд в Аргентине (район Кордовы).

Африкано-Аравийский (Африканский) континент состоит из собственно Африканского материка и Аравийского полуострова. Последний в географическом отношении относится к Азии, но по своему геологическому строению тесно связан с тектоническими элементами Африки (В.Е. Хаин, М.В. Муратов). Континент характеризуется преимущественным участием в своем строении одноименной древней платформы. Лишь на севере и юге континента имеются небольшие по площади складчатые пояса (Атласский и Каппский).

Африкано-Аравийская древняя платформа отличается широким развитием на дневной поверхности кристаллического фундамента, который образует ряд щитов: Сьерро-Леонский, Центрально-Африканский, Регибатский, Ахагарский, Красноморский, массив Кемет и др. Щиты, массивы и выступы фундамента разделены обширными областями прогибания, из которых наиболее крупными являются Сахарская, Ливийская и Аравийская, расположенные на севере континента. В центральной и южной его частях выделяются крупные синеклизы: Конго, Окованго, Калахари. Внутренние районы Африкано-Аравийской древней платформы осложнены малыми складчатыми поясами байкальского возраста: Катангским и Красноморским.

Атласский складчатый пояс входит в состав более крупного Средиземноморского пояса. Горная система Атлас разделяется глубинным разломом на северную (кайнозойскую) и южную (герцинскую) части. Осадочный чехол в пределах Атласа в региональном плане отсутствует, имеется только в небольших по размерам межгорных впадинах.

Каппский складчатый пояс является небольшим фрагментом разобщенного ныне палеозойского складчатого пояса Гондваны. В его пределах складчатое основание

выходит на дневную поверхность, образуя Каппские горы; осадочный чехол практически отсутствует.

Большое значение в современном тектоническом строении Африкано-Аравийского континента имеет уникальная *Восточно-Африканская рифтовая система*, которая прослеживается от границ Турции и Сирии до нижнего течения р.Замбези на расстояние почти в 8000 км.

Австралийский континент подразделяется на две части: западную, представленную Австралийской древней платформой, и восточную, которая совместно с прилегающими островами (Новая Гвинея, Новая Зеландия, Новая Каледония и др.) относится к крупнейшему Тихоокеанскому складчатому поясу.

Австралийская древняя платформа состоит из трех щитов: Калгури-Йоркский, Центрально-Австралийский и Кимберли-Дарвина, разделенных областями прогибания с осадочным чехлом. Наиболее крупной областью прогибания является синеклиза Большого Артезианского бассейна, расположенная на востоке платформы. Осадочный чехол перекрывает и прилегающую часть пояса Восточной Австралии.

Восточно-Австралийский складчатый пояс состоит из трех разновозрастных областей: байкальской (Флиндерс), каледонской (Тасманская) и герцинской (Новая Англия). С востока к этому поясу прилегает кайнозойский *Новозеландский складчатый пояс* (о-ва Новая Гвинея, Новая Каледония, Новая Зеландия и система островных дуг). Кайнозойский пояс характеризуется незавершенностью геосинклинального режима, современной тектонической активностью, горным рельефом и отсутствием осадочного чехла в региональном плане.

Антарктида является наименее изученным континентом. В своих центральной и восточной частях она является древней платформой. Вдоль западного края платформы протягивается *складчатый пояс Росса* преимущественно байкальского возраста. Еще западнее прослеживается гер-

цинская часть этого пояса (горы Элсуэрта и Грейама). Побережье материка у моря Беллинсгаузена и до Земли Мэри Бэрд занимает кайнозойский пояс, являющийся продолжением Анд, вместе с которыми он входит в состав единого Тихоокеанского складчатого пояса.

Анализ региональной тектоники континентов еще раз показывает, что эти структуры тектоносферы формировались последовательно по мере завершения новых и новых эпох складчатости, прогрессивно увеличивая свои размеры. Основным результатом складчатых процессов явилось оформление стабильной континентальной коры с явно выраженным гранитно-метаморфическим слоем. Основу современных континентов составляют древние платформы, обладающие наиболее толстой и наиболее древней литосферой. Древние платформы окружены складчатыми поясами и выступают на их фоне в виде своеобразных островов.

Контрольные вопросы:

1. Какую главную особенность тектоники континентов Вы знаете?
2. Перечислите основные этапы формирования континентов. Охарактеризуйте их.
3. Какие эпохи наращивания территории континентов Вам известны?
4. Какие выводы можно сделать из анализа геологической истории развития континентов?
5. Последовательно охарактеризуйте региональную тектонику Евразийского, Северо-Американского, Южно-Американского, Африканского, Австралийского континентов и Антарктиды.

ГЛАВА 8 ГЕОСИНКЛИНАЛИ

Уже почти сто пятьдесят лет геологическое развитие земного шара рассматривается под углом зрения учения о геосинклиналях. Впервые идея была высказана североамериканским ученым Дж. Холлом в его капитальном труде по геологии штата Нью-Йорк, опубликованном в 1859 г. Изучая и сопоставляя палеозойские разрезы Аппалачских гор и прилегающих с запада внутренних равнин Северо-Американского континента, Дж. Холл пришел к выводу, что современные горы в прошлом представляли собой области интенсивного прогибания и накопления осадков. Он считал, что на месте современных Аппалачских гор в палеозойское время существовали огромные синклинальные прогибы, сформировавшиеся под влиянием тяжести выполнявших их осадков (мощностью более 12 км) и морских течений, распределявших обломочный материал в водном бассейне. В конце палеозойской эры прогибы испытали гигантскую инверсию режима тектонических движений, в результате которой на их месте возникли горные хребты.

Позднее в период с 1866 г. по 1873 г. другой американский геолог Дж. Дэна предложил называть подобные области земной коры, которые вначале испытывают интенсивное прогибание, а потом складко- и горообразование, *геосинклиналями*. Дж. Дэна считал, что геосинклинальные прогибы чередуются с геоантиклинальными поднятиями, которые служат источником обломочного материала. Ин-

версия тектонического режима приводила к образованию антиклинорий на месте геоантиклиналей и синклинорий на месте геосинклиналей. Совокупность антиклинорий и синклинорий представляет *горноскладчатую область*. С момента появления трудов Дж. Холла и Дж. Дэна возникает и развивается учение о геосинклиналях, ставшее краеугольным камнем исторической геологии.

В последние 15–20 лет классическое представление о геосинклиналях подвергается существенной критике с позиции идеи глобальной тектоники плит, и на смену традиционным воззрениям появляются новые интерпретации учения о геосинклиналях.

8.1. Классические представления о геосинклиналях, их строении и развитии

Существуют различные определения геосинклиналей. Одно из наиболее полных трактует *геосинклиналь* как *зону высокой подвижности, значительной расчлененности и повышенной проницаемости литосферы, характеризующуюся на ранних этапах своего развития преобладанием интенсивных погружений, а на заключительных — интенсивных поднятий, сопровождаемых значительными складчато-надвиговыми деформациями*. Геосинклинали, как структуры литосферы, обладают рядом признаков, отличающих их от равнозначных тектонических структур — платформ, а именно: линейностью, большим размахом и контрастностью тектонических движений, огромной мощностью накопленных осадков, специфическим набором формаций, активным магматизмом, региональным метаморфизмом, характерным строением коры, резко аномальными естественными геофизическими полями, повышенным тепловым потоком, высокой сейсмичностью. Эти признаки характеризуют геосинклинали, как области максимальной тектонической и магматической активности земной коры, в которых сообщение земных недр с поверхностью идет наиболее интенсивно. Геосинклиналь — это арена

максимального проявления внутренней энергии Земли на ее поверхности.

8.1.1. Внутреннее строение геосинклиналей

Тектоническое строение геосинклиналей своей спецификой и неповторимостью опять-таки выделяет эти структуры из числа других структур литосферы. В.Е. Хаин предлагает различать следующие геосинклинальные структуры: геосинклинальные пояса, геосинклинальные области, геосинклинальные системы, срединные массивы, частные геосинклинали и геоантиклинали, эвгеосинклинали и миогеосинклинали, орогенные структуры.

Геосинклинальные пояса представляют собой протяженные, сложнопостроенные геосинклинальные ассоциации, среди которых различают простые и сложные пояса. Первые характеризуются примерно одновозрастным завершением интенсивного геосинклинального прогибания, инверсией тектонического режима и горообразованием. Простые пояса объединяются параллельностью своего простирания и тесным прилеганием друг к другу в сложные (полициклические) геосинклинальные пояса. В.Е. Хаин и А.Е. Михайлов выделяют два основных типа геосинклинальных поясов *окраинно-континентальный* и *межконтинентальный*. К первому относится, например, Западно-Тихоокеанский пояс с его системой окраинных морей, островных дуг и глубоководных желобов. Ко второму — Средиземноморский пояс, протянувшийся между Восточно-Европейской и Китайско-Корейской древними платформами на севере, Африканской и Индостанской — на юге.

Геосинклинальные области — это части геосинклинальных поясов, которые выделяются по их простиранию и имеют отличительные черты современного строения и развития. Последнее выражается главным образом во времени проявления основной складчатости. Границами геосинклинальных областей обычно бывают глубинные разломы.

Геосинклинальные системы отражают разнообразность

геосинклинальных поясов и областей в поперечном отношении. Это означает, что геосинклинальные пояса и области состоят из зон высокой подвижности, разделенных относительно более устойчивыми глыбами континентальной коры. Эти линейные зоны высокой подвижности, которые на начальной стадии развития характеризуются интенсивным погружением, а на заключительной мощным складко- и горообразованием, называются *геосинклинальными системами*. В поперечном сечении геосинклинальный пояс или область состоят из нескольких систем, разделенных срединными массивами.

Срединные массивы — это относительно малоподвижные структуры литосферы и по интенсивности тектонического режима они роднятся с платформами (см. гл. 5). В строении геосинклинальных поясов и областей срединные массивы выполняют роль разграничения их на геосинклинальные системы. На орогенном этапе развития срединные массивы обычно выражены межгорными впадинами и прогибами; реже глыбовыми поднятиями с утолщенной континентальной корой.

Частные геосинклинали и геоантиклинали являются составными элементами геосинклинальных систем. Частные геосинклинали (интрагеосинклинали, по М.М.Тетяеву) представляют собой внутригеосинклинальные узкие и вытянутые на сотни километров прогибы при ширине в десятки километров. Частные геоантиклинали (интрагеоантиклинали, по В.В. Белоусову) — это линейные поднятия, разделяющие интрагео-синклинальные прогибы в пределах геосинклинальных систем.

Эвгеосинклинали и миогеосинклинали отражают поперечную зональность геосинклинальных систем. Внешние геосинклинальные прогибы, обращенные к сопредельной платформе и отличающиеся слабым проявлением магматизма, Г. Штилле предложил называть *миогеосинклиналями* (т.е. полугеосинклиналями). Миогеосинклинальные прогибы заполнены сланцевой, флишевой или известня-

ковой формациями. Степень метаморфизма пород низкая; магматическая деятельность представлена редкими покровами основных лав, иногда силлами габбродиабазов и небольшими плутонами гранитоидов.

Эвгеосинклинали (т.е. настоящие геосинклинали, по Г. Штилле) — это внутренние прогибы геосинклинальных систем, примыкающие к срединным массивам. Они обнаруживают высокую магматическую активность, как в эффузивной форме, так и в интрузивной. К ним приурочены пояса гипербазитовых интрузий, батолиты гранитоидов. Отложения эвгеосинклиналей испытывают региональный метаморфизм, превращаясь в кристаллические породы.

В ходе развития геосинклинальной системы эвгеосинклинали «созревают» быстрее миогеосинклиналей, они раньше и интенсивнее испытывают складчатость и поднятие, формируясь в горноскладчатые сооружения.

С переходом геосинклинальных поясов к орогенному периоду развития они превращаются в эпигеосинклинальные орогенные пояса, а геосинклинальные области и системы — в складчатые горные области и системы, состоящие из специфических структурных элементов, которые получили общее название *орогенных структур*, особенности строения которых будут рассмотрены в следующей главе.

8.1.2. Развитие геосинклиналей

Важнейшая отличительная особенность геосинклиналей заключается в закономерностях их развития. В течение тектонического цикла происходит превращение областей интенсивного прогибания земной коры с накоплением мощных осадочно-вулканогенных толщ в свою противоположность, т.е. в горноскладчатую область интенсивного поднятия. По мере развития геотектоники и углубленного изучения геосинклиналей появились различные схемы, описывающие закономерности развития этих структур литосферы. В классическом учении о геосинк-

линалях в их развитии предусматривают следующие основные стадии: *начального погружения, зрелую, или предорогенную, раннеорогенную, собственно орогенную и посторогенную, или тафрогенную*. Первые две стадии объединяются в собственно *геосинклинальный этап* (главный геосинклинальный, доинверсионный); три последующие стадии — в *орогенный, или инверсионный этап*.

Стадия *начального погружения* характеризуется интенсивным погружением и накоплением мощных толщ морских песчано-глинистых осадков, преобразующихся впоследствии в сланцево-граувакковую и аспидную формации. Мощность этих формаций достигает 10–12 км. Процессы прогибания сопровождаются образованием трещин растяжения и излиянием вдоль них базальтовых лав. Это начальное проявление магматизма в геосинклиналях получило название *инициального (начального) вулканизма* (по Г. Штилле). Поскольку лавы накапливаются в подводных условиях, то быстро подвергаются процессам хлоритизации, альбитизации, что способствует превращению их в специфические «зеленокаменные» породы. В совокупности образуется характерная для стадии начального погружения геосинклинали спилито-кератофировая магматическая формация. Частым спутником этой формации являются кремнистые породы (яшмы, радиоляриты), образование которых связано с выносом кремнекислоты подводными гидротермами. Иногда яшмовые породы встречаются в таком большом количестве, что выделяют самостоятельную яшмовую формацию (девон Урала, верхний протерозой Центрального Казахстана). К концу первой стадии в эвгеосинклиналях образуются внедрения ультраосновных пород. По ряду признаков (отсутствие высокотемпературных изменений на контактах, следы тектонического скольжения и т.д.) образование этих внедрений объясняется как результат тектонического перемещения ультраосновных пород в квазихолодном состоянии. Такие гипербазитовые тела стали называть «*протру-*

зиями» (по А.Л. Книппер), объединяя их в самостоятельную гипербазитовую формацию.

Окончание первой стадии развития геосинклинали знаменуется частной инверсией наиболее глубоких прогибов, что сопровождается складкообразованием и внедрением первых гранитных интрузий, имеющих обычно плагиогранитовый или сиенитовый состав. Такие интрузии называют *синтектоническими, или синорогенными* (раннесинорогенными). Итак, первая стадия завершается новообразованием внутренних поднятий, расчленением геосинклинальной системы складчатостью, внедрением первых интрузий.

Зрелая, или предорогенная, стадия характеризуется дальнейшим прогибанием геосинклинали, но скорость прогибания снижается, зато увеличивается площадь прогибов. В условиях островного моря формируется типичная для этой стадии флишевая формация. Ее отличительная особенность — тонкая и правильная ритмичность (цикличность), заключающаяся в закономерном чередовании песчаников, алевролитов, глин, аргиллитов, мергелей, пелитоморфных известняков. Иногда встречаются прослой гравелитов, конгломератов и брекчий (грубый или «дикий» флиш). Считается, что флиш образуется в узких и глубоких морских бассейнах (флишевых прогибах) с активными придонными течениями и с мутьевыми потоками, стекающими с континентальных склонов перпендикулярно к бортам прогибов. Мутьевые турбидные потоки приносят огромное количество обломочного материала (*турбидиты*) на глубины в сотни и тысячи метров, где он распределяется под действием придонных течений. Флишевая формация известна как в эвгеосинклиналях, так и в миогеосинклиналях, но в пределах первых она развита значительно шире. Иногда флишевые прогибы возникают на срединных массивах.

Другой литологической формацией, зрелой стадии является известняковая формация. Она развита в большей

степени в пределах миогеосинклиналей, а также в пределах затопленных морями срединных массивов и в интрагеоантиклиналях. В ее составе иногда различают три субформации: мелководную (обломочно-органогенную), рифогенную и батияльную. Последняя распространена в осевых частях прогибов и представлена пелитоморфными известняками с прослоями кремнистых и битуминозных пород.

На зрелой стадии развития геосинклинали формируется также порфирировая (андезитовая) формация. Трещинный вулканизм сменяется центральным, преобладают подводные излияния, но иногда вулканические постройки образуют целые вулканические островные дуги. Субвулканические интрузии представлены штоками, силлами, дайками.

Завершение второй стадии развития геосинклинали знаменуется образованием синорогенных батолитовых интрузий гранитоидной формации. Наряду с гранодиоритами в составе этой формации присутствуют нормальные калиевые граниты, плагиограниты и кварцевые диориты. Гранитоидные интрузии в большей степени распространены в эвгеосинклиналях, но встречаются и в пределах миогеосинклиналей. В период образования гранитоидной формации происходит и региональный метаморфизм накопленных ранее осадков. Эти важные изменения в геосинклиналях предшествуют переломной эпохе их развития, а именно эпохе общей инверсии.

Раннеорогенная стадия характеризуется инверсией тектонического режима: прогибание сменяется общим поднятием. Разрастающиеся центральные поднятия приводят к существенному обмелению морских бассейнов, появляются многочисленные острова, архипелаги. Осадконакопление становится исключительно терригенным. В таких условиях формируется нижняя молассовая формация, заполняющая частые прогибы и впадины геосинклинальной системы. Нижняя моласса представлена морскими,

сравнительно-тонкообломочными породами (глины, алевриты, песчаники). Наряду с морской нижней молассой на раннеорогенном этапе формируется лагунная нижняя моласса, которая может быть угленосной в гумидном климате или соленосной в аридном климате.

На раннеорогенной стадии продолжают формироваться гранитоидные интрузии. Процесс происходит длительно (десятки миллионов лет) и многофазно с повышением кислотности от фазы к фазе. Эффузивный магматизм ослабевает в связи с резким снижением проницаемости коры в условиях сжатия. Подводный вулканизм сменяется наземным. Лавы более дифференцированы, отличаются повышенной щелочностью.

Усиливается рост конседиментационных складок, начинают формироваться гравитационные складки и надвиги. В конце третьей стадии на месте геосинклинального морского бассейна образуется островная суша с низким рельефом. Скорость денудации практически равна скорости тектонического воздымания — это время формирования исходной поверхности выравнивания, которая в дальнейшем будет нарушена и сильно покороблена процессами горообразования.

Собственно орогенная стадия отличается преобладанием скорости восходящих движений над скоростью денудации. При достижении растущим поднятием снеговой линии, оно охватывается оледенением вначале скандинавского типа, а по мере увеличения расчлененности рельефа — оледенением горнодолинного типа. Параллельно с ростом горного сооружения происходит углубление передовых и поперечных прогибов слияние тыльных прогибов в межгорные. Периклинальные прогибы и некоторые участки передовых прогибов обнаруживают тенденции к замыканию.

Процессы денудации растущего горного сооружения образуют верхнюю молассовую формацию, которая в отличие от нижней, является либо полностью континент-

тальной, либо содержит значительный процент континентальных осадков. Типичной породой верхней молассы являются конгломераты речного или водно-ледникового происхождения. Мощные пласты и пачки конгломератов могут чередоваться с песчаниками, алевролитами, песчанистыми глинами, суглинками. Красноцветная окраска верхней молассы указывает на аридный климат в период своего образования.

При активном росте горного поднятия сводовая часть его раскалывается с образованием разломов, которые возбуждают магматическую активность недр. Возникают вулканические аппараты, цепочкой вытянутые вдоль разломов. Продукты деятельности вулканов образуют наземную андезит-липаритовую или порфиоровую (по А.В. Пейве и В.М. Синицыну) формацию. По Г. Штилле, это *субсеквентный*, или *последующий*, вулканизм. В конце орогенной стадии состав лав меняется: на смену кислым и средним лавам приходят основные (базальтовые) лавы. Заключительную базальтовую формацию Г. Штилле предложил рассматривать как проявление *финального (конечного) вулканизма*.

Кроме эффузивных магматических формаций на орогенной стадии формируются и интрузивные формации, например формация ультракислых и щелочных гранитоидов. Это посттектонические (послескладчатые) интрузии, располагающиеся секуще по отношению к вмещающим породам. В конце тектонических циклов обычно возникают вулканические пояса, которые образуются ассоциациями эффузивных и интрузивных формаций (вулканоплутоническая ассоциация, по Е.К. Устиеву).

В конце орогенной стадии практически полностью завершается складкообразование. В первую очередь это происходит в осевых зонах мегантиклинорий, которые приобретают сводово-глыбовую структуру, осложненную разломами. По периферии мегантиклинорий и в позднегеосинклинальных прогибах складкообразование несколько

запаздывает. Интенсивно развивается гравитационная складчатость, которая образует крупные пологие надвиги и покровы.

Посторогенная, или *тафрогенная*, стадия выделяется иногда, как наиболее поздняя стадия развития геосинклинали, предшествующая переходу в платформенный этап развития. Однако, учитывая, что к началу этой стадии геосинклинальное развитие данной области земной коры уже полностью завершилось, по нашему мнению, правильнее относить тафрогенную стадию к платформенному периоду. Для нее характерно образование на теле горной страны узких и длинных грабенообразных прогибов типа Челябинского грабена на Урале, Кумшурунского в Тургайском прогибе, поздне триасовых грабенов Аппалачей. Грабены выполняются обломочными образованиями, в гумидном климате сероцветными и угленосными, в аридном — красноцветными. По разломам, ограничивающим грабены, происходит излияние базальтов, которые являются частью конечного (финального) базальтового вулканизма.

Изложенная схема стадийного развития геосинклиналей является до некоторой степени идеализированной (табл. 2). В наибольшей мере ей соответствовало развитие каледонид Британии, Центрального Казахстана, Саян; герцинид Урала, Рудного Алтая; альпид Большого Кавказа, Альп. В других регионах земного шара наблюдается выпадение из приведенного геосинклинального цикла некоторых из выделенных стадий или же появление новых. Из этого следует, что подход к выделению стадий в отдельных циклах (этапах) развития конкретных геосинклинальных систем должен быть весьма гибким и основанным на действительном распределении осадочных, вулканогенных и интрузивных формаций.

8.2. Современные представления о геосинклиналях

В последние 20–25 лет, в связи с развитием идеи тектоники литосферных плит, основы учения о геосинкли-

Табл. 2. Основные этапы и стадии развития геосинклиналей

Этап	Стадия	Характерные формации	Три магматизма (по Г. Штилле)	
Собственно геосинклинальный (главные геосинклинальные натчи, доинверсионный)	Начального погружения	Аспидная Сланцево-гравяксовая	Инициальный (начальный)	
	Зрелая или предороговая	Известняковая	Раннесинороговые интрузии Синороговые интрузии	
Орогенный (инверсионный)	Раннеороговая	Нижняя молассовая (морская)	Посттектонические интрузии	
	Собственно ороговая	Верхняя молассовая (континентальная)		
	Постороговая или тафогенная	Терригенная Базальтовая		Финальный (конечный)
		Многосинклиналь	Эвгеосинклиналь	Субсквенный (последующий)
		Спилито-керагофировая Яшмовая Гипербазитовая	Флишевая Порфирировая или андезитовая Гранитоидная	Нижняя молассовая (лагуная) Гранитоидная
		Андезит-липаритовая или порфирировая Базальтовая	Терригенная Базальтовая	

налях подвергаются резкой критике. Одни исследователи высказывают предположение о целесообразности полностью отказаться от термина «геосинклиналь» в традиционном понимании; другие — видят необходимость лишь усовершенствовать положение этой концепции с учетом достижений современной геологической мысли, третьи — отстаивают незыблемость основ учения о геосинклиналях в ее классическом виде.

Критика учения о геосинклиналях сводится к следующему.

Во-первых, при разработке учения о геосинклиналях ученые использовали исключительно данные континентальной геологии и практически не принимали во внимание геологию океанов, занимающих две трети поверхности нашей планеты. В связи с этим учение о геосинклиналях нельзя признать глобальным и распространить на весь земной шар.

Во-вторых, рассмотрение особенностей строения и развития геосинклинальных горноскладчатых областей проводилось в отрыве от глобальных геологических событий, что концентрировало внимание исследователей на выяснении закономерностей строения разрезов геосинклиналей по вертикали, и приводило к представлениям о ведущей роли вертикальных тектонических движений при развитии геосинклиналей. «Горизонтальная» корреляция геологических событий в глобальном плане и выявление латеральных связей между геологическими комплексами оставались практически вне поля зрения геологов.

В-третьих, по мнению Л.П. Зоненшайна, учение о геосинклиналях представляет собой некую абстракцию, созданную специально для объяснения ряда наблюдаемых геологических явлений. Другими словами, учение о геосинклиналях лишено актуалистического содержания. Как правило, геосинклинали мыслятся как ископаемые объекты, не имеющие аналогов в современной структуре Земли. Основной признак геосинклиналей, заключающийся

во взаимосвязи горноскладчатых областей с областями устойчивого погружения, не всегда находит подтверждение при изучении геологии современных геосинклинальных объектов. Так, Гималаи возникли не на месте области устойчивого и длительного погружения. В то же время целый ряд обширных впадин земной коры, выполненных более чем 20-километровой толщей осадков (Прикаспийская впадина), не испытывал горообразовательных или складчатых процессов. Известная путаница в понимании геосинклиналей обнаруживается при рассмотрении их различных классификаций. Это показывает, что под классическим термином «геосинклиналь» кроются разнообразные геологические объекты, порой не отвечающие первоначальному смыслу этой структуры литосферы.

С появлением гипотезы глобальной тектоники плит делаются усилия связать воедино данные континентальной и океанической геологии, учение о геосинклиналях с тектоникой плит. Первые попытки были предприняты в конце 60-х — начале 70-х годов зарубежными геологами (Дж. Дьюи, И. Бердом, У. Дикинсоном), а несколько позже советскими исследователями (О.Г. Сорохтиным, Л.П. Зоненшайном, А.В. Пейве и др.). Развитие геосинклиналей рассматривается во взаимосвязи с развитием океанов. Более того, под геосинклиналями понимаются лишь определенные области океанов, а именно те, в которых обнаруживается подвиг литосферных плит и которые связаны с зонами Заварицкого-Беньюфа (Геофизика океана, 1979). Исходя из этого, все геосинклинальные горноскладчатые области имеют эпиокеаническую природу, возникающая на месте прежних океанов в период их закрытия. Это подтверждается еще и тем, что орогены располагаются там, где происходил или происходит подвиг литосферных плит либо столкновение двух континентов. Следовательно, особенности развития геосинклиналей, в новом ее понимании, зависят от геодинамической обстановки в зоне сочленения литосферных плит. Поэтому развитие любого

геосинклинального пояса можно представить в виде эволюции континентальных окраин и островных дуг. По мнению О.Г. Сорохтина, существует четыре типа геодинамических режимов геосинклиналей, приводящих к образованию горноскладчатых областей, каждый из которых характеризуется определенным механизмом деформации осадочно-вулканогенных толщ.

Геодинамический режим островных дуг. Островные дуги всегда залегают на океанической коре. По мере поддвига в подошве островной дуги за счет трения выделяется большое количество дополнительного тепла (до $0,5 \cdot 10^{-6}$ кВт/м²), которое способствует разрушению и переработке нижней и средней части надвигаемой плиты. Впереди ее возникает относительно тонкий клинообразный выступ. Усилиями сжатия литосферный выступ ломается с образованием своеобразных чешуй (литосферных призм, по О.Г. Сорохтину), которые будут выжиматься вверх по поверхности сдвигов. Сдвиговые деформации постепенно переходят в пликативные деформации осадочно-вулканогенной толщи. Наиболее интенсивная складчатость формируется перед островной дугой. При определенных условиях, когда осадки не будут затягиваться в зону поддвига, они начнут сминаться в складки перед фронтом островной дуги. Возникают веерные, опрокинутые и сорванные в покровы складки. По О.Г. Сорохтину, таким путем могли формироваться складчатые структуры внешних (невулканических) гряд Малых Антильских и Андаманских островов.

Геодинамический режим активных окраин континентов андийского типа. В отличие от островных дуг в основании активных окраин континентов залегают континентальная кора, что способствует увеличению масштабов массопереноса и уровня подъема горных сооружений. В свою очередь это ведет к возникновению гравитационной неустойчивости и постепенному расширению, «расплыванию» горных сооружений за счет оползней, оседа-

ния и гравитационных надвигов. Тепло трения, возникающее в подошве континентальной коры, приводит к образованию силикатных расплавов, которые выжимаются в верхние горизонты складчатого пояса, где, кристаллизуясь, образуют гранитоидные батолиты. На место вытесненных объемов коры поступают новые массы пород с внешней стороны континентального выступа. Таким образом вещество выступа за геологическую историю развития пояса почти полностью проходит магматическую переработку.

Геодинамический режим надвигания островных дуг на пассивные континентальные окраины (зоны обдукции). Подобная ситуация возникает в случае затягивания под островную дугу с тыльной стороны другой островной дуги или пассивной окраины континента. Характерной особенностью пассивных окраин континентов является наличие в их пределах мощных толщ осадочных пород, которые при надвиге островных дуг будут «сдираться» со своего основания и сминаться в складки перед фронтальной частью дуги. В осадках, затянутых под островную дугу, будут активно протекать процессы диагенеза и катагенеза, а в еще более глубоких горизонтах они будут переплавляться с образованием кислых магм гранитоидного ряда. Этим можно объяснить широкое развитие кислых интрузий на заключительных стадиях развития геосинклиналей.

По мере достижения зоной поддвига края континентальной плиты процесс поддвига прекращается за счет «закаливающего» действия континента и происходит закрытие геосинклиналей. Краевые участки континента под тяжестью надвинутой островной дуги испытывают прогибание, что приводит к формированию передового прогиба вдоль всего фронта надвинутой дуги.

Надвигание островной дуги на континент приводит к тому, что на поверхность выходит основание островной дуги, т.е. фрагменты бывшей литосферы. По представлению О.Г. Сорохтина, Л.П. Зоненшайна и др., *офиолито-*

вая формация геосинклиналей является не чем иным, как частью древней океанической литосферы, внедрившейся в континентальную кору. Образование офиолитов иным путем, т.е. путем внедрения магматического расплава в земную кору, противоречит наблюдаемым фактам. Во-первых, средняя плотность офиолитов (3 г/см^3) выше средней плотности континентальной коры ($2,67 \text{ г/см}^3$). Во-вторых, офиолиты имеют «холодные» контакты с вмещающими осадочными породами без следов обжига, но с явными признаками сдвиговых деформаций вдоль поверхностей надвига. Все это указывает на то, что офиолитовые покровы внедрились в континентальную кору в холодном состоянии под действием мощных горизонтальных сил.

Развитие геосинклиналей при надвигании островных дуг на пассивные окраины континентов приводит в конечном итоге к образованию дивергентной структуры горноскладчатой области, которая выражается в существовании центрального жесткого срединного массива с двумя обрамляющими его цепями горноскладчатых сооружений. Такой геодинамический режим развития был характерен для Урала, Альп, Загроса, Малого Кавказа, Центральной Монголии, Аппалачей, т.е. тех горноскладчатых областей, которые служили примерами для создания классической схемы развития геосинклиналей. В связи с этим наблюдается хорошая корреляция геологических событий, характерных для геосинклиналей в зоне надвига островных дуг на пассивные континентальные окраины, с выделенными выше стадиями классического геосинклинального цикла развития земной коры. Но, если классическое учение о геосинклиналях ограничивается этой схемой, то концепция глобальной тектоники плит позволяет расширить рамки традиционного учения, включив в этот процесс и другие, ранее оставшиеся невыясненными, механизмы развития геосинклиналей.

Геодинамический режим столкновения континентов но-

сит исключительно мощный характер. Ярким примером такой горноскладчатой области является восточная часть Альпийско-Гималайского пояса, возникшая при столкновении Индии с Азией.

Главнейшим результатом всех рассмотренных геосинклинальных геодинамических режимов является формирование новой континентальной коры с возникновением горноскладчатых областей. Образование континентальной коры в соответствии с концепцией тектоники литосферных плит происходит в зонах субдукции (поддвига) за счет дегидратации и переплавления океанической коры. Этим механизмом объясняется высокое содержание в континентальной коре K_2O (около 3 %), тогда как в мантии — всего 0,012 % K_2O . Механизм поддвига приводит к обогащению коровых пород калием в 250 раз. Этот же механизм объясняет существенное обогащение геосинклинальных магм щелочами и другими литофильными рассеянными элементами. По представлению О.Г. Сорохтина, конвейер литосферных плит поставляет в зоны субдукции все новые и новые порции рассеянных элементов, которые здесь и концентрируются. За счет вязкого трения, при погружении океанической плиты под островную дугу на глубину до 100 км, на каждый грамм ее вещества выделяется до 2400 Дж тепла. Если бы в зоне поддвига не происходил вынос тепла термальными водами и магмами на поверхность, то вещество коры прогрелось бы до 1500–2400 °С. Однако рассеивание генерируемого тепла снижает температуру в зоне поддвига до уровня начала плавления пород коры, что приводит к их частичному расплавлению (*анатексису*).

В зоне субдукции породы океанической коры попадают в область высоких температур и теряют связанную воду, избыточный кремнезем, щелочи и другие литофильные элементы. Это и есть процесс *дегидратации* коры, который достаточно сложен и многоступенчат. Так как океаническая кора в значительной степени состоит из серпен-

тинитов, то вначале происходит десерпентинизация по схеме:



При дальнейшем погружении океанической плиты и повышении температуры дегидратируются амфиболиты и слюды.

Важную роль в процессах дегидратации будут играть и солевые растворы поровых вод, содержащихся в осадочных породах океанической коры. Присутствие в растворах NaCl способствует альбитизации расплавов.

Океанические осадки приносят с собой к зонам поддвига рассеянные геохимические элементы и, прежде всего, калий, щелочи, радиоактивные элементы. Особенно богаты калием глинистые породы, где калий связывается гидрослюдами глубоководных илов. Среднее содержание K_2O в современных глубоководных осадках составляет 2–3 %. В более древних породах калия содержалось еще больше. Например, в глауконитах раннего протерозоя его количество измерялось 10 %, а в породах верхнего протерозоя 7–4 %. В гидротермальной зоне поддвига гидрослюда теряют кристаллизационную воду и превращаются в мусковит, а затем в полевые шпаты и андалузит.

При дегидратации океанической коры освободившаяся вода в виде перегретого пара, насыщенного кремнеземом, щелочами и летучими компонентами, под действием избыточного (сверхгидростатического) давления выжимается из зоны контакта литосферных плит, поднимается вверх и пропитывает горные породы во фронтальной части надвигающейся литосферной плиты, вызывая в них метасоматические изменения. По данным О.Г. Сорохтина, в настоящее время под зонами поддвига выделяется до 3,5 м³ км термальных вод в год. В прошлые геологические эпохи образование термальных вод происходило еще активнее, например, в раннем протерозое до 7 км³ в год. Всего же за время существования нашей планеты через зоны

поддвига «профильтовалось» 16 млрд. км³ воды, что в 7 раз больше, чем содержится ее в Мировом океане и в земной коре вместе взятых. Другими словами, вся вода земной гидросферы многократно проходила через зоны поддвига, частично задерживаясь в коре, но большей частью вновь поступая в моря и океаны (О.Г. Сорохтин, С.А. Ушаков, 2002).

Обогащение литосферы кремнеземом и щелочами приводит к формированию андезитовых и более кислых лав, которые по расколам проникают на поверхность Земли. При застывании расплавов в недрах образуются интрузии, постепенно формирующие фундамент островных дуг и активных окраин континентов. Таким образом, образование гранитных интрузий, столь характерных для заключительных стадий развития геосинклинали, можно объяснить как результат расплавления и переплавления мощных осадочных песчано-глинистых толщ, затянутых в зону надвигания островных дуг. Важную роль играли при этом высокотермальные и высокоминерализованные воды, оказывая метасоматическое воздействие на осадочные породы.

После завершения геосинклинального развития, накопившийся сиалический материал остается под горноскладчатым сооружением, создавая типичную континентальную кору (рис. 34). По расчетам О.Г. Сорохтина, за всю геологическую историю Земли в геосинклинальные зоны субдукции погрузилось около $3 \cdot 10^{26}$ г вещества океанической коры. Даже, если допустить, что на формирование континентальной коры пошло только 37% от этой массы ($11 \cdot 10^{25}$ г), то и в этом случае это количество в 5 раз превысит массу современной континентальной и субконтинентальной коры. Сделанная оценка показывает, что рассмотренный процесс является весьма мощным и способным сформировать все современные объекты континентальной коры.

С позиции концепции тектоники литосферных плит разнообразие геосинклинального магматизма объясняет-

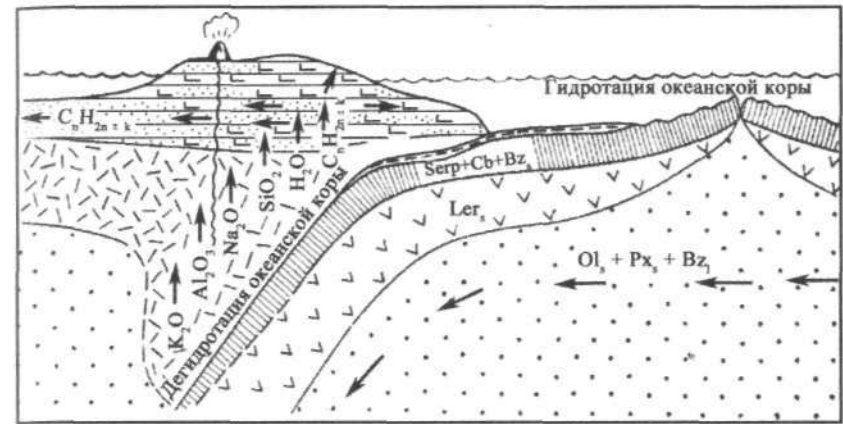


Рис. 34. Схема процесса образования континентальной коры (по О.Г. Сорохтину, *Геофизика океана*, 1979).

Ler — перидотит, Ol — оливин, Px — пироксен, Bz — базальт, Serp — серпентин, Gb — габбро; Индексы: l — ликвидус, s — солидус.

ся различным составом пород океанической коры, попадающих в зону поддвига, а под геосинклинальным магматизмом понимается лишь магматизм островных дуг, активных окраин континентов или зон столкновения континентов. Региональный метаморфизм, столь характерный для геосинклиналей, объясняется внедрением горячих флюидов, поднимающихся из зон поддвига в вышезалегающие толщи осадочно-вулканогенных пород островных дуг. Горячие флюиды вызывают в окружающих породах изменения, характерные для регионального метаморфизма.

Таким образом, геосинклиналь, с позиции концепции глобальной тектоники плит, — это область столкновения литосферных плит, где происходит геосинклинальный процесс, который выражается в образовании континентальной коры за счет дегидратации и переплавления пододвигаемой океанической плиты и за счет магматической переработки, метаморфизма и деформации фронтальных участков сталкивающихся плит (Геофизика океана, 1979). Начало геосинклинального процесса следует рассматривать

с момента образования островной дуги, а не с момента появления офиолитовых комплексов, как это принято делать, ибо возникновение офиолитов происходит в рифтовых долинах океанов задолго до начала геосинклинального процесса, хотя в дальнейшем офиолитовые комплексы и могут попадать в зоны поддвига, т.е. в геосинклинальные области. В связи с этим, те процессы, которые приводят к образованию океанической коры в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов, не следует отождествлять с геосинклинальными. Это самостоятельные процессы, приводящие к образованию иных (негеосинклинальных) специфических структур литосферы.

Таким образом, по мере развития концепции тектоники литосферных плит делаются плодотворные усилия по сближению классического учения о геосинклиналиях с современным пониманием глобальных геологических событий. Становится ясным, что глобальную эволюцию литосферы, ее различные геологические трансформации определяет не тектонопара геосинклиналь-платформа, а гораздо более масштабная пара структур тектоносферы, океан-континент. Геосинклинальные процессы протекают на взаимодействующих границах литосферных плит, а главным результатом геосинклинального процесса, наряду с образованием складчато-покровных горных сооружений, является становление новой континентальной коры за счет переработки океанической. Современная интерпретация геосинклинального учения требует внести коррективы и в геосинклинальную терминологию, найдя классическим терминам и понятиям реальные объекты. Так, термин «геоантиклиналь» соответствует островной дуге, «срединный массив» — микроконтиненту, «миогеосинклиналь» — пассивной континентальной окраине, «эвгеосинклиналь» — активной окраине, и т.д.

В современной геотектонике существуют и другие подходы к проблеме заложения и развития геосинклиналей, также направленные на сближение классических воззре-

ний с новыми данными о горизонтальном движении литосферных плит (Е.В. Артюшков, М.А. Беэр, С.В. Соболев, А.Л. Яншин). Заложение геосинклинальных прогибов, по мнению этих авторов, происходит на платформенной коре в результате ее утонения и погружения в мантию. Таким механизмом, который может поглотить крупные объемы континентальной коры, является эклогитизация базальтового слоя. При определенных условиях (см. гл. 4) в низах континентальной коры происходит переход базальтов в эклогиты, имеющих тот же химический состав, но существенно большую плотность (3,45–3,6 г/см³ против 2,9–3,0 г/см у базальтов). Скорость эклогитизации резко возрастает при увеличении температуры. Такие условия могут возникнуть при подъеме к подошве коры аномальной мантии (разуплотненный и горячий мантийный диапир). При этом в верхней части базальтового слоя на глубине 20–30 км при температуре 500–700 °С плотность может увеличиться до 3,25–3,0 г/см³. В нижней части слоя на глубинах 40–50 км такие же значения плотности достигаются при температурах 800–900 °С. Эклогиты тяжелее подстилающей мантии, поэтому они отрываются от коры и погружаются в мантию. Утоненная кора прогибается на глубину 3–4 км, а возникающая депрессия заполняется осадками. Время образования геосинклинальных прогибов авторами концепции оценивается в 1–10 млн. лет (Артюшков, 1993).

При дальнейшем повышении температуры в низах литосферы (до 1250–1350 °С) даже при небольших растягивающих усилиях, возникающих при движении литосферных плит, может произойти ее раскол. В этом случае вдоль раскола начинают выплавляться базальты, которые формируют новую океаническую кору. Приподнятая часть литосферы вдоль раскола становится ловушкой для вновь поступающих объемов горячей и разуплотненной (аномальной) мантии. Поднятие начинает расти, образуя срединно-океанический хребет, который в силу своего стрем-

ления к растеканию увеличит усилия, приводящие к расколу и раздвижению (спредингу) литосферы. В результате в геосинклинальном бассейне с утоненной континентальной корой в процессе спрединга будет образовываться новая океаническая кора. По мнению авторов, процесс спрединга компенсируется либо погружением литосферы в мантию в зонах субдукции, либо сжатием утоненной коры в геосинклинальных прогибах, что приводит к складчатости. В частности, таким механизмом объясняется складчатость в конце триаса и ранней юре, охватившая Западные Понтиды, Крым, Кавказ.

Оригинальный взгляд на заложение и развитие геосинклиналей высказывает В.Н. Ларин на основе концепции изначально гидридной Земли. По мнению ученого, в средней мантии (слой С) возбуждается тепловой поток. Внедрение его в верхнюю мантию (слой В) приводит к возникновению «зоны заглывания», когда кремний-кислородная верхняя мантия погружается в металлическую среднюю мантию. В результате в астеносфере возникают своеобразные воронки — впадины, и в земной коре закладываются геосинклинальные прогибы.

Пластичное течение астеносферы ведет к постепенному заплыванию депрессионной воронки за счет горизонтального потока вещества. Возникающие при этом в коре горизонтальные напряжения обуславливают вместе с прогибанием сужение геосинклинального прогиба и конседиментационную складчатость. Далее, как предполагает В.Н. Ларин, происходит увеличение мощности сжимаемых толщ и выведение их из-под уровня моря в результате инверсии тектонических движений, вызванной складчатостью. На этом же инверсионном этапе в связи с компенсационным растяжением коры по периферии депрессионной воронки, откуда происходит отток материала, закладываются краевые прогибы.

Пластические деформации в астеносфере приводят к ее значительному разогреву и к рассеиванию большого ко-

личества тепловой энергии в вышележащие горизонты.

Сильный нагрев силикатов в «зоне заглывания» сопровождается образованием воды и летучих компонентов, вследствие чего силикатный материал в виде астенолитов всплывает на поверхность астеносферы, где служит источником тепла и гранитизирующих растворов, возбуждающих магматизм на орогенном этапе развития геосинклиналей. Всплывая, астенолиты переносят ювенильные воды и тем самым выводят на поверхность ее основную массу.

Вышеизложенное свидетельствует о том, что проблема геосинклиналей остается нерешенной до сих пор. Отвергая классическое учение о геосинклиналях, (геосинклинальную парадигму), взамен ему не предоставляется равноценная руководящая идея, которая бы в сбалансированном виде объясняла все наблюдаемые геологические процессы и явления. Наиболее близко к этому подходит концепция тектоники литосферных плит, но и она имеет ряд существенных недостатков, в особенности при решении конкретных геологических задач, что не позволяет ей пока занять место классической геосинклинальной парадигмы. В этой связи, по мнению автора, еще не пришло время полностью отказываться от классического геосинклинального наследия в геологии, предавать научному забвению достояние великих умов геологии. Представляется более плодотворным и конструктивным на данном этапе развития геологической науки сохранять классические ориентиры, совершенствуя их и меняя акценты в зависимости от появления новых данных и новых идей.

Создание новой общепризнанной главенствующей идеи (парадигмы) — это не простое приращение знаний, а перестройка всего научного мировоззрения. Новая парадигма, по мнению автора, не должна отрицать завоевания прежних научных концепций. Она должна использовать весь багаж прежних знаний, критически переосмысливая их, исходя из положений новой концепции. И. Ньютон,

оценивая свой вклад в науку, утверждал, что смог сделать столь много и видеть столь далеко потому, что стоял на плечах гигантов. Разумно, если современная геотектоника последует примеру этого гения науки.

Контрольные вопросы:

1. *Что понимается под геосинклиналью? К какому типу тектонических структур она относится?*
2. *Кратко изложите историю возникновения и развития учения о геосинклиналях.*
3. *Перечислите и кратко охарактеризуйте главные геосинклинальные структуры.*
4. *В чем разница между эвгеосинклиналью и миогеосинклиналью?*
5. *Какие основные стадии развития геосинклинали Вам известны? Кратко охарактеризуйте их.*
5. *Какие формации характерны для разных стадий геосинклинального развития?*
6. *Укажите на недостатки классического учения о геосинклиналях.*
7. *Современное (геодинамическое) понимание геосинклинального процесса и геосинклиналей.*
8. *Ваше отношение к классическому учению о геосинклиналях и к его современной интерпретации.*
9. *Какие типы геодинамических режимов геосинклиналей Вам известны? Сопроводите их своими схемами.*
10. *Какие еще модели геосинклинального развития литосферы Вы знаете?*

ГЛАВА 9
ОРОГЕНЫ

Понятие «ороген» (греч. орос — гора), как горноскладчатое сооружение, возникающее на месте геосинклинали, введено немецким геологом Л. Кобером в 1921 г. В соответствии с его представлениями, ороген состоит из следующих симметрично расположенных структурных зон: платформ (форланда); передового прогиба (краевой впадины); внешней миогеосинклинальной зоны (экстернид); внутренней эвгеосинклинальной зоны (метаморфид); центральной складчатой зоны, состоящей из метаморфизованных пород предыдущего цикла развития (централид); срединных массивов (интернид). По Л. Коберу ороген построен в виде веера с надвиганием обеих ветвей от срединных массивов в сторону платформы.

В шестидесятых годах прошлого столетия ряд отечественных ученых (А.Л. Яншин, В.Е. Хаин, С.С. Шульц) предложили различать среди орогенов два самостоятельных типа: эпигеосинклинальные и эпиплатформенные. Первые соответствуют орогенам в понимании Л. Кобера, вторые отличаются тем, что возникают не на месте геосинклинали, а на месте платформы.

По мере развития геолого-геофизических и морфологических работ по исследованию Мирового океана выявилось существование непрерывной цепи горных сооружений на океаническом дне — срединно-океанических хребтов. С горными системами суши их роднит резко расчлененный рельеф, магматическая и сейсмическая актив-

ность. В то же время имеются и принципиальные отличия. Тем не менее, срединно-океанические хребты также стали включать в понятие «ороген». В связи с этим в настоящее время рамки термина «ороген» значительно расширены по сравнению с первоначальным пониманием. В современной трактовке *ороген* — это *протяженная горная система, отличающаяся высокогорным и резко расчлененным рельефом, тектонической, магматической и сейсмической активностью.*

Орогены обычно подразделяют на континентальные и океанические. В свою очередь среди континентальных выделяют эпигеосинклинальные и эпиплатформенные. Как видим, этот класс геологических структур литосферы объединяет очень разнородные структуры. Поэтому некоторые авторы не производят такого объединения, а рассматривают эпигеосинклинальные орогены при анализе строения геосинклиналей; океанические — при описании морфологии дна Мирового океана; эпиплатформенные орогены выделяют в самостоятельный класс структур. Однако, по нашему мнению, несмотря на существенные различия между орогенами, есть принципиальный признак, позволяющий объединять эти структуры в единый класс. Это их современная тектоническая активность, которая выражается в проявлении относительно интенсивных тектонических движений, магматизма и сейсмичности. Как результат этого все современные орогены отличаются резко расчлененным горным рельефом. Таким образом, орогены как единый класс геологических структур литосферы следует относить, наряду с геосинклиналями, к подвижным (мобильным) структурам, помня о существенных отличиях различных типов орогенов.

9.1. Континентальные эпигеосинклинальные орогены

Континентальные эпигеосинклинальные орогены являются классическим примером орогенных структур литосферы. Они возникают на месте геосинклиналей в ре-

зультате инверсии режима вертикальных тектонических движений и сильного бокового сжатия. Для эпигеосинклинальных орогенов характерен не только высокогорный рельеф, но и складчатая структура горной системы, в связи с чем их называют горноскладчатыми сооружениями. Объяснение механизма образования складчатости и региональных надвигов является одним из спорных вопросов геотектоники. В классической геотектонике, развитие которой происходило до внедрения идей глобальной тектоники плит, для объяснения складчатости привлекалась специальная, складчатая форма тектонических движений, ответственная за появление складчатой структуры земной коры. Причем, основным механизмом, приводящим к образованию складчатости, рассматривалось гравитационное соскальзывание сравнительно пластичных и мягких осадочных комплексов с растущих геосинклинальных поднятий, образование которых связывалось с внедрением в земную кору мощных мантийных диапиров (астенолитов).

В.В. Белоусов различал четыре вида складчатости: глыбовая, нагнетания, общего смятия и глубинная и, соответственно, четыре вида механизма ее образования.

Глыбовая складчатость является результатом проявления вертикальных движений и связана с поднятием и опусканием разномасштабных блоков фундамента. Деформация осадочных толщ, наиболее активно происходящая над разломным ограничением блоков, приводит к образованию серии антиклинальных структур. Антиклинали не сопряжены с синклиналями, а разделены промежуточными участками ненарушенного залегания слоев. При этом каждая антиклиналь характеризуется индивидуальностью своего развития. Форма складок может быть различной: купола, антиклинали, сундучные поднятия, валы. Складки иногда бывают нарушены тектоническими нарушениями (сбросами, реже взбросами, флексурно-разрывными зонами). Такая складчатость называется еще

прерывистой, или идиоморфной, а сами складки — «штамповыми», платформенными, отраженными. Глыбовая складчатость проявляется в тектонически спокойных регионах земной коры, когда амплитуда тектонических движений сравнительно невелика. Это обычно платформы или наиболее периферические и спокойные районы геосинклиналей (миогеосинклинали).

Складчатость нагнетания возникает при наличии в толще осадочных пород комплексов повышенной пластичности (глин, каменной соли, гипсов, мергелей). При определенных условиях пластичные массы способны выжиматься из одних мест и нагнетаться в другие. Подчиняясь движению пластичных образований, деформируются вышележащие менее пластичные слои, опускаясь над местом выжимания и поднимаясь над областями нагнетания. Возникают специфические складки нагнетания, от куполов и антиклиналей, до складок с ядром протыкания (диапиров). В областях развития складчатости нагнетания обычно выделяют три комплекса: нижний, средний и верхний.

Нижний комплекс (в солянокупольных областях — подсолевой) является фундаментом для складок нагнетания, его внутренняя структура дисгармонична относительно вышележащих слоев.

Средний комплекс (в солянокупольных областях — солевой) является активным. В нем происходит выжимание, перетекание и нагнетание. В последней зоне формируется ядро нагнетания, которое может иметь форму от пологой линзы до узкой колонны высотой 6–8 км с ветвящимися штоками.

Верхний комплекс (в солянокупольных областях — надсолевой) деформируется пассивно, подчиняясь форме ядер нагнетания, которые порой превращаются в ядра протыкания (диапиры). Возникают диапировые складки или складки с ядром протыкания. Складчатость нагнетания присуща областям, где колебательные движения имеют

значительный размах, что приводит к накоплению мощных осадочных толщ. Такие условия обычно создаются в глубоких синеклизах платформ, передовых и межгорных прогибах.

Складчатость общего смятия (полная, или голоморфная) является результатом изгибания слоев под влиянием продольного сжатия. В отличие от складчатостей глыбовой и нагнетания, где развитие складки происходит индивидуально, складчатость общего смятия характеризуется подчиненностью крупных совокупностей складок единой общей для них деформации. В этом случае антиклинали всегда сопряжены с синклиналями. Более того, антиклинали группируются в вытянутые линейные эшелоны, сопряженные с параллельно вытянутыми эшелонами синклинальных складок. Как правило, они осложнены взбросами и надвигами. Такая складчатость характерна только для геосинклиналей.

Глубинная складчатость возникает в глубоких слоях земной коры в результате мантийных диапиров (восходящих конвекционных потоков), которые деформируют слой земной коры, вызывая их метаморфизм.

Складчатости нагнетания, общего смятия и глубинная, по мнению В.В. Белоусова, связаны с нарушением гравитационного равновесия в земной коре. Однако приводимые механизмы образования геосинклинальной складчатости не могут удовлетворительно объяснить строение современных горноскладчатых систем, возникновение крупных надвиговых структур типа офиолитовых покровов. Кроме того, ни один из указанных механизмов не поддается количественным расчетам. В известной мере восполнение указанных недостатков производится сторонниками гипотезы глобальной тектоники плит. Возникновение горноскладчатых сооружений с позиции этой концепции происходит в случае блокирования зон субдукции какими-то крупными массами (континент, микроконтинент, островная дуга и т.д.), когда дальнейшее поглощение по-

додвигающейся литосферной плиты становится невозможным. Поскольку движение плит продолжается, а поглощения не происходит, то неизбежно должно произойти их непосредственное столкновение, прямым результатом которого будет образование горноскладчатого сооружения. Создание горноскладчатых поясов сопровождается, по мнению сторонников этого механизма, утолщением коры и образованием сиалических корней гор. Погружаясь на значительные глубины, «корни» будут испытывать разогрев и плавление, что приводит к появлению гранитных батолитов и высокотемпературного регионального метаморфизма. Подобные условия, необходимые для формирования эпигеосинклинальных горноскладчатых систем, могут возникнуть при пододвигании океанических литосферных плит под островные дуги или под активные окраины континентов; при столкновении континентов с островными дугами; при столкновении континентов друг с другом (см. гл. 8.2.). Предложенный механизм образования горноскладчатых систем объясняет не только возникновение геосинклинальной складчатости, но и возникновение офиолитовых покровов, когда гигантские пластины ультраосновных пород оказываются надвинутыми и перекрытыми слабо измененными осадочными слоями (рис. 35). Офиолиты представляют собой характерный геологический комплекс, состоящий из ультраосновных пород типа дунитов, перидотитов и пироксенитов, которые вверх по разрезу сменяются на габбро и толеитовые базальты, перекрываемые еще выше по разрезу глубоководными кремнистыми отложениями, аргиллитами и другими пелагическими осадками. Обычно офиолиты залегают в основании эвгеосинклинальных зон. Кроме того, было отмечено сходство офиолитовых комплексов с породами срединно-океанических хребтов. Все это привело к возникновению представлений о том, что офиолиты — это специфическая формация, накапливающаяся на начальной стадии заложения и развития геосинклина-

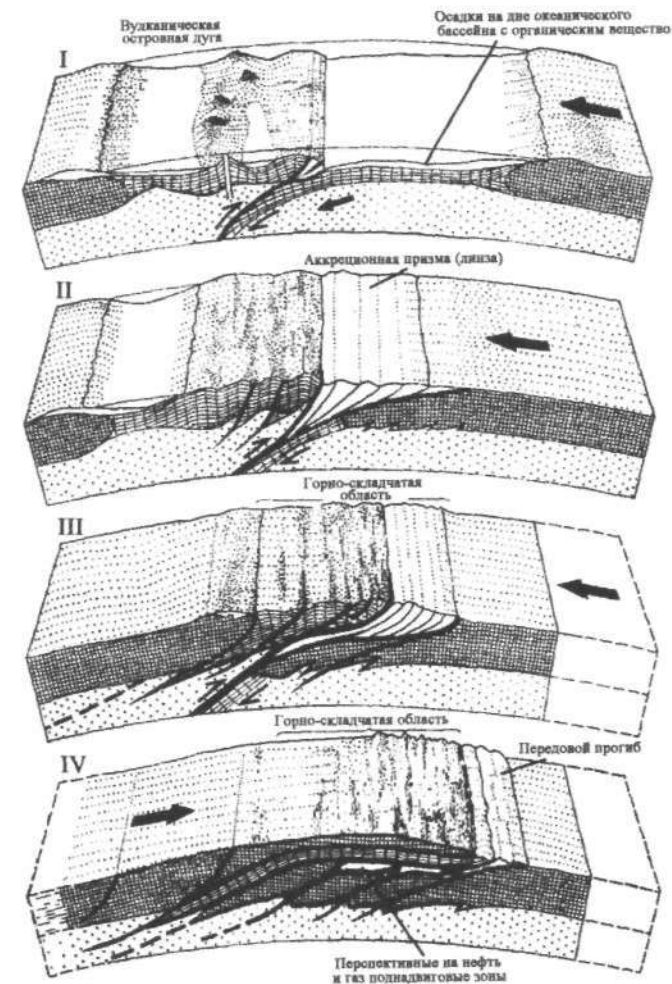


Рис. 35. Обобщённая схема образования горноскладчатых областей при столкновении литосферных плит.

Стрелки — направление движения плит; I — зона субдукции, океаническая кора погружается под островную дугу; II — континентальная масса заклинивает зону субдукции, между ней и островной дугой зажата аккреционная призма; III — островная дуга надвигается на континентальную плиту; IV — окончательно оформившаяся горноскладчатая область.

лей, а сами срединно-океанические хребты стали рассматриваться как эвгеосинклинальные зоны развивающихся геосинклинальных систем. Во второй половине 60-х годов, благодаря работам А.В. Пейве, Г. Хесса, Дж. Дьюи, Р. Колемана и др., было доказано, что офиолиты — это фрагменты древней океанической коры, внедрившиеся в континентальную кору, а не геосинклинальная формация. Офиолитовые пластины образуют гигантские надвиги (покровы) с холодными контактами и следами явных сдвиговых деформаций. Наиболее удовлетворительное объяснение механизма образования офиолитовых покровов дает концепция глобальной тектоники плит, поскольку только мощные горизонтальные усилия сжатия могут привести к надвиганию океанической коры на континент (процесс обдукции).

Механизм образования эпигеосинклинальных горноскладчатых поясов, предложенный сторонниками глобальной тектоники плит, несмотря на ряд положительных моментов, все же разработан недостаточно глубоко, во многом носит описательный характер, не подкреплен количественной оценкой геологических процессов.

Несколько иные взгляды на механизм образования складчатых поясов были высказаны в начале 80-х годов XX века (Е.В. Артюшков, М.А. Беэр, С.В. Соболев, А.Л. Яншин). Авторы исходят из представления о том, что горизонтальное сжатие в литосфере возникает под влиянием процесса растекания аномальной мантии по подошве литосферы в тектонически активных областях, в стороны от поднятий к депрессиям. Кроме того, сама литосфера обладает свойством горизонтального растекания, причем, чем выше рельеф местности, тем больше усилие растекания. Так, по расчетам Е.В. Артюшкова, горы высотой 3—4 км вызывают добавочные напряжения растекания более 100 МПа. В результате литосфера Земли находится в состоянии напряжения под действием сил растекания аномальной мантии под литосферой и растекания самой ли-

тосферы. Возникает сила Σ , с которой каждая область литосферы давит на соседние участки. Величина этого давления колеблется от 10 до 100 Па. Чтобы вызвать горизонтальное сжатие литосферы внешними силами ($\Sigma_{вн}$), необходимо условие:

$$\Sigma_{вн} > \Sigma$$

Сжатие коры будет продолжаться до тех пор, пока внешняя сила не сравняется с величиной сопротивления коры сжатию ($\Sigma_{вн} = \Sigma$). По расчетам Е.В. Артюшкова, для сжатия коры, которое привело бы к подъему ее поверхности до уровня моря, необходима сила:

$$\Sigma_{вн} = \Sigma_0 \sim 3 \cdot 10^8 \text{ МПа} \cdot \text{см}$$

Для сжатия коры вплоть до образования горноскладчатого сооружения высотой в несколько километров требуется гораздо большая сила:

$$\Sigma_{вн} \sim 10^9 \text{ МПа} \cdot \text{см}$$

По мнению авторов, горные сооружения не могут образоваться только за счет горизонтальных усилий. В складчатых поясах интенсивное сжатие прекращается тогда, когда высокие отметки рельефа в их пределах еще не были достигнуты (Артюшков, 1993). Так, в Альпах складчатость во внутренней части геосинклинали (Пеннинская зона) завершилась к началу олигоцена с выходом поверхности коры примерно к уровню моря. Формирование горного рельефа произошло лишь через 10—15 млн. лет (поздний олигоцен — миоцен). В это время складчатые деформации прекратились и формировались гравитационные покровы и передовой прогиб. На Урале завершающая фаза складчатости фиксируется в предсреднекаменно-угольную эпоху, а поднятие с образованием горного рельефа, накоплением моласс в межгорных впадинах и становлением гранитных батолитов происходит в позднем карбоне — ранней перми, т.е. спустя 20—30 млн. лет. Все это доказывает, что формирование горноскладчатых поясов происходит как бы в два приема: вначале геосинклинальные

области испытывают интенсивную складчатость и поверхность коры выводится при этом до уровня моря, а затем (с промежутком времени в несколько десятков миллионов лет) происходит мощное поднятие области с образованием горного рельефа. Отсутствие складчатости на горообразовательном этапе развития геосинклинали приводит к тому, что в это время перестают проявляться или резко ослабевают крупные надвиги и поддвиги, которые приводят к утолщению земной коры. В связи с этим авторы делают вывод о том, что орогенез представляет собой самостоятельное явление, не связанное непосредственно со складчатостью. Формирование эпигеосинклинальных складчатых поясов происходит под действием внешних сил, равных приблизительно $3 \cdot 10^8$ МПа · см, более сильных сжатий в литосфере не происходит, в связи с чем складчатые процессы заканчиваются при подъеме поверхности деформирующейся коры геосинклинали до уровня моря. Сжимающая сила ($\Sigma_{ВН}$) складывается из сжимающих усилий, действующих на океаническую литосферу со стороны срединно-океанических хребтов ($\Sigma_{ХР} \sim (1-2) \cdot 10^8$ МПа · см) за счет их растекания и растекания аномальной мантии под ними, и из растягивающих сил, которые возникают за счет погружения в мантию литосферных плит в зонах субдукций ($\Sigma_{П} \sim (0,3-0,7) \cdot 10^8$ МПа · см). Из приведенных значений видно, что сумма сил $\Sigma_{ХР}$ и $\Sigma_{П}$ меньше силы $\Sigma_{ВН}$, необходимой для сжатия коры вплоть до образования крупного поднятия. Отсюда, как заключают авторы этого механизма складчатости, сжатие в складчатых поясах происходило в условиях некоторой концентрации сил. Такая концентрация сил необходима, чтобы преодолеть предел прочности литосферы.

Для возникновения деформации в литосфере необходимы добавочные сжимающие напряжения:

$$\alpha = \Delta\Sigma/d$$

где $\Delta\Sigma = \Sigma_{ВН} = \Sigma_{ВН} - \Sigma$, а d — мощность литосферы.

Из приведенной формулы следует, что напряжение в литосфере будет увеличиваться при уменьшении ее мощности. По данным Е.В. Артюшкова, предел прочности нарушенной континентальной и океанической литосферы (мощностью соответственно 100 и 50 км) оценивается как

$$\Sigma_{ПР} > 10^2 \text{ МПа}$$

Этого оказывается достаточно, чтобы континентальная и океаническая литосфера не деформировалась под действием реально существующих сжимающих напряжений в литосфере. Складчатые деформации в литосфере будут происходить там, где сокращается ее мощность и падает значение вязкости горных пород. Последнее требование будет выполняться при их существенном нагреве. Выполнение этих условий происходит в тектонически активных областях, где аномальная мантия с высокими температурами (700–1200 °С) подходит к подошве литосферы. При этом происходит разогрев всей литосферы, а нижние ее слои за счет эклогитизации отрываются и погружаются в аномальную мантию. В результате понижается вязкость горных пород и уменьшается мощность литосферы до 15–25 км. Если возникают крупные депрессии с утоненной корой, то они являются ослабленными зонами между жесткими литосферными плитами. В таких областях закладываются геосинклинальные пояса, которые при сближении плит способны деформироваться и сминаться в складки с образованием складчатых поясов. Поэтому-то складчатые пояса и возникают на месте геосинклиналей — областей земной коры, отличающихся относительно утоненной корой, высоким разогревом недр и сжимающими усилиями на завершающей стадии своего развития.

Из расчетов Е.В. Артюшкова следует, что для надвигания океанической плиты на океаническую или поддвигания океанической плиты под континентальную требуются усилия

$$\Sigma_{ОФ}^H \sim 0,5 \cdot 10^7 \text{ МПа} \cdot \text{см},$$

тогда как для надвигания океанической плиты на континентальную требуются значительно большие силы

$$\Sigma_{\text{оф}}^H \sim 0,8 \cdot 10^8 \text{ МПа} \cdot \text{см},$$

Следовательно, при формировании складчатых поясов в первую очередь происходит поддвигание океанической литосферы под континентальную, или надвигание ее на океаническую литосферу. Во вторую очередь, и значительно реже будет происходить надвигание океанической плиты на континентальную литосферу (образование офиолитовых покровов). При дальнейшем увеличении сжимающих усилий возможны деформации, приводящие к значительным увеличениям мощности коры. Возникают так называемые ретрошарьяжи, что происходит на поздних этапах складчатости (ретрошарьяжи Карпат). При достижении сжимающих усилий до $9 \cdot 10^8 \text{ МПа} \cdot \text{см}$ становится возможным надвигание континентальной коры. Классическим и весьма редким примером надвигания континентальной коры является надвиг плиты Ивреа в Альпах (район Ивреа-Вербано). Сейсмическими и геологическими данными здесь установлена мантийная пластина, сложенная ультрабазитами, практически выходящая на дневную поверхность. Скорости сейсмических волн в ее пределах 7,2–7,38 км/с. К юго-востоку прослеживаются ее погружение и смыкание с мантией, которая характеризуется скоростью сейсмических волн 8,3 км/с (рис. 36).

Процесс геосинклинального развития и переход геосинклинали в горноскладчатую область, по Е.В. Артюшкову и др., можно представить следующим образом.

На раннегеосинклинальной стадии за счет эклогитизации литосферы (переход базальтов в более тяжелые эклогиты на границе литосферы с аномальной мантией) происходит погружение земной коры, которая как бы тонет в мантии. На этой стадии геосинклинального развития сжимающие усилия не проявляются.

На позднегеосинклинальной стадии весь пояс оказывается в состоянии сжатия. Однако в относительно мощ-

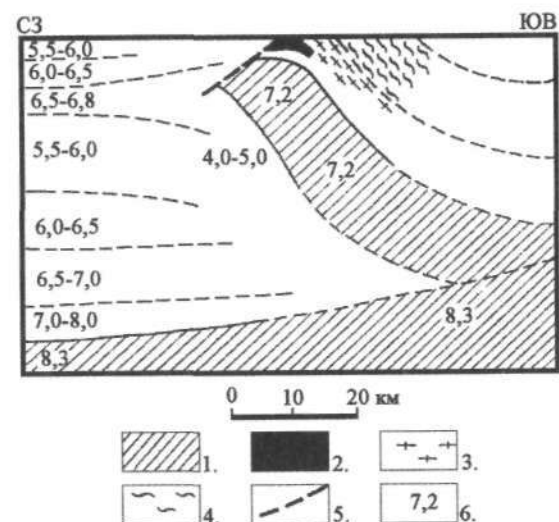


Рис. 36. Геофизический профиль через Центральные Альпы, показывающий надвигание континентальной плиты Ивреа на континентальную плиту (по С.В. Руженцеву).

1 — мантия, 2 — выход мантийных пород на поверхность (ультрабазиты), 3 — метабазиты и строналиты, 4 — биотитовые гнейсы, 5 — разлом, 6 — скорости сейсмических волн, км/с.

ной литосфере, которая находится около уровня моря, усилия сжатия не приводят к складчатым деформациям. Они возникают вначале в центральных эвгеосинклинальных частях геосинклинальной системы, именно здесь литосфера наиболее разогрета и утонена. Поэтому эвгеосинклинали начинают раньше всех испытывать складчатость.

Новый подход аномальной мантии к подошве литосферы может вызвать разогрев и утонение коры в периферических (миогеосинклинальных) областях геосинклинали, где становится возможным проявление складчатых деформаций с некоторым запаздыванием. Развитие складчатости, по мере увеличения эклогитизации коры, может вовлечь в этот процесс и прилегающие к складчатому поясу участки платформ. Происходит расширение складчатого пояса за счет привлечения к нему областей эпиплатформенной активизации.

После завершения складчатых процессов и образования складчатого пояса мантия под ним остается нагретой, а литосфера утоненной еще в течение порядка 100 млн. лет. Такая область представляет собой ловушку, куда могут затекать новые объемы горячей, разуплотненной мантии, что и приводит к горообразованию в результате вертикального подъема складчатого пояса, его раскалыванию на блоки и, в конечном итоге, к формированию горных хребтов. В результате происходит окончательное оформление горноскладчатого пояса.

Механизм формирования складчатости, предложенный Е.В. Артюшковым, М.А. Безром, С.В. Соболевым, А.Л. Яншиным, подтверждается примерами Альп, Урала, Кавказа и других горноскладчатых систем.

Несмотря на дискуссионность вопроса о причинах и механизме образования эпигеосинклинальных орогенов, большинство ученых сходятся в том, что типичные горноскладчатые области возникают на месте геосинклиналей и являются итогом полного цикла развития геосинклинальной области. По мнению ряда ученых, геосинклинальное развитие заканчивается складчатостью, но не обязательно горообразованием. Завершающим аккордом геосинклинального развития является накопление нижней молассы, сложенной относительно тонким материалом морского происхождения. В этот заключительный период развития геосинклинали поднятия уже преобладают над опусканием, но еще незначительно, суша имеет не горный, а холмистый рельеф. В том случае, если геосинклинальный режим развития сменяется на орогенный, что представляет собой весьма распространенную, но не обязательную последовательность, холмистый рельеф трансформируется в горный с накоплением верхней молассы, представленной континентальными грубообломочными образованиями. Изложенное представление хорошо коррелируется с механизмом образования горноскладчатых областей, обоснованным Е.В. Артюшковым и др. В этой

связи следует еще раз подчеркнуть, что орогенез необходимо рассматривать в качестве самостоятельного режима развития литосферы, а орогены — в качестве автономных структур литосферы, равноправных с геосинклиналями и платформами.

В современной геотектонике преобладают плитотектонические воззрения на природу континентальных эпигеосинклинальных орогенов, а именно: их возникновение и развитие, как указывалось, является следствием взаимодействия крупных литосферных плит. В этой связи различают два основных механизма формирования горноскладчатых сооружений и, соответственно, два главных типа складчатых поясов: аккреционный и коллизионный.

Аккреционный тип горноскладчатых поясов (или окраинно-континентальный) развивается по окраинам континентов в результате активной субдукции, в ходе которой к континентальной окраине «сгружаются» разнородные геологические структуры: аккреционные призмы, островные дуги, обломки континентальной коры (микроконтиненты) и т.д. Формирование горноскладчатых поясов продолжается до тех пор, пока протекает процесс субдукции. Поэтому современные пояса подобного типа находятся в активной фазе своего развития. Они характерны в настоящее время для побережья Тихого океана, где субдукция проявляется повсеместно. В связи с этим подобные горноскладчатые пояса называют иногда *субдукционными*.

Коллизионный тип (межконтинентальный) горноскладчатых поясов образуется на месте закрывшихся океанов. Они характеризуются полным поглощением океанической коры и столкновением (коллизией) ограничивавших океан континентов. Такими складчатыми поясами являются Альпийско-Гималайский, Урало-Охотский и др.

Протяженность континентальных горноскладчатых поясов составляет многие тысячи километров при ширине во многие сотни километров.

Период формирования горноскладчатых поясов продолжается 150–200 млн. лет, а завершение их развития фиксируется в геологической летописи Земли эпохами орогенеза (рис. 37).

В современной структуре литосферы существуют разновозрастные горноскладчатые пояса, обладающие отличительными чертами своего строения. Однако можно указать на ряд общих особенностей этих поясов, заключающихся в том, что все они состоят из определенных структурно-фациальных, вернее структурно-формационных зон, расположенных закономерно относительно друг друга. В.Е. Хаин, развивая представления Л. Кобера, предлагает различать следующие типы структурно-формационных зон горноскладчатых сооружений: древние ядра (централиды), внутренние зоны (интерниды, метаморфиды), внешние зоны (экстерниды), древние глыбы, краевые массивы, передовые прогибы, срединные массивы, краевые (тыльные) и межгорные прогибы, наложенные впадины субокеанического типа.

Древние ядра (централиды) представляют собой образование ранней консолидации, возникшие на одной из более ранних стадий развития геосинклинали и подвергшиеся интенсивной складчатости, гранитизации и региональному метаморфизму. Например, герцинские ядра в альпийских сооружениях Пиренеев, Анд; байкальские ядра Урала. Древние ядра имеют форму, вытянутую согласно простиранию складчатой области, они вовлечены в его складчато-надвиговую структуру, что отличает их от срединных массивов. На древних ядрах имеется маломощный осадочный чехол, который сильно дислоцирован, а иногда и метаморфизован. В структуре горноскладчатой области древние ядра представлены антиклинориями, сложенными изоклинально-чешуйчатыми складками, а при высоком метаморфизме — гнейсовыми куполами. В том случае, если ядра испытывали повторный метаморфизм, их выделяют как регенерированные.

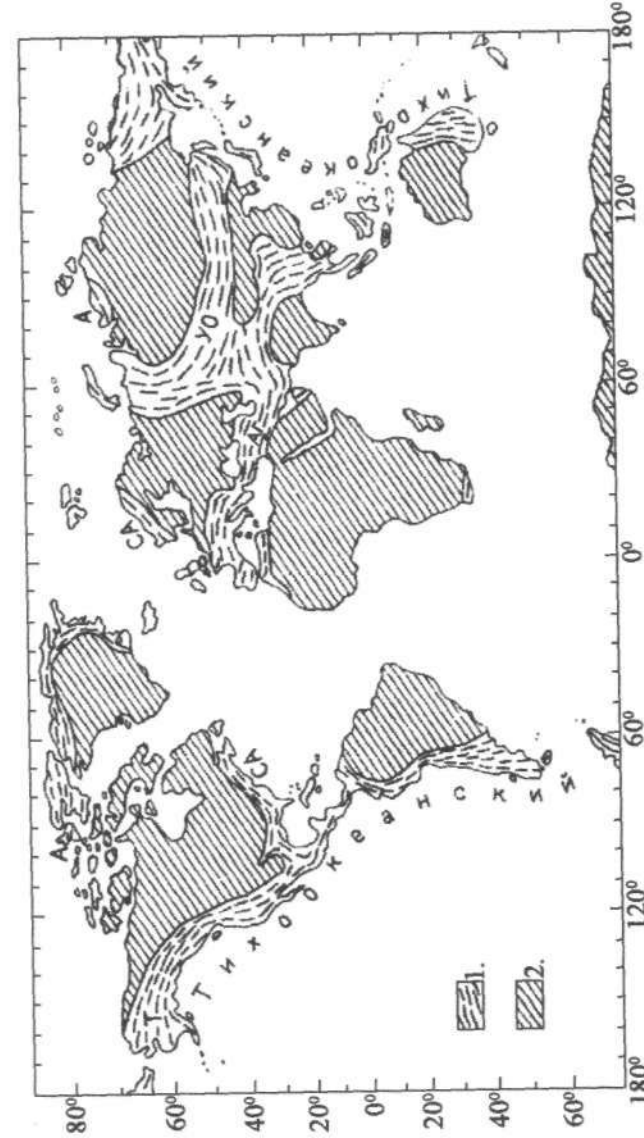


Рис. 37. Главные складчатые пояса фанерозоя (по К. Сайферту, Л. Сиркину, 1979, с изменениями). 1 — складчатые пояса (Т — Тихоокеанский, УО — Урало-Охотский, АГ — Альпийско-Гималайский, СА — Северо-Атлантический, А — Арктический), 2 — древние платформы (кратоны) и их фрагменты.

Внутренние зоны (интерниды, метаморфиды) присутствуют в тех горноскладчатых областях, которые прошли стадию начального геосинклинального погружения и океанизацию коры. Внутренние зоны сложены начальными формациями эвгеосинклинальных прогибов (спилито-кератофировой, аспидной). В отличие от древних ядер интерниды протягиваются непрерывной полосой на всю длину складчатого сооружения. Структура интернид зависит от степени метаморфизма: при слабом метаморфизме — это система сжатых линейных складок, при сильном — гнейсовые купола и лежащие складки с гнейсовыми ядрами. По времени образования интерниды относятся к наиболее ранней складчатости данного цикла развития геосинклинали. В пределах интернид часто встречаются гипербазитовые пояса, реже интрузии гранитов.

Внешние зоны (экстерниды) представляют собой боковые антиклинории складчатой области, либо крылья более крупных осевых антиклинориев. Сложены формациями середины геосинклинального цикла (флишевая и известняковая). Причем во внутренних частях экстернид располагаются флишевые комплексы, а во внешних частях — известняковые.

Древние глыбы встречаются во внутренних частях некоторых складчатых областей. Это докембрийские образования, слабо переработанные позднейшей складчатостью и метаморфизмом. Древние глыбы как бы обтекаются складками более молодых слоев, что свидетельствует о заложении геосинклинали на раздробленном древнем фундаменте. В такой трактовке древних глыб, как это дается В.Е. Хаиным, их можно рассматривать как разновидность срединных массивов.

Передовые прогибы возникают в зоне сочленения платформ и геосинклиналей, в связи с чем внешнее крыло передовых прогибов развито на платформенном основании, а внутреннее — на геосинклинальном. Иногда передовые прогибы целиком располагаются на окраине плат-

формы (Предкарпатский прогиб), наследуя перикратонные прогибы платформ. Передовые прогибы имеют линейно вытянутую форму, большую мощность чехла (10–15 км). Поперечными поднятиями они расчленяются на серию локальных прогибов и впадин. Для рассматриваемых структур горноскладчатых областей характерны молассовая, рифовая, красноцветная, соленосная, нефтегазоносная формации.

Срединные массивы в структуре эпигеосинклинальной горноскладчатой области могут быть приподнятыми, опущенными и вовлеченными в погружение. В первом случае они фиксируются, как правило, выходом на поверхность фундамента или неглубокими депрессиями с мало мощным чехлом (Дзирульский массив в Закавказье). Во втором — фундамент срединного массива погружен и на массиве развиваются *краевые (тыльные)* прогибы (Предкуньлуньский прогиб по периферии Таримского массива, Зырянский прогиб на краю Колымского массива). В третьем случае фундамент срединного массива перекрывается мощным чехлом (до 10–12 км), в значительной степени сложенным молассой. Возникает межгорный прогиб, построенный в виде синклинория с четко выраженной вергентностью складок (Куринский, Цайдамский, Паннонский межгорные прогибы). Мощность коры срединных массивов обычно понижена за счет сокращения «гранитного» слоя. Так, Паннонский срединный массив имеет мощность коры 24 км, на долю «гранитного» слоя приходится 10–12 км. Если срединный массив на орогенном этапе развития геосинклинали испытал поднятие, то мощность его коры увеличивается иногда до 50 км (Родопский массив).

В структуре эпигеосинклинальных орогенов часто встречаются наложенные впадины субокеанического типа, выраженные обычно внутренними или окраинными морями с корой субокеанического типа (Черноморская, Южно-Каспийская, Южно-Охотская впадины и др.). В

зависимости от особенностей строения, набора тектонических элементов можно выделить два основных типа горноскладчатых зон: полного и неполного (редуцированного) строения. Первый тип характеризуется присутствием всех рассмотренных выше тектонических элементов. Таким строением обладают Урал, Аппалачи, Альпы, Большой Кавказ, Анды. Для второго типа характерно выпадение отдельных структурно-формационных зон: интернид (Пиренеи, Карпаты, Эльбрус), древних ядер (Южный Тянь-Шань, восточная половина Большого Кавказа), интернид и древних ядер одновременно (Верхоянский хребет, Донецкий кряж).

По своему внутреннему строению эпигеосинклинальные орогены могут быть покровно-складчатые (Альпы, Карпаты, Скалистые горы); надвигово-складчатые (Кавказ, Урал, Аппалачи); собственно складчатые (Верхоянье, Туркмеро-Хорасанские горы) и складчато-глыбовые (Анды, Пиренеи).

Основными структурами континентальных эпигеосинклинальных орогенов являются антиклинории и синклинории.

Антиклинорий — это сложная складчатая структура антиклинального строения, возникшая из интрагеоантиклинального поднятия в результате складчатых процессов. В рельефе выражен горным хребтом, в ядре которого располагаются более древние породы, чем на крыльях. Группа антиклинорий составляет мегантиклинорий (например, мегантиклинорий Большого Кавказа).

Синклинорий — сложная складчатая структура синклинального строения, возникшая в результате складчатых процессов из интрагеосинклинали. В рельефе может быть выражен понижением или горным хребтом, однако в ядре располагаются обязательно более молодые породы, чем на крыльях. Синклинории могут образовывать межгорные впадины. Совокупность синклинорий называется мегасинклинорием.

Горноскладчатым областям присуща симметрия, которая заключается в повторении структурных зон при движении от центра к периферии. В этом же направлении происходит ослабление складчатости, метаморфизма, уменьшение удельного веса магматических пород в разрезах. Складки горноскладчатых областей обладают вергентностью, т.е. веерообразным наклоном осей, распадающихся от центра к периферии. Горноскладчатые области характеризуются сложностью строения и группированием более мелких структур в более крупные: антиклинали и синклинали объединяются в антиклинории и синклинории, а последние — в мегантиклинории и мегасинклинории. Широко развиты в этих областях надвиги, покровы, шарьяжи.

9.2. Континентальные эпиплатформенные орогены

Конечным членом эволюционного ряда крупных структур литосферы долгое время считали континентальные платформы, а процесс перехода геосинклиналей в эпигеосинклинальные орогены и в континентальные платформы понимался как необратимый. В 20-е годы прошлого столетия было высказано предположение о возможности превращения платформ в орогенные пояса. Как оказалось, ряд высочайших горных хребтов Центральной Азии (Тянь-Шань, Алтай, Куныль) возник в неоген-четвертичное время не на месте геосинклиналей, а на месте континентальных платформ. В.А. Обручевым такие горы были названы возрожденными. В 1940 г. советским геологом Г.Ф. Мирчинком было предложено рассматривать такие структуры земной коры равнозначными с геосинклиналями и платформами. В 60-х годах прошлого столетия, благодаря трудам С.С. Шульца, А.Л. Яншина, В.Е. Хаина, эпиплатформенные орогены получили право на гражданство наряду с эпигеосинклинальными орогенами. А сам процесс образования гор на месте платформ А.Л. Яншин назвал эпиплатформенной активизацией.

По В.Е. Хаину, под *эпиплатформенными орогенами* сле-

дует понимать подвижные пояса в пределах континентов, характеризующиеся абсолютным преобладанием интенсивных поднятий и, соответственно, средне- и высокогорным рельефом, обладающие сводово-глыбовой структурой, большой (тысячи километров) протяженностью и значительной (сотни, иногда более тысячи километров) шириной, возникшие на месте территорий, развивавшихся в течение длительного (сотни млн. лет) времени в условиях платформенного режима. Современные эпиплатформенные орогены возникли в неоген-четвертичное время, в связи с чем тектоническая активизация (по В.В. Белоусову) долгое время считалась принадлежностью именно этого периода геологической истории Земли. Однако в дальнейшем было доказано, что тектоническая активизация проявлялась на платформах и в прошедшие геологические эпохи, в том числе и в докембрии (Ч.Б. Борукаев, А.К. Башарин, Н.А. Берзин). М.А. Семихатовым в 1974 г. был введен термин «*диасхизис*» (греч. — взламывать), под которым понимаются процессы метаморфизма, гранитизации и тектонических движений, приводящие к интенсивному динамотермальному преобразованию, континентальной коры (т.е. платформ). К.В. Боголепов предложил различать две формы орогенеза: *протоорогенез* — горообразование, как завершение геосинклинального развития участка литосферы, и *дейтероорогенез* — *горообразование* на месте платформы.

Наиболее хорошо изучены развитие и строение современных, эпиплатформенных орогенов, формирование которых происходило в олигоцен-антропогене, что совпадает по времени с орогенным периодом развития альпийских геосинклиналей. Однако отмечается некоторое запаздывание в проявлении эпиплатформенной активизации по отношению к альпийским геосинклиналям. Причем, чем более удалены эпиплатформенные орогены от геосинклиналей, тем позднее происходит их формирование. Так, Памир был втянут в горообразование в конце

эоцена, Тянь-Шань — в олигоцене, а Алтай — в плиоцене. Некоторые эпиплатформенные орогены на протяжении своей истории развития неоднократно испытывали активизацию. Так, Южный Тянь-Шань в интервале между герцинским эпигеосинклинальным и альпийским эпиплатформенным орогенезами испытал тектоническую активизацию в начале юры и в конце юры — начале мела. Такие области неоднократной активизации В.Е. Хаин предлагает называть *рекуррентно-орогеническими* (т.е. возвратно-орогеническими).

Общими чертами эпиплатформенных орогенов являются: преобладание поднятий, специфические структуры, неравномерный магматизм.

Преобладание поднятий выражается в том, что в пределах эпиплатформенных орогенов впадины занимают явно подчиненное положение. Весь ороген представляет собой как бы один единый свод, разбитый разломами на блоки. В 1948 г. Е.В. Петрушевский ввел понятие *аркогенеза* (сводообразование) как принципиально нового процесса, приводящего к появлению огромных сводовых поднятий на теле платформ. В соответствии с этой особенностью большинства эпиплатформенных орогенов в их пределах формируются специфические структуры, напоминающие мегаскладки (складки основания, по Аргану) — это крупные поднятия или прогибы, разбитые на блоки-ступени субвертикальными разломами. Поднятия рассматриваются как горст-мегантиклинали, а прогибы — как грабен-мегасинклинали. Иногда горст-мегантиклинали разделяются межгорными впадинами, заполненными мощной молассовой формацией континентального происхождения (Ферганская впадина). Часто в пределах эпиплатформенных орогенов встречаются необычные надвиги, когда фундамент надвинут на осадочный чехол (Ангарский надвиг докембрия на юру). Такие надвиги называют *аркогенными*, т. е. связанными со сводообразованием. Как правило, эпиплатформенные орогены характеризуются увеличен-

ной мощностью земной коры (мощность коры Тянь-Шаня 55–65 км). Наблюдается прямое соответствие между рельефом поверхности, структурным рельефом и рельефом подошвы коры. Вырисовывается, таким образом, действительно общекаоровая система мегаскладок.

Неравномерность проявления магматизма выражается в том, что в некоторых эпиплатформенных орогенах магматизм практически отсутствует (Тянь-Шань), а в других он развит довольно ощутимо нередко в форме вулканоплутонических ассоциаций кислых магм (Монголо-Охотский пояс, восточная часть Скалистых гор) или же в виде базальтоидной формации.

По В.Е. Хаину, к эпиплатформенным орогенам, наряду с областями высокогорного рельефа, следует относить также и крупные системы рифтов, не имеющих ярко выраженного облика горных систем. Это специфические структуры растяжения, имеющие форму грабенов (Аравийско-Африканская система рифтов, Байкальский рифт, Рейнский рифт и т.д.). В 1966 г. В.В. Белоусов, анализируя особенности строения и развития эпиплатформенных орогенов, предложил различать среди них два типа: тяньшаньский и восточно-африканский, выделяя тем самым систему рифтов в особый тип. Позднее, В.В. Белоусов приходит к выводу о том, что рифтовый режим развития литосферы, хотя и имеет сходство с орогенным, требует выделения его в самостоятельную категорию. С этим выводом следует согласиться. Образование и развитие рифтовых структур — это, вероятно, совершенно иной процесс, принципиально отличный от процесса эпиплатформенной активизации.

9.3. Океанические орогены

Горные хребты Мирового океана являют собой единую цепь массивных линейных поднятий океанического дна протяженностью свыше 60 тыс. км. Это наиболее значительные горные сооружения не только океанического дна, но и планеты в целом (см. гл. 6.1.). Эта сложно построен-

ная горная система дна Мирового океана состоит из нескольких морфологических зон. Общим является необычный рельеф хребтов, который существенно отличается от рельефа известных горных систем континентов. Если на суше горы, как правило, имеют складчатое или блоковое строение, то на дне океанов складок в структуре хребтов не обнаружено. Океанические орогены состоят из параллельно вытянутых шпалеобразных горных гряд, разделенных узкими рифтовыми ущельями. В поперечном сечении срединно-океанические хребты имеют вид огромного свода, расчлененного серией субпараллельных вертикальных трещин. Срединно-океаническим хребтам соответствуют поднятия океанической коры, существенное утонение ее слоев, приближение разуплотненной мантии (астеносферный выступ, или астеносферный апвеллинг). Последнее обстоятельство обуславливает повышенный тепловой поток и активный вулканизм хребтов.

Драгирование склонов гребней и ущелий срединно-океанических хребтов показало, что они состоят из чередующихся блоков, сложенных толеитовыми базальтами, габбро, серпентинизированными ультраосновными породами (гарцбургитами, дунитами, лерцолитами). Встречены также зеленокаменные измененные основные эффузивы (диабазы, базальтовые порфириты) и метаморфические породы (мраморы, слюдисто-гранитовые сланцы, амфиболиты, мигматизированные граниты и гнейсы) (хр. Рейкьянес Северной Атлантики). Залегание драгированных пород, как представляется, происходит субгоризонтальными слоями с отсутствием явно выраженных следов пликативных дислокаций (см. рис. 22). В нижних частях гребней и ущелий находятся ультраосновные породы, которые выше по разрезу сменяются толеитовыми базальтами. Происхождение метаморфических пород, драгированных со Срединно-Атлантического хребта, вызывает споры. Одно из возможных объяснений — транспортирующая деятельность арктических ледников (ледниковый разнос).

Несмотря на определенные успехи в деле изучения срединно-океанических хребтов, их геологическая природа окончательно не изучена. Стремясь подчеркнуть важность океанических орогенов как геологических структур, их соразмерность с такими структурами литосферы, как геосинклинали, Г.Б. Удинцев еще в 1968 г. предложил для них термин «георифтогеналь», который широкого распространения пока не получил.

Обобщая сказанное, можно заключить, что океанические орогены — это нескладчатые структуры океанического дна, выраженные специфическим горным рельефом, состоящим из субпараллельных шпалеобразных горных гребней и узких ущелий. Отличаются океанические орогены аномально высоким тепловым потоком, активным магматизмом, сейсмичностью, специфическим полосовидным магнитным полем. Все это является основанием для отнесения их в орогенный класс структур литосферы, хотя между ними и континентальными орогенами имеются принципиальные отличия.

Контрольные вопросы:

1. Что такое ороген? Дайте определение.
2. Классификация орогенов.
3. Какие типы складчатости Вы знаете (по В.В. Белоусову)?
4. Дайте характеристику континентальным эпигеосинклинальным орогенам.
5. Как объясняет образование горноскладчатых областей концепция тектоники литосферных плит?
6. Что такое офиолиты? Нарисуйте схемы их образования в Вашем понимании.
7. Сущность взглядов Е.В. Артюшкова и других ученых на механизм образования горноскладчатых систем.
8. Какая из возможных моделей образования эпигеосинклинальных орогенов представляется Вам наиболее вероятной?

9. Типы горноскладчатых поясов. Дайте их характеристику и покажите на карте.
10. К какому типу относят Альпийско-Гималайский и Тихоокеанский пояса?
11. Какие структурно-формационные зоны в пределах горноскладчатых поясов можно выделить (по Л. Коберу и В.Е. Хаину)?
12. В чем отличие антиклинориев и синклинориев? Дайте схему.
13. Охарактеризуйте континентальные эпиплатформенные орогены. Приведите примеры.
14. Расскажите об океанических орогенах. В чем их отличие от континентальных?

ГЛАВА 10

ПЛАТФОРМЫ

Одной из важнейших крупных структур литосферы наряду с геосинклиналями и орогенами являются платформы, отличительная черта которых — относительная тектоническая стабильность. Это выражается в проявлении сравнительно незначительных по интенсивности тектонических движений, в локальном и эпизодическом проявлении магматизма в основном эффузивного типа, в асейсмичности платформенных областей. Все эти общие признаки платформ позволяют выделять их в категорию стабильных структур литосферы. Они как бы противопоставляются тектонически активным геосинклиналям, являются их антиподами.

Изучение платформ велось на геологическом материале континентов. Вначале даже считалось, что в физико-географическом смысле геосинклинали — это океанические пространства, а платформы — это материки. В дальнейшем под платформами стали понимать только обширные области прогибания (плиты), а районы выхода на поверхность фундамента платформ (щиты) относили к складчатым областям (Э. Зюсс). Только в 1928 г. А.Д. Архангельский предложил плиты и щиты рассматривать совокупно в качестве платформ, противопоставляя им высокогорные страны, как области незавершенной складчатости. В наше время устойчивые в тектоническом отношении области установлены не только на континентах, но и в океанах. В связи с этим платформы подразделяют

на континентальные и океанические, хотя между ними существуют принципиальные различия. Однако четкие представления об особенностях геологического строения и развития существуют только по континентальным платформам. Геология океанических платформ практически не изучена, о них имеются лишь общие и весьма приблизительные представления. Поэтому, употребляя термин «платформа», обычно имеют в виду континентальную платформу.

10.1. Континентальные платформы

Континентальные платформы являются основной составляющей частью континентов, занимая его центральные площади, тогда как по перифериям материков располагаются обычно орогены и геосинклинали. По В.Е. Хаину, *континентальная платформа* (кратон, эпейкратон) — это относительно устойчивые, консолидированные складчатостью, метаморфизмом и интрузиями крупные глыбы литосферы. Площадь платформ измеряется миллионами квадратных километров, а форма имеет изометрические, полигональные очертания. В современном рельефе платформы чаще всего выражены материковыми равнинами, невысокими плоскогорьями, внутриконтинентальными шельфовыми морями.

Для континентальных платформ характерна сравнительно небольшая амплитуда и слабая контрастность вертикальных движений, что выражается в небольшой мощности накопленных осадков (в среднем 2–3 км, хотя известны впадины с 20-километровой толщей осадочных пород); в преимущественном развитии неритовых (шельфовых) фаций; в постепенной изменчивости мощности и фаций вкрест простирающихся структур, а отсюда и незначительный градиент мощности отложений. Горизонтальные движения проявляются также в ослабленном виде, в связи с чем пласты осадочных пород имеют пологое залегание, слабо изогнуты в пологие платформенные склад-

ки, углы падения крыльев которых не превышают первые градусы. В зонах активных разломов встречаются более дислоцированные участки осадочного чехла платформ, углы падения крыльев складок могут достигать 30–45°.

Гравитационные аномалии континентальных платформ незначительны по амплитуде и градиенту, указывая тем самым на близкое к изостатическому равновесию состояние земной коры. Магнитные аномалии отражают состав фундамента. Они имеют изометрические формы над наиболее древними, метаморфизованными участками платформ и линейные очертания над более молодыми зонами. Сейсмичность континентальных платформ резко понижена по сравнению с геосинклиналями, по мере приближения к которым наблюдается ее увеличение. Она может также возрасти в зонах «живущих» разломов, особенно в местах их пересечений. Геотермический градиент и тепловой поток на платформах, как правило, в 2–4 раза меньше, чем в геосинклиналях, но вдоль крупных расколов земной коры значения их могут увеличиваться.

Платформенный магматизм заметно слабее геосинклинального. Он представлен преимущественно производными базальтовой (щелочно-базальтовой) магмы, реже встречаются проявления наземного вулканизма кислого состава. В большей степени магматизм присущ древним платформам, чем молодым. Периоды магматического оживления на платформах обычно совпадают с эпохами складчатости в смежных геосинклиналях. Классическим проявлением магматизма на древних платформах является образование трапповой формации, что выражается излиянием толеит-базальтовых магм, сопровождаемое накоплением пирокластов и крупных пластовых тел, даек долеритов и габбродиабазов.

Метаморфизм на платформах, в особенности региональный, практически отсутствует.

Земная кора континентальных платформ является классическим примером материковой коры, состоящей из «ба-

зальтового», «гранитного» и осадочного слоев. Мощность коры платформ составляет в среднем 40 км, изменяясь от 35 до 55 км.

10.1.1. Внутреннее строение континентальных платформ

Платформы принято подразделять по времени завершения геосинклинального развития и установления платформенного режима. Первые платформы, как известно, возникли уже к началу среднего протерозоя — это древние эпикарельские платформы. Последующие платформы называют молодыми: эпибайкальские, эпикаледонские и эпигерцинские. Эпимезозойские параплатформы полностью еще не обрели платформенный режим своего развития.

В настоящее время проявляется тенденция выделять протоплатформы в качестве самостоятельного вида континентальных платформ, возникших в конце архейской эры и представляющих собой эпипрархейские ядра консолидации. Впервые выделение протоплатформ и их характеристика даны Е.В.Павловским в 1962 г. Они являются наиболее древними участками земной коры в структуре древних платформ, имеют многоугольную либо овально-линзовидную форму и «обтекаются» протерозойскими геосинклинальными структурами.

Традиционно употребляется термин «докембрийская платформа», под которым понимается древняя платформа совместно с прилегающей эпибайкальской областью. Между древними и молодыми платформами существуют важные отличия, вместе с тем имеются и общие черты их внутреннего строения и развития.

Все платформы возникли на месте более древних геосинклиналей. Комплекс пород, сформировавшийся на геосинклинальной предыстории, образует фундамент (основание, цоколь) платформ. Геосинклинальные образования сильно дислоцированы, разбиты разломами, подверглись региональному, дислокационному и местному метаморфизму, в его строении значительное участие прини-

мают интрузивные и эффузивные породы. Все это придает фундаменту платформ известную жесткость, прочность. Причем, чем древнее платформа, тем более консолидирован ее фундамент. У древних платформ он сложен в значительной степени кислыми и основными интрузиями, высокометаморфизованными породами (гнейсами, кварцитами, кристаллическими сланцами), в связи с чем фундамент древних платформ называют кристаллическим. Молодые платформы имеют складчатый фундамент, где преобладают метаморфические породы меньшей степени метаморфизма.

Фундамент рассматривают как нижний структурно-формационный этаж платформы, в пределах которого иногда (П.К. Куликов) выделяют еще несколько этажей, чаще всего два: верхний (позднегеосинклинальный) и нижний (структурный комплекс основания).

Фундамент платформ перекрывается верхним структурно-формационным этажом — осадочным чехлом. Породы осадочного (платформенного) чехла образовались на платформенном этапе развития данного участка земной коры. Они слабо дислоцированы, сравнительно мало нарушены тектоническими разрывами, залегают субгоризонтально, изредка изогнуты в пологие платформенные складки. Платформенный чехол сложен осадочными породами, в его низах могут присутствовать метаморфические породы начальной стадии метаморфизма (аргиллиты, глинистые сланцы). Иногда за счет гидротермальных изменений в составе чехла появляются кварциты (кембро-ордовик Алжирской Сахары). Редкие магматические образования в осадочном чехле (преимущественно у древних платформ) представлены эффузивными породами, значительно реже — малыми пластовыми интрузиями.

Осадочный чехол платформ в зависимости от особенностей тектонического режима развития подразделяют иногда на три этажа: *параплатформенный*, *тафрогенный* и *ортотформенный*. Первый объединяет осадочно-вул-

каногенные толщи впадин, возникших на срединных и окраинных массивах; второй включает отложения, заполняющие авлакогены и тафрогены, возникшие на ранних стадиях развития платформ; третий — субгоризонтальные толщи осадков, перекрывающие огромные платформенные площади. При необходимости производят дальнейшее разделение платформенных этажей на структурно-формационные ярусы, основываясь на формационных или литологических особенностях.

Между фундаментом и осадочным чехлом платформ существует резко выраженное региональное стратиграфическое и угловое несогласие, а момент завершения формирования пород фундамента от начала накопления осадков чехла отделен значительным интервалом времени (десятки — сотни миллионов лет). Причем на древних платформах этот период длился дольше, чем на молодых, поэтому и региональное несогласие между фундаментом и чехлом древних платформ выражено намного ярственнее. При определении возраста платформ учитывают возраст фундамента и осадочного чехла, которые будут различны у древних и молодых платформ.

В строении платформ принимают участие разнообразные структурные элементы, отличающиеся формами, размерами и режимом тектонических движений, наиболее важные и крупные из них следующие (рис. 38).

Щиты — обширные изометрические области платформ, где на дневную поверхность выходят породы кристаллического фундамента, осадочный чехол отсутствует. На платформенном этапе развития щиты испытывали преобладание восходящих вертикальных движений.

Хребты — вытянутые аналоги щитов. На поверхность выходят породы складчатого фундамента. Некоторые исследователи предлагают назвать такие структуры «рахигенами» (греч. — гребнем рожденные). Хребты сравнительно небольших размеров выделяют как кряжи.

Массивы (выступы) — крупные изометрические плат-

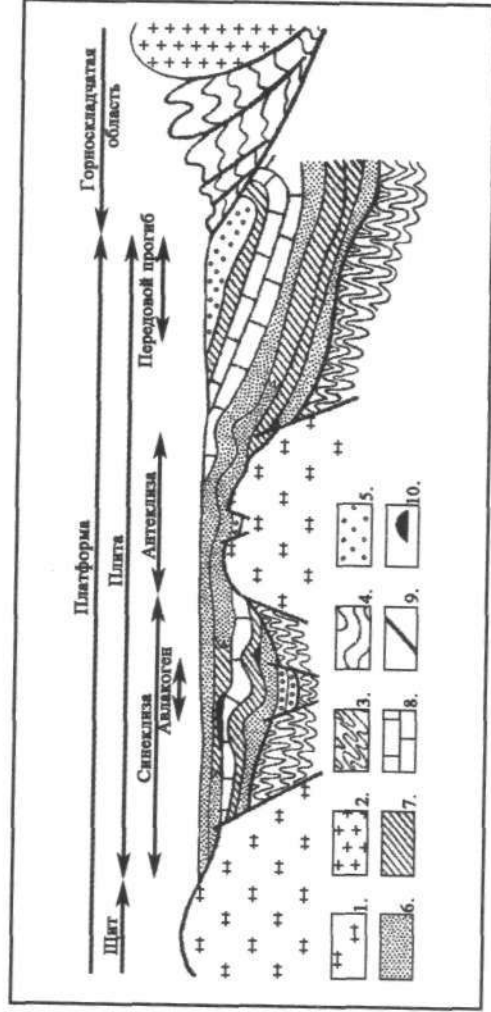


Рис. 38. Принципиальный геологический разрез через платформу и прилегающую горноскладчатую область.
 1 — магматические комплексы фундамента платформы, 2 — магматические комплексы горноскладчатой области, 3 — метаморфические комплексы фундамента платформы, 4 — метаморфические комплексы горноскладчатой области, 5 — грубообломочные породы, 6 — пески, 7 — глины, 8 — аргиллиты, 9 — карбонатные породы, 10 — залежи нефти и газа.

форменные структуры, перекрытые маломощным осадочным чехлом. В ряде мест на поверхность выходит кристаллический или складчатый фундамент. В процессе развития массивы испытывали чередование восходящих вертикальных движений и замедленного прогибания.

Антеклизы (по А.Н. Мазаровичу) — массивы, вытянутые в погружение и, в связи с этим, полностью перекрытые платформенным чехлом. Иногда не делается различия между антеклизмами и массивами.

Гряды — линейные структуры значительных размеров горстового типа, перекрытые маломощным чехлом.

Своды крупные округлые структуры платформ, характеризующиеся сокращенной мощностью чехла (до 1–2 км). В процессе развития испытывали замедленное, но устойчивое прогибание.

Валы — значительные по размерам, вытянутые платформенные структуры, объединяющие несколько структур более мелких порядков. В пределах валов осадочный чехол достигает мощности 3 км. В зависимости от размеров и особенностей строения различают крупные валы, или мегавалы, сложные валы, *дизъюнктивные* валы, осложненные разломом, просто валы, вытянутые поднятия, охватывающие несколько антиклиналей.

Зоны поднятий — линейные горстовидные поднятия платформ значительной протяженности, объединяющие несколько блоковых поднятий. Мощность осадочного чехла достигает 1–2 км.

Плиты — обширные изометрических очертаний области платформ (до 2000–3000 км в поперечнике), характеризующиеся сплошным развитием осадочного чехла, что свидетельствует о длительном и устойчивом их погружении. Различают плиты окраинные (неогражденные, по В.Н. Соболевской) и плиты внутренние (огражденные, по В.Н. Соболевской, геосинеклизы, по Ю.А. Косыгину).

Перикратонные опускания (по Е.В. Павловскому) — широкие полосовые зоны (длиной до 1000 км) резкого

погружения фундамента платформы и развития осадочного чехла, значительно превышающего по мощности чехол плит. Перикратонные опускания располагаются обычно по краям платформ.

Синеклизы (по А.П. Павлову) — изометрические области максимального погружения плит. Характеризуются наиболее мощным платформенным чехлом (до 5–6 км), что указывает на длительное проявление устойчивых нисходящих вертикальных движений в их пределах. Синеклизы наблюдаются как на плитах (в большинстве случаев), так и на щитах (синеклиза Гудзонова залива в центральной части Канадского щита). Среди синеклиз особое место занимают краевые синеклизы (батисинеклизы, по А.Л. Ставцеву, или экзосинеклизы, по В.С. Журавлеву), располагающиеся на периферии плиты.

Авлакогены (по Н.С. Шатскому) — специфические структуры древних платформ, имеющие грабенообразное строение. Авлакоген закладывается на ранней стадии развития платформы в условиях прогибания (проседания) узких зон земной коры, обычно выполнен континентальными терригенными отложениями нижних горизонтов осадочного чехла, часто с прослоями эффузивов базальтового состава. Н.С. Шатский делил авлакогены на два типа — инверсионные и неинверсионные. На молодых платформах в качестве аналогов авлакогенов выделяют тафрогены.

Впадины — изометрические крупные платформенные структуры, осложняющие антеклизы и синеклизы, могут существовать и самостоятельно. В своем развитии испытывали устойчивые нисходящие движения. Вытянутые аналоги впадин называют прогибами. В качестве структур сочленения выделяют седловины, перемычки и пережимы. Они отличаются друг от друга размерами. Общим для них является граничное положение между положительными или отрицательными платформенными структурами.

Среди платформенных структур различают также однокрылые структуры: моноклинали, флексурно-разрывные зоны, структурные уступы и тектонические ступени.

Моноклинали — крупные структуры, в которых слои наклонены в одну сторону.

Флексурно-разрывная зона — крупный флексурный (односторонний) изгиб пласта, осложненный в ряде мест тектоническими нарушениями. Обычно флексурно-разрывной зоне в чехле соответствует крупный разлом в фундаменте платформы, образующий тектоническую ступень. Синонимом флексурно-разрывной зоны служит *структурная терраса* или *структурный порог*. Сравнительно мелкие структурные террасы называют *структурными уступами*.

Существуют термины свободного пользования, применяемые к разномасштабным структурным элементам: структура, складка, дислокация, нарушение, поднятие, опускание, горст, грабен, флексура, вершина и т.д.

10.1.2. Развитие континентальных платформ

Геологическое развитие древних и молодых континентальных платформ имеет ряд общих особенностей и некоторые принципиальные отличия. Становление древних платформ начинается в первой половине раннего протерозоя (2 млрд. лет назад) и отвечает проявлению карельской тектономагматической эпохи. Вторая половина раннего протерозоя древних платформ характеризуется существованием остаточных внутripлатформенных геосинклинальных прогибов (трогов) на фоне общего поднятия платформ. Сравнительно активно проявляется магматизм в виде кислых наземных вулканических извержений и гранитных интрузий (красные граниты — рапакиви Балтийского и Украинского щитов). Этот вулкано-плутонический магматизм получил название *позднесубсеквентного*. Конец раннего протерозоя знаменуется проявлением позднекарельской складчатости, которая полностью ликвидировала остатки геосинклинального режима на древ-

них платформах. Фундамент приобрел еще большую жесткость, монолитность, прочность, стал более однородным и кристаллическим. Иногда период времени, в который происходило ужесточение фундамента древних платформ и ликвидация в их пределах остаточных геосинклинальных трогов, выделяют в специальную стадию развития, получившую (по А.А. Богданову) название *кратонизации*.

С позднего протерозоя древние платформы вступают в новую стадию своего развития, авлакогенную (раннеавлакогенную, доплитную). На фоне продолжающегося общего поднятия платформ происходит образование систем грабенообразных прогибов (авлакогенов) в условиях растяжения земной коры. В позднем рифее системы авлакогенов были наиболее представительны и характерны (рис. 39).

Заложение авлакогенов в ряде случаев наследует структуру карельских складчатых зон фундамента или остаточных внутриплатформенных геосинклинальных трогов, но далеко не всегда, чаще заложение авлакогенов и других

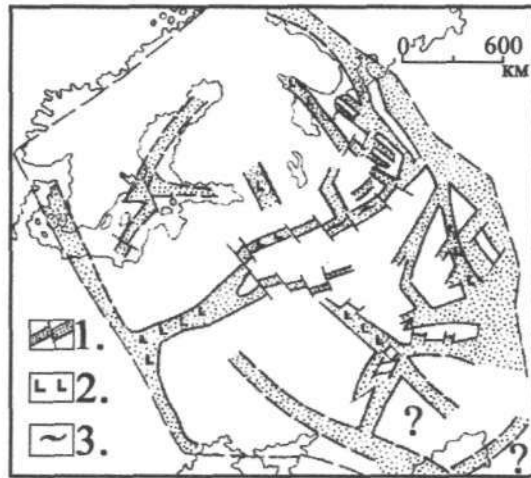


Рис. 39. Рифейские авлакогены Восточно-Европейской платформы (по Е.Е. Милановскому, 1979, упрощено).

1 — авлакогены и разломы, 2 — проявления магматизма, 3 — инверсионные поднятия.

платформенных структур происходит вкрест простирания геосинклинальных.

Выполнение авлакогенов представлено ритмично построенными толщами. Как правило, начинаются они с континентальных грубообломочных отложений (красноцветная континентальная формация), далее сменяются на лагунные пестроцветные комплексы (красноцветная лагунная формация) и заканчиваются морскими глинами и доломитами. Накопление осадочных формаций в авлакогенах сопровождалось излиянием платобазальтов (волынская серия Восточно-Европейской платформы; серия кивиноу Северо-Американской платформы), внедрением силлов, диабазов и габбродиабазов. Магматические образования в авлакогенах образуют трапповую формацию.

Постепенно региональное поднятие древних платформ сменяется избирательным опусканием. Раньше всего и наиболее активно это происходит в зонах авлакогенов, над которыми начинают формироваться крупные внутри-платформенные депрессии (синеклизы). Эту стадию развития платформ выделяют как *стадию синеклиз*. Начало ее датируется различно (по В.Е. Хаину): рифей на Сибирской платформе, венд на Восточно-Европейской и Африкано-Аравийской платформах, середина кембрия на Северо-Американской платформе, силур на Южно-Американской. Заложение и развитие синеклиз совпадает по времени с началом морской трансгрессии на древних платформах, поэтому комплекс отложений, выполняющих синеклизы на их начальной стадии развития, выделяют как базальную лагунно-морскую формацию.

Плитная стадия древних платформ характеризуется слиянием синеклиз и оформлением плитного пространства. Это стало возможным благодаря прогрессивно развивающемуся прогибанию древних платформ и вовлечению в этот процесс новых платформенных пространств. Осадочные отложения, формирующиеся на плитной стадии и стадии синеклиз, отличаются четко выраженной ритмичнос-

тью своего строения, которая контролируется цикличностью развития смежных геосинклиналей. Обычно в низах плитного комплекса выделяют нижнюю трансгрессивную морскую формацию; а в его середине — платформенную карбонатную формацию (в условиях аридного климата — эвапорито-карбонатную или известняково-доломитовую формацию). Вторая половина плитной стадии развития древних платформ обычно знаменуется сменой трансгрессии моря на его регрессию. При этом в условиях аридного климата формируется эвапорито-красноцветная формация, представленная пестроцветными песчаниками, глинами с прослоями мергелей, известняков-ракушечников, гипсов, каменной соли; в условиях гумидного климата — верхняя паралическая угленосная формация, состоящая из сероцветных глин, песчаников с прослоями известняков и каменного угля. Дальнейшее развитие регрессии на платформах приводит к накоплению красноцветной континентальной формации. Древние платформы северного полушария характеризуются присутствием в самой верхней части осадочного чехла покровно-ледниковой формации, которая как бы завершает альпийский формационный ряд этих платформ.

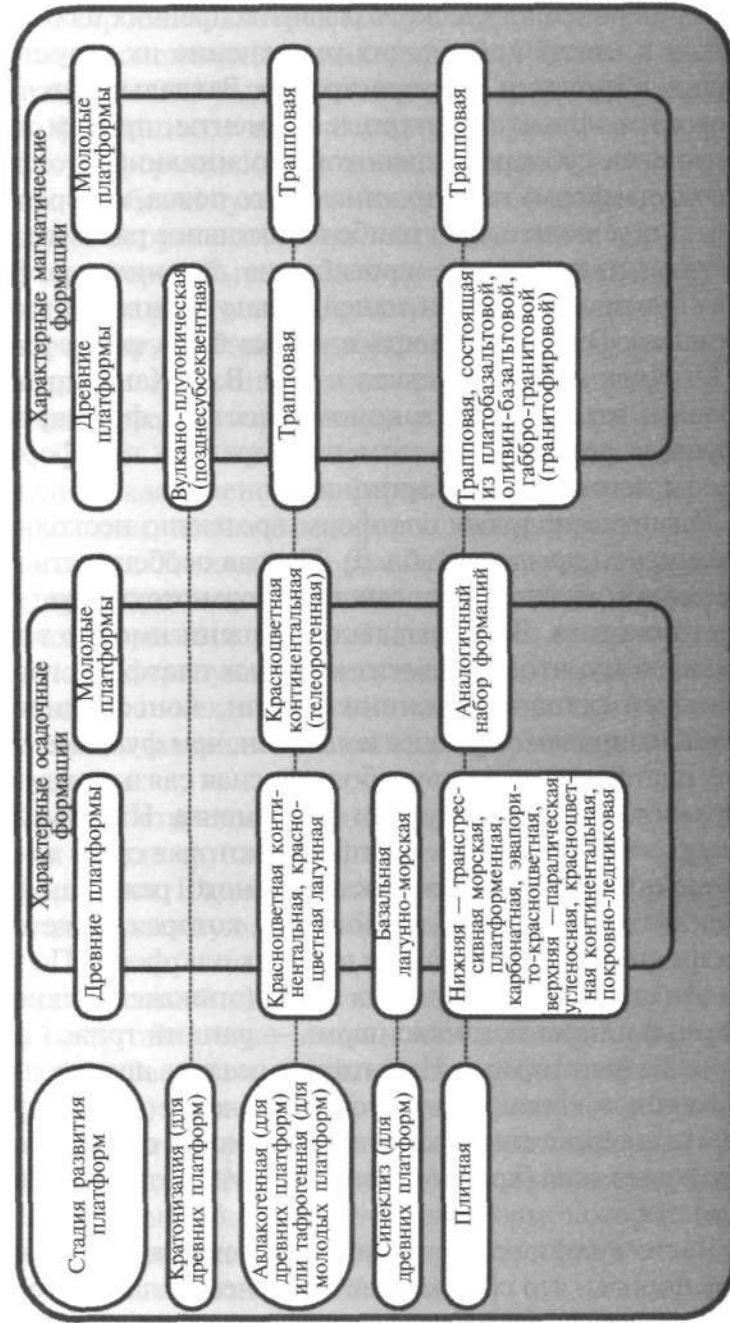
Ритмичное строение осадочных формаций древних платформ в ряде случаев осложняется появлением трапповой формации. В качестве ее составных элементов иногда выделяют наземную плато-базальтовую формацию, состоящую из долеритов, диабазов, базальтов и их туфов; щелочную оливин-базальтовую (трахи-базальтовую) формацию, представленную оливиновыми базальтами, трахитами, трахибазальтами, дацитами; габбро-гранитовую (гранофировую) формацию, которая проявляется в виде крупных лополитовых интрузий (плутоны Седбери в Канаде и Бушвелда в Южной Африке). Магматические формации характерны только для тех платформ, которые рассматриваются как подвижные (Сибирская, Африкано-Аравийская, Индостанская, Китайская).

По мере геологического развития древних платформ от цикла к циклу происходит усложнение их структурного плана, а иногда и его перестройка. Закладываются и развиваются новые структурные элементы, причем их ориентировка субпараллельна той геосинклинали окружающего платформу геосинклинального пояса, которая в данном цикле испытывает наиболее активное развитие, а закладывающиеся новые прогибы на древних платформах обычно приближены к максимально активным геосинклиналям. Эта особенность впервые была подмечена еще А.П. Карпинским, в связи с чем В.Е. Хаин предложил назвать отмеченную закономерность в формировании крупных структурных элементов древних платформ правилом, или законом Карпинского.

Развитие молодых платформ протекало несколько по-иному, чем древних (табл. 3). Первая особенность заключается в том, что у молодых платформ отсутствует стадия кратонизации. В значительной степени именно это привело к тому, что фундамент молодых платформ гораздо в меньшей степени гомогенизирован, консолидирован и стабилизирован. Он более подвижен, чем фундамент древних платформ, существует более тесная связь между структурами чехла и структурами фундамента. Начальную стадию развития молодых платформ, которая сразу же следует за отмиранием геосинклинального режима, следует выделять как тафрогенную стадию, которая является аналогом авлакогенной стадии древних платформ. По времени эта стадия приходится на девон (эпикаледонские платформы) или на позднюю пермь — ранний триас (эпигерцинские платформы). Накопление осадков происходит, как правило, в континентальной обстановке — это красноцветные терригенные комплексы, иногда с прослоями базальтовых лав (красноцветная континентальная формация).

Часто в составе красноцветов имеются грубообломочные породы, что сближает ее с верхней молассой геосинк-

Табл. 3. Основные стадии развития платформ и соответствующие им характерные формации



линалей. В связи с этим красноцветные комплексы низов осадочного чехла молодых платформ выделяют иногда как телеорогенную (катаплатформенную) формацию. В отличие от древних платформ, красноцветные отложения молодых платформ часто «выхлестывают» за пределы тафрогенов, плащеобразно перекрывая обширные пространства.

Вторая особенность развития молодых платформ выражается в отсутствии стадии синеклиз. Сразу за тафрогенной стадией развития начинается плитная стадия, которая знаменуется втягиванием молодых платформ во всеобщее прогибание и повсеместным развитием осадочного чехла. Обычно у эпигерцинских платформ плитная стадия начинается с юрского времени. Учитывая то, что тафрогенный комплекс молодых платформ зачастую выполняет не только тафрогены, но и перекрывает значительные сопредельные пространства, граница между этим комплексом и отложениями, накапливающимися на плитной стадии развития, бывает очень нечеткой, а некоторая схожесть тафрогенного комплекса с верхней молассой геосинклинали приводит к тому, что возникают дискуссии по поводу принадлежности тафрогенного комплекса к платформенному или геосинклинальному этапу развития молодых платформ. Это привело к тому, что стали выделять «промежуточный» или «переходный комплекс» вначале на молодых, а потом и на древних платформах. Время накопления «промежуточного комплекса» было предложено рассматривать в качестве самостоятельного этапа развития земной коры, соизмеримого с геосинклинальным и платформенным этапами. Отложения «промежуточного комплекса» (пермотриас на эпигерцинских и рифей на древних платформах) считались малоперспективными в нефтегазоносном отношении. Все это привело к существенной задержке в открытии месторождений нефти и газа в «промежуточном комплексе» на молодых платформах. В то же время, еще в 60-е годы А.Л. Яншин, Р.Г. Гарецкий, А.Е. Шлезингер и др. доказывали необходи-

мость отказаться от термина «промежуточный комплекс», а отложения пермотриаса молодых платформ рассматривать как нижний структурный этаж осадочного чехла. Дальнейшее развитие геологических исследований платформ подтвердило правильность такого подхода к оценке «промежуточного комплекса». Более того, была доказана региональная промышленная нефтегазоносность триасовых эпигерцинских и рифейских отложений древних платформ.

Плитная стадия молодых платформ характеризуется широким развитием осадочных формаций, близких к таковым древних платформ. Следует отметить лишь преобладание терригенных формаций в строении чехла молодых платформ. По характеру магматизма молодые платформы также близки к древним. Однако в их пределах магматические формации (трапповая формация) играют меньшую роль, они встречаются в низах чехла и в самых верхних его секциях. Формирование траппов происходило при образовании рифтов на молодых платформах (грабены Аппалачей, Рейнский грабен и др.). Молодые платформы так же, как и древние, можно подразделить на устойчивые и подвижные. К первым относят Урало-Сибирскую, Среднеазиатскую (Туранскую) и Предкавказскую (Скифскую) платформы; ко вторым — Западно-Европейскую и Дунбэйскую платформы.

Таким образом, в геологическом развитии и строении древних и молодых платформ есть существенные различия, основные из которых сводятся к следующему.

1. Молодые платформы, как отмечал Ю.А. Косыгин, не образуют самостоятельных массивов континентальной коры, а окружают древние платформы, заполняя промежутки между ними.

2. На молодых платформах преобладает плитное пространство, в пределах которого большая площадь приходится на синеклизы, по сравнению с антеклизмами.

3. Важнейшая особенность молодых платформ — уна-

ледованность структурой чехла структуры фундамента. Эта отличительная черта молодых платформ была обоснована А.Л. Яншиным, который доказал соответствие положительных и отрицательных структур чехла структурам фундамента. Причем от нижних горизонтов чехла к верхним это соответствие закономерно убывает. Ю.Н. Годин на примере Туранской плиты показал различную степень выраженности платформенных структур в геофизических полях. Если структуры чехла молодых платформ наследуют антиклинории или синклинории складчатого основания, то в гравиметрическом и магнитном полях они выражены линейными, полосовыми аномалиями. Если же структуры чехла наследуют срединные массивы фундамента, то в геофизических полях они проявляются изометрическим рисунком. Более того, у молодых платформ на протяжении всего времени формирования осадочного чехла наблюдается унаследованное развитие структур, что в конечном итоге приводит к принципиальному совпадению структурных планов по верхним и нижним горизонтам чехла. Эта особенность молодых платформ получила название *принципа унаследованности*. Следует, однако, отметить, что, несмотря на преобладание унаследованных структур, на молодых платформах встречаются и наложенные структуры (синеклизы, рифты). Примером таких наложенных структур может служить Англо-Парижский бассейн; Рейнский, Ронский, Саарский и другие рифты.

Древние платформы отличаются, как правило, несоответствием структур осадочного чехла и фундамента (рис. 40). Развитие структур на древних платформах часто происходит неунаследованно, прогибы во времени сменяются поднятиями и наоборот. В результате у древних платформ наблюдается несовпадение структурных планов по различным горизонтам осадочного чехла.

4. На молодых платформах преобладают линейные вытянутые структуры (кряжи, валы, зоны поднятий, прогибы). Структуры изометрических очертаний (своды, впа-

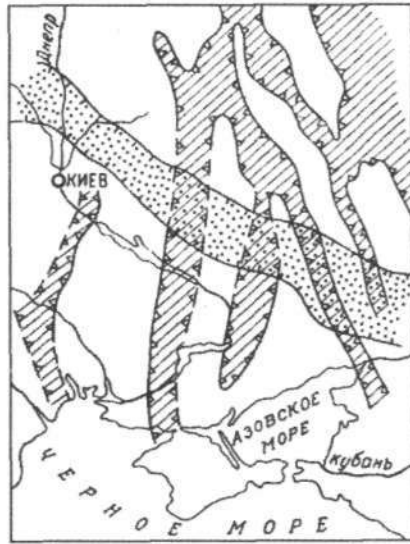


Рис. 40. Соотношение раннепротерозойских (заштрихованы) и современных (выделены крапом) структур юга Восточно-Европейской платформы (по В.Б. Сологубу, А. В. Чекунову и Е.В. Павловскому).

дины) обычно соответствуют срединным массивам фундамента.

5. В строении фундамента молодых платформ большую роль играют древние (байкальские и добайкальские) срединные массивы, площадь которых соизмерима с остальной площадью молодых платформ. В результате фундамент молодых платформ имеет резко выраженное гетерогенное блоковое строение. Крупные блоки (геоблоки) фундамента молодых платформ имеют различный возраст консолидации — от карельского до позднегерцинского (иногда киммерийского). В меньшей степени блоковое строение фундамента имеют и древние платформы. В целом, возрастная гетерогенность фундамента — характерная черта континентальных платформ вообще. Границами разновозрастных геоблоков являются региональные разломы фундамента, которые выделяются как межгеоблоковые разломы.

10.2. Океанические платформы

В качестве океанических платформ (талассократонов) выделяют тектонически устойчивые области океанического ложа, которые практически асейсмичны и испытывают преимущественно вертикальные нисходящие движения. Строение коры типично океаническое. Гравитационное поле океанических платформ положительное, его значение в редукции Буге составляет +300—+400 мгал. Магнитное поле по мере приближения к срединно-океаническим хребтам приобретает характерный для океанов полосчатый рисунок, тепловой поток талассократонов практически одинаков с тепловым потоком континентальных платформ.

Рельеф океанических платформ в значительной степени сглаженный. Плоские абиссальные равнины, перекрытые осадочными толщами, выделяют как талассоплены (монократоны). Они разделяются сложнохолмистыми, а иногда гористыми областями, которые в тектоническом отношении рассматривают как океанические валы и океанические глыбовые хребты. В пределах гористых областей встречаются действующие подводные вулканы с характерными малокалиевыми толеитовыми базальтовыми лавами.

В последние годы огромные пространства океанических платформ являются объектом поисков рудных месторождений полезных ископаемых и, прежде всего, железомарганцевых конкреций, которые иногда сплошным ковром покрывают дно океанов. В связи с этим активизируется и геологическое изучение этих интереснейших и во многом еще не понятых структур литосферы.

Контрольные вопросы:

1. Что такое платформы? К какому типу тектонических структур они относятся?
2. Развитие учения о платформах.

3. Как классифицируются платформы?
4. Древние и молодые платформы. Их отличие. Покажите на карте.
5. Каковы отличительные признаки континентальных платформ?
6. Что такое фундамент платформ? Какие структурно-формационные этажи выделяются в его составе? Охарактеризуйте.
7. Дайте общую характеристику положительных структурных элементов платформ.
8. Каково отличие щитов от массивов и антеклиз?
9. Что такое платформенные плиты? Перикратонные опускания?
10. Краткая характеристика синеклиз, авлакогенов и впадин.
11. Составьте условный профиль через платформу и покажите на нем крупные положительные и отрицательные структуры.
12. Основные стадии развития платформ. Какие формации им соответствуют?
13. В чем отличие молодых и древних платформ в развитии и строении?
14. Магматизм платформ.
15. В чем сущность принципа унаследованности? Приведите примеры на схемах.
16. Океанические платформы. Краткая характеристика.

ГЛАВА 11

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ

Особое место в иерархии геологических структур литосферы занимают тектонические нарушения, общим признаком которых является нарушение сплошности литосферы или ее отдельных слоев. В XIX в. геологи различали только такие тектонические нарушения, которые выражались в виде конкретного сброса или взброса — это были сравнительно локальные тектонические разрывы (дизъюнктивные дислокации). В начале XX в. зародилось представление о глубинных разломах литосферы, которое окончательно сформировалось лишь в середине 40-х годов. Глубинные разломы — это региональные структуры литосферы, на поверхности Земли выражающиеся совокупностью локальных тектонических разрывов. Развитие космических методов исследования геологического строения земного шара выявило важную роль глубинных разломов в строении литосферы. Было установлено, что наряду с линейными разломами существуют кольцевые структуры, также нарушающие сплошность литосферы. В последние годы появляется тенденция выделять в самостоятельную категорию тектонических нарушений рифтовые структуры, которым ранее не придавали столь большого значения и рассматривали как разновидность глубинных разломов. В связи с этим под термином «*тектонические нарушения литосферы*» предлагается понимать всю совокупность разнородных локальных и региональных разрывных структур литосферы, которые характеризуются суще-

ственным преобладанием длины над шириной и нарушают сплошность литосферы или ее отдельных слоев. В пределах тектонических нарушений литосферы следует различать тектонические разрывы, глубинные разломы и рифты.

11.1. Тектонические разрывы

Тектонические разрывы (разрывные нарушения) — это конкретные нарушения сплошности слоев литосферы. Они могут быть со смещением слоев по разрыву (параклазы), а могут быть и без смещения слоев (диаклазы).

К параклазам относятся сбросы, взбросы, надвиги, сдвиги; к диаклазам — общая трещиноватость пород и кливаж. Детальное изучение этих структур литосферы проводится в рамках структурной геологии.

Сброс — это разрыв с вертикальным или наклонным сместителем, по которому крыло сброса опущено. Возникновение сбросов связывают с усилением растяжения, которое может возникать в сводовых частях растущих поднятий (антиклинальная складка, купол, свод). Парные сбросы, сместители которых падают навстречу друг другу, образуют *грабены*. Развитие сбросов во времени может совпадать с развитием складки. Такие сбросы являются *конседиментационными*, и находят выражение в распределении мощностей, а иногда и в распространении литолого-фациальных комплексов. В ряде случаев возникновение сбросов происходит после того, как складка сформируется — это сравнительно молодые *постседиментационные* сбросы.

Возникновение сбросов может происходить и в результате длительного развития крупных внутриплатформенных впадин (синеклиз). По таким региональным сбросам происходит опускание различных частей впадин, вначале центральных, а в дальнейшем, по мере развития впадин, и периферических. Образуются кольцевые или полукольцевые системы ступенчатых сбросов, ограничивающих

центральные и бортовые участки впадин (Прикаспийская, Примексиканская синеклизы и др.). Для таких периферических региональных сбросов характерно конседиментационное развитие, со скачкообразным увеличением мощностей осадков вниз по региональному падению слоев. Предполагается, что такие сбросы связаны с глубинными разломами и являются их отражением в поверхностных слоях литосферы.

Взброс — это разрыв с крутопадающим сместителем, по которому висячее крыло поднято относительно лежащего. При пологом сместителе разрыв относят к надвику. Обычно за наименьший угол падения сместителя взброса принимают 45° . При значении этого угла между 45 и 60° В.Е. Хаин предлагает применять термин «*взбросо-надвиг*». Взбросы возникают в условиях тангенциального сжатия, что обычно связано со складчатостью. Часто образование взбросов происходит в сводовых частях куполов и антиклиналей, осложненных диапиризмом. Нагнетание способствует сжатию в ядре складки, которое выжимается вверх и отделяется от крыльев складки взбросами. Парные взбросы, сместители которых падают навстречу друг другу, образуют *горст*.

Надвиги отличаются от взбросов более пологим наклонным сместителем. Возникновение надвигов происходит в условиях интенсивного сжатия с пластическим перераспределением материала. На определенной стадии складчатых процессов пластические деформации переходят в разрывные, которые раньше всего проявляются вдоль утоненных и пережатых крыльев складок. В результате более древние ядра антиклиналей надвигаются на более молодые слои синклиналей. Возникает характерная изоклинально-чешуйчатая структура, где с глубиной надвиги выполаживаются (Большой Кавказ, Карпаты, Скалистые горы и т.д.). В случае надвигания крупных структур горноскладчатых областей (антиклинорий) выделяют региональные надвиги.

Пологие надвиги с большой горизонтальной амплитудой (многие десятки километров) получили название *тектонических покровов*, или *шарьяжсей*. Перемещенные (шарьированные) комплексы пород называют в таких случаях *аллохтонами*, а породы, оставшиеся на месте первоначального залегания, — *автохтонами*. Обычно поверхность покровов имеет волнистую форму, поэтому эрозией в первую очередь удаляются гипсометрически приподнятые формы. В результате могут возникнуть «*тектонические окна*», когда в эрозионной впадине аллохтона выходят на дневную поверхность породы автохтона. Эрозионные процессы могут привести к разрушению части покрова и образованию своеобразных останцов, утративших непосредственную связь с основным телом аллохтона. Такие останцы в Швейцарии называют клиппами (т.е. утесами), в Карпатах — скибами.

В основании крупных тектонических покровов существует слой пестрых брекчий длительного развития (*меланж*). Брекчии состоят из обломков и глыб серпентинитов, зеленых сланцев, амфиболитов, габбро, диабазов, радиолярий, известняков, глинистых сланцев. Обломки распределены хаотично, несут на себе следы дробления и взаимного перемещения, имеются зеркала скольжения.

Сдвиги — это разрывы с вертикальным или наклонным сместителем, по простирацию которого крылья смещены относительно друг друга. Образование сдвигов происходит в обстановке интенсивного тангенциального сжатия. В связи с этим сдвиги часто встречаются в закономерном сочетании с надвигами и взбросами. В основании крупных сдвигов присутствует иногда тектонический меланж. Различают правосторонние и левосторонние сдвиги. В первом случае перемещение происходит по часовой стрелке, во втором случае — против нее.

Общая трещиноватость (по В.В. Белоусову) обязана своим происхождением уплотнению и обезвоживанию осадочных пород в период диагенеза и литификации, умень-

шению объема магматических пород при их остывании и кристаллизации. Однако ориентировка трещин общей трещиноватости обнаруживает определенную зависимость от тектонической структуры и характера тектонических напряжений в земной коре. Общая трещиноватость проявляется как на платформах, так и в геосинклиналях.

Кливаж (англ. — раскол) — это раскалывание пород на пластинки и призмы по разветвленной системе трещин, секущих сплошность пород или согласных с ней. Система трещин кливажа обычно возникает под действием сжимающего давления и ориентирована перпендикулярно направлению сжатия. Кливаж характерен только для складчатых структур и наблюдается в складчатых зонах геосинклинального происхождения. Различают *кливаж разлома*, когда минеральные зерна, слагающие породу, не испытывали переориентировку; и *кливаж плейчатости*, когда плоские и удлиненные минералы переориентируются вдоль поверхностей кливажных трещин. В последнем случае порода приобретает характерное рассланцевание, листоватость.

11.2. Глубинные разломы

Первые упоминания о разломах, которые впоследствии определялись как глубинные, содержатся в трудах А.П. Карпинского, предположившего в конце XIX столетия наличие дизъюнктивных дислокаций в гранитогнейсовом фундаменте территории европейской России. В 1905–1909 гг. В.А.Обручев выявил серию крупных разломов в пределах Сибири, Средней и Центральной Азии.

Дальнейшее развитие учение о разломах получило в трудах американского геолога У. Хоббса, который в работах 1904–1911 гг. выделил системы крупных разломов под названием *линеаментов* (лат. — линия, черта). Он считал, что на Земле изначально существовала первичная система линеаментов, которая во многом определила черты современного рельефа планеты (по Р. Зондеру, — система регматических, т.е. направляющих трещин). Возникновение

сетки линеаментов У. Хоббс связывал с непрерывным вековым остыванием земных недр. Однако идеи У. Хоббса не нашли достойный отклик у геологов того времени, увлеченных идеями шарьяжей.

Окончательное становление учения о разломах произошло в середине 40-х годов прошлого столетия, благодаря трудам отечественных ученых, и в первую очередь А.В. Пейве, Н.С. Шатского, А.Н. Заварицкого. В работе 1945 г. А.В. Пейве ввел и обосновал термин «глубинный разлом»; показал важную роль, которую играют эти структуры не только в строении и развитии земной коры, но и в формировании месторождений целого ряда полезных ископаемых. Ученым была высказана революционная по тем временам мысль о том, что земная кора в целом оказывается более «хрупкой», чем это принято думать, и разломы, а не складки играют ведущую роль в структуре Земли. Более того, А.В. Пейве доказывал первичность глубинных разломов по отношению к складчатости. До этого разломы рассматривали исключительно как соскладчатые структуры, происхождение которых целиком зависело от складчатых процессов.

Под глубинными разломами предлагается понимать зоны дробления литосферы, проникающие в мантию, протяженностью на многие десятки и сотни километров при ширине до нескольких километров, которые располагаются между различно развивающимися блоками литосферы, обуславливая автономность их развития и представляя собой зоны подвижного их сопряжения. Иногда в качестве синонима употребляются термины «региональный разлом», «зона разлома».

Таким образом, глубинные разломы должны отвечать трем основным требованиям: значительная глубина заложения (мантия), большая протяженность и длительность развития. Как правило, глубинные разломы затухают в астеносфере.

Выделение глубинных разломов проводится по совокупности признаков (критериев), из которых главными

являются геофизические, сейсмологические, геоморфологические, структурные, седиментационные, геохимические, магматические и гидротермальные.

Геофизические признаки разбиваются на три группы: магнитометрические, гравиметрические и сейсмометрические.

Магнитометрические критерии обусловлены ослаблением магнитных свойств горных пород в зонах разломов вследствие механических напряжений; заполнением систем трещин более магнитными породами по сравнению с вмещающей средой; обратным намагничиванием пород, «залечивших» разлом, что возможно при определенных температурных условиях; внедрением магмы. Магнитометрические признаки глубинных разломов выражаются сгущением изолиний магнитного поля; наличием линейно вытянутых магнитных аномалий большой протяженности или группировкой локальных аномалий в определенном направлении; сменой простирания магнитных аномалий; смещением оси аномалии по ее простиранию; резкой сменой характера магнитного поля; характерными изгибами изолиний магнитного поля.

Гравиметрические критерии связывают с различием физических свойств пород в зоне разломов и вмещающей средой (например, наличие магматических внедрений); с разновысотностью отдельных блоков литосферы, разделенных разломом. Они выражаются линейными зонами интенсивного градиента силы тяжести (гравитационные ступени); нарушением плавного хода изоаномал силы тяжести с их сгущением в области «среза»; резкой сменой простирания аномальных зон или смещением оси аномалий; «цепочками» интенсивных максимумов силы тяжести, объединяющихся в линейные протяженные зоны.

Сейсмометрические критерии наиболее надежны и однозначны. С их помощью удастся не только выделять глубинные разломы, но и определять их структурную принадлежность, амплитуду вертикального смещения, наклон

плоскости сбрасывателя и т.д. Они находят выражение в регистрации дифрагированных волн; в смещении фаз осей синфазности во времени; в резком аномальном затухании амплитуды преломленных волн; в наличии сложных интерференционных явлений. Указанные признаки характерны для корреляционного метода преломленных волн (КМПВ), который дает возможность выделять разломы по фундаменту. При изучении разломов осадочного чехла методом отраженных волн (МОВ) разломы проявляются хаотическим расположением отражающих площадок, широкими зонами «потери отражения».

При использовании глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) удастся фиксировать вертикальное смещение границ «гранитного», «базальтового» слоев земной коры и поверхности Мохо. В некоторых случаях амплитуда такого вертикального смещения составляет 15–20 км (Тянь-Шань, Карпаты), что непосредственно указывает на глубинность разлома.

Обычно при выделении разломов используют геофизические признаки в комплексе. Одним из наиболее обычных геофизических критериев глубинных разломов является совпадение гравитационных и магнитных полосовых аномалий. В меньшей степени при выделении разломов используют электрометрические признаки, из которых наиболее распространен электромагнитный метод.

Сейсмологические признаки определяются линейным распространением очагов землетрясений, приуроченных к подошве коры, к границам раздела внутри коры или к подкоровой области. В зонах разломов нередко происходит заметное затухание энергии землетрясений, появляются дифрагированные волны. При соответствующей обработке сейсмологические данные дают возможность определить положение плоскости разрыва и величину подвижки по разлому.

Геоморфологические признаки глубинных разломов являются наиболее поверхностными и наиболее доступными

для изучения. Особенно широко они стали использоваться при дешифрировании аэро- и космоснимков. Геоморфологическими признаками обычно обладают такие разломы, которые в той или иной степени проявлялись в неоген-четвертичное время, и поэтому находят выражение в рельефе местности. Это свидетельствует об их развитии в денудационный период формирования рельефа. Исключение могут представлять лишь «отпрепарированные» разломы, которые обычно картируются геологической съемкой. Создание вдоль них структурно обусловленных форм рельефа может быть связано с пассивным проявлением избирательной денудации, подчеркивающей разницу литологического состава пород, контактирующих по разлому.

Наиболее четко в рельефе местности глубинные разломы выражаются прямолинейным сочленением крутых склонов высоких хребтов и плоских аккумулятивных равнин у их подножия. Такое выражение в рельефе имеет, например, Предкопетдагский разлом, амплитуда новейшего смещения по которому определяется в тысячи метров. Достоверно выделяются разломы сочленением прямолинейных поднятий гряд рельефа и возвышенностей с зонами развития куэстового рельефа или с наклонными невысокими равнинами; протяженными флексуобразными уступами в рельефе и перегибами поверхности; орогидрофизическими элементами ландшафта (прямолинейными долинами рек, цепочковидным расположением озер и т.д.). В пустынных и полупустынных районах на существование разлома могут указывать четко видимое расположение соров и такыров, спрямленные долины высохших рек.

Структурные признаки проявляются в сгущении в зоне разлома частных разрывных нарушений, в резком увеличении трещиноватости пород. Если разлом проникает до земной поверхности, то сгущение разрывов картируется геологической съемкой. В случае, когда разлом не выходит на дневную поверхность, повышенная трещиноватость фиксируется по керну. В зонах разломов происхо-

дит существенное возрастание интенсивности складчатости, получают развитие узкие, сильно сжатые, линейные складки. Резко повышается степень сланцеватости пород и кливажа. Характерно также торцевое сочленение разнонаправленных складок в зоне разлома, внезапное изменение простирания структур и локальных разрывов.

На структурных картах, отражающих подземный рельеф стратиграфических или литологических поверхностей, разломы фиксируются резким перепадом высот, сгущением стратоизогипс, серией сравнительно мелких разрывов. Характерной формой проявления крупных разломов по верхним горизонтам осадочного чехла (преимущественно на платформах) являются флексурно-разрывные зоны, которые представляют собой региональные односторонние изгибы пластов, осложненные локальными разрывами обычно сбросового типа. Флексурно-разрывные зоны, как правило, возникают над ступенчатыми разломами фундамента платформ.

Седиментационные признаки являются важными показателями длительности развития разлома. Они проявляются в изменении мощности осадков в зоне разлома и смене литолого-фациальных комплексов. Наличие таких изменений указывает на активное проявление разлома в соответствующее время. Уменьшение контрастности в распределении мощностей и литолого-фациальных комплексов будет указывать на ослабление активности разлома; в том случае, если разлом не развивается в данный период геологического времени, то он не находит выражения в пространственном распределении мощностей или литофаций. Важным седиментационным признаком глубинных разломов является приуроченность к ним барьерных рифов, которые находят благоприятные условия для своего развития в зонах активно развивающихся разломов. Такая взаимосвязь подтверждается примерами по палеозойским рифам Урала, юрским рифам Кавказа, современным рифам Красного моря и западного побережья Австралии.

Геохимические признаки связаны, прежде всего, с явлением дегазации мантии Земли. Газы глубинного происхождения, прежде всего гелий, в результате «газового дыхания» недр проникают через литосферу на поверхность. Проводящими каналами служат разломы, тогда как ненарушенные блоки литосферы экранируют газовый поток. В связи с этим над разломами фиксируются аномально высокие концентрации гелия, что является указанием на существование зоны дробления земной коры.

Магматические признаки непосредственно указывают на глубинность разломов. Это обуславливается внедрением подкоровой магмы в трещиноватую зону дробления литосферы, которой и является глубинный разлом. Наиболее достоверными показателями глубинности разлома являются пояса ультраосновных интрузий типа уральских, казахстанских, саяно-алтайских и анатолийско-малокавказских альпинотипных гипербазитов. Только интрузии основных пород достоверно свидетельствуют о проникновении корней разлома в мантию. Гранитные интрузии также, как правило, связаны с глубинными разломами, но кислая магма может зарождаться и в гранито-гнейсовом слое коры. Мелкоблоковое строение зоны разлома влечет за собой снижение горного давления, что способствует фазовым переходам вещества, как в литосфере, так и в верхней мантии, что и определяет тесную связь интрузий с глубинными разломами. По этой же причине к разломам, как к ослабленным каналам литосферы, часто приурочиваются и вулканы.

Гидротермальные признаки выражаются в приуроченности термальных и минеральных источников к зонам разломов. Классическим примером связи очагов разгрузки подземных вод с глубинным разломом может служить «главная термальная линия Копетдага», разделяющая альпийскую горноскладчатую систему Копетдага с эпигерцинской Туранской плитой. По причине того, что в зонах разломов происходит разгрузка подземных вод, к ним ча-

сто приурочиваются долины или значительные части долин крупных рек. Подпитка речных систем подземными водами делает их более полноводными и не зависящими полностью от атмосферных осадков.

Циркуляция термальных и минеральных вод по зонам разломов приводит к повышению степени гидротермальной изменчивости пород, в свою очередь это влечет вторичное кварцитообразование. Подъем термальных вод по разломам к земной поверхности прямым образом влияет на повышение пластовых температур и на возникновение геотермических аномалий, приуроченных к разломам. Аномалии группируются в виде цепочки локальных максимумов значений геотермического поля или объединяются в протяженные полосовые аномалии. В зонах разломов увеличивается геотермический градиент, возрастают значения теплового потока.

Изучение разломов с помощью перечисленных выше признаков позволяет не только установить разлом, но и охарактеризовать его современное строение, историю геологического развития. Глубинность разлома обычно определяется данными сейсмозондирования, приуроченностью очагов подкоровых землетрясений, спецификой магмопроявления. Не каждый крупный разлом является глубинным, хотя он может обладать большой протяженностью и длительностью развития. Такие разломы следует называть региональными.

11.2.1. Классификация глубинных разломов

Подразделение глубинных разломов по определенным признакам проводилось различными авторами (А.В. Пейве, В.А. Апродов, П.Е. Офманн, А.И. Суворов и др.). Но наибольшее распространение получили классификации, основанные на глубине проникновения разломов, на характере перемещения по ним, и на роли разломов в тектоническом строении литосферы.

В зависимости от глубины проникновения разлома в земные недра В.Е. Хаин и А.Е. Михайлов предлагают вы-

делять *мантийные*, проникающие до 400–700 км; *литосферные*, имеющие свои корни на глубине 100–300 км; *коровые*, проникающие до подошвы коры.

Характер перемещения по глубинным разломам (их кинематическая природа) позволяет подразделить их на *глубинные сбросы, раздвиги, взбросы, надвиги и сдвиги*. Глубинные сбросы возникают в условиях растяжения земной коры. К ним, по мнению В.Е. Хаина и А.Е. Михайлова, относятся разломы, ограничивающие крупные впадины, авлакогены, тафрогены и рифты. В качестве примеров можно привести разломы, ограничивающие Байкальский и Рейнский грабены. Узкие, «щелевидные» рифты можно рассматривать как глубинные раздвиги. На глубинную природу сбросов указывает излияние базальтовой и трахи-базальтовой магмы. К глубинным взбросам и надвигам В.Е. Хаин и А.Е. Михайлов относят надвиги складчатых областей и эпиплатформенных орогенов. К глубинным сдвигам — глубинные разломы с явно выраженным проявлением сдвиговых деформаций (разлом Сан-Андреас в Калифорнии; разрыв Грей-Глен в Северной Шотландии; Талассо-Ферганский разлом в Средней Азии). Крупные глубинные сдвиги установлены на дне океанов. К ним относятся трансформные разломы, ориентированные поперечно по отношению к срединно-океаническим хребтам и смещающие их на десятки, а иногда и сотни километров.

Классификация глубинных разломов по их роли в тектоническом строении литосферы является наиболее важной, ибо она определяет тектоническую позицию разлома, обобщает его классификационные признаки, показывает значимость разлома в строении конкретного региона и литосферы в целом. По В.Е. Хаину и А.Е. Михайлову, с этой точки зрения выделяются *разломы первого порядка, второго порядка, сквозные и третьего порядка*. Первые определяют границы главных литосферных плит (дивергентные, конвергентные и трансформные); вторые раз-

граничивают малые плиты и микроплиты; к ним же относят разломы, разделяющие континентальные и океанические блоки литосферы. Третьи представлены крупнейшими трансформными разломами, пересекающими границы океан — континент. Четвертые включают в себя все остальные разломы внутри континентов и океанов.

Приведенную классификацию глубинных разломов по их роли в тектоническом строении литосферы нельзя признать удачной, так как она имеет неопределенность в самом принципе, положенным в основу классификации; отсутствует обобщающий подход к различным категориям разломов, классификация касается лишь линейных зон глубинных разломов, не затрагивая кольцевые разломы, широкое развитие которых в структуре литосферы установлено лишь в последние два десятилетия. Природа кольцевых разломов еще неясна, много споров вызывает проблема их происхождения, нет единого мнения и о принадлежности кольцевых разломов к тому или иному типу структур литосферы. Представляется, что на современном уровне знаний их наиболее целесообразно относить к глубинным разломам, выделяя в самостоятельную категорию разломных структур.

11.2.2. Кольцевые структуры

Первые упоминания о *кольцевых структурах* (КС) содержатся в трудах А. Харкера, который и предложил этот термин. В 1933 г. В. Бухер выделял подобные круговые формы рельефа как «криптовулканические структуры». В начале 60-х годов Е.В. Павловский и М.З. Глуховский обосновали существование на начальных этапах развития Земли лунной и нуклеарной стадий, которые характеризовались формированием овально-кольцевых (вулканотектонических) и куполовидных структур. Возникновение последних связывалось с динамическим воздействием магматических диапиров мантийного происхождения на литосферу, что приводило к формированию пологих куполов овальной формы, ограниченных кольцевыми раз-

ломами. В 1962 г. С.И. Томкеев предложил именовать такие структуры «циклолитами».

Начиная с 70-х годов, получает развитие метеоритная гипотеза происхождения КС, что вызвано обнаружением признаков ударного (шокового) метаморфизма у некоторых подобных структур (Попигайский кратер). Такие гигантские метеоритные кратеры было предложено Р.С. Дитцем называть *астроблемами* («звездные раны»).

В 1978 г. О.Б. Гинтов, развивая идеи Е.П. Павловского, на примере Украинского щита показал, что в литосфере имеются крупные кольцевые структуры, морфология которых напоминает морфологию лунных морей. Он назвал их «тектоноконцентрами» и связал их происхождение с мантийными процессами.

Таким образом, генезис КС может быть различен. По-видимому, имеются существенные отличия в их геологическом строении, в выраженности этих структур в геофизических полях и в рельефе местности. Расшифровка геологии КС будет, вероятно, произведена дальнейшими исследованиями. В настоящее время в зависимости от происхождения КС некоторые авторы предлагают классифицировать их на астроблемы («звездные раны») и геоблемы («земные раны»). Первые подразделяются на ударные (импактные) и взрывные; вторые — на экзогенные, возникшие под влиянием гравитационных (округлые провалы) или геоморфологических факторов, и эндогенные, образование которых является следствием воздействия глубинных магмотектонических (циклолиты) или тектонических (тектоноконцентры) усилий (рис. 41).

В геологическом строении литосферы, по-видимому, наибольшую роль играют геоблемы, так как количество крупных метеоритных кратеров (астроблем) сравнительно невелико (немногим более 150). Кроме того, диаметры кратеров колеблются от десятков метров до 65 км, лишь единицы имеют в поперечнике 100 км. Диаметр кольцевых структур измеряется иногда многими сотнями кило-

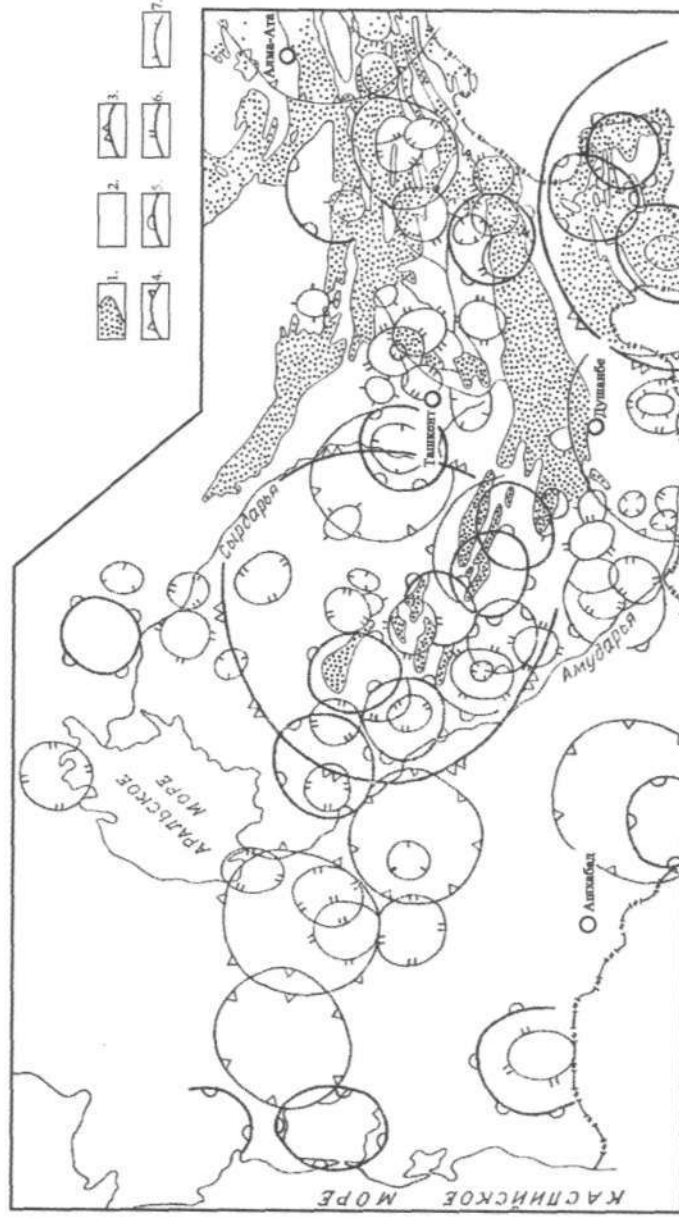


Рис. 41. Схема распространения кольцевых структур Средней Азии (по О.М. Борисову, А.К. Глухову). 1 — выходы докембрийских образований; 2 — площади распространения отложений мезозоя и кайнозоя; 3–7 — кольцевые структуры (направление знака указывает понижение гипсометрического уровня): 3 — диаметром 600–700 км; 4 — 300–500 км; 5 — 150–170 км; 6 — 70–90 км; 7 — 40 км и меньше.

метров (до 1500 км). У некоторых КС обнаружено многоярусное строение, что говорит об этапности в их развитии. Другая группа колец тяготеет к местам пересечения линейных разломов литосферы, т.е. к ее ослабленным зонам. Все это свидетельствует о том, что большинство КС — это структуры, которые порождены внутренней деятельностью планеты. По мнению некоторых ученых (О.Л. Кузнецов, В.Д. Скарятин), наиболее вероятным механизмом образования КС является подъем из мантийных недр Земли каплевидных диапиров, создающих динамическое напряженное состояние земной коры в месте соприкосновения. В результате возникает система кольцевых и радиальных разломов, напоминающих систему тектонических разрывов, образующихся в сводовой части растущего соляного купола. В кольцевую трещиноватую зону литосферы проникают глубинные гидротермальные растворы, из которых в приповерхностных слоях коры выпадают карбонатные и кремнистые светлоокрашенные минералы. В кольцевых разломах, как в более обводненных участках коры, интенсивнее развивается растительность. Все это создает определенный диагностический эффект на аэрокосмических снимках, изучение которых и дало мощный толчок к выявлению кольцевых разломов.

Астроблемы имеют размеры от 25 м до 100 и более км. Обычно метеоритный кратер представляет собой округлую структуру, окруженную приподнятым валом. Как правило, кратер заполнен ударной брекчией, образованной из сильно раздробленных пород основания (аутигенная брекчия) и обломков пород, упавших назад в кратер (аллогенная брекчия). Ударная волна изменяет минералы и горные породы, которые приобретают кливаж и меняют показатели преломления. К наиболее крупным астроблемам относятся Папигайский кратер (Восточная Сибирь) и Аризонский кратер (Северная Америка).

11.3. Рифты

Понятие о рифтах (англ. — *расселина, ущелье, щель*) было введено Д. Грегори в 1884 г. для обозначения крупных провалов между двумя порогами в рельефе. Еще ранее в Германии для обозначения подобных структурных форм употреблялся термин «*грабен*». Классическим примером подобных структур явилась Восточно-Африканская рифтовая система, вытянутая на расстояние более 8 тыс. км вдоль индийского побережья Африканского континента. Пятьдесят лет спустя похожие грабенообразные структуры были выявлены в основании чехла древних платформ, для которых Н.С. Шатским был предложен термин «*авлакоген*». В 60-х годах прошлого столетия океанологическими исследованиями установлена глобальная рифтовая система, пересекающая дно Мирового океана. Доказана структурная и генетическая связь этой системы с рифтовыми зонами континентов, которые ранее считались второстепенными, «*экзотическими*» тектоническими образованиями. Все это способствовало осознанию той важной роли, которую играет рифтогенез в геологической истории Земли.

В настоящее время рифтам и процессу рифтогенеза придается очень большое значение как в развитии и современном строении литосферы, так и в формировании месторождений полезных ископаемых.

В понимании Е.Е. Милановского *рифт — это протяженная (сотни, тысячи километров) линейная зона литосферы, грабенообразного строения, в которой происходит горизонтальное расширение коры с подъемом нагретого глубинного мантийного материала.*

В.В. Белоусов определял рифт как совокупность грабенов, принадлежащих к одной области растяжения земной коры. Процесс возникновения и развития рифтов получил название рифтогенеза (рифтинга) и выражается он в образовании крупных сводовых поднятий над поднимающимися из недр Земли массами нагретого материала, в

растяжении и в утонении литосферы и ее разрыве с заложением системы линейных грабенообразных рифтовых структур, ограниченных нормальными сбросами.

Для рифтовых зон литосферы характерно утонение земной коры до 30–35 км; наличие астеносферного выступа, что приводит к существенному подъему верхней мантии к подошве коры (астеносферный апвеллинг, или астеносферная подушка); действие растягивающих горизонтальных усилий; сейсмическая активность с расположением гипоцентров землетрясений в подошве земной коры; широкое проявление базальтового и щелочно-базальтового вулканизма; аномально высокое значение теплового потока. Типичным примером подобных современных структур в океанах является глобальная рифтовая система (см. гл. 6); на континентах — Аравийско-Африканская, Байкальская, Западно-Европейская рифтовые системы, рифт Рио-Гранде и др.

Аравийско-Африканская система рифтов представляет собой наиболее крупный рифтовый пояс континентов (рис. 42). Она состоит из двух частей: Эритрейской (I) и Восточно-Африканской (II), которые лежат на продолжении одна другой, но каждая связана с определенным сводовым поднятием (Нубийско-Аравийским и Восточно-Африканским, соответственно). Размеры Нубийско-Аравийского свода составляют 2000 км в поперечнике при амплитуде 5 км; Восточно-Африканского — 1200 x 2000 км, амплитуда — 3 км. В Эритрейской части рифтовой системы основной структурой является грабен Красного моря, который на концах веерообразно расщепляется на более мелкие грабены — Суэцкий и Акаба на севере и Аденский и Эфиопский на юге. Восточно-Африканская часть имеет более сложное строение и, в свою очередь, состоит из двух рифтовых дуг, огибающих Восточно-Африканский свод — это восточная дуга (рифт Грегори) и западная дуга, состоящая из рифтовых озер (Альберт, Эдуард, Киву, Танганьика, Ньяса). Максимальная амплитуда погруже-

ния грабенов 3 км. Формирование всей Аравийско-Африканской системы рифтов начинается с конца мезозоя, но главные движения происходят в плиоцене и плейстоцене. Они сопровождались активным излиянием базальтовых и щелочно-базальтовых лав, причем максимальная магматическая активность присуща рифту Грегори.

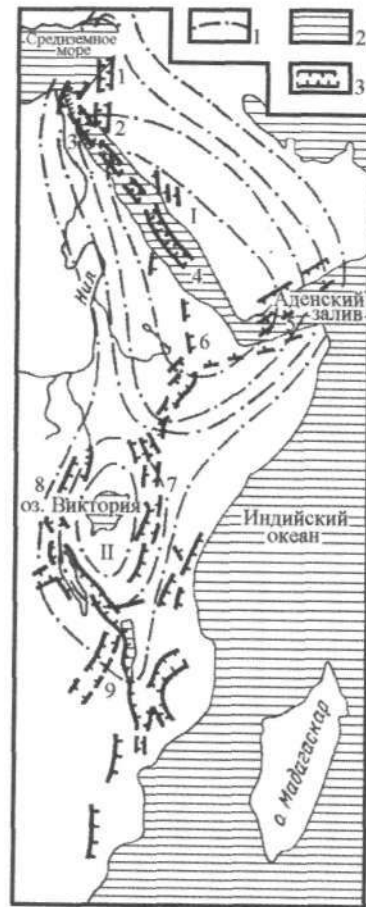


Рис. 42. Аравийско-Африканский рифтовый пояс (по В.В. Белоусову).

1 — условные изогипсы сводов (I — Нубийско-Аравийский, или Эритрейский; II — Восточно-Африканский); 2 — моря и озёра; 3 — сбросы (штрихи в сторону опущенного крыла). Цифры на рисунке — отдельные грабены: 1 — Мёртвого моря; 2 — Акаба; 3 — Суэцкий; 4 — Красного моря; 5 — Аденский; 6 — Эфиопский; 7 — восточная ветвь Восточно-Африканского рифта (рифт Грегори); 8 — западная ветвь Восточно-Африканского рифта; 9 — Ньяса.

Они сопровождались активным излиянием базальтовых и щелочно-базальтовых лав, причем максимальная магматическая активность присуща рифту Грегори.

Байкальская рифтовая система включает в себя серию грабенообразных впадин (Байкальская, Южно-Байкальская, Северо-Байкальская, Баргузинская, Косогол и др.), общей протяженностью 2,6 тыс. км. Развитие грабенов происходило в плиоцене, плейстоцене и голоцене в центральной части крупного сводового поднятия. Максимальная амплитуда вертикальных смещений достигает 5 км. Вулканизм базальтового типа не отличается большой интенсивностью.

Западно-Европейская

(Рейнско-Ливийская, по Е.Е. Милановскому) система рифтов рассекает с севера на юг дно Северного моря, пересекает Западную Европу, Средиземноморский орогенический

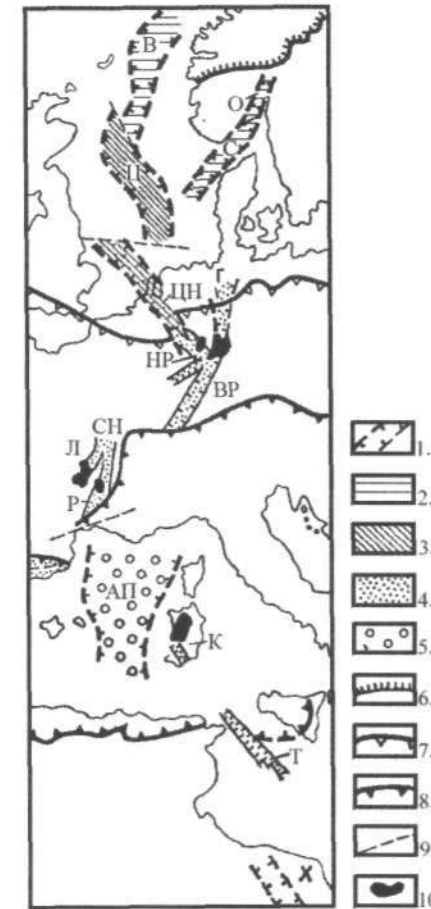


Рис. 43. Западно-Европейская рифтовая система (по В.Е. Хаину).

1-5 — рифты (1 — контуры, 2 — позднепалеозойские, 3 — раннемезозойские, 4 — палеогеновые, 5 — олигоцен-неогеновые); 6 — фронт каледонид; 7 — фронт герцинид; 8 — фронт альпид; 9 — поперечные разломы (сдвиги); 10 — поля основных и щелочных вулканитов. Рифты: В — Викинг, Ц — Центральный, О — Осло, С — Скагтерак, ЦН — Центрально-Нидерландский, Г — Гессенский, НР — Нижнерейнский, ВР — Верхнерейнский, СН — Сонский, Л — Лимань, Р — Ронский, АП — Алжиро-Прованский, К — Кампидано, Т — Тунисского пролива, Х — Хонский.

пояс и северную часть Африканской платформы, выходя к Гвинейскому заливу. Общая протяженность ее около 7000 км (рис. 43). Время заложения этой системы различно: Североморская ее часть начала формироваться в конце палеозоя — начале мезозоя; рифты Западной Европы (Рейнский, Саарский, Ронский) и Северной Африки (Тунисского пролива, Хонский и др.) — в палеогене. Развитие рифтов сопровождалось базальтовым и щелочно-базальтовым вулканизмом.

Рифт Рио-Гранде был установлен лишь в 60–70-х годах прошлого столетия. Это сложнопостроенная протяженная система рифтов, трассирующаяся на расстояние более чем 1500 км

от устья р. Рио-Гранде на северо-восток до 40° с.ш. Система подразделяется на три сегмента: долготный южный, средний северо-восточного простирания и северный, вытянутый в северо-северо-западном направлении. Сегменты различаются по своему строению, времени заложения и истории геологического развития. Мощность земной коры в зоне рифта Рио-Гранде составляет 33 км по сравнению с 45–50 км в сопряженных районах плато Колорадо и Великих Равнин. На глубинах 10–15 км и 8–10 км магнитотеллурическими исследованиями выявлены высокопроводящие горизонты, которые связывают с существованием магматических тел с температурой до 900 °С. По расчетам североамериканских ученых в осевой зоне рифта на глубине 40 км температуры могут достигать 1000 °С, что позволяет предполагать наличие областей частичного плавления в коре и верхней мантии на глубинах от 15 до 55 км. Это предопределяет высокий тепловой поток, в два-три раза превосходящий значение теплового потока соседних областей.

По мнению ряда исследователей (Е.Е. Милановский, В.Е. Хаин, А.Ф. Грачев, В.С. Федоровский и др.), рифтогенез характерен не только для новейшего (неоген-четвертичного) этапа развития Земли, но и для прошедших геологических эпох, вплоть до докембрия. Аналогами современных рифтов некоторые ученые считают зеленокаменные пояса архея, раннепротерозойские авлакогеосинклинальные прогибы, позднепротерозойские авлакогены.

Исследования Е.Е. Милановского показывают, что рифтогенез в истории Земли претерпевал сложную эволюцию. В архее он совмещал в себе черты рифтового и геосинклинального процессов; в протерозое и палеозое континентальный рифтогенез был родственным геосинклинальному процессу; в мезокайнозойский этап он приобрел самостоятельное значение как важнейшая форма деструкции континентальной литосферы и заложения океанических впадин. Ученый подразделяет рифты на древние (ав-

лакогены) и молодые. Первые возникают в позднем протерозое, часто продолжают развиваться и в палеозое (авлакогены древних платформ Лавразийской группы). Молодые (мезозойско-кайнозойские) рифты закладываются в позднем палеозое, чаще в мезозое или кайнозое. И древние, и молодые рифты приурочены в большинстве случаев, к ослабленным зонам литосферы, наследуя простирание более древних структур, тяготея к стыкам этих структур. Авлакогены, таким образом, являются разновидностью рифтов — палеорифтами.

Другие ученые (В.К. Гавриш) предлагают иной подход к классификации рифтов, рассматривая их в качестве разновидности авлакогенов. Происходит своеобразное противопоставление рифтов авлакогенам. В первом случае в качестве более общей структурной единицы принимается рифт, а авлакоген (палеорифт) — это его временная разновидность. Во втором случае авлакоген выступает в роли обобщающей структуры литосферы, имея своей разновидностью рифтоген. Такое положение, как нам представляется, отражает еще недостаточную изученность этих интереснейших структур литосферы. Тем не менее, можно наметить существенное, различие между рифтами и авлакогенами.

Автор термина «авлакоген» Н.С. Шатский в своих трудах 1955 г. подчеркивал, что подобные грабенообразные прогибы (Пачелмский и др.) образовались в связи с изменением состояния подкорового вещества в сторону его остывания и утонения. В результате происходит оседание узких зон коры, что определяется глыбовой ее структурой, т.е. существованием сетки разломов и тектонических швов планетарного значения. Таким образом, следуя мысли Н.С. Шатского, под авлакогенами следует понимать грабенообразные структуры проседания, формирующиеся в условиях остывания недр и локального уменьшения их объема. Образование сбросов по границам проседающих блоков коры могло вызвать снижение горного давления в

недрах и кратковременную вспышку базальтового магматизма в ограниченном виде. Дальнейшее остывание недр приводит к развитию нисходящих вертикальных движений и образованию крупных внутриплатформенных синеклиз над авлакогенами.

В отличие от этих структур, рифты характеризуются активным разогревом недр, подъемом астеносферы к подошве коры, высоким тепловым потоком и существенной вулканической активностью. Со временем тепловой режим мог ослабевать, а астеносферный выступ выполаживаться, но следы активной вулканической деятельности, температурного и гидротермального воздействия на осадочные породы должны были бы сохраниться. Кроме того, в составе терригенных осадков, выполняющих рифты, большую роль играют крупнообломочные породы по сравнению с отложениями авлакогенов, что указывает на более контрастные тектонические движения в рифтах. Все это позволяет высказать предположение о том, что, несмотря на ряд весьма сходных черт в строении рифтов и авлакогенов, между этими структурами существуют и важные отличия, ставящие под сомнение возможность объединения их вопреки общепринятому мнению. Такого же типа возражения были выдвинуты в свое время и В.В. Белоусовым, который отмечал, что далеко не все элементы, составляющие рифтовый режим, обнаружены в древних авлакогенах. Так что мы пока точно не знаем, проявлялся ли рифтовый режим в прошлые циклы и как он был выражен.

При классификации рифтов можно подразделить их, прежде всего, на океанические и континентальные.

Океанические рифты отличаются от континентальных различным типом строения земной коры, гораздо большей протяженностью, менее выраженной фрагментарностью, большей магматической и сейсмической активностью, не столь явно выраженным грабенообразным строением. Среди океанических рифтов следует различать гло-

бальную срединно-океаническую рифтовую систему (см. гл. 6) и внутриокеанические рифты, осложняющие строение отдельных участков дна морей и океанов. Глобальная рифтовая система океанов — феноменальная структура земной коры, не имеющая аналогов в пределах континентов. Она является центром спрединга — наращивания новой океанической коры и раздвижения ее в стороны. В осевой зоне рифтовой системы океанов сосредоточен молодой вулканизм. Она характеризуется условиями растяжения, о чем свидетельствуют многочисленные зияющие трещины растяжения (гьяры). Ее краевым частям присуща сбросовая структура, состоящая из тектонических ступеней средней ширины 2,5 км, отделенных листрическими (ковшеобразными) сбросами.

Континентальные рифты по сравнению с океаническими имеют меньшие размеры, пересекают кору материкового типа, несут черты фрагментарности по простиранию и явно выраженной грабенообразной природы. По сути дела, они состоят из взаимосвязанной системы грабенов, что дает основание рассматривать континентальные рифты, в отличие от океанических, как грабен-рифты. Типичными представителями континентальных рифтов являются новые рифты, развивающиеся с конца палеозойской эры. Несомненно, что образование рифтов происходило и в прошедшие геологические эпохи, в связи с чем выделение палеорифтов является правомерным. Однако отнесение к палеорифтам авлакогенов и палеоавлакогенов представляется нам весьма условным.

По Е.Е. Милановскому, в геологической истории развития рифтов можно выделить два этапа: предрифтовый и собственно рифтовый. Предрифтовый этап изучен недостаточно. Предполагается, что образованию рифтов предшествует процесс «возбуждения» коры и верхней мантии. Это выражается в разогреве мантии, в повышении ее магматической активности. Континентальная литосфера испытывает деструктивное воздействие, что сопровождается

ее растрескиванием и излиянием лав на поверхность (траппы). Процесс длителен, повторновозвратен, проявляется в генерировании разноглубинных магм.

Собственно рифтовый этап распадается на стадии заложения, проседания и инверсии. На первой стадии возникают линейные грабены, сопровождаемые, как правило, выпучиванием свода и его последующим обрушением с проявлением интенсивного вулканизма. Как указывает Е.Е. Милановский, в некоторых случаях образование рифтов начинается с возникновения пологой линейной депрессии, впоследствии преобразующейся в грабен. Этой стадии отвечает заложение многих авлакогенов на платформах Лавразии в рифее. Тем самым еще раз подчеркивается различие в образовании рифтов и авлакогенов. У первых это сопровождается сводообразованием, у вторых — пологими вытянутыми депрессиями, что вероятно, находит свое объяснение в глубинных процессах, происходящих в мантии.

Стадия проседания выражается в погружении ложа возникшего грабена. Длительность стадии насчитывает десятки миллионов лет, а амплитуда погружения от 1 до 15 км.

Стадия инверсии предусматривает существенное изменение структуры рифта. Выполняющие его толщи подвергаются складкообразовательным и складчато-надвиговым деформациям, приобретают линейную структуру. Иногда на инверсионной стадии развития происходит только изменение знака развития и прогибание сменяется вертикальным поднятием с образованием линейных валлообразных и горстовидных структур на месте авлакогена.

Выделенные Е.Е. Милановским стадии развития приуси лишь континентальным рифтам, но конечным результатом процесса рифтогенеза, как известно, является океанообразование через процесс спрединга. Если подойти к рифтогенезу с этих позиций, то цепочка геологических событий и, следовательно, стадии рифтогенеза в общей эволюции литосферы будет выглядеть следующим образом: предрифтовая стадия, стадия континентального

рифта (с подстадиями заложения, проседания, инверсии), стадия морского (или межконтинентального) рифта и стадия раннего спрединга. В зависимости от интенсивности глубинных процессов развитие рифтов может быть неполным, т.е. может не достигать конечного результата — океанообразования, а прерываться на одной из стадий или подстадий рифтогенеза.

Рассмотренные механизмы заложения и эволюции рифтовых систем в последние годы получили название *активного рифтогенеза*. В этом случае процесс инициируется глубинными причинами, а именно подъемом горячих и разуплотненных мантийных масс с границы мантия — ядро (т.н. мантийный плюм).

Более детальное изучение современных рифтов показывает, что могут быть и другие причины образования этих структур. К таковым относят, в частности, воздействие на литосферу внешних (боковых) сил, которые способны обусловить горизонтальное растяжение литосферы, уменьшение ее мощности и, в конечном итоге, разрушение. При этом происходит снижение горного давления, что в свою очередь ведет к частичному плавлению вещества мантии (астеносферы) и магматизму. Подобный рифтогенез получил название *пассивного*. Примером может служить формирование Байкальского рифта, как реакции литосферы на «удар» Индийского субконтинента в Евразию.

Еще одним механизмом пассивного рифтогенеза может являться, вероятно, проседание литосферы над остывающими недрами. Термическая усадка мантии могла происходить на заключительных стадиях геосинклинального развития — начальных стадиях платформенного развития литосферы. В этом случае авлакогены можно рассматривать как палеорифты пассивного типа.

В современной геологической литературе многие ученые (Ю.Г. Леонов, В.Е. Хаин и др.) склонны отдавать предпочтение именно пассивному рифтогенезу, считая его

наиболее распространенным в геологической истории Земли. Такая точка зрения сталкивается с трудностями при объяснении причин глобального рифтогенеза, который неоднократно проявлялся в ходе эволюции нашей планеты. Какие внешние силы могли привести к расколу суперконтинентов путем рифтогенеза, а затем к процессу спрединга? По нашему мнению, логичнее объяснить эти глобальные события внутренней динамикой Земли, которая обуславливала активный рифтогенез. В этом случае его пассивную форму следует рассматривать как подчиненное явление, а не наоборот.

Дискуссионность ряда вопросов в теории рифтогенеза говорит о том, что это важная проблема современной геотектоники нуждается в дальнейшем изучении и осмыслении.

11.4. Влияние разрывной тектоники на формирование месторождений полезных ископаемых

Уже в работах А.В. Пейве и В.И. Смирнова указывалось на приуроченность рудной минерализации к глубинным разломам земной коры. В дальнейшем эти идеи были развиты в работах Е.А. Радкевич, И.Н. Томсон, М.И. Ицксона, М.А. Фаворской и др. Пространственная взаимосвязь разломов и рудных тел легла в основу современного учения о рудных полезных ископаемых (рис. 44). Изучение этой взаимосвязи показало, что рудоконцентрирующие разломы отличаются длительностью развития и большой глубиной проникновения в недра. Формирование их происходило в условиях растяжения коры, поэтому такие разломы долгое время служили каналами для проникновения в литосферу мантийного вещества и циркуляции высокотермальных и высокоминерализованных ювенильных вод. Промышленное оруденение обычно связано не столько с зонами крупных разломов, сколько с опережающими мелкими разрывами. Наибольшая концентрация рудных минералов наблюдается в местах пересече-

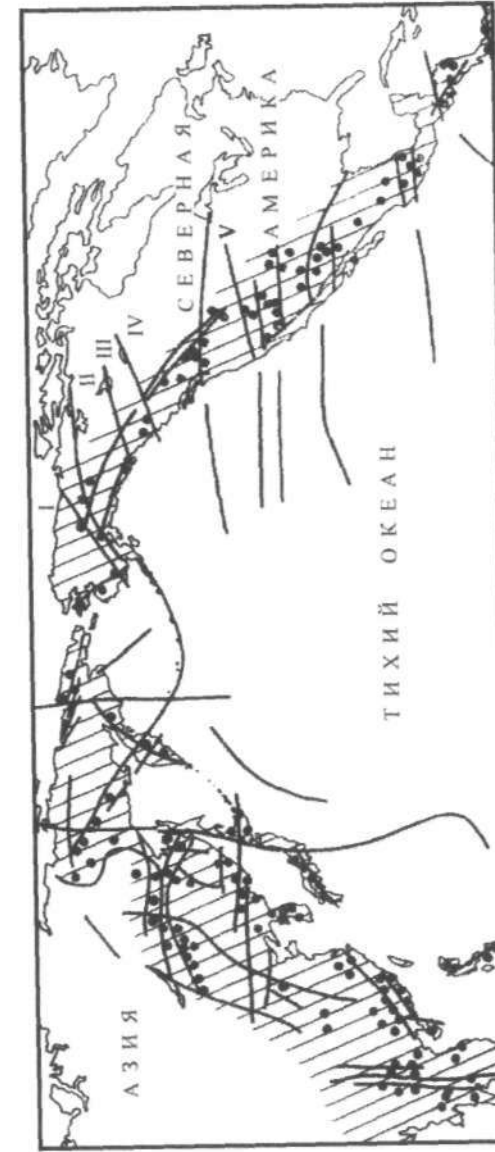


Рис. 44. Схема северной половины Тихоокеанского рудного пояса (по Е.А. Радкевич, М.И. Ицксону и др., 1973). Пояс выделен штриховкой, разломы — линиями, месторождения — зачернёнными кружками. Разломы: I — Юкон-Поркьюпайн, II — Брюинг-Клондайк, III — Стикин, IV — Кинг-Атабаска, V — Льюис-Кларк.

ний разломов. В связи с этим глубинные разломы рассматривают как рудоконцентрирующие структуры литосферы, образующие рудные зоны, а места их пересечений — как рудные узлы.

В последние годы выявляется высокая металлогения рифтовых зон земной коры, причем с различной специализацией в океанических и континентальных рифтах. Океанические рифты характеризуются сульфидной (свинцово-цинково-медной) и железо-марганцевой минерализацией. Полиметаллическое оруденение океанических рифтов, по мнению А.Д. Щеглова, близко по своим генетическим особенностям к протерозойским свинцово-цинковым гидротермальным осадочным месторождениям палеорифтов (Сулливан в Канаде; Маун-Айза, Хилтон, Маркатур в Австралии и др.). В ряде случаев имеется уникальная возможность непосредственно наблюдать современный процесс образования месторождений полезных ископаемых в океанических и морских рифтах. Одним из таких мест на Земле является Красное море, в придонной воде которого минеральных солей в 50 тыс. раз больше, чем в обычной морской воде. По подсчетам ученых, в стометровой толще рудоносных осадков рифтовой впадины Атлантис-II сконцентрировано 130 млн. т различных металлов (см. гл. 4).

Металлогения континентальных рифтов изучена гораздо лучше. Для стадии заложения рифтов, сопровождаемой сводообразованием, характерно редкоземельное, оловянно-вольфрамовое, свинцово-цинковое, медно-молибденовое оруденение. Для последующих стадий континентального рифтогенеза присущи низкотемпературные эпитермальные минеральные концентрации флюорита, барита, марганца (по А.Д. Щеглову). В некоторых случаях с континентальными рифтами связано формирование редкоземельных карбонатитов и алмазонасных трубок взрыва; каменных, калийных солей и каменного угля; драгоценных и полудрагоценных камней.

Важную роль рифтогенез и разрывная тектоника сыграли и в образовании месторождений нефти и газа. Пространственная приуроченность скоплений углеводорода к зонам разломов земной коры давно обращала на себя внимание геологов (рис. 45). Однако первыми на эту особенность обратили внимание неорганики и использовали эту связь для доказательства неорганического происхождения нефти и газа. Это вызвало определенное сомнение и недоверие у широких кругов геологов-нефтяников, разде-

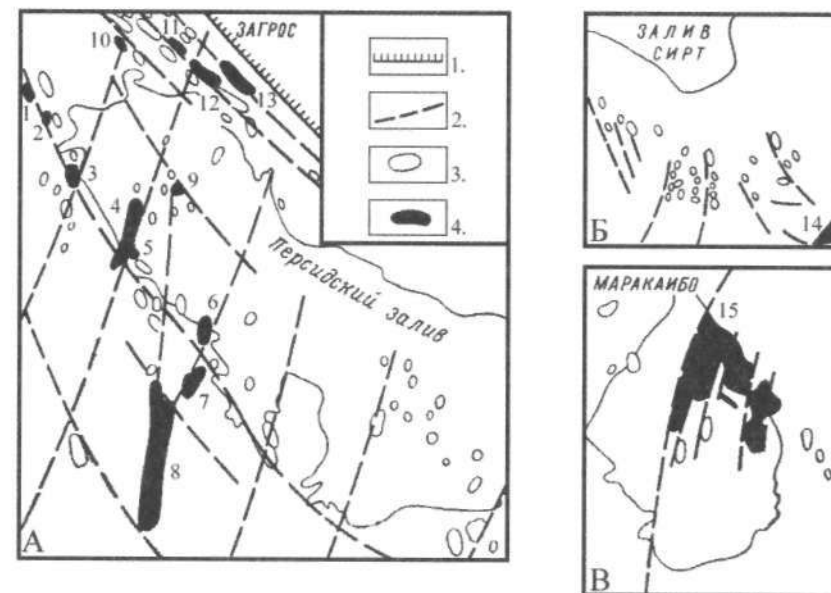


Рис. 45. Пространственное размещение месторождений углеводородов и региональных разломов некоторых районов Африки и Южной Америки (В.П. Гаврилов, 1978).

А — Восточный склон Аравийской плиты, Б — Сиртская впадина, В — Маракайбская впадина. 1 — Предзагорский краевой шов; 2 — разломы, 3 — крупные и гигантские месторождения углеводородов, 4 — уникальные месторождения углеводородов с извлекаемыми запасами более 1 млрд. т условного жидкого топлива (цифры на карте): 1 — Румейла, 2 — Раудхатайн, 3 — Большой Бурган, 4 — Сафания-Хафджи, 5 — Манифа, 6 — Катиф, 7 — Абкаик, 8 — Гхавар, 9 — Ферейдун, 10 — Марун, 11 — Агаджари, 12 — Пазанун, 13 — Гечсаран, 14 — Сарир, 15 — Боливар прибрежный.

ляющих органическую теорию происхождения углеводородов. Исследования, проведенные в РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина в 70-е годы прошлого столетия, доказали, что приуроченность залежей нефти и газа к разломам можно хорошо объяснить именно с позиции органической теории происхождения нефти. Эта взаимосвязь носит опосредствованный характер и выражается через определяющее влияние разломов на такие нефтегазokonцентрирующие факторы, как ловушки, коллекторские свойства пород, покрышки, гидродинамический режим подземных вод и др. Существенное влияние на процессы образования и накопления нефти и газа оказывают континентальные и морские (межконтинентальные) рифты. Это объясняется тем, что в опущенных блоках рифтов накапливаются мощные глинистые толщи, обогащенные рассеянным органическим веществом. В основании осадочного разреза рифтов, как правило, всегда залегают толщи черных глин или аргиллитов. Быстрое захоронение органического вещества и погружение на значительные глубины приводит к реализации их нефтегазоматеринского потенциала. Этому способствует аномально высокий тепловой поток рифтов и разломов, их ограничивающих. Высокая прогретость недр характерна и для рифтовых зон континентов, которые в современную эпоху и не столь активны. Так, в пределах североморских рифтов значение геотермического градиента составляет $3,4\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, тогда как в стороне от них не превышает $2,7\text{--}2,8\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Колтогоро-Уренгойский рифт Западной Сибири имеет величину геотермического градиента от $3,5$ до $4,5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, а в соседних районах — $2,5\text{--}3\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. По имеющимся данным, в зонах некоторых разломов платформ температура недр на $15\text{--}20\text{ }^{\circ}\text{C}$ выше по сравнению с сопредельными (внеразломными) территориями. Все это способствует сильному «прогреву» осадков и захороненного органического вещества и более полной его реализации. Последующая миграция флюидов нефти и газа и накопление

их в залежи во многом определяется деятельностью глубинных разломов, ограничивающих крупные рифты. В связи с этим нефтегазоносность рифтов и глубинных разломов — явление не случайное, а отражает одну из важнейших закономерностей нефтегазообразования и нефтегазонакопления в земной коре, которую можно объяснить и с позиции органической (осадочно-миграционной) теории происхождения нефти.

Контрольные вопросы:

1. Что понимается под тектоническим нарушением?
2. Дайте классификацию тектонических нарушений.
3. Охарактеризуйте параклазы и диаклазы. Поясните схемами и рисунками.
4. Что такое аллохтон и автохтон?
5. Дайте определение глубинного разлома.
6. Какие признаки глубинных разломов Вам известны?
7. Приведите классификацию глубинных разломов.
8. Определите кольцевые структуры. Дайте их классификацию.
9. Охарактеризуйте астроблемы. Приведите примеры.
10. Охарактеризуйте геоблемы. Приведите примеры.
11. Что понимается под термином «рифт»?
12. Приведите примеры крупных рифтовых структур. Покажите на карте и охарактеризуйте.
13. Общие и отличительные черты континентальных и морских рифтов.
14. Основные стадии развития рифта (по Е.Е. Милановскому).
15. Что такое активный и пассивный рифтогенез? Приведите примеры.
16. Какой вид рифтогенеза, по Вашему мнению, наиболее распространен в эволюции и строении литосферы? Почему?

17. Существует ли связь разломов с месторождениями рудных полезных ископаемых? Поясните.
18. Имеется ли пространственная связь месторождений нефти и газа с разломами земной коры? Поясните.

ГЛАВА 12

ПРИНЦИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КАРТЫ

Тектоническое районирование территорий и составление на этой основе тектонических карт является традиционным методом геологии. Его целесообразность вытекает из необходимости синтезировать имеющиеся геологические сведения о строении того или иного региона, понять условия возникновения и закономерности размещения в земной коре месторождений различных полезных ископаемых.

12.1. Понятие о тектоническом районировании и тектонических картах

В настоящее время под *тектоническим районированием* понимают выделение разномасштабных участков литосферы на основе различий в их историко-геологическом развитии, структурно-морфологических особенностей, структурно-вещественного состава или других признаков. Районирование проводится на базе комплексного геолого-геофизического и гидро-геохимического изучения территорий. Ю.А. Косыгин считал тектоническое районирование основным приемом анализа и распознавания геологических объектов. Ч.Б. Борукаев, А.К. Башарин, Н.А. Берзин определяют тектоническое районирование как моделирование геологического пространства, а тектоническую карту как графическую модель пространства. По их мнению, тектоническая карта всегда должна содержать элемент научного прогноза.

Определяя сущность тектонических карт, один из основоположников тектонической картографии Н.С. Шатский писал, что *тектоническими* называются такие карты, на которых условными знаками нанесены структурные формы различных категорий и разного возраста. По мнению Ю.М. Пушаровского, тектонические карты отображают структуры земной коры и их естественное сочетание, или, что то же самое, структурные формы и тектонические зоны разных порядков и свойств. Таким образом, тектонические карты имеют два аспекта: во-первых, они обобщают большой и разнообразный материал по структурам литосферы; во-вторых, содержат типизацию и классификацию структурных форм и тектонических зон, трактовку стадий и этапов их развития. В силу того, что тектонические карты охватывают обширные пространства земной поверхности, кроме элемента научного прогноза они содержат также и гипотетические представления. В особенности, это касается малоизученных регионов планеты или проблемных вопросов тектоники.

Н.П. Херасковым в 1948 г. было подчеркнuto, что тектонические карты подразделяются на две основные категории: структурные и собственно тектонические. Первые отражают морфологию тектонических структур; вторые, кроме морфологии — историю формирования структур.

В дальнейшем стала проявляться тенденция объединения этих двух категорий тектонических карт, с отображением на тектонической карте структуры различных горизонтов чехла и фундамента в изолиниях.

12.2. Этапы развития тектонической картографии

Создание первых тектонических схем — карт *тектонических линий* происходит в конце XIX — начале XX вв. На схемах линиями показывалось простираие складок и разломов. Считалось, что складчатые системы определенного возраста характеризуются и определенным простираием структур. Понятно, что такие схемы составляли

для горноскладчатых областей, тогда как платформы выделялись, главным образом, как закрытые территории.

В первой половине XX в. появляются тектонические карты с выделением площадей, где формирование складчатых структур завершилось в одну из эпох складчатости, которые были выделены М. Бертраном еще в 1887 г. (каледонская, герцинская, мезозойская и альпийская). Наибольшую известность получила тектоническая схема Г. Штилле (1924 г.). В 30-х годах прошлого столетия появляются подобные схемы для территории тогдашнего СССР, авторами которых были Д.В. Наливкин, М.М. Тетяев, А.Д. Архангельский, Н.С. Шатский.

Новый этап тектонической картографии приходится на середину XX в. Появившиеся материалы глубокого бурения, региональных геофизических исследований позволили создать первые обзорные тектонические карты, где показывалось строение закрытых платформенных территорий. К таким картам относятся: «Тектоническая карта СССР» (1953 г.), «Международная тектоническая карта Европы» (1964 г.), «Тектоническая карта Евразии» (1966 г.) и многие другие. На этих картах делаются попытки осветить геологическое строение как фундамента, так и осадочного чехла.

Распространение идей мобилизма и появление принципиально нового материала по Мировому океану стимулировало появление в 70-х годах прошлого века нового этапа в развитии тектонической картографии. Делаются попытки районировать дно Мирового океана. Появляется «Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли» (1970 г.), аналогичные карты для других океанов.

На основе синтеза тектонического строения континентов и океанов создается первая «Тектоническая карта Мира» (1977 г.). В 1984 г. вышла в свет «Международная тектоническая карта Мира», а в 1988 г. — «Геодинамическая карта СССР».

В настоящее время идет процесс совершенствования

геодинамических подходов при составлении разномасштабных карт мира и отдельных сегментов Земли.

12.3. Принципы и методы тектонического районирования

Как следует из предыдущего раздела, развитие тектонической картографии практически все время базировалось на изучении геологии континентов, поэтому существующие принципы и методы тектонического районирования созданы, в основном, применительно к этим структурам литосферы. Лишь в последние два десятилетия делается попытка проводить тектоническое районирование дна Мирового океана. Однако использование опыта районирования континентов не всегда применимо к акваториям, что заставляет искать новые пути и принципы районирования дна морей и океанов.

При тектоническом районировании континентов в настоящее время сформировалось четыре основных принципа: районирование по возрасту завершающей (главной) складчатости; по типам тектонического развития (режима); по типам эндогенных режимов; по структурно-вещественным признакам минеральных масс.

12.3.1. Районирование по возрасту завершающей (главной) складчатости

Это самый традиционный принцип тектонического районирования. Он использовался Г. Штилле еще в 20-х годах прошлого века, но законченную формулировку получил благодаря работам А.Д. Архангельского и Н.С. Шатского. В основе этого принципа лежит классическое учение о геосинклиналях, в соответствии с которым развитие литосферы понимается как естественно-исторический процесс перехода геосинклинали в платформу. Поскольку литосфера состоит из складчатых областей, имеющих различный возраст своего возникновения, то появляется возможность делить ее на основе возрастного рубежа между геосинклинальным периодом развития того или иного

региона и его платформенным периодом. В классических трудах А.Д. Архангельского и Н.С. Шатского указывалось, что таким рубежом является складчатость, после которой соответствующие участки коры утрачивали свойства геосинклинали. Более определенно об этом говорится в книге «Тектоника Евразии» (1966 г.), где подчеркивается, что тектоническое расчленение приводится по возрасту главной складчатости, заканчивающей геосинклинальное развитие. Ю.М. Пушаровский считает, что решающим при определении времени становления складчатых областей является окончание геосинклинального осадконакопления и формирование на месте геосинклинали размываемой складчатой страны.

Используя историко-геологический принцип (геохронологический, по Т.Н. Спижарскому), в структуре литосферы в самом общем виде можно выделить области древних (эпикарельских) и молодых (эпибайкальских, эпикаледонских, эпигерцинских) платформ, мезозойские параплатформы, кайнозойские складчатые сооружения, современные геосинклинали, области эпиплатформенного орогенеза, т.е. все главнейшие структурные образования литосферы. В основе принципа районирования по возрасту завершающей складчатости лежит анализ формаций и формационных рядов, которые представляют совокупность формаций, последовательно образующихся на данном участке земной коры.

Стремясь усовершенствовать историко-геологический принцип, некоторые ученые (В.В. Белоусов, Т.Н. Спижарский, И.П. Атласов, Л.И. Боровиков и др.) предлагают заменить его на генетический подход при районировании литосферы, беря за основу условия возникновения и формирования соответствующих участков земной коры. Однако на современном уровне знаний генетический подход вызвал бы много дискуссионных вопросов, а созданные тектонические карты были бы слишком гипотетичны. Кроме того, принципиального различия между исто-

рико-геологическим и генетическим принципами не обнаруживается. Еще Н.С. Шатский отмечал, что под *тектоническим* или *историко-геологическим* методом следует понимать *изучение истории становления геотектонических элементов, выясняя которую, сравнительным методом, можно прийти к тем или иным заключениям об этапах развития земной коры в целом.* В связи с этим следует согласиться с Ю.А. Косыгиным, В.А. Соловьевым и другими геологами, которые объединяют историко-геологический и генетический принципы в единый ретроспективный подход, основным методом которого они считают ретросказание. Этому направлению в тектонике соответствует принцип историзма.

К тектоническим картам, основанным на ретроспективных реконструкциях, относятся и палеотектонические карты, сравнительный анализ которых с современной тектонической картой дает возможность проследить изменение границ структурных элементов, развитие последних во времени, проявление глубинных разломов, появление новых формационных комплексов. Такой анализ позволяет судить об унаследованном или неунаследованном развитии крупных структурных элементов платформ, что имеет практическое значение при поисках месторождений полезных ископаемых.

Несмотря на то, что историко-геологический принцип прошел испытание временем, в его адрес высказываются и некоторые критические замечания. Основные из них сводятся к следующему.

1. Понятие «возраст складчатости» является скользким во времени. Еще А.Л. Яншиным (1965) было показано, что в истории Земли не существовало планетарных эпох тектонического покоя и что эпохи складчатости не связаны со строго определенными хронологическими рубежами. Поэтому в глобальном плане нет полного совпадения времени проявления той или иной складчатости. Так, складчатость, приведшая к образованию герцинид, в

Западной Европе проявилась на рубеже между ранним и средним карбоном, а на Урале — между ранним и средним триасом.

2. Тектонические карты, составленные на основе историко-геологического принципа, концентрируют внимание исследователей на одной, сравнительно непродолжительной эпохе развития данного региона и в этом смысле не отражают всей его истории.

3. На картах недостаточно полно и ярко выражена структура региона.

Районирование по возрасту завершающей складчатости наиболее пригодно для региональных карт мелкого масштаба, охватывающих крупные по площади территории (платформы, материка, группы материков). Карты, составленные для небольших участков земной поверхности, теряют выразительность и информативность.

Указанные недостатки не порочат историко-геологического принципа в целом, но требуют его совершенствования.

12.3.2. Районирование по типам тектонического развития (режима)

В рамках этого метода проводится тщательный анализ последовательности залегания осадочных толщ, элементов структуры осадочного слоя литосферы. Тектоническое районирование по этому принципу заключается в выделении в земной коре регионов с определенной структурой. Принцип районирования основывается на представлении о том, что земная кора геосинклиналей по составу и строению отличается от коры платформ. В связи с этим Т.Н. Спижарским выделяются два основных вида тектонических режимов: геосинклинальной коры и континентальной коры. В развитии геосинклинали Т.Н. Спижарский различает демиссионную (преобладание опусканий) и инверсионную стадии. Более дробное деление геосинклинальных режимов основывается на характере и составе магматизма. Т.Н. Спижарским предлагается различать че-

четыре вида геосинклинальных режимов: фемический (интенсивное проявление начального основного и ультраосновного магматизма); салическо-фемический (увеличивается роль кислого магматизма); фемическо-салический (преобладание кислого, гранитного магматизма); салический (основной и ультраосновной магматизм отсутствует). Примерами этих режимов являются соответственно: Урал, Саяны и Алтай, Тянь-Шань, Верхоянье. Смена магматизма отражает переход от активного геосинклинального режима ко все более «вялому»: фемический режим — это типичный эвгеосинклинальный, а салический — типично миогеосинклинальный. В геосинклинальных режимах Т.Н. Спижарский выделяет еще режим срединных массивов (импозитивный).

Режимы континентальной коры ученый разделяет на омогеосинклинальный (парагеосинклинальный) и режим завершенной складчатости. В пределах последнего выделяются орогенный и койлогенный режимы. Под последним понимается режим молодых платформ, когда преобладают опускания с формированием осадочного чехла (Западно-Сибирская плита, например). Орогенный режим отличается доминированием поднятий и размыва.

Платформенный режим, в понимании Т.Н.Спижарского, характерен только для древних платформ. В их развитии он выделяет стадии: авлакогенную, калюмогенную (умеренного опускания) и эмиссионную (умеренного поднятия).

Опыт составления карт тектонического развития показывает, что метод имеет существенные недостатки. Во-первых, при определении генезиса структур возникает много дискуссионных вопросов, а решения их во многом субъективны. Во-вторых, многообразие геологических объектов, с которыми приходится иметь дело при составлении карт тектонических режимов, и большое количество их признаков приводит к крайней индивидуализации самих объектов, поскольку каждый из выделяемых

районов выступает в качестве самостоятельной специфической единицы. В-третьих, использование метода осложняется обилием новых и сложных терминов. По этим и некоторым другим причинам метод районирования литосферы по типам тектонического развития (режима) не получил широкого применения.

12.3.3. Районирование по типам эндогенных режимов

Принцип предложен В.В. Белоусовым в 1976 г., в некотором отношении он близок к районированию по тектоническим режимам. В основу положено представление о различных эндогенных режимах земной коры. Каждый из них характеризуется определенными формами, масштабом и последовательностью тектонических движений, магматических и метаморфических процессов. Основные виды режимов, выделяемые автором, показаны в табл. 4.

В.В. Белоусов предлагал проводить районирование относительно того или иного эндогенного цикла развития данного региона. При районировании, например, герцинского цикла на схеме показываются геосинклинали, платформы, рифты и т.д., развивавшиеся во второй половине палеозойской эры. На схеме, отражающей заключительную стадию развития того же цикла, будут фигурировать эпигеосинклинальные и эпиплатформенные орогены. Автор считал, что районирование территорий по эндогенным режимам будет способствовать выявлению закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых. Однако предложенный В.В. Белоусовым принцип также не получил практического использования.

12.3.4. Районирование по структурно-вещественным признакам минеральных масс

Авторы метода (Ю.А. Косыгин, Ю.А. Воронин, Ч.Б. Боукаев и др.) считают, что он находится в стадии разработки. В основе районирования по этому принципу лежит выделение крупных геологических тел, которые характеризуются фиксированными в классификации значе-

Табл. 4. Эндеогенные режимы (по В.В. Белоусову)

Класс режимов	Режим	Стадии развития	Примеры
Геосинклинальный	Эвгосинклинальный	Офиолитовая Инверсионная	Саяны в раннем палеозое Саяны в силуре
	Мисосинклинальный	Компенсированного прогибания Инверсионная	Большой Кавказ в мезозое Большой Кавказ в олигоцене
	Парасинклинальный		Донбас
	Срединных массивов		Венгерский, Родопский
Орогенный	Эпигеосинклинальный		Альпы, Кавказ
	Эпиπλαформенный		Тянь-Шань, Алтай
Рифтовый			Аравийско-Африканский пояс, Байкал
Платформенный	Древних платформ		Восточно-Европейская Урало-Сибирская
	Молодых платформ		
Магматической активизации	Платобазальный		Тунгусская синеклиза Анабарский щит
	Центральных интрузий и грубок взрыва		
Окраина материков	Атлантический		Северная окраина Евразии
	Тихоокеанский		Островные дуги Восточной Азии

ниями степени дислоцированности и вещественного состава. В этом случае каждое геологическое тело рассматривается как элемент структурно-вещественной ассоциации. Происходит как бы «элементаризация геологического пространства», т.е. разделение его на простые тела. При этом необходимо строго учитывать те свойства, по которым происходит разделение геологического пространства. Ю.А. Косыгин рассматривает это положение как принцип специализации.

Для геологических тел, имеющих одинаковую природу, должны быть указаны одни и те же свойства с равной точностью и степенью детальности (принцип однородности описания). Выделяемые при районировании элементы должны иметь размеры в определенном диапазоне (принцип соразмерности). Принцип целесообразности должен определить природу границ геологических тел, выделенных при районировании, т.е. выбор делящих свойств должен обеспечить районирование в соответствии с задачами исследователя. Для осуществления районирования по структурно-вещественным признакам Ю.А. Косыгин ввел понятие о структурно-вещественной ассоциации, под которой понимается ассоциация простых геологических тел, охарактеризованная геологической структурой и составом образующих ее элементов.

В качестве опыта составления тектонических карт по структурно-вещественным признакам можно привести карту Тектоники докембрия континентов (гл. ред. Ю.А. Косыгин, масштаб 1:15000000). По степени дислоцированности пластов на карте выделены складчатые и нескладчатые комплексы, а по вещественному составу — платформенные и геосинклинальные. Разделение последних проводилось на основе формационного анализа. Так, к платформенным отнесены комплексы, для которых типичны формации кварцевых песчаников, глин, плитняковых известняков, доломитов и др. Все неплатформенные комплексы рассматриваются как геосинклинальные.

Для них типичны формации аспидные, молассовые, яшмовые, джеспилитовые, рифовых известняков и др.

В результате авторы карты выделяют четыре класса комплексов: геосинклинальные складчатые, геосинклинальные нескладчатые, платформенные складчатые и платформенные нескладчатые. Первые соответствуют примерно общепринятым складчатым комплексам, вторые в современной геологической терминологии аналогов не имеют, к ним были отнесены группа Маун-Брус Западной Австралии, группа Гурон Канадского щита и др.; к третьим — синий Южно-Китайской платформы, инфракембрий Ирана и др.; к четвертым — общепринятые платформенные чехлы. С целью отражения взаимного расположения комплексов авторы карты вводят возрастную индексацию докембрийских толщ.

Предлагаемый принцип районирования литосферы при некоторых бесспорно положительных моментах вызывает и серьезные возражения.

Во-первых, само выделение «геосинклинальных нескладчатых» и «платформенных складчатых» комплексов находится в противоречии с общепринятыми представлениями о геосинклиналях и платформах. Да и само выделение только четырех классов комплексов в известной мере обедняет и суживает рамки геологических объектов.

Во-вторых, обилие новых терминов и понятий делает карту плохо читаемой и доступной в основном лишь самим авторам.

В-третьих, рассматриваемый принцип районирования имеет известные ограничения и применим к областям, которые плохо поддаются районированию с помощью историко-геологического подхода, как это имело место с докембрием континентов. По-видимому, принцип районирования по структурно-вещественным признакам минеральных масс будет в дальнейшем совершенствоваться и развиваться его авторами.

Кроме рассмотренных принципов существуют и неко-

торые другие подходы к тектоническому районированию континентов, из которых в последние годы получают развитие карты динамических характеристик и палинспастические карты. К первым относят карты современных движений земной коры (вековых, сейсмогенных, вулканогенных, техногенных) и карты, отражающие быстрые сейсмогенные тектонические явления (карты балльности, карты смещения земной поверхности при землетрясениях). Карты динамических характеристик, как правило, составляются для ограниченной территории земного шара, имеют частное значение и не содержат сведений о внутреннем строении литосферы.

Большой интерес и хорошие перспективы развития имеют карты тектонического районирования, осуществляемого на палинспастической основе. На таких картах показано реконструированное положение континентов на определенный отрезок геологического времени. Воссоздание положения континентов обычно проводится по палеомагнитным данным с учетом формационного анализа.

Методика построения палинспастических карт разработана еще недостаточно хорошо, в ней много субъективного и дискуссионного. Но сам подход к тектоническому районированию на реконструированной топооснове очень прогрессивен.

12.3.5. Принципы тектонического районирования дна океанов

При тектоническом районировании океанов историко-геологический принцип, который столь широко и успешно используется при районировании континентов, в полной мере не применим, так как океаническая кора в своем развитии не проходила стадию складчатости и в ее пределах по этому принципу выделение разновозрастных областей практически невозможно. В связи с этим долгое время при тектоническом районировании дна океанов основной акцент делается на батиметрическую его характеристику. Ю.М. Пушаровский при составлении тектони-

ческой карты Тихоокеанского сегмента в 1972 г. стремились решить вопрос о возрасте океанического ложа, исходя из представления о длительной истории развития ложа океанов. Однако до настоящего времени разделение дна Мирового океана на разновозрастные области (как это принято на континентах) не получило должного теоретического обоснования и практического применения. До сих пор районирование ложа Мирового океана не имеет четких общепринятых критериев. Намечаются три основных подхода при районировании акваторий: традиционный историко-геологический, морфоструктурный и по типу земной коры. Иногда эти принципы (в особенности первый и второй) совмещаются.

Учитывая, что в строении дна океанов принимают участие области с различным типом строения коры, то подход к их тектоническому районированию должен быть индивидуальным. В связи с этим при тектоническом районировании дна морей и океанов предлагается выделять в качестве наиболее масштабных структур (геотекстур): подводные окраины континентов, переходные зоны (транзитали, или зоны крашинга), ложе океанов и срединно-океанические хребты, т.е. наиболее крупные геоморфологические провинции океанического дна рассматривать и как крупнейшие геолого-структурные единицы. При дальнейшей детализации этих структур необходимо также учитывать тесную связь рельефа океанического дна с его внутренним строением, что убедительно обосновано Г.Б. Удинцевым.

При районировании подводных окраин континентов среди них следует различать активные и пассивные окраины. Первые совместно с прилегающими горноскладчатыми областями следует рассматривать в качестве современных геосинклиналей. Пассивные окраины целесообразно районировать на основе историко-геологического принципа, поскольку эти геотекстуры Мирового океана в тектоническом отношении принадлежат материкам. Под-

разделение остальных структурных областей Мирового океана проводилось на морфоструктурной основе. В пределах переходных зон предлагается выделять материковый склон, котловины окраинных морей, островные дуги и глубоководные желоба. Сочетание двух последних структур можно рассматривать как современную геосинклиналь.

Ложе океанов районировать на океанические платформы (талассократоны), в пределах которых выделяются талассоплены (океанические плиты), океанические валы, океанические поднятия; внутриокеанические вулканические пояса. Срединно-океанические хребты рассматриваются как самостоятельная тектоническая единица океанического дна, в качестве океанического орогенного пояса.

12.3.6. Типы геологических границ

При тектоническом районировании как континентов, так и океанов возникает необходимость ограничивать структурные элементы или комплексы границами, природа которых может быть различна. Обычно используют четыре основных вида геологических границ: резкостные, дизъюнктивные, произвольные и условные (Косыгин, 1983).

Резкостные границы обозначают существенную смену структурных и вещественных характеристик, используются при разделении структурно-вещественных комплексов. Эти границы могут быть несогласными, когда комплексы разделены несогласиями, и согласными, когда несогласие отсутствует. Примеры: границы между слоями с различными комплексами фауны и различного литологического состава; границы интрузивных и эффузивных пород; границы угленосных толщ и т.д.

Дизъюнктивные границы подразумевают наличие разрывного смещения, которое вызывает отклонение от нормальной последовательности и изменение расположения геологических тел. Примеры: тектонические контакты и разломы.

Произвольные границы отражают возрастное разделение областей, комплексов или частей комплексов. Иногда произвольные границы называют *изохронными* (изохроны).

Условные границы используются для разделения областей или комплексов, не имеющих четко выраженных отличий. Условные границы проводят произвольно, учитывая задачи исследования.

12.4. Типы тектонических карт

Исходя из целей и задач, стоящих перед тектоническим районированием, тектонические карты обычно подразделяют на общие и специальные.

Общие карты отражают общее тектоническое строение крупных регионов, сегментов Земли или земного шара в целом. При их составлении используются принципы, предложенные в пункте 12.3. настоящей главы.

Если возникает необходимость отразить какую-то специфическую особенность изучаемого региона, то прибегают к составлению специальных карт. К ним относятся: палеотектонические, структурные, палеогеографические, неотектонические, космотектонические, геодинамические и другие карты.

В зависимости от масштаба тектонические карты подразделяют на глобальные, обзорные и региональные.

Глобальные карты содержат изображение всей поверхности земного шара, континентов и океанов. Их масштаб изменяется в пределах от 1:15000000 до 1:45000000.

Обзорные карты содержат тектоническую информацию по отдельным континентам и океанам, или территориально крупным странам. Они создаются в масштабе от 1:5000000 до 1:2500000.

Региональные карты посвящаются конкретным регионам (например, Кавказу, Франции и т.д.). Масштаб этих карт варьирует от 1:1500000 до 1:500000.

Контрольные вопросы:

1. Что понимается под тектоническим районированием?
2. Расскажите об основных этапах развития тектонической картографии.
3. Перечислите основные принципы тектонического районирования.
4. Объясните принцип районирования по возрасту завершающей (главной) складчатости.
5. Типы тектонических карт в зависимости от смысловой нагрузки.
6. Типы тектонических карт в зависимости от масштаба изображения.
7. Охарактеризуйте типы геологических границ.

ГЛАВА 13

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ И ГЛАВНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

В основе современных воззрений на происхождение Земли и Солнечной системы лежит представление о существовании первоначально единого холодного газопылевого облака, которое возникло в результате фрагментации массивного межзвездного облака. Самопроизвольное сжатие под действием собственного тяготения привело к термоядерному взрыву с образованием быстро вращавшегося Протосолнца, окруженного плазменным диском. Охлаждение последнего и слипание (аккреция) вещества привели к возникновению Солнца с допланетным газопылевым облаком размером с современную планетную систему. Дальнейшее формирование планет шло по аккумуляционной схеме, согласно которой объединяются не твердые тела, а более или менее разреженные агрегаты (сгущения) вещества. Процесс аккреции приводит вначале к возникновению протопланет, которые являли собой гигантские разреженные агрегаты плотностью на несколько порядков меньше плотности твердых тел. В протопланетах происходила первичная дифференциация вещества, его уплотнение. Этот процесс, а также энергия падающих метеоритов приводят к выделению тепла и разогреву земных недр, что в свою очередь стимулировало дальнейшую дифференциацию земного вещества. В результате к временному рубежу $4,6 \cdot 10^9$ лет вокруг Солнца возникли пла-

неты, в том числе и Земля, которая представляла собой сравнительно плотное космическое тело, не дифференцированное на кору, мантию и ядро, относительно холодное, то есть температура в его недрах не превышала температуру плавления земного вещества.

Дальнейшая геологическая эволюция нашей планеты определялась главным образом внутренней энергией недр и была направлена на постепенное рассеивание этой энергии. Количество выделяемой энергии управляло течением тектонических событий.

В геологической эволюции Земли в зависимости от активности тектонических процессов и геологических результатов можно выделить следующие этапы (или мегастадии), совпадающие с крупными геохронологическими подразделениями: катархейский, раннеархейский, среднепозднеархейский, раннепротерозойский и позднепротерозойско-фанерозойский.

Катархейский этап (4,6–4,0 млрд. лет). Столь древних пород на поверхности Земли практически не известно, что существенно затрудняет восстановление реальных тектонических событий того времени. Можно предположить, что активных тектонических процессов на Земле тогда еще не протекало.

Наиболее ощутимыми событиями были: бомбардировка нашей молодой планеты метеоритами и деформация земного вещества под воздействием лунных приливов. Тогдашний ландшафт планеты, неприветливой, суровой и холодной пустыни, испещренной метеоритными кратерами, напоминал современный пейзаж Луны, в связи с чем этот этап развития Земли получил название *лунной стадии* (по А.П. Павлову). В последние десятилетия, наряду с лунной моделью раннего периода развития Земли предлагается венерианская модель (В.И. Шульдинер), согласно которой Земля с самого начала обладала плотной атмосферой, высокой температурой и давлением. Однако эта модель недостаточно увязана с геологическими дан-

ными, имеет ряд существенных недостатков и требует дальнейшей разработки.

Раннеархейский этап (4,0–3,5 млрд. лет). Предполагается, что уже в то время могла начать формироваться атмосфера и изолированные водные бассейны, в которых уже, вероятно, шел процесс накопления осадков обломочного и химического происхождения с их последующим метасоматическим преобразованием в глубокометаморфические породы (гнейсы, слюдястые сланцы). Древнейшие гнейсовые комплексы (т.н. серые гнейсы), перемежающиеся с гранитными образованиями, формировали своеобразные овальные вздутия (гранито-гнейсовые купола, овалы, овоиды, нуклеоиды) до нескольких десятков, иногда сотен километров в поперечнике. Купола располагались хаотично, без отчетливой линейной ориентировки в пространстве. Объединяясь, гранито-гнейсовые купола образовали первичную «гранитную» кору планеты, а сам период ее формирования получил название *нуклеарной стадии* (по Е.В. Павловскому). Главным результатом раннеархейского этапа явилось образование протоконтинентальной коры и первичной гидросферы. Однако тектонической активности с позиции современного понимания этого процесса тогда еще, вероятно, не было. Поэтому катархейский и раннеархейский этапы можно рассматривать как этапы скрытотектонические (криптотектонические). В недрах Земли шла своеобразная подготовка к взрыву тектонической активности, что произошло уже в следующем этапе эволюции Земли.

Наряду с концепцией холодного изначального состояния Земли в последние годы развиваются сценарии «горячего» развития нашей планеты. Допускается, что соударения частиц разного размера привели к формированию Земли, разогрели ее первичное вещество до состояния плавления. Планета уже на ранних стадиях своего развития могла испытать магматическую дифференциацию на кору, мантию и ядро. Однако сторонники этой идеи не приво-

дят сколько-нибудь убедительных данных в свою пользу. Более того, концепция изначальной горячей Земли входит в противоречие с рядом геологических фактов, что ставит ее на уровень научных гипотез, но не более.

Средне-позднеархейский этап (3,5–2,6 млрд. лет). Знаменуется выделением протоядра Земли (О.Г. Сорохтин, С.А. Ушаков, 2002), что положило начало гравитационной дифференциации земного вещества на кору, мантию и ядро. Процесс сопровождался высвобождением большого количества энергии и перегревом земных недр. Возникли, вероятно, мантийные плюмы, неупорядоченные конвекционные ячейки, что влекло за собой деструкцию протокоры с образованием тонких и сравнительно небольших литосферных плит. Хаотически перемещаясь по поверхности мантии архейские плиты, при столкновении तोпились, скучивались, образуя характерные для того времени структурные формы — зеленокаменные пояса. Последние последовательно причленялись к ядрам протоконтинентальной коры, которая в ряде мест подвергалась переплавлению с образованием калиевых гранитоидов. В конечном итоге это привело к формированию обширных гранит-зеленокаменных областей с настоящей континентальной корой (эпиархейские ядра), заложивших основу фундамента будущих древних платформ. Предполагается, что в конце рассматриваемого этапа произошло объединение разрозненных фрагментов протокоры в единый суперматерик (Моногея или Пангея 0).

Раннепротерозойский этап (2,6–1,7 млрд. лет) характеризовался продолжением тектонической анархии в земных недрах, несмотря на некоторое их охлаждение. Возникший в конце архейской эры суперматерик, испытал, вероятно, деструкцию и распался на несколько небольших по размерам материков, которые и образовали мелкие тектонические плиты (по оценке В.Е. Хаина их было более 30). В силу большого нагрева мантии эти плиты, как и в архее, оставались сравнительно тонкими (не бо-

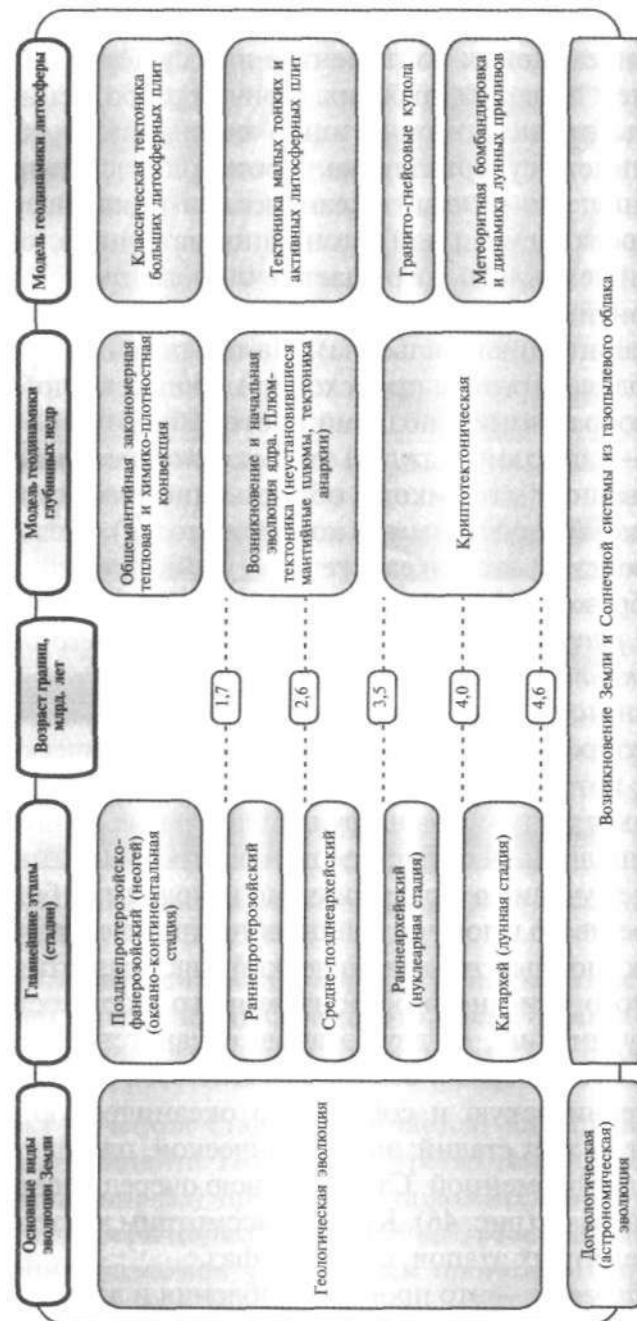
лее 100–150 км) и менее прочными, чем плиты современных континентов. Причиной их дрейфа, скорее всего, являлись мантийные плюмы, которые еще не переродились в закономерное конвекционное движение вещества в мантии.

В конце раннепротерозойского этапа проявилась одна из наиболее крупных тектономагматических эпох в геологической истории Земли (карельская эпоха). В силу внутренних причин разрозненные фрагменты континентов вновь соединились воедино с образованием нового суперконтинента Мегатеи (или Пангея I). Возник обширный массив настоящей коры континентального типа, который в дальнейшем дал жизнь современным древним платформам (карелидам).

Позднепротерозойско — фанерозойский этап (1,7–0 млрд лет). Он отличался завершением в недрах геодинамического режима тектоники мантийных плюмов, хаотического перемещения по поверхности планеты мелких континентальных плит. Плюмтектоника (тектоника анархии) сменяется, вероятно, закономерной установившейся общемантийной конвекцией. Литосферные плиты увеличили свои размеры. Снижение температуры в мантии привело к увеличению мощности континентальных плит и к замедлению скорости их движения. Механизм торожения плит сменился механизмом субдукции. Возникла классическая модель тектоники больших литосферных плит с зонами спрединга и субдукции. Дальнейшая эволюция Земли пошла по пути периодического образования океанских структур, их отмирания, возникновения на их месте новых материковых пространств, нового дробления суперматериков с формированием новых океанов и т.д. В связи с этим дальнейший период геологической эволюции Земли (порядка 1,7 млрд. лет) можно рассматривать как океано-континентальную стадию (табл. 5).

В позднепротерозойско-фанерозойский геологической истории Земли (неогей) можно выделить несколько цик-

Табл. 5. Основные этапы эволюции Земли.



лов океанообразования, каждый из которых завершается появлением новых континентов или существенным увеличением площади прежних. Причем разрозненные континенты проявляют тенденцию к слиянию и образованию единого суперматерика. Происходит континентообразование, т.е. каждый океанический цикл завершается формированием единой ассоциации материков, которая в дальнейшем вновь разрушается с образованием отдельных континентов по мере заложения новых океанических впадин (цикл Вильсона). На протяжении последних 1,7 млрд. лет трижды происходили процессы глобального океанообразования: поздний протерозой, палеозой и мезозой — кайнозой. Каждый этап океаногенеза завершался образованием материков и объединением их в суперматерик (в конце протерозоя, в конце палеозоя). Мезозойско-кайнозойский этап океаногенеза еще не завершился. Таким образом, *полный цикл эволюции литосферы в неогее можно рассматривать как совокупный процесс океаногенеза и континентогенеза.*

Принято считать, что развитие геосинклиналей и платформ сопровождается накоплением специфических формаций, которые маркируют определенную стадию развития этих структур. Замена фундаментальных понятий «геосинклиналь» и «платформа» на «океан» и «континент» не отменяет учение о формациях, но находит ему более правильное место в логической цепи геологических событий.

Итак, полный геодинамический цикл развития литосферы того или иного региона земного шара состоит, по нашему мнению, из двух этапов: океаногенеза и континентогенеза. Первый этап подразделяется на две стадии: предокеаническую и собственно океаническую; второй состоит из трех стадий: эпиокеанической, платформенной и эпиплатформенной. Стадии в свою очередь подразделяются на фазы (рис. 46). Кратко рассмотрим характеристику выделенных этапов, стадий и фаз.

Океаногенез — это процесс дробления и деструкции ра-

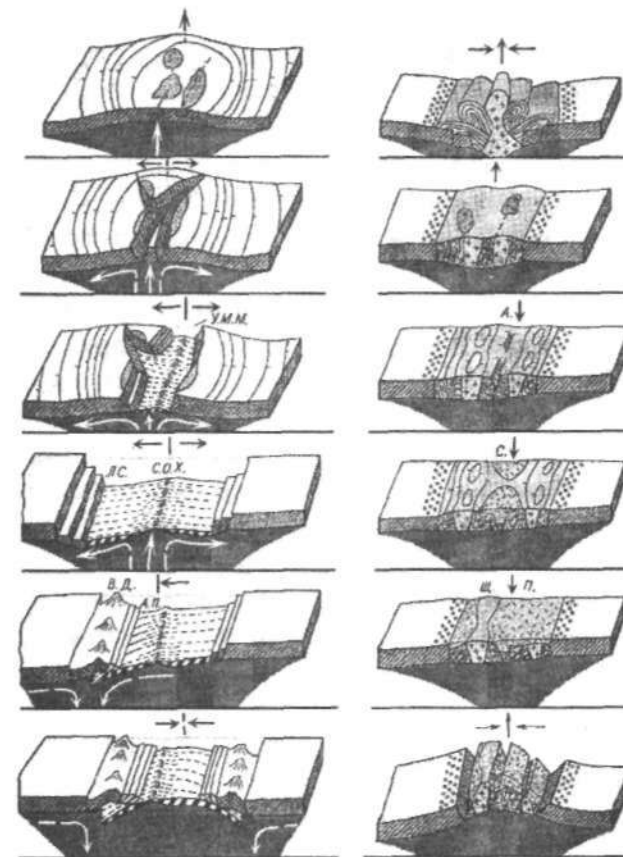


Рис. 46. Принципиальная схема основных фаз полного цикла геодинамической эволюции литосферы.

нее существовавшей земной коры (обычно континентального типа) за счет процессов рифтогенеза и формирования новой коры океанического типа, за счет процессов спрединга.

Предокеаническая стадия начинается, как правило, в условиях континента. Подъем разогретых мантийных масс (мантийного плюма) приводит к положительному выгибанию литосферы (аркогенезу), ее растрескиванию, возникновению разломов, по которым происходит проникновение основных и ультраосновных магм в земную кору

и на поверхность. Этой фазе (начальной деструкции литосферы) соответствует обычно трапповая формация.

Следующая фаза (континентального рифта) отличается образованием специфических тектонических структур растяжения с раздвигом (рифтов). Отдельные рифты объединяются во внутриконтинентальные системы обычно трехлучевых сочленений рифтов, выраженные в рельефе грабенами, обрывистыми эскарпами, озерными бассейнами, речными долинами. Для этой фазы характерно накопление континентальных обломочных отложений, озерных и эсгалиационных комплексов, лимнических углей, щелочных базальтов. Процессы предокеанической стадии предваряют раскрытие океана и, хотя на этой стадии океанический бассейн отсутствует, характер и направленность геодинамического режима позволяют говорить о том, что в недрах Земли океаногенез уже начался.

Собственно океаническая стадия знаменуется раскрытием океана. Вначале это узкие межконтинентальные моря, имеющие грабенообразное строение (фаза морского рифта). В их пределах накапливаются глинистые комплексы, обогащенные органикой, соленосные отложения, рифтовые известняки, уголь, нефть. Часты излияния основных лав (базальты, спилиты, кератофиры).

Активизация процессов спрединга приводит к дальнейшему «расползанию» морского дна, увеличению площади моря и перерождению его в океан (фаза спрединга). Для этой фазы характерно формирование известняков, флиша, глубоководных красных глин, железо-марганцевых конкреций. Вдоль рифтовых долин океанов происходит излияние основных лав.

По мере истощения внутреннего источника энергии и раскрытия новых океанов, в пределах существующего океана начинают проявляться процессы субдукции и обдукции. Вначале они сосуществуют с процессами спрединга (фаза частичной субдукции), а в дальнейшем доминируют (фаза полной субдукции или субдукционно-обдукци-

онная фаза). Происходит скучивание вещества, его аккреция. Формируются складчатые сооружения, в пределах которых огромные мощности осадков определены не столько интенсивным прогибанием, компенсированным осадконакоплением, сколько аккрецией, скучиванием вещества за счет поддвига литосферных плит. В период этих двух фаз накапливаются относительно тонкие молассы (нижняя моласса), «дикий» флиш, эвапориты, уголь, нефть, эффузивы среднего и кислого состава, гранитные интрузии. Именно эти две фазы (частичной субдукции и полной субдукции) соответствуют геосинклинальному процессу в традиционном его понимании. Результатом этого процесса является формирование континентальной коры за счет переработки осадочно-вулканогенных масс, их регионального метаморфизма и магматизма.

В период полной субдукции происходит закрытие (захлопывание или схлопывание) океана и возникновение на его месте складчатой всхолмленной суши с отдельными внутриконтинентальными изолированными или полуизолированными морскими водоемами. Земная кора данного региона земного шара приобретает континентальный облик и начинается новый этап развития региона (континентогенез).

Континентогенез — это процесс упрочения и наращивания мощности континентальной коры. Он начинается с *эпиокеанической стадии*, которая характеризуется формированием и ростом горноскладчатых сооружений (орогенная фаза). В традиционном понимании это орогенная стадия развития геосинклиналей. Земная кора региона имеет континентальное строение, повышенную мощность. Высокая степень разбитости разломами предопределяет не только горизонтальные движения, приводящие к образованию надвигов, покровов, шарьяжей, но и активные контрастные вертикальные движения отдельных блоков коры. В структуре региона, находящегося на эпиокеанической стадии развития и выраженного в рельефе горной суши,

могут существовать внутриконтинентальные морские бассейны с корой субокеанического строения. Это остаточные, либо новообразованные моря. На эпиокеанической стадии в условиях расчлененного рельефа происходит формирование грубообломочных отложений (верхняя моласса) с частыми прослоями наземно-вулканических образований.

Пенепленизация рельефа, уменьшение тектонической активности недр приводит к переходу от эпиокеанической стадии развития региона к *платформенной*. Иногда в качестве начальной фазы платформенной стадии рассматривают фазу кратонизации, которая выделяется применительно к истории развития древних платформ.

Авлакогенная (тафрогенная, доплитная) фаза платформенной стадии континентов характеризуется первичным растрескиванием фундамента платформ и заложением узких грабенообразных прогибов — авлакогенов или тафрогенов (для молодых платформ). По своей форме они напоминают рифты, возникающие в начале океанического этапа развития литосферы.

На авлакогенной, или доплитной, фазе развития платформ накопление осадочных пород происходит главным образом в системах грабенообразных прогибов (авлакогенах или тафрогенах). Это континентальные красноцветные обломочные и грубообломочные отложения, с прослоями базальтовых лав и вулканических туфов. В условиях засоленных водных бассейнов могут происходить и процессы соленакопления. В связи со специфическими тектоническими условиями накопления осадков отложения низов осадочного чехла платформы, как правило, имеют спорадическое распространение в пространстве, не образуя сплошного осадочного покрова. Постепенно на платформах развиваются тенденции к прогибанию, которые наиболее интенсивны в областях развития авлакогенов. Формируются сравнительно обширные депрессии, заполненные осадками мелководноморского происхождения.

Депрессии изолированы друг от друга и представляют собой синеклизы, разделенные крупными массивами выхода на поверхность фундамента платформ — палеощитами. Поэтому эту фазу развития платформ можно рассматривать как фазу синеклиз.

Дальнейшее прогибание приводит к расширению площади синеклиз, их слиянию. В прогибание втягиваются и большинство палеощитов, которые перекрываются осадочным чехлом. Формируется плитное пространство, наступает плитная фаза развития платформ. Обычно она знаменуется широким распространением в пределах платформ морских трансгрессий и формированием карбонатных отложений. Завершение плитной фазы характеризуется тенденцией к всеобщему поднятию платформ и регрессией морских бассейнов. Как результат этого происходит формирование терригенно-угленосных, лагунных комплексов, покровно-ледниковых, эоловых отложений.

Эпиплатформенная стадия в ряде мест следует за плитной фазой развития платформ. Она выражается в эпиплатформенной активизации, когда платформенные участки вовлекаются в активные процессы горообразования. Возникают сводовоглыбовые (аркогенные) структуры с явно выраженной тенденцией к воздыманию. В межгорных впадинах областей эпиплатформенной активизации накапливаются грубообломочные отложения. Иногда появляются гранитоидные образования (Монголо-Охотский пояс).

Выделенные этапы, стадии и фазы полного цикла развития литосферы в идеальном случае должны следовать друг за другом (рис. 47). Однако в природе это наблюдается далеко не всегда, что зависит от интенсивности энергии внутренних процессов. Если иссякает внутренний источник энергии, питающий и определяющий развитие литосферы, то ее дальнейшая эволюция прекращается на той или иной фазе. Если же источник внутренней энергии достаточно мощный, то происходит последовательная

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из рассмотрения основных положений геотектоники следует, что эта наука переживает в настоящее время смену фундаментальных понятий, когда традиционные (классические) воззрения, формировавшиеся на протяжении многих десятилетий, уже не удовлетворяют современным требованиям и фактическим данным, а новые взгляды и гипотезы еще достаточно дискуссионны, чтобы заменить пошатнувшиеся устои.

Борьба «старого» и «нового» в геотектонике обусловлена появлением принципиально новых сведений и фактов, ранее скрытых от ученых и недоступных для прошлых методов исследования. К таким важнейшим данным, заставившим по-иному осмыслить фундаментальные понятия в геотектонике, относятся:

- сведения по геологии и геофизике Мирового океана, полученные благодаря систематическому и массированному изучению дна акваторий;

- установление тонкой расслоенности земной коры, мантии и ядра вплоть до пластичных астеносферных слоев;

- выявление плотностных неоднородностей в коре, мантии и ядре Земли;

- наличие существенных горизонтальных движений крупных литосферных плит, доказанных инструментальными измерениями и визуальными наблюдениями.

Творческий анализ новых материалов привел многих ученых к убеждению в том, что в недрах земного шара

происходило и происходит движение вещества, охватывающее не только мантию и земную кору, но и ядро планеты. Это движение выражается в росте внутреннего ядра, в закономерном перемещении мантийного вещества в вертикальном и горизонтальном направлениях. Основным источником движения вещества недр является, по-видимому, внутренняя энергия Земли. Поверхностным выражением этого движения следует считать процессы деструкции литосферы путем рифтообразования и процессы формирования новой коры в результате спрединга и скупивания вещества (аккреции).

Новые данные были получены благодаря использованию современных методов морских геологических и геофизических исследований; бурению сверхглубоких скважин; повышению разрешающей способности геофизических методов разведки; применению дистанционных методов изучения земных недр; сравнительной планетологии; внедрению в геотектонику математических методов и компьютерных технологий. Появилась основа и возможность для создания новых моделей строения Земли, поддающихся математическим расчетам и последующей геологической проверке. Все это создало ситуацию в геотектонике, которую можно назвать научно-технической революцией.

Важнейшим итогом ее является создание концепции глобальной тектоники плит, которая не лишена некоторых недостатков, но которая позволяет на современном уровне знаний наиболее полно и обоснованно представить себе процесс формирования геологической структуры литосферы и месторождений полезных ископаемых, в том числе нефти и газа. Использование этой концепции открывает перед поисковиками новые перспективы увеличения сырьевой базы промышленности, что имеет большое народно-хозяйственное значение. В теоретическом плане заслуга концепции глобальной тектоники плит видится прежде всего в том, что она вызвала оживленную

дискуссию в различных отраслях геологической науки, общим плодом которой явился прогресс геологической мысли.

Однако концепцию тектоники литосферных плит следует рассматривать не как венец геологической мысли, а как одну из моделей развития Земли (точнее литосферы), отражающую уровень наших геолого-геофизических знаний. В последние годы появляются новые, весьма плодотворные идеи о развитии в самой литосфере (в пределах литосферных плит), латеральных срывов или тектонического течения литопластин (террейнов), движущихся с разными скоростями и на далекие расстояния. Интересным направлением в геотектонике является идея о многопричинности геологических явлений (нелинейная геодинамика), что не позволяет «втискивать» в рамки одной концепции все многообразие геологических процессов и форм. Развиваются идеи многих геофизиков о целесообразности связать воедино триаду: тектонику ядра Земли (тектоника роста), плюмтектонику, охватывающую мантию, и тектонику плит, распространяющуюся на литосферу.

Дальнейшее развитие геотектоники должно, вероятно, идти по пути синтеза различных гипотез, по пути создания универсальной геотектонической теории, которая ляжет в основу теории и практики геологии.

РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Аплонев С.В. Геофизический анализ эволюции литосферы. — С.-Пб.: Изд-во Санкт-Петербургского университета, 1998, с. 90.
2. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. — М.: Наука, 1993, с. 455.
3. Гаврилов В.П. Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. — М.: Недра, 1990, с. 327.
4. Гаврилов В.П. Загадка геотектоники. — М.: Наука, 1988, с. 143.
5. Геофизика океанов. Т. 2. Геодинамика. — М.: Наука, 1979, с. 416.
6. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. — М.: Наука, 1983, с. 415.
7. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Кунина Н.М. Вертикальная аккреция земной коры: структурно-вещественный аспект. — М.: ГЕОС, 2000, с. 202.
8. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. — М.: Научный мир, 2004, с. 610.
9. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. / Под редакцией Ю.Г.Леонова, Ю.А.Воложа. — М.: Научный мир, 2004, с. 525.
10. Рязанов И.А. Эволюция представлений о земной коре. — М.: Наука, 2002, с. 299.
11. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. — М.: Изд-во МГУ, 2002, с. 559.
12. Тёркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. Т. 1 и Т. 2. — М.: «Мир», 1985, с. 374, с.730.
13. Фундаментальные проблемы общей тектоники. / Редактор Ю.М.Пушаровский. — М.: Научный мир, 2001, с. 519.

14. Хаин В.Е., Ломидзе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. — М.: Изд-во МГУ, 1995, с. 480.

15. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. — М.: Научный мир, 2001, с. 604.

16. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. — М.: Научный мир, 2003, с. 346.

17. Хаин В.Е., Рябухин А.Г. История и методология геологических наук. — М.: Изд-во МГУ, 2004, с. 318.

Гаврилов Виктор Петрович

ГЕОТЕКТОНИКА

Книга подготовлена к печати в Компьютерном центре
издательства «Нефть и газ» РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина

Подписано в печать 09.08.05.
Формат 60х90/16. Бумага офсетная.
Печать офсетная. Гарнитура Таймс.
Усл. печ. л. 21, 5. Тираж 1000 Заказ № 90.

Федеральное государственное унитарное предприятие
Издательство «Нефть и газ»
РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина
Лицензия ИД № 06329 от 26 ноября 2001 г.
119991, Москва, Ленинский проспект, 65
Тел.: (095) 135-84-06, 930-98-79. Факс: (095) 135-74-16.

Налоговая льгота — общероссийский классификатор продукции
ОК-005-93, том 2: 953000.