

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РФ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ
ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
«ВОРОНЕЖСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

ОБЩАЯ ГЕОДИНАМИКА

Учебное пособие

Составители:
В. М. Ненахов,
С. В. Бондаренко,
Г. С. Золотарева

Воронеж
Издательский дом ВГУ
2016

Утверждено ученым советом геологического факультета
19 февраля 2015 г., протокол № 6

Рецензент: канд. геол.-мин. наук, доц. Ю. Н. Стрик

Учебно-методическое пособие подготовлено на кафедре общей геологии и геодинамики геологического факультета Воронежского государственного университета.

Рекомендуется для студентов бакалавриата 3—4-го курсов геологического факультета всех форм обучения.

Для направления 05.03.01 — Геология

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
1. КАТЕГОРИИ ГЕОДИНАМИКИ (основные термины и понятия)....	5
2. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ ЗЕМЛИ ПО ДАННЫМ СЕЙСМОТОМОГРАФИИ: ВЗАИМОУСЛОВЛЕННОСТЬ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ И ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ, СЛЕДСТВИЯ	8
3. ПРОБЛЕМЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ..	15
3.1. Тектоника раннего докембрия, механизм возникновения гранит-зеленокаменных областей (ГЗКО)	15
3.2. Тессеры Венеры как прообраз архейских протоконтинентов ..	20
3.3. Модель формирования гранит-зеленокаменных областей	25
3.4. Эволюция геодинамических процессов	30
4. ЦИКЛ УИЛСОНА КАК МОДЕЛЬ ПЛИТНОГО ТЕКТОГЕНЕЗА...	36
4.1. Обстановки горячих точек	36
4.2. Обстановки континентальных рифтов	38
4.3. Межконтинентальный рифтогенез	41
4.4. Стадия зрелого океана	41
4.4.1. Обстановки океанских рифтов (срединно-океанических хребтов)	42
4.4.2. Обстановки пассивных континентальных окраин.....	45
4.4.3. Обстановки зон трансформных разломов.....	46
4.5. Стадия субдукции.....	47
4.5.1. Механизм корово-мантийного взаимодействия	53
4.6. Обстановки зон коллизии.....	56
4.6.1. Геодинамические обстановки орогенных областей.....	60
5. РЕПЕРНЫЕ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ....	62
5.1. Обстановки осадконакопления и важнейшие индекс-осадки...	62
5.2. Магматические породы.....	70
5.2.1. Вулканогенные образования.....	71
5.2.2. Интрузивные образования.....	75
5.2.3. Офиолиты.....	80
5.3. Структурные ансамбли.....	86
5.3.1. Микститы.....	87
5.4. Метаморфические комплексы.....	92
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	95
ЛИТЕРАТУРА.....	96

ВВЕДЕНИЕ

Учебное пособие «Общая геодинамика» подготовлено в соответствии с рабочей программой дисциплины «Общая геодинамика», предусматривающей проведение аудиторных занятий и самостоятельных работ студентами направления 05.03.01 — Геология, и является практическим руководством для изучения разделов (тем) дисциплины:

1. Геодинамическая модель строения земли по данным сейсмотомографии.
2. Проблемы формирования континентальной коры.
3. Тектоника раннего докембрия.
4. Эволюция геодинамических процессов в истории Земли.
5. Цикл Уилсона как модель плитного тектогенеза.
6. Реперные структурно-вещественные комплексы различных геодинамических обстановок.

Геодинамика является одной из основополагающих научных дисциплин в естествознании. Она изучает природу и закономерности движения масс вещества и энергии в твердой оболочке Земли — тектоносфере (эндогенная геодинамика) и на ее поверхности (экзогенная геодинамика), а также обуславливающие эти движения геотектонические процессы и явления. Предметом исследования геодинамики являются все оболочки Земли в их взаимодействии и взаимовлиянии. Таким образом, если предмет исследования тектоники — тектоносфера (кора и верхняя, литосферная мантия), а геодинамики — все оболочки Земли в их взаимодействии и взаимовлиянии, следовательно, тектоника — это часть более объемной научной области (науки). Другими словами, тектоника — это геодинамика тектоносферы. Геодинамика как отрасль современной геологической науки опирается на тектонику литосферных плит, дополненную представлениями о плюмовых процессах, рассматриваемых в неразрывной связи друг с другом как части единого взаимообуславливающего эволюционирующего механизма.

Она синтезирует комплексные данные по геологии, геофизике (палеомагнетизму, сейсмологии — фокальным механизмам землетрясений и др.), геохимии и петрологии, океанологии, кинематике литосферных плит, геодезии (в том числе космической), планетологии (планетарной геофизики) и др. В связи с чем курс «Общая геодинамика» является логическим продолжением таких фундаментальных геологических дисциплин, как общая геология, историческая геология, структурная геология, геофизика, петрография, и тесным образом связан с геотектоникой.

Учебное пособие «Общая геодинамика» направлено на доступное представление студентам информации о сложных геодинамических процессах, возникающих в результате эволюции Земли и обуславливающих движение масс вещества и энергии внутри Земли и в ее верхних твердых геосферах.

1. КАТЕГОРИИ ГЕОДИНАМИКИ (основные термины и понятия)

Тектоника — наука о строении, движении и деформации литосферы и ее развитии в связи с эволюцией Земли.

Геодинамика изучает движение вещества и взаимодействие всех оболочек Земли, включая литосферу (тектоносферу), астеносферу, нижнюю мантию, внешнее и внутреннее ядро. Таким образом, геотектоника является частью геодинамики.

Литосферная плита — твердая оболочка Земли, включая земную кору и подстилающую ее твердую (литосферную) мантию, ограниченную снизу астеносферой, а по периферии либо границами дивергентными (зонами спрединга), либо конвергентными (зонами субдукции или коллизии), либо границами скольжения.

Мощность континентальной коры — 35—80 км, океанической коры — от первых километров (в зонах спрединга) до 20 км вблизи пассивных окраин (увеличение за счет вертикальной аккреции) литосферной мантии — от 0 в зонах спрединга до 200 км, литосферной плиты — от первых километров в зонах спрединга до 250 (300) км под континентами.

Механизмы тепломассопереноса

Адвекция — одновекторный тепломассоперенос, где четко проявляется либо восходящая, либо нисходящая часть, а обратная фиксируется в виде затухающих ограниченных ячейек. Проявляется в виде плюмов в мантии и коре, которые могут накладываться как на океаническую, так и на континентальную кору.

Конвекция — перенос по замкнутым ячейкам, где выделяются восходящие и нисходящие ветви. Выделяются виды конвекции: круговая (цилиндрическая) и эллипсоидальная. Проявляется в астеносфере и в коре в крупных магматических очагах.

Суперплюм состоит из серии восходящих потоков различной интенсивности, в результате струи могут достигать поверхности литосферы в различное время, формируя сложную геодинамику в горячих полях. Суперплюмы бывают относительно краткосрочными (траппы Восточной Сибири) и долгоживущими (Забайкалье).

Горячими полями называется поверхностное выражение суперплюмов. Они могут накладываться как на океанскую, так и на континентальную кору.

Геохимические типы мантии

Мантия — оболочка от земной коры до ядра (2900 км), по геохимическим особенностям неоднородна. Граница нижней и верхней мантии — 670 км. Верхняя мантия включает литосферный и астеносферный слои.

В геохимическом отношении верхняя мантия — истощенная (депле-тированная), нижняя — неистощенная (недепле-тированная).

Депле-тированной мантией называется мантия, обедненная некоге-рентными элементами, за счет длительного активного сеперирования ме-

ханизмами плюмового и плитного тектогенеза, охватывающего длительный период времени от хадия до неоархея и менее интенсивно продолжающегося по настоящее время.

Недеплетированной (примитивной) мантией называется мантия, в которой содержание некогерентных элементов отвечает первичному их распределению, так как сепарации не подвергалась.

Обогащенная мантия — содержание некогерентных элементов аномально высокое. Следует подчеркнуть, что в зарубежной и отечественной литературе часто эти понятия (обогащенная и недеплетированная) используются как синонимы, что в корне не верно, так как в обогащенной — уровень некогерентных элементов в разы, а иногда на порядок выше. Области аномального обогащения встречаются среди деплетированного мантийного субстрата и связываются с «отмершими» зонами субдукции.

Некогерентные элементы — это элементы, которые не изоморфируют или ограниченно изоморфируют с ведущими пороодообразующими элементами: Si, Mg, Al, Fe, K, Na, Ca.

Выделяются две группы некогерентных элементов: первая включает элементы, которые отличаются от пороодообразующих очень большим или очень малым ионным радиусом (Li, Be, Rb, Cs), а вторая характеризуется большим количеством элементов на верхней оболочке (такие как большезарядные ионы — Ta, Nb, Te, Re и др.).

Некогерентные элементы в процессе дифференциации магматического расплава всегда накапливаются в остаточном расплаве (пегматиты), а при частичном плавлении первыми переходят в фазу ликвидуса. Это их свойство используется для модельных петрогенетических и геодинамических построений.

Частичное (селективное) плавление — переход из твердой фазы в жидкую определенной части исходного субстрата, подвергшегося плавлению, измеряемой в процентах (чем выше селективность, тем меньше процент плавления), тем сильнее отличается состав выплавки от состава исходного материала, как правило, эти выплавки более кислые, с увеличением объема плавления выплавки становятся более основными (антидромный магматизм).

Понятие о магматических сериях

Магматические серии — закономерные ассоциации горных пород, сформированные в различных геодинамических обстановках.

Магматический комплекс — это региональное выражение магматической серии, или геологические тела, сложенные горными породами одной магматической серии, проявленной в регионе в результате одного геодинамического процесса.

Серии делятся по характеру распределения ведущих разновидностей горных пород на бимодальные и унимодальные, по петрохимической принадлежности — на щелочные, субщелочные, щелочно-известковые, известковые.

Унимодальные магматические серии характерны для конвергентных границ, охватывают широкий диапазон пород (от основных до кислых),

характеризуются однопиковым типом их распространения, с пиком, приходящимся на средние разновидности.

Бимодальные серии характерны для дивергентных границ и внутриплитных обстановок. Это ассоциации горных пород, характеризующиеся двухпиковым типом распределения, один из которых соответствует основным, а второй — кислым породам, при этом средние породы не характерны.

Магматизм и типы термальных режимов

Эволюция магматизма всегда носит направленный характер, и в этом плане выделяют:

- 1) гомодромный (смена более основных пород более кислыми),
- 2) антидромный (обратная последовательность),
- 3) мультиплетный (многократная смена векторов теплового режима) тренды. Перечисленные тренды четко увязывают с определенными этапами плюмового режима большинства геодинамических обстановок. Гомодромный магматический тренд увязывается с деградацией теплового режима, антидромный — с прогрессирующим тепловым потоком, а мультиплетный — с пульсационным. В природе все три тренда проявляются достаточно широко, но на практике наиболее представительным является гомодромный, так как на завершающей стадии любого тектонического процесса характерна деградация теплового потока, а ранее проявленные тренды затушевываются.

Понятие о диапирах

Диапиры — это тела разуплотненных горных пород, протыкающих (или прорывающих) снизу и деформирующих вышележащие слои: холодные диапиры — солевые, глинистые; горячие характерны для мантии, могут иметь разную принадлежность, с одной стороны, как форма проявления мантийных плюмов, с другой — как всплывающие гигантские каплеобразные восходящие структуры над зоной субдукции. Часто мантийные диапиры и плюмы неправильно отождествляются!

Понятие о простых и сложных геодинамических обстановках

Деление обстановок на простые и сложные достаточно условное. Под простыми обстановками следует понимать обстановки, отвечающие определенному этапу цикла Уилсона, хотя в любой из них можно выделить сосуществующие более локальные обстановки с различными геодинамическими режимами. Например, в субдукционной обстановке могут сосуществовать условия сжатия (аккреции) и растяжения (тыловые части энсиалических дуг), магмагенерация чисто мантийного происхождения (задуговой бассейны) и корово-мантийного взаимодействия (магматическая дуга).

Простые возникают либо на границах конвергенции, либо дивергенции, но встречаются случаи, когда совмещены процессы дивергенции и конвергенции (Калифорнийский залив, где СОХ накладывается на субдукцию), дивергенции и плюма (Исландия), конвергенции и плюма (Йеллоустон).

2. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ ЗЕМЛИ ПО ДАННЫМ СЕЙСМОТОМОГРАФИИ: ВЗАИМООБУСЛОВЛЕННОСТЬ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ И ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ, СЛЕДСТВИЯ

Данные сейсмической томографии, детально рисующие трехмерное строение глубоких недр Земли; результаты экспериментов при сверхвысоких давлениях, способствующих лучшему пониманию состава и свойств вещества и возможного характера конвекции в мантии Земли; компьютерное моделирование геодинамических процессов; успехи региональной геологии континентов и океанов, освещение древнейшей истории Земли, успехи сравнительной планетологии, достигнутые в результате применения дистанционных методов и прямого исследования ближайших небесных тел, создали предпосылки для построения новой, глобальной геодинамической модели.

Современную Землю, с точки зрения стиля протекающих в ней геодинамических процессов, разделяют на три главные области: кору и верхнюю мантию, составляющие *тектоносферу*, где господствует *тектоника плит*; нижнюю мантию — область проявления тектоники мантийных струй, т. е. *плюмтектоники*; ядро с прогрессирующим разрастанием твердого, чисто железоникелевого внутреннего (центрального) ядра за счет внешнего, жидкого, что именуется *тектоникой роста*.

Ведущее значение в тектонике плит придается погружению холодных литосферных пластин в зонах субдукции, что рассматривается как естественное следствие существования Земли в холодном космическом пространстве и, очевидно, ее векового охлаждения. Холодные пластины погружаются первоначально до границы верхней и нижней мантии на 670 км и здесь какое-то время, от 100 до 400 млн лет, находятся в состоянии стагнации, пока наступает катастрофический гравитационный коллапс, вызывающий погружение пластины уже до границы мантии и ядра. Этому коллапсу способствует эндотермическая природа фазового перехода на границе 670 км. Наступающее из-за коллапса взаимодействие холодной пластины с внешним ядром имеет два важных следствия. С одной стороны, оно вызывает охлаждение внешнего ядра и порождает в нем нисходящий вихрь, уносящий железо и никель во внутреннее ядро, которое благодаря этому испытывает разрастание, с другой стороны, оно провоцирует возникновение компенсационного восходящего течения на границе ядро — мантия, которое порождает плюм, достигающий границы нижней и верхней мантий, и здесь, так же как и холодный плюм, испытывает задержку, а затем прорывается вверх. В современной картине Земли (рис. 2.1) различают один крупный нисходящий холодный суперплюм под Центральной Азией и два восходящих суперплюма — под южным Тихим океаном и под Африкой. Таким образом, в нижней мантии, а фактически и в переходной зоне к верхней мантии, навстречу друг другу на определенном расстоянии

движутся колонны охлажденного и разогретого вещества, т. е. конвекция реализуется в форме адвекции.

Мощные восходящие суперплюмы служат причиной раскола и деструкции суперконтинентов и образования вторичных океанов между их фрагментами, в то время как под суперконтинентами, окруженными зонами субдукции, возникают воронкообразные формы.

Спрединговые хребты первоначально (Срединно-Атлантический хребет) располагаются непосредственно над плюмом, поднимающимся с границы мантия — ядро. С возникновением же зон субдукции по краям океана (Индийский, Тихий океан) оси спрединга утрачивают эту зависимость. Таковы основные черты спрединговой модели, предлагаемой японскими учеными для современной Земли. Модель отражает современное развитие Земли и то, что в ее длительной истории характер и относительное значение различных геодинамических процессов испытывали существенные изменения.

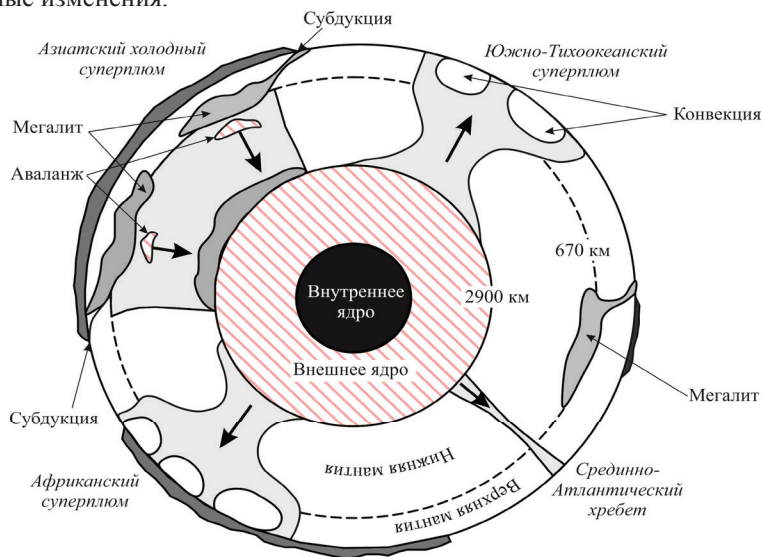


Рис. 2.1. Модель основной материальной и тепловой конвекции Земли (В. Е. Хаин, 1995)

Предполагается, что Земля начала расслаиваться на оболочки уже на стадии аккреции. Когда Земля достигла таких размеров, что смогла удерживать первичную атмосферу, образованную газами, выделяющимися при соударении планетоземалей, начался ее разогрев под влиянием тех же соударений и выделения гравитационной энергии. Этот разогрев привел к образованию магматического океана, на дно которого начали осаждаться пузыри расплавленного железа, создавая железный

слой в основании этого океана. Достигнув критической толщины, слой этот поменялся местами с подстилающим его хондритовым материалом (из-за инверсии плотностей), что и привело к образованию расплавленного железного ядра в центре планеты. Процесс этот сопровождался мощным выделением гравитационной энергии, что способствовало наращиванию магматического океана. В самом же ядре под влиянием охлаждения и возрастания давления началось осаждение железоникелевых кристаллов, из которых и сформировалось внутреннее ядро.

С замедлением процесса аккреции и роста Земли уход тепла в окружающее пространство стал превышать аккреционный разогрев и началось охлаждение магматического океана, которое и могло привести к его расслоению на две оболочки: нижнюю, на глубине 400—700 км, состоящую из оливина и пироксенов, т. е. ультрамафитовую, и верхнюю, базальтового состава. Последняя и дала начало литосфере.

По этой модели стратифицированная структура Земли возникла почти одновременно с ее аккреционным образованием, в течение не более 100 млн лет. Этот период именуют *периодом роста*. Кратко пересказанная выше интерпретация последовательности событий этого периода представляет один из наиболее оригинальных элементов концепции японских исследователей.

В течение этой самой ранней стадии развития Земли в ее недрах преобладала хаотическая конвекция (турбулентность). Постепенно, по мере ослабления турбулентности, она переросла в более упорядоченную с восходящими и нисходящими колоннами разогретого или охлажденного вещества. Так совершился переход к *плюмтектонике* первоначально (примерно до 4 млрд лет) из-за отсутствия литосферы, господствовавшей во всем объеме от границы ядра до поверхности Земли. С появлением в начале архея литосферы, ее дальнейшим разрастанием и с обособлением астеносферы верхняя мантия и кора стали областью совместного проявления плюм- и плейттектоники, в то время как в нижней мантии сохранилось господство плюмтектоники.

На основании материалов по юго-западной части Гренландии, допускается, что действие плейттектонического механизма началось уже 3,9 млрд лет назад, но при этом справедливо указывают на определенные отличия архейской тектоники плит от более поздней: плиты были более тонкими, менее жесткими (из-за повышенной температуры), быстрее погружались, проникая лишь на относительно небольшую глубину, так как высокая температура препятствовала переходу базальта в эклогит и оливина перидотитов в шпинель. Такую тектонику плит именуют *кожной тектоникой*, или *доплитной тектоникой* (австралийский ученый Г. Ф. Дэвис). По мере понижения мантийных температур и в результате охлаждающего влияния народившегося Мирового океана становится возможным и переход базальта в эклогит, и оливина перидотитов в шпинель, что резко снизит плавучесть субдуцируемой плиты и позволит ей, наконец,

погрузиться до раздела верхней и нижней мантий. Наступает возможность полномасштабного проявления плейттектоники и ее взаимодействия с плюмтектоникой.

Такова схема эволюции геодинамических стилей в истории Земли. Ряд исследователей предполагают катастрофическое событие на границе архей — протерозой, на рубеже 2,8—2,7 млрд лет назад. Это событие заключалось в разрушении первичной плотностной стратификации ядра под действием резонанса между солнечно-лунными приливами и инерционными гравитационными осцилляциями в ядре. Разрушение первичной стратификации и перемешивание материала ядра имело своим следствием начало конвекции во внешнем ядре, усиливающей интенсивность геомагнитного поля, повышение температуры на внешней границе ядра и теплового потока из ядра в мантию. Последнее, в свою очередь, вызывало повышение магматической активности и изменение в поверхности тектоники Земли. Отражение первого эффекта видится в сгущении радиометрических датировок магматических (и метаморфических) пород на данном рубеже.

Эволюционный ряд планет. Японские исследователи полагают, что все планеты должны были, подобно Земле, пройти сначала короткий период тектоники роста и затем вступить в период плюмтектоники (рис. 2.2).

Венера, по их мнению, находится в стадии перехода от полного господства плюмтектоники к появлению плейттектоники. На первое указывает сосуществование крупных поднятий и впадин, создаваемых, очевидно, восходящими и нисходящими плюмами. На второе — наличие пересекающих их гряд и трогов, возможно, свидетельствующих о начальной стадии распада литосферы на многочисленные плиты (**мультиплитная тектоника**), и особенно дугообразных морфоструктур, весьма сходных с глубокководными желобами и окаймляющими их со стороны океанов внешними валами. То обстоятельство, что Венера все еще находится на стадии развития, которую Земля переживала предположительно в раннем архее, объясняется сохранением у этой планеты мощной и плотной атмосферы, создавшей мощный парниковый эффект.

Земля с ее сочетанием плюмтектоники в нижней мантии и преобладанием плейттектоники в верхней мантии и коре занимает следующее место в эволюционном ряду планет земной группы. За ней следуют Марс и Меркурий. Господствующую на них тектонику называют контракционной. На этой стадии планеты обладают мощной, но единой, т. е. уже не разделенной на плиты, жесткой литосферной оболочкой, испытывающей общее сжатие. В этой оболочке могут существовать отдельные трещины и разломы, по которым происходит подъем магмы из продолжающей частично плавиться внутренней области планеты. Магма эта еще способна создавать крупные щитовые вулканы наподобие марсианских.

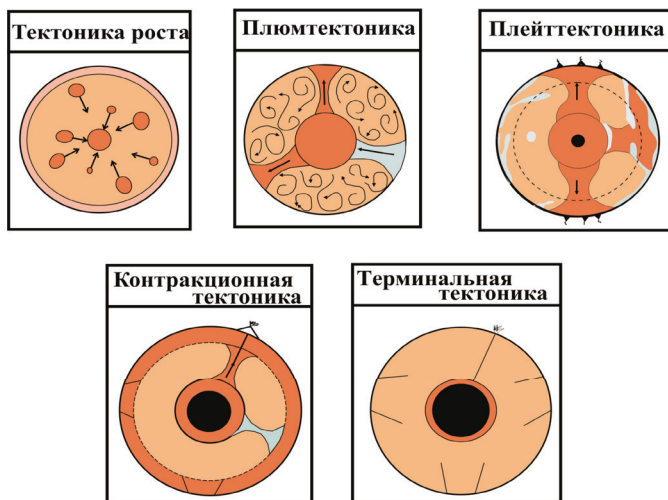


Рис. 2.2. Эволюция тектонических стилей во времени
(В. Е. Хаин, 1995)

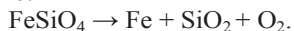
Контракционная стадия сменяется согласно излагаемым представлениям заключительной — терминальной, на которой находятся Луна и малые планеты, в частности спутники Юпитера. Эти тела являются уже целиком твердыми и хрупкими. Извне на них воздействуют приливные силы со стороны близких более крупных тел и удары метеоритов. Возможно также проявление разломной тектоники и выделение газовых эманаций вдоль разломов.

Японские исследователи взяли на себя смелость предсказать и более отдаленное будущее Солнечной системы, которое может наступить через 5 млрд лет или много позже. К этому времени Солнце должно превратиться в красный гигант, и под действием мощного теплового излучения поверхность планет подвергнется испарению. Недра планет, испытав предельное гравитационное сжатие, перейдут в состояние декомпрессии и начнут расширяться. При наличии твердой и жесткой оболочки это может привести к взрыву, т. е. саморазрушению планет. Такова отнюдь не радужная перспектива, но гипотетичность этих построений самоочевидна.

Эта концепция заслуживает особого внимания. Она представляет собой подлинно глобальную геодинамическую модель, достаточно стройную и внутренне непротиворечивую, учитывающую практически весь накопленный к настоящему времени фактический материал по глубинному строению Земли и ее поверхностной геологии, опирающуюся на известные законы физики и термодинамики.

Современная глобальная геодинамическая модель Земли, изложенная в обобщенном виде группой японских ученых и широко популяризованная В. Е. Хаиным и Ю. М. Пущаровским, оказалась крайне эффективной. Она позволила не только взаимно связать, хотя бы в первом приближении, практически все известные процессы, происходящие в недрах нашей планеты и на ее поверхности, часто противопоставляемые один другому, в единую систему. Не останавливаясь на детальном разборе модели в целом, напомним ее основные моменты: это тектоника роста железоникелевого внутреннего ядра за счет внешнего (1), плюмовая тектоника мантии (2) и плейттектоника литосферы (3). Все три тектонических стиля находятся во взаимообусловленном состоянии, что приводит к периодически проявляемым режимам усиления и ослабления эндогенной активности Земли, соответствующим пульсации радиуса планеты с периодичностью ~400—600 млн лет. Первые два из названных стилей тектоники, законсервированные в земных недрах, отражают ранние этапы развития планеты, последний — современное состояние верхних ее оболочек. Сравнительная планетология позволяет сделать вывод о направленности дальнейшего развития нашей планеты к контракционной (Марс), затем к терминальной (Меркурий) стадиям развития, а модель далекого прошлого нашей планеты можно наблюдать на современной поверхности Венеры.

Важнейшим следствием модели является *взаимообусловленность* процессов плитного и плюмового тектогенезов, которые создают условия рециклинга всего вещества планеты. Движение литосферных плит определяется мантийной конвекцией в астеносфере. Конвекция запускается и реализуется под воздействием горячих восходящих суперплюмов, которые зарождаются на границе ядро — мантия за счет перегретых легких элементов и соединений термохимического разложения (SiO_2 , O_2) поставленного к этой границе вещества аваланжей (фрагментов «холодного» субстракта мегалита). Последний формируется за счет пододвигания литосферы с океанской корой на границе 670 км. «Побочный» продукт рециклинга — железо аккумулируется и направляет внутреннее ядро по схеме:



Таким образом, по данным сейсмотомографии, внутри Земли наряду с установленными главными границами раздела выделяется огромная область нисходящего движения (тепломассоперенос), находящегося между Зондской и Японско-Новозеландской зонами субдукции, и помимо нисходящей зоны фиксируется два восходящих горячих суперплюма (один — под Африкой, второй — под Восточно-Тихоокеанским поднятием); кроме них четко проявляется плюм, находящийся под Исландией, и другой — под Гавайями. По данным сейсмотомографии, зоны субдукции прослеживаются до глубины 670—700 км. В результате субдукции на границе 670 км формируется гигантский мегалит «холодного вещества», который накапливается длительное время: до тех пор пока не возникнет критическая

масса, создающая давление, способное преодолеть плотностной барьер на границе (670 км). После чего начинается опускание «холодного вещества» в виде аваланжей — фрагментов «холодного вещества», оторванных от мегалита (огромного линзообразного тела на границе раздела 670 км, сформированного за счет субдукции, от которого периодически отрываются фрагменты в виде аваланжей, которые опускаются на границу ядро — мантия). Вещество аваланжей поступает в верхнее ядро, где происходит его термохимическое разложение по схеме:



Скопившееся облегченное вещество обуславливает механизм восходящих горячих суперплюмов. Отдельные восходящие струи доходят до 670 км и запускают механизм конвекции в астеносферном слое, а конвекция обуславливает движение литосферных плит. Внутри Земли наблюдаются различные стили тектонических процессов, обуславливающих друг друга.

Таким образом, можно сделать следующие выводы:

1) внутри Земли действуют три взаимообуславливающих стиля тектоники: в ядре — тектоника роста (рост внутреннего ядра за счет внешнего); в мантии — тектоника плюмов; для верхней твердой оболочки — тектоника литосферных плит;

2) чем больше глубина, на которой находятся оболочки Земли с тем или иным тектоническим стилем, тем более древние периоды доминирования соответствующих стилей (тектоника плит — с 2,8 (3) млрд лет, плюмовая тектоника преобладала от 4 до 3 млрд лет, тектоника роста — от 4,5 до 4 млрд лет). Под тектоникой роста понимается рост не только ядра, но и всей планеты, который происходил за счет гравитационного сжатия газопылевого облака, соударения и бомбардировки космическим веществом (метеоритами);

3) стили геодинамики в истории Земли сменялись в соответствии с изменением температурного режима Земли, на стадии гравитационного сжатия (тектонического роста) происходит быстрое выделение тепла, что привело к конечному переплавлению вещества планеты. Исходя из тренда эволюции (отдачи) тепла, а также данных сравнительной планетологии можно предсказать тектоническое будущее Земли: по мере потери тепла, плитная тектоника будет проявляться все более вяло, плиты будут объектами все более крупных систем, и в конце образуется одна плита (моноплитная система). Такая стадия развития называется терминальной.

3. ПРОБЛЕМЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Согласно современным плейттектоническим взглядам, которые логично аппроксимируются циклом Уилсона, ключевым вопросом является не столько механизм движения плит, сколько проблема происхождения континентальной коры.

Согласно взглядам британского классика Уиндли выделяется первичная, вторичная и третичная коры.

Первичная кора сформирована в результате кристаллизационной дифференциации за счет легких минеральных фаз. Первичная кора по составу анортозитовая. Первичная анортозитовая кора должна была быть (по аналогии с Луной), по-видимому, разрушена активными плюмтектоническими процессами. *Вторичной корой* называют базальтовую кору, сформированную в «горячих полях» за счет плюмов или в результате спрединга. *Континентальная кора* — *кора третичная*, возникшая как результат сепарации первичного вещества планеты. Среди западных ученых доминирует субдукционная точка зрения на происхождение древней континентальной коры типа ТТГ-ассоциации, т. е. формирование третичной коры происходит при энсиматической субдукции. Эта версия легко отвергается по следующим причинам:

1) в результате энсиматической субдукции возникают относительно небольшие объемы средних горных пород (адакиты, бониниты);

2) на ранних этапах развития Земли мощность коры была незначительна, астеносфера была более мощной, мощность литосферных плит незначительна, в этом случае процессы субдукции маловероятны;

3) тектоника плит начала работать с 3 до 2,8 млрд лет, в это время основные объемы континентальной коры (90 %) уже были сформированы.

Вывод: субдукционная модель не объясняет появлений больших объемов континентальной коры к началу 3,5 млрд лет, а затем механизм ее формирования должен иметь другую трактовку.

3.1. Тектоника раннего докембрия, механизм возникновения гранит-зеленокаменных областей (ГЗКО)

При объяснении эволюции архейских структур в настоящее время доминируют два подхода. Первый базируется на плейттектоническом механизме их формирования, второй — на плюмтектоническом. Отметим, что оба подхода встречают серьезные возражения со стороны противников. В частности, отсутствие или ограниченность в докембрии магматических проявлений, связываемых с горячими точками современной Земли (платобазальты, щелочные породы, кимберлиты, карбонатиты), а подобные образования в ограниченном объеме известны лишь с конца архея, воспринимается сторонниками плейттектонического механизма как аргумент, ограничивающий «модель горячих точек» в качестве актуалистической основы для наиболее ранних стадий геологической истории. В определенной степени это так, поскольку механизм трансформации океанической коры в континентальную через серию островодужных режимов и аккрецию дуг доступен для понимания и может быть смоделирован циклом

Уилсона, а плюмовый тектогенез рассматривается и воспринимается как процесс, приводящий только к деструкции континентов, и привлечение его в качестве конструктивного для объяснения формирования архейской континентальной коры, естественно, вызывает затруднения.

Возможность плейттектонического механизма в архейское время, пожалуй, впервые в нашей стране обосновал Ч. Б. Борукаев. Последнее обобщение с этих позиций сделано М. В. Минцем, который, оценивая состояние земной поверхности, мощность, размеры и другие параметры архейской коры, мантии и литосферы, пришел к выводу, что выдвигаемые предположения о существенных различиях главных элементов тектоносферы сильно преувеличены и применение методов реконструкций тектоноплитных обстановок при разработке моделей архейской эволюции является, безусловно, оправданным. Из этого вытекает, что актуалистические клише типа «зоны субдукции», «островодужные ассоциации», «коллизийные структуры» и другие могут использоваться достаточно широко, что и делается на практике. Актуалистический подход «предписывает» надвиги связывать с конвергентными границами плит, где реализуются условия тангенциального сжатия, известково-щелочные магматические серии — с зонами субдукции, бимодальные — с рифтогенезом, а офиолиты — со структурами океанического типа. Но всегда ли это оправдано для архейских структур?

Чтобы ответить на этот вопрос, обратимся к анализу главных типов структур гранит-зеленокаменных областей архея и их взаимоотношениям. К таким структурам относятся зеленокаменные пояса и купола тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава.

Напомним основные особенности зеленокаменных поясов. Выделяются два их типа, которые в пределах конкретных структур соответствуют последовательным генерациям. Пояса первого типа известны с самого начала архея (~3,8 млрд лет) и формировались на мафит-ультрамафитовом основании. Они характеризуются широким развитием надвиговых дислокаций, в их составе продукты денудации сиалической коры отсутствуют, а возраст пород близок возрасту ассоциирующих пород тоналит-трондьемит-гранодиоритового комплекса. Наиболее древние пояса второго типа известны начиная с 3,5 млрд лет и характеризуются признаками заложения на континентальном основании. В основании зеленокаменных поясов второго типа, залегающих на «нижних» зеленокаменных поясах, устанавливаются несогласия.

Несмотря на сильные деформации, в последние годы для зеленокаменных поясов появилось большое количество сведений о тектонических соотношениях между отдельными членами зеленокаменных структур, что позволяет рассматривать зеленокаменные пояса в качестве деформированных фрагментов сутур коллизийных систем, включающих структурно-вещественные комплексы доколлизийных обстановок: континентально-рифтовый, океанический, островодужный и окраинно-континентальный типы.

На основании анализа особенностей зеленокаменных поясов М. В. Минц делает вывод, что в эволюции поясов, имеющих на уровне со-

временного эрозионного среза линейные очертания, и поясов, характеризующихся «кружевным» рисунком границ, не было существенных отличий, а наблюдаемый разнообразный облик — результат различной степени их деформированности за счет всплывания реоморфических куполов.

Однако существует ряд фактов, противоречащих такой трактовке зеленокаменных поясов с «кружевной» морфологией. В частности, К. Конди еще в своем классическом труде отмечает, что зеленокаменные пояса в каждой из провинций озера Верхнего, Родезии, Йилгарн и Пилбары развивались автономно друг от друга и что они представляют собой останцы образований, некогда выполнявших самостоятельные бассейны. На автономность фрагментов зеленокаменных поясов указывал и Ч. Б. Борукаев, подчеркивавший, что корреляция разрезов, даже между близлежащими поясами, часто затруднена, если вообще возможна. В настоящее время это подтверждается многими исследованиями. Еще одной важной особенностью зеленокаменных поясов является преобладание ультраосновных и основных пород, с уменьшением их доли вверх по разрезу поясов и замещением в этом направлении известково-щелочными и кислыми породами, а такая закономерность не может быть объяснена только фактором шарьирования. Кроме того, распространенность поясов бимодального и известково-щелочного типов различна, что однозначно свидетельствует о различном их происхождении. В. А. Глебовицкий для архея Лавразии отмечает универсальную закономерность зеленокаменных поясов, которая заключается в относительно низком метаморфизме, варьирующем от пренит-пумпеллиитовой или зеленосланцевой в центральных частях поясов до амфиболитовой фации на их окраинах. В случае одностороннего поддвига (субдукции) хотя бы в части зеленокаменных поясов сохранились следы или фрагменты метаморфической полярности. Если к перечисленным особенностям добавить параллельность, почти синхронность формирования зеленокаменных поясов и ассоциирующихся с ними тоналит-трондьемит-гранодиоритовых комплексов, то становится очевидным, что механизм субдукции и последующей коллизии не может удовлетворительно объяснить происхождение древних (> 3 млрд лет) зеленокаменных поясов и лишь для расшифровки более молодых (2,7—2,5) зеленокаменных поясов он может быть приемлем.

Обобщив модели формирования зеленокаменных поясов, из которых следует упомянуть модели плотностной инверсии А. Мак-Грегора; конвекции в мантии, не связанной с тектоникой плит, В. Файфа и Г. Вильямса; океанической коры, не связанной с тектоникой плит, А. Гликсона и И. Ламберта; континентального рифтогенеза К. Анхауссера, Б. Уиндли, Д. Хантера; субдукции А. Уайта; импактного происхождения Д. Грина, К. Конди прослеживает эволюцию взглядов на происхождение зеленокаменных поясов и останавливается на модели их формирования над мантийными струями в условиях подводных гор и океанских плато и за счет эпизодической субдукции на окраинах плато. А. Кренер высокую скорость продуцирования коры в архее объясняет привлечением механизма мантийных струй. С плюмовой тектоникой в разных модификациях связывают

происхождение зеленокаменных поясов М. З. Глуховский, В. М. Моралев, М. И. Кузьмин, Л. П. Зоненшайн. Синтезирующий плюмовый и плит-тектонический механизм формирования зеленокаменных поясов предложен Н. Л. Добрецовым и А. Л. Кирдяшкиным. Обзор литературных данных показывает, что практически все исследователи при объяснении происхождения зеленокаменных поясов привлекают плюмовый тектогенез, однако при этом уделяется внимание лишь гребневым структурам плюмов, а механизм межплюмового взаимодействия остается в стороне и совершенно не рассматривается, так как «заслонен» моделью субдукции.

Вторым важнейшим компонентом гранит-зеленокаменных областей архея являются тоналит-трондьемит-гранодиоритовые серии, в связи с которыми также существует ряд проблем, одной из которых является возраст. Как отмечал Ч. Б. Борукаев, наиболее древние датировки получены для комплекса серых гнейсов, а не для коматиитов древних зеленокаменных поясов. Этим самым подчеркивается, что сиалическая кора в больших объемах существовала уже на самых ранних стадиях развития Земли. В то же время «наиболее древние датировки» из сиалического субстрата закономерны, так как существует механизм однонаправленного преобразования океанической коры в континентальную, но не наоборот. Сиалическая кора, однажды образованная и более плавучая, не подвергалась непосредственной деструкции (за исключением продуктов ее экзогенной дифференциации), в то время как океанская кора на протяжении истории Земли полностью деструктировалась в зонах погружения и обновлялась в зонах спрединга многократно. Для тоналит-трондьемит-гранодиоритовых ассоциаций характерны следующие особенности:

1) древнейшие сиалические породы содержат включения супракрустальных образований, которые представляют собой фрагменты еще более древних зеленокаменных поясов;

2) во многих архейских провинциях документируются гранит-зеленокаменные образования двух или трех возрастных генераций с длительностью эпох их образования (включая магматическую активность, деформацию, метаморфизм, поднятие и эрозию) 50—100 млн лет;

3) структурная и петрохимическая неоднородность и парагенез с мигматитовыми комплексами;

4) отсутствие отчетливых интрузивных контактов с породами зеленокаменных поясов;

5) распределение редких элементов характеризуется отрицательными аномалиями Nb, Ta, Ti, P, в распределении редкоземельных элементов отмечается четкая фракционированность с положительным европиевым максимумом, что больше соответствует модели анатексиса, а не магматической эволюции; отношения Sr^{87}/Sr^{86} (0,701—0,703) указывают на генерацию за счет мантийного субстрата; значения ϵ_{Nd} (от -3 до ± 4) свидетельствуют о кратковременности развития коры главным образом за счет материала мантии, в то же время изотопные отношения кислорода ($\delta^{18}O$ от 6 до 11) отличаются от мантийных.

Для объяснения генезиса серых гнейсов привлекаются модели селективного плавления метасоматически преобразованных пород мантийного клина над зоной субдукции или пород океанической коры, однако все перечисленные особенности серых гнейсов лучше всего объясняются процессами переработки гранитового субстрата и продуктов его экзогенной сепарации. В пользу модели анатексиса свидетельствует и факт отсутствия геохимических аналогов гранитоидов тоналит-трондьемит-гранодиоритовой группы среди кислых вулканитов архейских зеленокаменных поясов, что позволяет рассматривать тоналит-трондьемит-гранодиоритовые ассоциации как остатки анатектоидного или в различной степени преобразованного и истощенного сиалического слоя, т. е. в качестве континентального рести́та. Идея о коровой астеносфере (астенолинзах), позволяющая понять площадное развитие реоморфических куполов, подвергает сомнению вывод об обстановке активных континентальных окраин как наиболее удовлетворяющей наблюдаемым особенностям серогнейсовых тоналит-трондьемит-гранодиоритовых серий, который нуждается в корректировке.

Итоговые структурные и вещественные особенности архейских гранит-зеленокаменных областей в целом ближе всего соответствуют коллизионным поясам фанерозоя. Их структурный рисунок объясняется аккрецией к активным окраинам островных дуг, на которые последовательно надвинуты осадочно-вулканогенные ассоциации океанического и островодужного типов, последующим столкновением архейских континентов с образованием надвиго-поддвиговых ансамблей и реоморфизмом скученной коры с формированием гранито-гнейсовых куполов, деформирующих сутурные зоны. Такое объяснение звучит вполне убедительно, но не объясняет главных особенностей зеленокаменных поясов первого типа (их симметричный метаморфизм, полную вещественную и возрастную несопоставимость соседних фрагментов, субсинхронность с сопряженными тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми куполами и сложную, лоскутную морфологию). Если учесть обстоятельство, что по оценочным параметрам серые гнейсы формировались на глубинах 30—40 км, то трудно представить, как могли на таких глубинах остаться практически не затронутыми метаморфизмом породы зеленокаменных поясов в межкупольных структурах.

Краткий обзор проблем, связанных с происхождением гранит-зеленокаменных областей, позволяет сделать вывод о том, что с позиций тектоники литосферных плит многие из них не находят удовлетворительного решения. И хотя анализ стиля древних структур и их вещественных особенностей позволяет ряду исследователей достаточно аргументированно говорить о действии плитного тектогенеза, начиная с границы хадия и раннего архея, т. е. с рубежа 3,8 млрд лет, доказательства плитного тектогенеза в раннем докембрии имеются только для структур, возраст которых не древнее конца позднего архея, то есть 2,7—2,5 млрд лет.

Ключевым звеном для понимания происхождения раннеархейских гранит-зеленокаменных областей является механизм возникновения протоконтинентов. Под *протоконтинентами* понимают структуры с сиаличе-

ским субстратом, состоящим из блоков-протодоменов, каждый из которых представляет собой элементарную структурную единицу, где произошло образование гранитной коры за счет переработки базитовой.

Для создания непротиворечивой модели формирования раннеархейских гранит-зеленокаменных областей, для которых затронутые проблемы особенно очевидны, необходимо прибегнуть к испытанному средству — методу актуализма. Как справедливо было отмечено выше, плюмовая тектоника, проявляющаяся в земных условиях, лишь с ограничением может быть использована в актуалистических целях, так как проявляется в опосредованном виде. В данном случае необходимо использовать опыт сравнительной планетологии, в частности изучение процессов, распознающихся на поверхности Венеры, находящейся по своему развитию, по видимому, на уровне земного хадия — раннего архея. Очевидно, что подобный прием может вызвать сомнение, поскольку слишком много неизвестных фигурирует в образах венерианских структур. Сомнения уменьшаются, если в построении не выходить за рамки визуально наблюдаемых фактов. На возможность сравнения земных и венерианских структур было указано ранее.

3.2. Тессеры Венеры как прообраз архейских протоконтинентов

Венера близка Земле по массе, размерам и плотности, однако резко отличается по современному термическому режиму. Существующая на ее поверхности температура (470 °C) и давление (90 бар) исключают участие жидкой воды в сепарации вещества и делают все процессы на ее поверхности изохимическими. Причины более высоких температур на Венере по сравнению с Землей не вполне ясны и, возможно, связаны с иным механизмом диссипации тепла, более поздним разогревом, наличием более плотной атмосферы. Наиболее логичным выглядят представления О. Г. Сорохтина и С. А. Ушакова о том, что Земля раньше прошла путь термического разогрева и последующего остывания за счет влияния крупного спутника — Луны, а Венера, не имея подобного спутника, отстала в своем развитии.

Существующие особенности строения поверхности Венеры позволили А. Т. Базилевскому и Дж. У. Хэду выделить шесть стратиграфических подразделений, последовательно смещающихся во времени и объединенных в три системы: древняя — Фортунская, средняя — Гиневрская и молодая — Аврельская. По мнению названных авторов, соотношение выделенных стратонов, а также характер распределения метеоритных кратеров на их поверхности доказывают синхронность или субсинхронность геологических событий на планете по сценарию теплового катаклизма, что отстаивал Г. Г. Шабер с соавторами. В противовес эндогенно обусловленной катастрофе выдвигалась другая точка зрения, принадлежащая Р. Филиппсу с коллегами, согласно которой наблюдаемая стратиграфическая последовательность отражает эволюционную смену геологических событий. Вне зависимости от точек зрения всеми авторами признается, что наиболее древ-

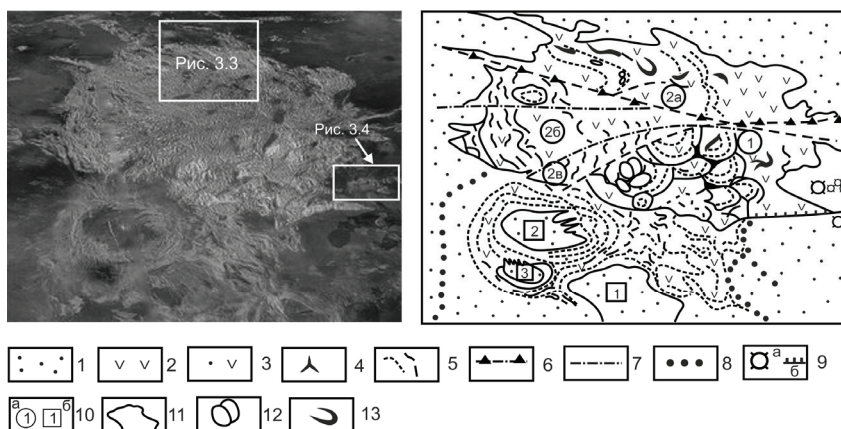
ними образованиями на Венере являются структуры группы Фортуна. К указанной группе относятся так называемые тессеры — вероятные гомологи земных протоконтинентальных структур архея — доменов.

Тессеры занимают около 8 % поверхности Венеры и характеризуются своеобразным структурным рисунком, обусловленным нагромождением вещества коры в условиях сжатия, образованием возвышенностей и последующей их гравитационной релаксацией. Разберем особенности строения тессер и их окружения на примере тессеры Альфа Регио.

На снимке (рис. 3.1) различаются две возрастные генерации. Древняя, юго-восточная, часть тессеры (зона 1) характеризуется выраженной куполообразной композицией рисунка, подчеркиваемой наибольшей радиоосвещенностью. Межкупольные пространства представлены сложно деформированными узорчатыми прерывистыми затененными структурами, состоящими из элементов тройного сочленения, хорошо заметных между всеми сопряженными куполами. Среди куполов можно выделить несколько возрастных групп (3—4) с общим «омоложением» в западном направлении. При этом практически в каждом куполе хорошо выражена восточная овальная сторона, которая деформирует западную сторону сопряженного купола, и деформированная западная, которая редуцируется сопряженными куполами с востока. Характерно выдержанное расстояние между центрами в среднем 80 км, что позволяет говорить о мощности слоя, в котором они сформировались, в 100—120 км и что соответствует максимальным оценкам мощности континентальной коры в зонах коллизии на Земле. В самой западной части зоны 1 четко выражены два купола более крупного размера (до 200 км), состоящие из серий более мелких (~40—50 км) куполов более ранних генераций.

Нетрудно заметить, что характер композиции юго-восточной части тессеры Альфа Регио идентичен петельчато-купольному рисунку большинства архейских гранит-зеленокаменных областей Земли, например, Карело-Кольскому региону (рис. 3.2).

Более молодая, северо-западная, часть тессеры (зона 2, см. рис. 3.1) характеризуется более простым рисунком и состоит из трех частей: северной (2а), центральной (2б) и южной (2в), разделенных структурами сдвигового типа и с различными стилями деформаций, считываемых со снимка. Для центральной подзоны (2б), состоящей из двух клиновидных структур, характерна субмеридиональная ориентировка гряд и борозд за счет аккреции тессерообразующего субстрата с запада. На восток напряженность субмеридиональных структур уменьшается и появляются диагональные пластические деформации, указывающие на относительно латеральное перемещение клиновидного блока подзоны 2а в восточном направлении. Структура подзоны 2а типа вдвига ограничена с севера левосторонним, а с юга — правосторонним сдвигами, с амплитудой горизонтального перемещения в 120—150 км, судя по выступу в западной части структуры, вдоль которого трассируется зона северного сдвига. В центральной части тессеры сдвиги соединяются в единую зону интенсивных деформаций.



1 — магматические равнины супергруппы Сигрун; 2 — тессера группы Фортуна; 3 — «полуфабрикат» тессерного материала; 4 — фрагменты материала супергруппы Сигрун среди материала тессеры; 5 — структурные линии; 6, 7 — содвиги, разделяющие: 6 — зоны внутри тессеры, 7 — подзоны; 8 — условные границы между образованиями супергруппы Сигрун и зоны тессерообразования; 9 — крутосклонные вулканы-лепешки (а), зона предполагаемого погружения базитового вещества под структуру тессеры (б); 10 — зоны тессеры: а — «зрелой» и «незрелой» (цифры в кружках), б — плюмы разных генераций (цифры в квадратах); 11 — линии ограничения тессеры; 12 — купольные структуры разных генераций; 13 — в рамках показаны участки детализации (рис. 3.3, 3.4)

Рис. 3.1. Тессера Альфа Регио (а) (радарный снимок с КА «Магеллан», 1996 г.) и схема его дешифрирования (б). Протяженность площади с запада на восток ~1300 км

Северная часть тессеры (подзона 2а) содержит множество радиотемных пятен различной природы (см. рис. 3.1). Среди них можно выделить три типа. Первый связан с пассивным заполнением базальтовой лавой понижений в тессере по ее северной периферии со стороны примыкающей равнины, второй — это деформированные в условиях сжатия фрагменты различных структур плюмовой природы и третий — активно деформирующие микро-структуру внутритессерные овалы типа арахноидов размером в поперечнике 20—30 км, представляющие собой, возможно, «горячие» точки, наложенные на маломощную в этой зоне тессерную кору (рис. 3.3).

В восточной части тессеры (рис. 3.4), примыкающей к радиотемной равнине, базальтовый материал Гиневрской системы заливает рельеф тессеры. Среди базальтовой равнины в этом месте отмечаются крутосклонные вулканы, построенные вязкими магматическими породами. Приуроченность куполов-лепешек к периферийным, затопленным базальтами частям тессер позволяет предполагать, что слагающий их материал является высококремнистым.

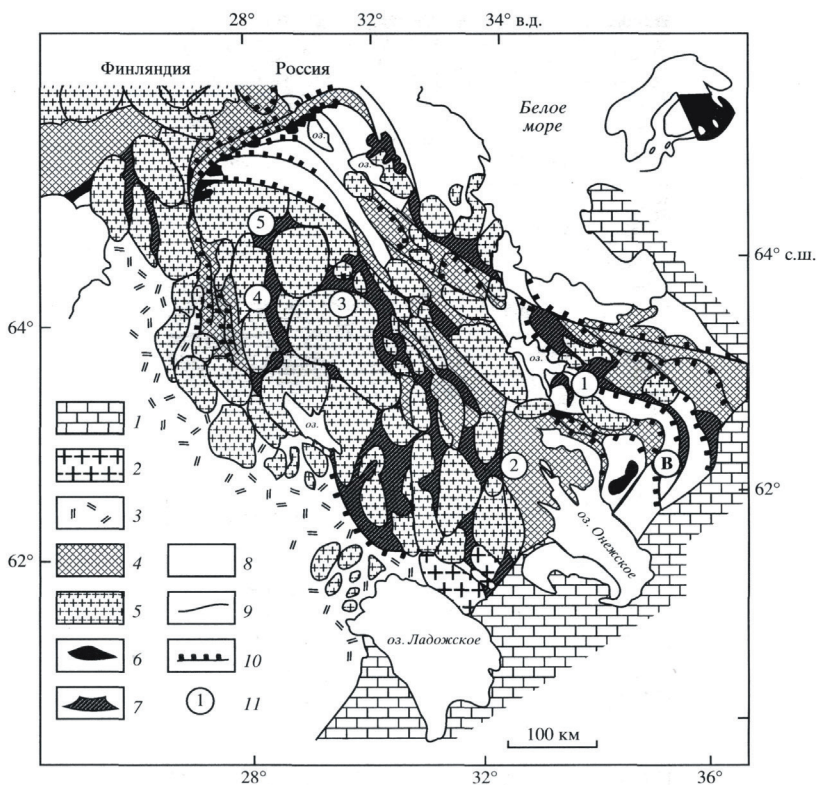


Рис. 3.2. Петельчато-купольный мотив геологического строения Карельского региона Балтийского щита:

1 — осадочный чехол Восточно-Европейской платформы; 2 — позднепротерозойские граниты-рапакиви; 3, 4 — ранний протерозой (в том числе архейские серогнейсовые гранитоиды, реоморфизованные в раннем протерозое); 3 — Свекофеннская область (аккреционный орогенный пояс), 4 — осадочно-вулканогенные пояса (преимущественно внутриконтинентальные коллизийные орогены); 5 — гранит-мigmatитовые и гранито-гнейсовые купола; 6 — расслоенные мафит-ультрамафиты; 7, 8 — архей: 7 — осадочно-вулканогенные комплексы зеленокаменных поясов, 8 — гнейсы и амфиболиты, не подвергшиеся существенному реоморфизму и куполообразованию; 9 — геологические границы; 10 — надвиги; 11 — важнейшие тектонические структуры, упоминаемые в тексте (обозначения в кружках): 15 — зеленокаменные пояса: 1 — Каменно-озерский, 2 — Койкарский, 3 — Костомукинский, 4 — Кухмо, 5 — Суомуссалми; В — Водлозерский блок

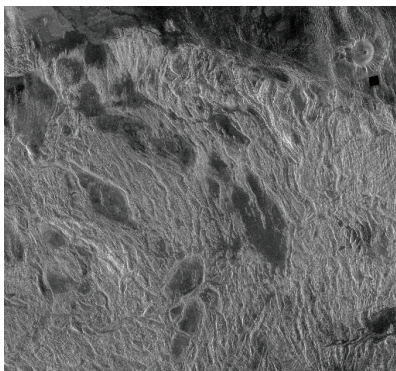


Рис. 3.3. Фрагмент северной части тессеры Альфа Регио

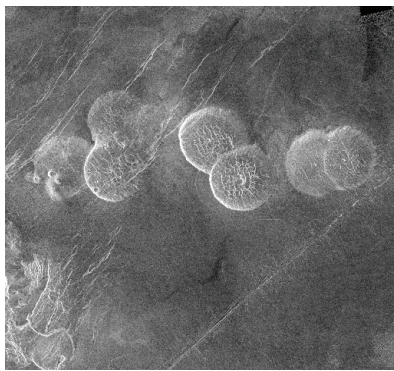


Рис. 3.4. Фрагменты восточной части тессеры Альфа Регио

К югу от тессеры Альфа Регио можно наблюдать процесс тессерообразования за счет плюмового механизма (рис. 3.1). Здесь четко выделяются три генерации плюмов. Первая генерация (рис. 3.1) характеризуется повышенной трещиноватостью базальтовой надплюмовой равнины и соответствует комплексу Сигрун Гиневрской системы А. Т. Базилевского и Дж. У. Хэда. Венцовое окружение плюма несет признаки начальной деформации сжатия. Вторая генерация плюмов (см. рис. 3.1) имеет четкое венцовое ограничение с признаками растяжения в восточной части по механизму рассеянного спрединга, где венец расщепляется ортогональными, уходящими к центру плюма раздвиговыми структурами. В западной части венец имеет типично тессерный рисунок, возникший, по-видимому, в результате торошения. Третья генерация (см. рис. 3.1) — зарождающийся более мелкий плюм (первые две генерации 350—400 км, третья — 100 км в диаметре). Между плюмами разных генераций четко обозначилась структура их тройного сочленения, где происходит нагромождение базитовых литосферных пластин.

К северо-востоку от плюмов первых двух генераций дешифруется область, промежуточная по своему облику между характерным рельефом тессеры и преобладающим овально вытянутым структурным планом венцов плюма второй генерации. По-видимому, это деформированный, но еще не аккрегированный или не приключенный к тессере тессерообразующий субстрат.

Анализ структур, изображенный на радарном снимке тессеры Альфа Регио (см. рис. 3.1а), полученном с космического аппарата «Магеллан», позволяет сделать вывод о том, что сценарий тектонического развития Венеры скорее соответствует эволюционному типу, чем модели термической катастрофы.

Какие же выводы можно сделать относительно процессов, происходящих на Земле на ее ранних стадиях развития? Их несколько. Главный вывод касается стиля архейской геодинамики. Механизм тессерообразования, считываемый со снимка, является достаточным для объяснения происхождения структуры

тессеры без привлечения механизма плитного тектогенеза. Этот механизм можно сформулировать в виде следующих положений: первое — торошение тонкой базитовой литосферы в межплюмовом пространстве, второе — частичное плавление базитового субстрата в основании призм торошения в зонах тройного сочленения, третье — латеральная деформация тессерного «полуфабриката» в условиях сжатия и четвертое — повторное, возможно, многократное частичное плавление такого «полуфабриката» с образованием куполов и вязких лав, предположительно, кислого состава.

Следующий вывод вытекает из первого. Напрашивается мысль о подобном же механизме при формировании архейских структур. Если это верно, то зеленокаменные пояса гранит-зеленокаменных областей — это деформированные фрагменты разобщенных плюмовых бассейнов, а не деформированные диафторическими гранитоидами сутуры, и это значит, что индивидуальные особенности «фрагментов сутур», на что обратил внимание Ч. Б. Борукаев, не исключение, а правило. Следующий вывод касается надвигов и шарьяжей, которые всегда расцениваются как доказательство плитного тектогенеза. Условия двустороннего или даже трехстороннего стресса, характерного для межплюмового пространства, объясняет феномен надвигообразования не хуже механизма субдукции — обдукции или коллизии. И, наконец, последнее, образование известково-щелочных унимодальных серий, объясняющееся как результат субдуктивных процессов, может быть успешно объяснено с позиций проседания (сагдукции) и затаскивания на глубину в зонах межплюмового торошения продуктов, частичное плавление которых создавало гамму пород базальт-андезит-риолитового ряда.

Все вышесказанное ставит нас перед необходимостью пересмотра методических приемов изучения и расшифровки раннедокембрийских структур с учетом результатов сравнительной планетологии.

3.3. Модель формирования гранит-зеленокаменных областей

Попытка решения проблем формирования архейских гранит-зеленокаменных областей с привлечением процессов, наблюдаемых на современной поверхности Венеры, позволяет предложить модель их формирования, состоящую из нескольких этапов.

1 этап. Базитовая (коматиит-базальтовая) первичная кора формировалась в надплюмовом пространстве по механизму «горячих полей», для которых осевой спрединг, по-видимому, не был характерен (рис. 3.5). Магмовыводящими системами, скорее всего, были разноориентированные пучки, рои, радиальные и в меньшей степени концентрические дайки разных генераций, отражающих эволюцию плюма. Радиальное отодвигание застывшей коры, мощность которой не превышала первых километров, создавало эффект ее торошения в межплюмовом пространстве, увеличения мощности за счет пакетирования, частичного проседания торосов как процесса, отражающего изостатическое выравнивание, и погружения за счет затаскивания нисходящими потоками плюмов. Эти процессы (сагдукции) особенно проявлялись в зонах тройного сочленения плюмов, где формировались призмы торошения, обладающие наибольшей мощностью

базитового материала и продуктов его экзогенной переработки при несомненной важнейшей роли воды. Поставку гидратированного материала обеспечивала межплюмовая сагдукция в сочетании с частичным затаскиванием на глубину базитовой коры нисходящими ветвями плюмов (рис. 3.6а). По-видимому, уже на этой стадии отдельные фрагменты первичной базитовой коры могли затаскиваться нисходящими мантийными потоками на значительные глубины, достаточные для эклогитизации базальтов, что позволяет понять факт обнаружения в виде ксенолитов в трубках взрыва древнейших пород, отождествляемых с нижней литосферой.

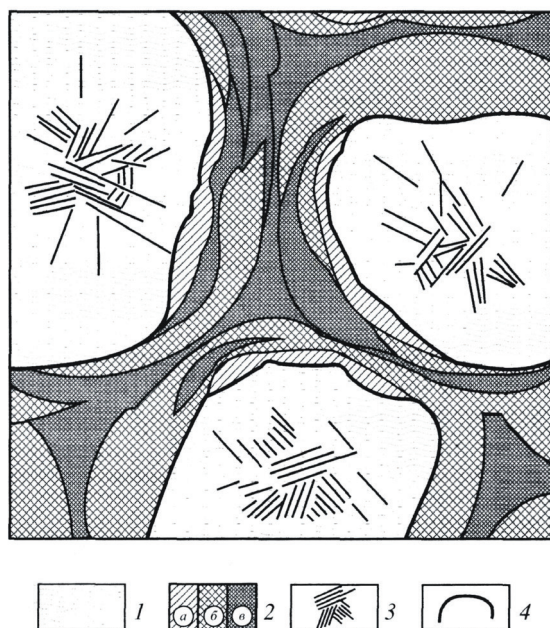


Рис. 3.5. Схема межплюмового торошения в зонах тройного сочленения:

1 — надплюмовая базитовая кора; 2 — зоны межплюмового торошения (формирования континентальной протокры): аллохтоны третьей (а), второй (б) и первой (в) генераций; 3 — дайковые поля площадного спрединга; 4 — условные границы плюмов и аллохтонов

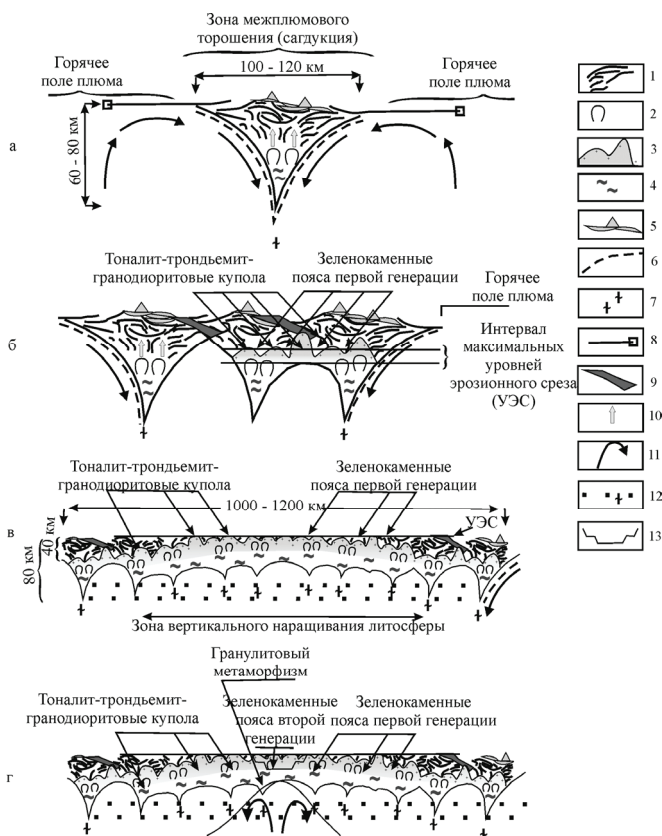


Рис. 3.6. Модель возникновения и развития континентальной протокоры и эволюции гранит-зеленокаменных областей

Условные обозначения к рис. 3.6:

а — стадия формирования межплюмовых протодоменов, *б* — стадия слипания протодоменов и формирования континентальных доменов, *в* — стадия изостатического выравнивания протоконтинентов, *г* — стадия внутриплитного рифтогенеза, формирования зеленокаменных поясов второго типа. 1 — коматиит-базитовая кора и ее деформированные фрагменты в зонах торошения; 2, 3 — тоналит-трондjemит-гранодиоритовые купола: 2 — ранней генерации (низкокальциевые эндербиты), 3 — поздних генераций (кальциевые эндербиты); 4 — «базитовый» континентальный слой реститового происхождения; 5 — известково-щелочные магматические серии зеленокаменных поясов первого типа; 6 — фрагменты базитовой коры, затасченные на глубину нисходящими ветвями плюмов; 7 — эклогитизированные фрагменты базитовой протокоры; 8 — площадные спрединг-зоны надплюмового пространства; 9 — зоны протосутур; 10 — пути подъема известково-щелочных магматических диапиров; 11 — направление адвективного перемещения вещества в плюмах; 12 — литосферная мантия; 13 — бимодальные магматиты зеленокаменных поясов второго типа

II этап. В основании призм торшения и килевидных оперяющих структур при их вертикальных мощностях 60—80 км и латеральных размерах 100—120 км² (цифры вытекают из геометрии зон межплюмового торшения по аналогии со структурами Венеры) происходило селективное плавление гидратированного базальт-грауваккового материала с образованием базальт-андезит-риолитовых серий и их излиянием на поверхность торосов, главным образом после отмирания плюмов (см. рис. 3.6а). Генерация и эволюция указанных серий принципиально не отличалась от их формирования в зонах субдукции, в которых определяющая роль принадлежит привносу значительной части флюидной массы, которая погружается гидратированной литосферой. Механизм торшения и последующего частичного плавления субстрата торосов делает понятной одну из главных особенностей зеленокаменных поясов первого типа — смену вверх по разрезу коматиит-базальтового материала андезит-риолитовым. Неясно выраженная в этом случае «бимодальность» (количество андезитов почти всегда ощутимо) вулканитов не что иное, как визуальное преувеличение доли базитов за счет аллохтонов первичной коры. Наиболее древние (~4,2 млрд лет) датировки дендритовидного циркона из песчаников Западной Австралии позволяют предположить, что процесс генерации кислых магм и, следовательно, гранитоидного куполообразования происходил на самой ранней стадии Земли. Тангенциальное сжатие в межплюмовых структурах обуславливает вторую особенность зеленокаменных поясов — весьма интенсивную деформированность. Быстрое (несколько миллионов лет) образование призм торшения создает эффект синхронности зеленокаменных поясов и сопряженных тоналит-трондьемит-гранодиоритовых ассоциаций. Механизмом межплюмового торшения удовлетворительно объясняются петролого-геохимические и другие особенности серогнейсового комплекса, в том числе «мантийный», а точнее, коматиит-базитовый, первоисточник коры и «короткая» коровая предыстория ($Sr^{87}/Sr^{86} = 0,701—0,703$; $\epsilon_{Nd} = -3 \pm 4$) в сочетании с немантийной изотопией кислорода ($\delta^{18}O = 6—11$). Призмы межплюмового торшения представляли собой ядра консолидации первичной сиалической коры (протодомены).

III этап. Образованные ядра, обладая относительной плавучестью, небольшими латеральными размерами и мощностью, сопоставимой с современной сиалической корой, дрейфовали до тех пор, пока не попадали в межплюмовое пространство зон действующих плюмов (см. рис. 3.6б), где происходили их дальнейшая эволюция и наращивание размеров за счет аккреции или слипания с образованием тессероподобных структур. В процессе дрейфа, за счет изостатического всплывания при снятии эффекта затаскивания нисходящими потоками плюмов, происходила частичная денудация разрозненных протодоменов и слипшихся доменов до уровня тоналит-трондьемит-гранодиоритовых куполов, с одновременным вертикальным наращиванием мощности мантии под доменами (см. рис. 3.6в). При достижении континентами момента слипания латеральных размеров, превосходящих площади плюмов в 3—4 раза, то есть порядка 1000—1200 км, стало возможным их раскалывание в надплюмовом пространстве и формирование рифтогенных структур, а следовательно, и образование зеленокаменных поясов второй генерации (см. рис. 3.6г). Появление этих поя-

сов уже на рубеже 3,5 млрд лет может свидетельствовать о том, что к этому моменту континенты достигли указанных размеров, что делало возможным осуществление осевого рифтогенеза.

С указанным возрастным рубежом увязываются и первые проявления гранулитового метаморфизма, что с позиции рассматриваемой модели также вполне закономерно. Гранулитовый метаморфизм, характеризующийся «сухими» условиями, по-видимому, был связан с внутриплитными структурами типа континентальных рифтов. В свою очередь осевой спрединг является одним из необходимых условий формирования линейных конвергентных зон, а задокументированные подобные зоны (например, Вава-Абитиби провинции Сьюпириор) относятся лишь к позднему архею (не древнее 2,7 млрд лет). Несмотря на то, что основная часть крупных континентов была сформирована раньше, для запуска плиттектонического механизма в интервале 3,5—2,7 млрд лет мощности литосферы, по-видимому, еще не хватало ранней стадии развития Земли. Тангенциальное сжатие в межплюмовых структурах обуславливает вторую особенность зеленокаменных поясов: как правило, их весьма интенсивную деформированность. Быстрое (несколько миллионов лет) образование призм торшения создает эффект субсинхронности зеленокаменных поясов и сопряженных тоналит-трондьемит-гранодиоритовых ассоциаций. Механизмом межплюмового торшения удовлетворительно объясняются петролого-геохимические и другие особенности серогнейсового комплекса.

Процесс куполообразования и формирования тоналит-трондьемит-гранодиоритовых ассоциаций исходя из модели межплюмового проседания, или сагдукции, включает несколько стадий. Их зарождение приурочено к моменту образования тороса в утолщенной гидратированной базитовой коре, включавшей продукты ее экзогенного разложения (рис. 3.6а). Вторая, наложенная, стадия куполообразования связана со слипанием (аккрецией) первичных протодоменов и дальнейшим ростом латеральных размеров протоконтинентов (рис. 3.6б). Учитывая минимальный размер континентов, необходимый для развития осевого спрединга, можно считать, что для его достижения должно произойти не менее трех актов слипания, а следовательно, не менее трех циклов площадного куполообразования (см. рис. 3.6в). Дальнейшее оформление куполов могло происходить уже в коллизионное постсубдукционное время как отражение действия тектоники литосферных плит. Это наложенный процесс, который проявляется вдоль линейных зон. Окончательное оформление куполов, по-видимому, связано с реидной постумной тектоникой, проявляющейся на всем последующем отрезке времени.

Таким образом, в задокументированной ранней истории Земли можно выделить три периода, различающиеся по геодинамическому режиму. Первый (4,2—3,5 млрд лет) характеризовался преобладанием плюмтектонического режима венерианского типа, второй (3,5—2,7 млрд лет) отличался усложнением плюмового тектогенеза внутриконтинентальным (но не внутриплитным!) рифтогенезом и третий (< 2,7—2,5 млрд лет) — доминированием плиттектонического режима.

Заметим, что, рассуждая о главных тектонических механизмах, полностью противопоставлять одни режимы другим нельзя. Мы можем говорить лишь об их доминировании на разных этапах развития Земли. Как в фанерозое плитная тектоника осложняется элементами плюмовой, так и в хадии — раннем архее элементы плитного тектогенеза могли проявляться через сагдукцию, как это показано на рис. 3.6.

3.4. Эволюция геодинамических процессов

Методология науки утверждает, что сформировать строгую систему понятий в любой отрасли знания на эмпирической основе невозможно. Для достижения поставленной цели необходима разработка *теоретической концепции*, описывающей иерархический ряд геологических систем (или хотя бы его фрагмент).

История формирования древних платформ охватывает огромный промежуток времени, сопоставимый с временем существования самой планеты. Поэтому представляется вполне резонным допущение о различиях стилей тектогенеза на разных стадиях развития платформ. Среди этих стадий важнейшими (хотя и не сопоставимыми по продолжительности) являются стадия образования складчатого основания, или нижнего яруса, и плитная стадия (стадия накопления осадочного чехла, или верхнего яруса).

Для анализа надпородных ассоциаций, образующих фундамент платформ (нижний ярус территорий с двухъярусным строением), исключительно важное значение имеет *концепция тектоники литосферных плит*, которая тесно увязывает геодинамические процессы и отвечающие им разноранговые структурно-вещественные ассоциации. Для этапа накопления породных ассоциаций осадочного чехла (верхний ярус территорий с двухъярусным строением) должны быть использованы иные построения, учитывающие общие особенности эволюции геодинамических процессов.

Считается, что тектоника литосферных плит начала «работать» с раннего протерозоя, в отдельных случаях — с позднего архея. Основные ее положения раскрыты в многочисленных публикациях и не нуждаются в подробном изложении. Однако до настоящего времени нет единой точки зрения относительно допротерозойского этапа эволюции Земли и доминирующего стиля тектогенеза этого времени.

Ранний архей (4,0—3,0 млрд лет). Начиная с рубежа 4,0 млрд лет анализ эволюции земной коры может опираться на геологические документы, так как породы такого возраста обнаружены в ряде регионов мира (от Северной Америки до Антарктиды). Представляется важным появление в это время (причем в значительном объеме) пород, близких, хотя и не тождественных породам континентальной коры, которые точнее определять как протоконтинентальные. Такие породы (тоналит-гранодиорит-гранодиоритовая (ТТГ-ассоциация) образывались и позднее, практически до конца архея, но в раннем архее они играли доминирующую роль, поэтому проблема их происхождения — центральная в оценке геодинамики этого этапа истории Земли. Эта проблема по сей день остается остродискуссионной, а от ее решения непосредственно зависит ответ на

вопрос об общем геодинамическом режиме в раннем архее и, более того, о времени начала проявления тектоники плит в истории Земли. Относительно механизма продуцирования ТТГ-пород из первичной мафит-ультрамафитовой коры существуют различные версии.

Наиболее популярна субдукционная модель, в общем допускающая принципиальное сходство процесса образования раннеархейских и более молодых (вплоть до современных) гранитоидов. Однако разработчики этой модели признают, что гранитоиды ТТГ-ассоциации петрохимически отличаются от более поздних, «нормальных» гранитоидов, поэтому и допускают определенные отличия раннеархейского субдукционного гранитообразования от более позднего и современного. Одно из этих отличий (не абсолютных, см. ниже) состоит в господстве пологой субдукции, а другое — в том, что выплавление сиалического материала происходило из самого слэба одновременно с его дегидратацией, а не из мантийного клина над слэбом под влиянием исходящих из последнего флюидов.

Далеко не все исследователи разделяют эти взгляды на происхождение ТТГ-ассоциации, основываясь, в частности, на ее бимодальном составе и тонких геохимических отличиях от более поздних гранитоидов. Одна из альтернативных моделей, выдвигаемых при этом, допускает вместо субдукции обдукцию океанической коры, нагромождение одних ее пластин на другие с соответственным увеличением мощности, создающим условия плавления нижней части образовавшегося таким образом пакета пластин. Эта версия была довольно давно выдвинута О. Г. Сорохтиным, а в современной форме независимо обоснована южноафриканским геологом М. де Витом.

Образования с возрастом 3,5—3,0 млрд лет известны уже практически на всех континентах, на всех древних платформах. Но значительную площадь они слагают далеко не повсеместно, и в ряде районов (например, в пределах Канадско-Гренландского щита или в Восточной Антарктиде) представлены лишь полями «серых гнейсов» ТТГ-состава. И только в трех регионах — на крайнем юге Африки (Каапваальский эократон), на северо-западе Австралии (эократон Пилбара) и в Восточной Европе (центральная часть Украинского щита, а также Белгородско-Сумской блок ВКМ) — можно наблюдать сохранившиеся от более поздней переработки гранит-зеленокаменные области (ГЗО), самые древние в своем роде. Наиболее яркая особенность гранит-зеленокаменных областей с возрастом 3,5—3,0 млрд лет — их общая петельчатая структура, выражающаяся в преобладании овальных гранитогнейсовых куполов, промежутки между которыми заполнены «зеленокаменными» осадочно-вулканогенными толщами. В ядрах куполов выступают породы ТТГ-ассоциации как более древние (или же более или менее разновозрастные породам основания разреза зеленокаменных поясов (ЗП), так и более молодые, чем выполнение этих поясов. Определенную сложность представляет решение вопроса об условиях заложения этой генерации ЗП. Практически во всех ГЗО этого возраста известны выходы пород ТТГ-ассоциации либо несколько более древних, чем породы основания разреза ЗП (Каапвааль, Сингбум), либо практически разновозраст-

ных последним (Пилбара, Среднее Приднестровье). В большинстве случаев контакты между ЗП и их возможным протосиалическим субстратом тектонические, но в Среднем Приднестровье и с несколько меньшей достоверностью в Каапваале и Пилбаре установлено налегание пород основания ЗП на протоконтинентальный субстрат.

Как видно из изложенного, проблема раннеархейской геодинамики еще далека от однозначного решения. Существуют данные как в пользу плюмтектоники, так и зарождающейся плейттектоники.

Модель раннего развития Земли рассмотрена в разделе 3.3.

Поздний архей (3,0—2,5 млрд лет). Гранит-зеленокаменные области позднего архея составляют в настоящее время значительную часть фундамента древних платформ. Это эократоны Сьюпириор, Слейв, Вайоминг и Нэйн Северо-Американской платформы, Кольский и Карельский — Балтийского щита Восточно-Европейской платформы, Анабарский щит, Олекминский и Батомгский блоки Алданского щита Сибирской платформы, Аншаньский — Сино-Корейской платформы, Сан-Франциску — Южно-Американской платформы, Зимбабве, Майский и др. — Африканской и Йилгарн — Австралийской платформы. Поэтому судить о геодинамической обстановке их формирования можно значительно увереннее, чем в случае ГЗО с возрастом в пределах 3,5—3,0 млрд лет.

Накопленные данные привели подавляющее число исследователей к выводу о том, что позднеархейские ГЗО сформированы под действием плюм-то-тектонических процессов — спрединга и субдукции, хотя характер их конкретного проявления мог отличаться от свойственного неогей, т. е. позднему протерозою и фанерозою. Об этом свидетельствует, в частности, отсутствие (или крайняя редкость) типичных дайковых комплексов и метаморфитов высокого давления — низкой температуры, а также продолжавшаяся, по крайней мере вначале, образование гранитоидов преимущественно ТТГ-типа.

Наиболее показательными для характеристики геодинамических условий позднего архея являются данные по детально изученному эократону Сьюпириор Канадского щита, откуда, собственно, и происходит тектонотип зеленокаменных поясов. К тому же этот эократон является самым крупным в мире обнаженным фрагментом эпиархейской континентальной коры площадью более 1,5 млн км².

В структуре эократона Сьюпириор наблюдается чередование ЗП, выполнение которых метаморфизовано до зеленосланцевой фации (откуда и название «зеленокаменные пояса»), и поясов, сложенных в основном гранитогнейсами, интерпретируемых как магматические дуги. ЗП развивались в интервале 2,8—2,7 млрд лет, а на северо-западе — с рубежа 2,9 млрд лет. Заключительная коллизия имела место между 2720 (2750) и 2690 (2680) млн лет. Принципиально сходная картина развития намечается для ГЗО восточной части Балтийского щита и для эократона Йилгарн Западной Австралии.

Для большей части позднеархейских ГЗО имеются прямые (Зимбабве, Дарвар) или косвенные (Карелия и др.) данные об их заложении на более древ-

ней континентальной (протоконтинентальной) коре, очевидно, в условиях рифтинга, перешедшего в спрединг того или иного масштаба (в случае Дарвара такого перехода вообще могло не быть). Продолжительность развития отдельных ЗКП, как правило, не превышала 200 млн лет, что, в общем, отвечает длительности циклов Бертрана в неогее. Вулканиды, выполняющие ЗП, имеют либо бимодальный, либо полимодальный, последовательно дифференцированный состав, причем оба варианта нередко наблюдаются в пределах одной и той же ГЗО, например Карельской. Видимо, это отражает преобладание рифтогенной или субдукционной обстановки.

К концу архея относится массовое появление новой ассоциации гранитоидов, которую М. де Вит называет «GGM — гранодиорит-гранит-монцогранитной». По общему мнению, образование этой ассоциации обязано плавлению ТТГ-гранитоидов на уровне средней и нижней коры. В настоящее время гранитоиды GGM типа вместе со значительно более редкими реликтами ТТГ-гранитоидов слагают подавляющую (до 80 %) площадь архейских гранит-зеленокаменных областей. Эта терминально-архейская гранитизация завершила формирование эократонов, образовавших в дальнейшем основу фундамента древних платформ и континентов в целом. Но, как отмечалось выше, процесс кратонизации проявился уже на уровне 3,0 млрд лет, а образовавшиеся в результате первые стабилизированные участки континентальной коры стали испытывать характерный для нее рифтинг и сопутствующий ему бимодальный магматизм. Это установлено как на эократоне Каапвааль перед или одновременно с накоплением обломочных образований супергрупп Понгола и Вентерсдорп, так и на эократоне Пилбара при заложении впадины Хамерсли на его южном склоне.

В отличие от ЗП-1, характеризующихся ареальным распространением, что не позволяет их рассматривать вне связи с «серогнейсовым» комплексом, позднеархейские зеленокаменные пояса, сложенные михайловской серией, характеризуются протяженностью в несколько сотен километров при ширине в первые километры. Они представляют собой коллизионные швы — сутуры, развивающиеся по сценарию энсиалического рифтогенеза и последующей коллизии с элементами А-субдукции, завершившейся массовым внедрением калиевых гранитоидов и калишпатизацией ТТГ-гнейсов не только вдоль коллизионных швов, но и по всему ареалу распространения архейских структур.

Собственно позднеархейские ГЗО составляют значительную часть фундамента древних платформ (эократоны Сьюпириор, Слейв, Кольский, Карельский, Зимбабве, Йилгарн и др., входящие в состав различных континентов). Для объяснения позднеархейских ГЗО большинство исследователей применяют плейттектонические модели. С этих позиций объясняются особенности строения всех перечисленных провинций, при этом отмечается, что вулканиды ЗП-2 характеризуются либо бимодальным, либо последовательно дифференцированным составом, что отражает преобладание либо рифтогенной, либо субдукционной обстановки. Для завершающей стадии развития ГЗО позднего архея характерно появление в массовом количестве более зрелой ассоциации гранитоидов — гранодиорит-гранит-монцогранитной (GGM-ассоциация).

Появление пород GGM-ассоциации сразу в большом количестве (для ВКМ это субщелочные гранитоиды атамановского комплекса) позволяет предполагать механизм, ранее сдерживающий появление таких ассоциаций, либо допускать резкий скачок в эволюции литосферы вообще и континентальной коры в частности. Доминирует вторая точка зрения, однако причина скачка в эволюции совершенно не понятна. Вероятным механизмом, сдерживающим появление зрелых гранитоидных ассоциаций, и одновременно механизмом длительной сепарации протоконтинентального субстрата может быть наличие коровых астенولينз в основании протоконтинентов, идея которых принадлежит О. Г. Сорохтину и С. А. Ушакову. Коровые астенولينзы (зона частичного плавления ТТГ-субстрата) в значительном объеме могли сформироваться при наличии достаточно обширных по площади континентальных структур (например, древнейший континент Ур, образованный к рубежу 3 млрд лет). Для конца позднего архея (2,5 млрд лет) существуют уже веские аргументы, свидетельствующие в пользу образования зрелого суперконтинента (Пангея-0), или Моногея, просуществовавшего достаточно длительное время. Таким образом, практически синхронное появление на громадных площадях гранитоидов GGM-ассоциации может быть объяснено доминированием внутриплитного тотального рифтогенеза для суперконтинента Пангея-0, провоцировавшего образование коровой астенولينзы в сочетании с процессами субдукции при закрытии наиболее зрелых рифтогенных структур.

Другими словами, геодинамика позднего архея — это геодинамика плюмового и плитного тектогенеза одновременно. Доминанты этих двух неразрывно связанных механизмов в различных частях суперконтинента проявлялись одновременно, что позволяет говорить лишь об относительно преобладающей роли одного из них применительно к конкретным структурам.

Ранний протерозой. В отношении раннепротерозойского этапа развития Земли в целом выделяются три стадии. В течение первой, длившейся от 2,5 до 2,2 млрд лет, образованный в конце архея суперконтинент в основном сохранял свою монолитность. На второй стадии (2,2 и 1,9—1,8 млрд лет) произошло интенсивное дробление эпипархейского суперконтинента с появлением многочисленных зон рифтинга и спрединга. Это привело к обособлению более 30 отдельных блоков континентальной коры, составивших ядра малых плит. Но уже на рубеже 1,9 млрд лет, которому отвечают пенокийская, эбурнейская, трансамазонская эпохи орогенеза, а также основная эпоха коллизии архейских блоков Сибири, началось столкновение, а также спайка («амальгамация», «коагуляция») этих плит. Вторая подобная эпоха (1,8—1,7—1,65 млрд лет), именуемая у нас карельской, а в Северной Америке — гудзонской, завершила этот процесс, и ее можно выделить в третью стадию раннепротерозойского тектогенеза — стадию образования нового суперконтинента — Пангеи-1, или Мегатеи.

Поздний протерозой. Позднепротерозойский этап рассматривается в объеме рифея и венда. В тектоническом отношении главной особенностью раннего и среднего рифея является возникновение и развитие сложной сети континентальных рифтов (будущих авлакогенов), сформировавшихся в пределах су-

перконтинента Пангея-1. Рифтогенез сопровождался основным, в отдельных случаях — бимодальным, вулканизмом, накоплением преимущественно континентальных молассоидных образований большой мощности. За пределами рифтовых зон на континенте происходили достаточно интенсивные неравномерные поднятия, обусловившие активизацию экзогенных процессов и значительный денудационный срез, выравнивание раннепротерозойских горных сооружений, образование кор выветривания как площадного, так и линейного типов. Средний рифей характеризуется в начале активизацией рифтогенеза, а в конце — новой консолидацией Пангеи-1 (гренвилевская фаза складчатости). Таким образом, в целом ранне-среднерифейский этап для древних платформ выделяется как этап формирования структур начальных стадий цикла Уилсона. Он определяется закономерностями развития горячих точек (плюмтектоники).

Поздний рифей и ранний венд (с рубежа 850 млн лет назад) — важнейшие этапы в развитии Земли. Главное их содержание — в глобальном отношении: распад суперматерика Пангея-1, заложение прообразов палеозойских океанов. В контурах древних платформ этот этап отмечен развитием в позднем венде обширной морской трансгрессии, переходом большей части внутриконтинентальных рифтовых структур к развитию по пути синеклиз, началом образования осадочного чехла, разделением платформ на щиты и плиты. Основным типом тектонических движений теперь становятся сложные перемещения блоков фундамента, подчиняющиеся кооперативному воздействию группы факторов, связанных с нестационарным по скорости и направлению движением литосферных плит, с коллизионными событиями на их границах, космическими процессами (прецессия оси вращения, твердые приливы и прочие явления).

Фанерозой. Фанерозойская история развития древних платформ может быть разбита на два крупных этапа — палеозойский и мезо-кайнозойский. Их разделяет крупная перестройка структурного плана планеты, знаменующая начало образования системы современных океанов. В разрезах осадочного чехла древних платформ эта перестройка отражена несогласием и перерывом в осадконакоплении. Длительный перерыв и угловое несогласие отделяют и палеозойские отложения от пород докембрия. Палеозойский этап развития в свою очередь может быть разделен на два подэтапа. Первый сопоставляется с ранним палеозоем и завершается каледонской эпохой диастрофизма, второй сопоставляется с завершением формирования герцинид. Важнейшим итогом палеозойского этапа в целом является образование к концу перми нового суперматерика Пангеи-2. Его становление сопоставляется с общей крупной регрессией в осадочных бассейнах платформ, а также стратиграфическим перерывом и структурным несогласием, которые отделяют палеозойские отложения от мезозойских.

Мезозой и кайнозой отражают последовательные стадии распада Пангеи-2, образование новых океанов — Индийского, Атлантического, Северного Ледовитого и Мезотетиса. Мезозой и кайнозой также отмечены важными структурными перестройками в Тихом океане. В осадочном чехле древних платформ эти глобальные события отражаются трансгрессивно-регрессивными циклами седиментации, перерывами и несогласиями различных рангов.

4. ЦИКЛ УИЛСОНА КАК МОДЕЛЬ ПЛИТНОГО ТЕКТОГЕНЕЗА

Последовательность процессов от деструкции континента с образованием океанической структуры, последующей ее субдукции с образованием новой континентальной структуры называется *циклом Уилсона*. Цикл включает в себя шесть стадий: 1) горячая точка, 2) континентальный рифтогенез, 3) межконтинентальный рифтогенез, 4) стадия зрелого океана (атлантическая), 5) субдукция (тихоокеанская), 6) коллизия.

4.1. Обстановки горячих точек

Роль обстановок горячих точек двойственна. С одной стороны, горячие точки могут рассматриваться в качестве явлений, отвечающих первоначальной стадии континентального рифтогенеза. С другой стороны, локальные области ареалов магматизма, связывающиеся с обстановками горячих точек, повсеместно накладываются на геологические образования разного типа и возраста внутри как континентальных, так и океанических плит, демонстрируя определенную независимость их генезиса (рис. 4.1).

Магматические очаги горячих точек располагаются ниже подошвы литосферных плит, поэтому «следы» магматической деятельности, связанные с горячими точками, образуют на поверхности литосферных плит непрерывные или прерывистые цепочки вулканических построек, возраст которых постепенно изменяется вдоль «следа» горячей точки.

Проявления магматической деятельности горячих точек распространены как в океаническом, так и в континентальном сегментах земной коры и не обнаруживают видимой связи со структурами континентов и океанов. В океанах они встречаются как в осевых частях срединно-океанических хребтов (Исландия), так и на плечах (Азорская), а также в абиссальных котловинах (Канарская, Гавайская и др.) или у подножия континента и его склона (Гвинейский залив, острова Сан-Томе, Принсипи, вулкан Камерун). На континентах магматиты горячих точек располагаются как на древних платформах (провинция Елендей и Австралия, Западная Африка и др.), так и в пределах разновозрастных складчатых систем, не обнаруживая связи со структурами предшествовавших этапов развития (Западная и Южная Европа, Центральная Азия и др.). Отчетливо проявлен наложенный характер «следов» горячих точек на разные типы океанических и континентальных структур.

Для горячих точек характерен широкий спектр магматических пород: от оливин-гиперстеновых и кварцевых толеитовых базальтов до щелочных оливиновых базальтов и их дифференциатов: трахитов, риолитов, также базанитов, оливин-мелилитовых нефелинитов, характерных как для континентальных, так и для океанических горячих точек, а также ультраосновных щелочных пород, карбонатитов и кимберлитов, известных только на континентах.

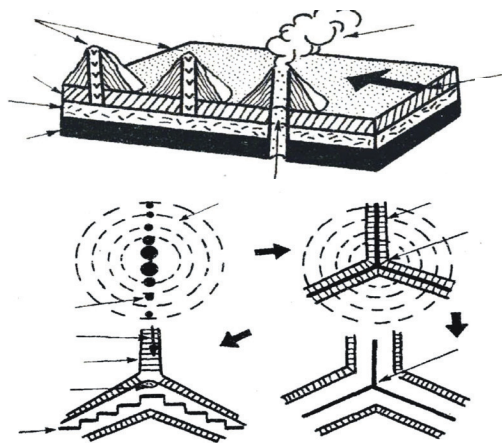


Рис. 4.1. Формирование цепи вулканических островов в результате латерального движения океанской плиты через стационарную горячую точку. Схема становления и эволюции ее структуры. Возраст островов увеличивается влево, в направлении движения плиты. В будущем над горячей точкой могут возникнуть новые острова

Все эти породы, начиная от толеитовых и кончая щелочными и ультраосновными базальтами, обогащены литофильными элементами (калием, рубидием, стронцием, барием), редкоземельными элементами (REE, особенно легкими LREE — лантаном, церием), цирконием, гафнием, ниобием, танталом и др. Еще одна важная особенность магматических образований горячих точек — небольшие объемы магматических тел, интрузивных и эффузивных. Характерный размер самостоятельных ареалов магматических горячих точек колеблется в пределах нескольких тысяч до первых десятков тысяч квадратных километров.

Магматиты горячих точек континентов обычно группируются в компактные поля диаметром в десятки, реже — первые сотни километров, приуроченные к очень пологим сводным поднятиям амплитудой от 50 до 200 м.

В строении вулканических построек океанических островов, диаметр основания которых редко превышает 100 км, преобладают базальты. Помимо толеитовых базальтов, в том числе океанических толеитовых базальтов, слагающих цоколь вулканических построек, широко распространены щелочные оливиновые базальты, гавайиты, трахиты и в меньшей степени фонолиты и нефелиниты, а также кислые разновидности щелочных пород, вплоть до пантеллеритов и комендитов. На склонах островов развиты осадочные породы, образованные продуктами разрушения вулканитов, а также карбонатные толщи, в том числе сложенные рифовыми известняками, сформировавшимися на склонах островов выше уровня карбонатной компенсации.

Петрохимические и геохимические особенности, а также небольшие объемы магматических образований геодинамических обстановок горячих точек, с одной стороны, свидетельствуют о приуроченности источников магм

(очагов зарождения глубинных мантийных диапиров-плюмажей) к нижней неистощенной мантии, а с другой стороны, они определяются степенью плавления мантии.

Щелочные базальты, а также их дифференциаты имеют примерно одинаковую степень распространения, как на континентах, так и в океанах. Петрохимически они неотличимы друг от друга. Имеются черты тонкого их геохимического сходства по стронцию, лантану, церию, хрому и ряду других малых элементов. Однако имеются некоторые отличия по рубидию, ниобию и другим. Вместе с тем ультраосновные щелочные породы (кимберлиты, лампроиты) не известны среди магматитов горячих точек океанов, но они довольно часто встречаются среди магматитов горячих точек континентов.

4.2. Обстановки континентальных рифтов

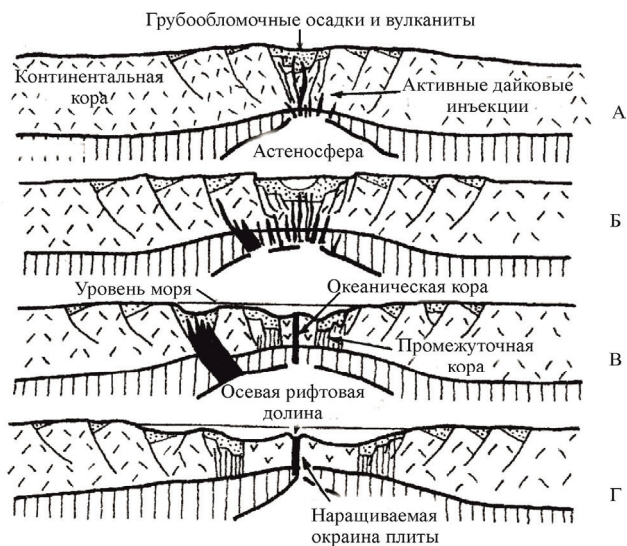
К областям континентального рифтогенеза относятся области растяжения материковой литосферы без ее полного разрыва. Области континентального рифтогенеза занимают изолированные друг от друга территории, площади которых составляют сотни тысяч квадратных километров. Это примерно на порядок больше площадей, занятых проявлением магматизма отдельных самостоятельных горячих точек.

Формирование рифтовых структур и приуроченных к ним магматических образований имеет близкую геодинамическую природу с горячими точками, они также связаны с мантийными плюмажами, но размеры этих плюмажей на порядок больше, чем в случае горячих точек.

В истории развития континентальных рифтов выделяются три этапа: *предрифтовый, собственно рифтовый и пострифтовый* (рис. 4.2).

В *предрифтовый этап* аномальная мантия, или мантийный плюмаж, находится на глубине 80—90 км. Для этого этапа характерно проявление рассеянного по площади вулканизма субщелочного и щелочного характера. Как и в случае магматизма горячих точек, он происходит без видимого контроля структурами предшествующих геодинамических обстановок. Собственной структурой этого типа является пологое сводовое поднятие диаметром в сотни километров и высотой в первые сотни метров. Его образование связано с термическим расширением литосферы.

Магматические породы, формирующиеся на этом этапе, неотличимы от магматитов горячих точек, представленных щелочными оливиновыми базальтами, щелочными породами натровой (оливиновыми нефелинитами и другими) и калиевой серий. К предрифтовым образованиям также относятся ультраосновные щелочные породы типа меймечитов, а также карбонатиты и кимберлиты. Можно говорить о том, что магматические комплексы горячих точек сопоставимы с предрифтовыми образованиями континентальных рифтов. Однако следующий, собственно рифтовый, этап в ореолах горячих точек не проявился в силу прекращения эволюции мантийного плюмажа.



Геологические профили через осевой трог и осевую зону межконтинентального рифта Красного моря, в районе 18° с. ш. (По Л. П. Зоненшайну и др., 1981)

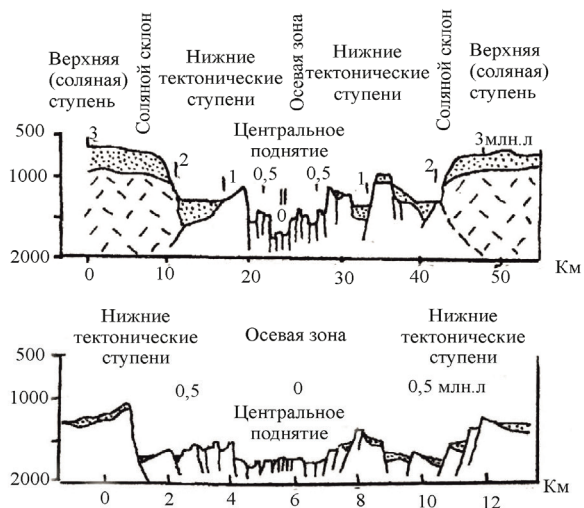


Рис. 4.2. Схематические разрезы (А, Б, В, Г) иллюстрируют последовательность событий при раскалывании континента и раннем расширении океана (по Дж. Дьюи, Дж. Берцу, 1970)

Второй этап континентального рифтогенеза соответствует положению аномальной мантии (мантийного плюмажа) на глубине около 40 км, т. е. у подошвы континентальной коры. В начальную стадию этого этапа на фоне слабо выраженного сводового поднятия начинается формироваться осевая рифтовая долина, ограниченная линейными системами сбросов или листрических разломов, крутых в верхнем этаже и выполаживающихся на глубине. От главной рифтовой долины, обычно под углом 60°, ответвляются рифты — *сателлиты*. Характерные размеры рифтовых долин: ширина — 40—50 км, протяженность — десятки и сотни километров. Выделяются два типа рифтовых сооружений:

1) сводно-вулканические, в которых в собственно рифтовый этап на плечах осевого грабена формируются крупноамплитудные глыбовые поднятия — *косонаклонные горсты*;

2) щелевые рифты, в которых активно развивается рифтовая долина без образования высокоподнятых ступенчатых горстов.

В рифтовой долине в связи с активными процессами проседания формируются мощные осадочные толщи молассового облика, очень часто олистостромовые.

В целом современные зоны континентального рифтогенеза характеризуются сочетанием континентальных, лагунных (эвапориты) и мелководных осадочных толщ, нередко преобладающих (например, Байкальский рифт), в других случаях — проявлениями специфического магматизма, нередко весьма активного. Осадки накапливаются в изолированных бассейнах, что облегчает зарождение органического вещества с образованием некоторых случайных сапропелевых илов и других отложений, которые могут быть родоначальными для месторождений нефти и газа. Отличительная особенность магматизма континентальных рифтов состоит в его ярко выраженном щелочном характере. Здесь широко представлены бимодальные серии вулканитов, состоящие из мелилитов, фонолитов, щелочных оливиновых базальтов, оливиновых нефелинитов, трахитов и риолитов, комендитов, пантеллеритов, а также комплексы ультраосновных щелочных пород с карбонатитами, часто образующие кольцевые интрузии. В пределах Восточно-Африканской системы рифтов известны крупные вулканы центрального типа, но основной объем магматизма связан с трещинными извержениями. Важной особенностью магматизма континентальных рифтов является приуроченность к ним глубинных термальных источников.

В рифтовых сооружениях следы геологического прошлого трещинного вулканизма отмечаются по протяженным дайковым поясам, параллельным главной рифтовой долине. В начальной стадии собственно рифтового этапа, трещинные излияния распространены на территории, ширина которой примерно в четыре раза превышает ширину главной рифтовой долины. Более поздние трещинные излияния концентрируются, главным образом, в осевой рифтовой долине и представлены, в основном, кварцевыми толеитами. В современных континентальных рифтах магматизм заключительной стадии не проявлен.

Третий этап континентального рифтогенеза (пострифтовый) характеризуется затуханием термической активности аномальной мантии (мантийного плюма) и прекращением магматической деятельности. На месте рифтовой сис-

темы в пострифтовый этап формируется осадочный бассейн. В его развитии имеются две стадии:

1) стадия быстрого прогибания, обусловленного застыванием и затвердеванием линзы аномальной мантии у подошвы коры;

2) стадия медленного прогибания, причинно связанная с термическим охлаждением и сокращением мощности астеносферного слоя. Амплитуда прогибания определяется степенью частичного плавления в линзе аномальной мантии и ее мощностью. Такой модели отвечает основная часть осадочных бассейнов древних и молодых платформ.

Хорошо известные проявления внутриплитного траппового магматизма по ряду признаков связаны с обстановками континентального рифтогенеза и горячих точек. В частности, палинспастические реконструкции и анализ пространственного и временного распределения трапповых провинций мира показывает, что их образование может быть связано с пульсирующими (с интервалом примерно 60 млн лет) крупными мантийными плюмажами, ареалы наземного магматизма которых часто охватывают площади в несколько миллионов квадратных километров.

Континентальный рифтогенез может остановиться на любой стадии развития. Если энергии конвекции достаточно, то континентальный рифт способен перейти в следующую стадию (межконтинентального рифтогенеза). Это бывает достаточно редко, что доказывается большим количеством континентальных рифтов на древних платформах.

4.3. Межконтинентальный рифтогенез

Стадия начинается с появления в оси рифта коры океанского типа. Происходит смена пресноводного бассейна на соленый. Единой оси спрединга нет. Ведущие комплексы стадии: континентальный рифт + океаническая кора, эвапоритовые отложения; вдоль мелководного шельфа — рифоидные постройки.

Океаническая кора содержит повышенное количество металлизированных осадков, содержащих значительное количество окислов и сульфидов Fe, Cu, Ni, Co.

Металлизированные осадки интенсивно накапливаются в горячих ямах, где температура воды достигает 90—100 °C, но за счет солей (150—230 %) перемешивания горячих растворов с вышележащими слоями не происходит.

4.4. Стадия зрелого океана

На этой стадии формируется устойчивая спрединговая зона. Причем спрединг идет постоянно вдоль одной оси. Механизм многостадийный, в осевой части — дискретный, где происходит раздвигание.

Офиолиты — другие части океанической коры с частично захваченным гарцбургитом, участвующим в строении покровно-складчатых областей.

Для зрелого океана характерны пассивные окраины, где происходит сопряжение океанической коры и континентальной коры. Строение пассивных окраин напоминает строение бортов межконтинентальных рифтов, но отличается перекрытием мощным осадочным комплексом.

4.4.1. Обстановки океанских рифтов (срединно-океанических хребтов)

Структурно-вещественные комплексы (СВК) срединно-океанических хребтов (СОХ) исследованы довольно полно как по результатам непосредственного изучения СОХ современных океанов, так и, в большей степени, посредством изучения офиолитовых комплексов, рассматриваемых в качестве океанической коры геологического прошлого. Разрез океанической литосферы включает четыре слоя.

Первый слой (сверху) образован пелагическими красными глинами, переслаивающимися с кремнистыми осадками и шаровыми лавами, реже — с глубоководными карбонатными илами. Мощность этого слоя увеличивается по мере удаления от оси СОХ, достигая в условиях собственно океанических бассейнов примерно 1 км. *Второй слой* мощностью около 2 км, по данным глубоководного бурения, представлен базальтовыми пиллоу-лавами в верхней части, а в нижней — комплексом параллельных даек (или комплексом «дайка в дайке»). *Третий слой* мощностью 5—7 км образован массивными и расслоенными кумулятивными габбро, габбро-норитами, габбро-анортозитами, верлитами, дунитами. Граница Мохоровича располагается у подошвы кумулятивного комплекса, который подстилается мантийными метаморфическими (тектонизированными) перидотитами (гарцбургитами, дунитами, реже лерцолитами) *четвертого слоя* океанической литосферы. Мощность его в океанах колеблется от 0 км в зоне океанического рифта, где астеносфера подходит непосредственно к подошве коры, и до 70—100 км в краевых, наиболее древних, зонах океанической литосферы.

Механизм формирования океанической коры связан с периодическим раздвиганием (*спредингом*) коры и многократным внедрением порций магмы в раскрывающуюся трещину. Магма, излившаяся на дно океана, образует покровы шаровых лав (*пиллоу-лав*), а заполнившая подводящую трещину, образует дайку. В следующую фазу растяжения разрыв происходит примерно посередине дайки, что обусловлено механизмом внедрения магматического клина (рис. 4.3).

Образование кумулятивного комплекса связано с кристаллизационной дифференциацией магматического очага под осевой частью СОХ в связи с остыванием его верхних и боковых частей по мере отодвигания вместе с корой от оси спрединга. Тектонизированные перидотиты (гарцбургиты) представляют собой тугоплавкую рестит-истощенную (*деплетированную*) в результате выплавления базальтовых расплавов мантию.

Лавы СОХ несут несомненные признаки формирования под водой. Дно современных океанов покрыто пиллоу-лавами, имеющими характерную структуру, приобретенную ими в результате извержения, растяжения и быстрого охлаждения подвижной лавы под водой. Пелагические осадки, переслаивающиеся с пиллоу-лавами и перекрывающие их, представляют дополнительное свидетельство глубоководных условий становления этих образований.

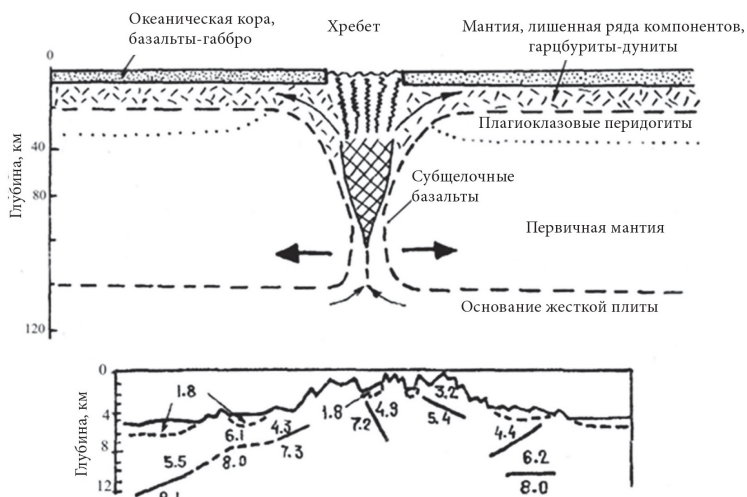


Рис. 4.3. Модель, иллюстрирующая развитие океанической коры у активных хребтов (Р. Колман, 1971), и сейсмический профиль через Срединно-Атлантический хребет. Скорости даны в км/с (Г. Хесс, 1962)

Разрезы пиллоу-лав вмещают также интрузивные тела: дайки, илы, тела неправильной формы. Агломераты, брекчии и туфогенные образования распространены незначительно. Пустоты между отдельными подушками могут выполняться гиалокластитам, карбонатной или кремнистой массой. Миндалекаменные структуры обычно отсутствуют, их появление указывает на уменьшение глубины вулканических излияний. По составу пиллоу-лавы в преобладающей степени представлены толеитами (примитивными низкокалиевыми толеитами).

Во внутренних частях подушек лавы раскристаллизованы, характеризуются субофитовой и интерсертальной структурами, образованы плагиоклазом (№ 40—65) и субкалиевым авгитом. Рассеянные вкрапленники представлены оливином и гиперстеном. Наряду с толеитами встречаются высокоглиноземистые базальты.

Подстилающий пиллоу-лавы комплекс параллельных даек (пластинчатых) является чрезвычайно характерным по своему «диагностическому» значению важнейшим элементом СОХ. Ограниченные сверху или снизу, а иногда и с обеих сторон тектоническими срывами, перпендикулярными дайковым телам, комплексы параллельных даек в офиолитовых ассоциациях нередко образуют непрерывные единицы мощностью до сотен метров и первых километров. Эти дайки представляли собой подводящие каналы для залегающих выше подушечных лав. В благоприятных случаях удается проследивать дайки как в перекрывающих пиллоу-лавы, так и в подстилающих габброиды кумулятивного комплекса. Уникальная особенность таких дайковых комплексов заключается в том, что они целиком состоят из прилегающих вплотную друг к другу даек без каких-либо перемычек или с незначительными перемычками (скринами) вмещающих пород. Мощность отдельных даек ко-

леблется от 10 см до 5 м и составляет обычно 0,8—1 м. Характерна приуроченность зоны закалки только к одной стороне дайки. Такие соотношения позволяют считать, что каждая последующая порция расплава внедрялась в середину предыдущей дайки. В результате многократного повторения этого процесса и происходило образование даек, оторочки закалки которых асимметрично располагались по отношению к оси инъекции магматического материала. На основе анализа асимметрии дайковых комплексов реконструируется место и ориентировка оси палеоспрединга. Вещественный состав дайкового комплекса идентичен перекрывающим пиллоулавам. Для образования кумулятивного комплекса характерна грубая расслоенность с перидотитами в основании циклов (серий), постепенно переходящих вверх в обогащенные полевым шпатом габброиды. Согласно Р. Колману, к кумулятивному комплексу относятся перидотиты, пироксениты и габброиды с явными кумулятивными структурами, а также массивные габбро, слагающие обычно верхнюю часть кумулятивного разреза. Кумулятивные комплексы крупных офиолитовых массивов представляют собой тела пластообразной формы. Контакты с окружающими породами тектонические; в верхних частях кумулаты обычно сменяются частично проникающими в них параллельными дайками.

В полных офиолитовых разрезах, как, например, Бейоф-Айленде, Оманский, Вуринос, массивы Папуа и Новой Каледонии, ниже кумулятивных разрезов располагаются так называемые тектонические (или тектонизированные или метаморфические) перидотиты, получившие ранее название альпинотипных гипербазитов. Эти перидотиты представлены преимущественно гарцбургитами, в которых обычно присутствуют согласные и секущие тела дунитов. Внутреннее строение тектонизированных перидотитов характеризуется метаморфическими текстурами, часто наблюдается хорошо выраженная полосчатость, причем оливин и ортопироксен сегрегируются в отдельные полосы. Разграничить среди различных по составу обособлений первичные границы и метаморфическую полосчатость не всегда удастся. Важнейшая особенность метаморфических текстур — их прерывистый характер. В большинстве случаев отдельные «слои» прерываются на протяжении нескольких метров. Для оливина обычны признаки высокотемпературных (мантийных) деформаций.

Гипербазиты при перемещении в процессе раскрытия океана подвергаются хрупким деформациям. Образующаяся трещиноватость контролируется просачиванием воды в перидотиты и развитием основного каркаса петельчатой структуры серпентинитов.

В складчатых поясах континентов океанические комплексы геологического прошлого развиты нешироко. Однако значение их чрезвычайно велико, т. к. они приурочены к офиолитовым швам, или сутурам, которые маркируют следы океанических бассейнов, исчезнувших в результате субдукционных и коллизионных процессов.

Кроме того, в районе СОХ встречаются следующие СВК:

— турбидиты офикластовые. За счет гальмиролиза происходят разрушение ранее сформированных осадков и их сползание по склону, при этом формируются турбидиты мощностью $n \cdot 10$ м. С ними часто связана хромитовая минерализация;

— офикальцитовые брекчии, которые имеют полигенное происхождение карбоната. С одной стороны, это средне- и низкотемпературный карбонатный материал, цементирующий обломки основных пород, с другой — органогенный с обломками бентосной мелководной фауны. Уступы, с которых в зону СОХ «падают» содержащие фауну породы, называются *эскарпы*. Иногда они могут встречаться в зонах субдукции.

4.4.2. Обстановки пассивных континентальных окраин

В соответствии с представлениями о цикличности геодинамических процессов, сформулированными в виде «цикла Уилсона», формирование океанических бассейнов начинается с континентального рифтогенеза. Принято выделять четыре стадии развития океанических структур: континентального рифта, красноморская, микроокеана и атлантическая.

Достижение в ходе рифтинга красноморской стадии сопровождается появлением узких шельфов с соответствующим комплексом пород (барьерных рифовых известняков, биокластических карбонатных осадков, отложений мутьевых потоков, черных и сапропелевых илов); для бассейнов, формировавшихся в условиях аридной тропической зоны, характерны мощные толщи эвапоритов. В осевых частях зон спрединга с их интенсивной гидротермальной деятельностью образуются залежи сульфидов, которые могут достигать размеров промышленных месторождений.

На стадиях микроокеана формирующиеся глубоководные впадины заполняются турбидитами, переслаивающимися с гемипелагическими осадками. Роль органогенных карбонатных пород, по сравнению с океаном красноморской стадии, существенно ниже (рис. 4.4).

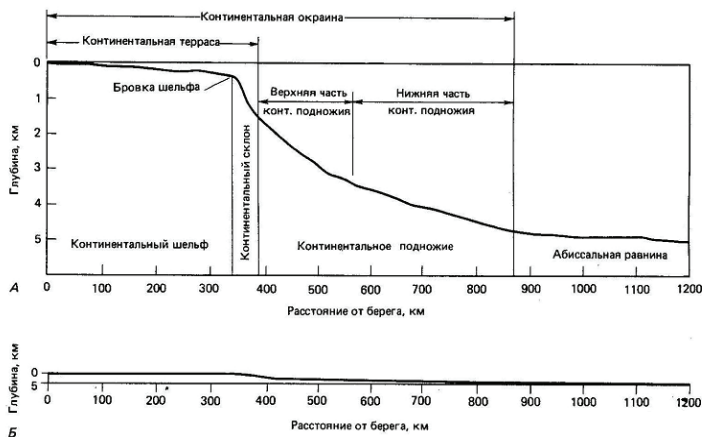


Рис. 4.4. Основные элементы рельефа пассивной континентальной окраины:

А — соотношение вертикального и горизонтального масштабов 1 : 50;

Б — в натуральном масштабе

Для океана, достигшего атлантической стадии эволюции, характерны условия пассивных континентальных окраин (*окраина атлантического типа*). Осадконакопление здесь осуществляется в условиях шельфа, континентального склона и континентального подножия. Зона континентального шельфа — наиболее благоприятное место для накопления биокластических (карбонатных, кремнистых, фосфатных) отложений. Здесь же широко развиты продукты перемыва континентальных образований и обломочные породы от конгломератов до глин, связанные с деятельностью субаэральных факторов (прибрежного размыва, ветра, рек и т. п.). Глинистые толщи обычно обогащены карбонатным веществом (мергели). В основании разрезов шельфовых бассейнов обычно сохраняются сооружения континентальных рифтов предшествующего этапа развития.

Зона континентального склона представляет собой область преимущественного развития процессов подводной эрозии. В строении континентального подножия участвуют два вида осадочных образований: турбидиты (флишевые толщи), принесенные суспензионными потоками с континента по подводным каньонам, и контуриты, которые образуются в результате переноса и отложения материала придонными течениями. Мощности, достигающие иногда 10—15 км, связаны с подводящими конусами выноса (дельтами).

4.4.3. Обстановки зон трансформных разломов

Границы литосферных плит, по которым происходит сдвигание, рассматриваются в качестве зон скольжения или зон трансформных разломов. От обыкновенных сдвигов эти разрывы, кроме их гигантских размеров (длина трансформных разломов может достигать двух-трех тысяч километров), отличаются тем, что амплитуда смещения в пределах активной части трансформного разлома постоянна. Выделяются три типа зон трансформных разломов:

- а) рифт — рифт (хребет — хребет);
- б) рифт — зона субдукции (хребет — дуга);
- в) зона субдукции — зона субдукции (дуга — дуга).

По особенностям формирования различаются три типа трансформных разломов:

а) заложившиеся на начальной стадии раскола континентов — наиболее крупные разрывы, окончания которых трассируются и на континенты;

б) образовавшиеся на собственно океанической стадии — основная часть трансформных разломов СОХ;

в) реактивизированные в результате изменения направления движения литосферных плит.

Зоны трансформных разломов в рельефе океанического дна, как правило, выражены глубокими рвами и обрамляющими их гребнями. Например, в желобе Романш, приуроченном к одноименному трансформному разлому, глубина океана достигает 7856 м, а вершины обрамляющих гребней располагаются на глубинах 3—4 км, при средней глубине океанической

котловины в этом районе около 6 км. Сложный характер рельефа свидетельствует о наличии, кроме сдвиговой, раздвиговой компоненты напряжений в зонах трансформных разломов. Трансформные разломы океанического дна характеризуются следующими усредненными параметрами: длина активных частей — от 60 до 950 км, глубина приразломных долин — от 0,4 до 4 км, ширина разломных зон — от 30 до 100—120 км.

Активные трансформные разломы не характерны для континентов. К их числу принято относить практически только разломы типа Сан-Андреас «рифт — зона субдукции». Основная же часть трансформных разломов континентов относится к числу отмерших или, напротив, зарождающихся. В том и другом случае они обычно выражены системой сближенных эшелонированных малоамплитудных сдвигов, соединяющих звенья рифтовых трогов. Такие разломы характерны для Африканской рифтовой системы, Рейнского грабена и других рифтов. На территории России одним из древнейших отмерших трансформных разрывов, возможно, является разлом Главного хребта, пересекающий Печенга-Имандра-Варзугский раннепротерозойский зеленокаменный пояс на Кольском полуострове.

Для трансформных разломов океанов, кроме накопления маломощных пелагических карбонатных, глинистых и кремнисто-глинистых отложений, характерно формирование эдафогенных образований. Последние образуются за счет тектонического дробления пород офиолитовой ассоциации океанической литосферы и характеризуются специфическим составом обломков пород (серпентиниты, габбро, базальты). Кроме того, для них характерны маломощные слои турбидитов. Суммарные мощности осадочных толщ в днищах долин трансформных разломов океанов обычно не превышают 1 км.

Драгирование подводных гор в долинах трансформных разломов указывает на развитие здесь субщелочного базальтового вулканизма. Кроме того, имеются указания на формирование в них протрузий ультрабазитов.

4.5. Стадия субдукции

Существует два типа субдукционных геодинамических обстановок: островодужные (Западно-Тихоокеанский) и активные континентальные окраины Андского типа (Восточно-Тихоокеанский). В *островодужных окраинах* наблюдается следующий латеральный ряд структур: глубоководный желоб, невулканическая островная дуга (она же осадочная терраса, или аккреционная призма, или клин), междуговой или преддуговой бассейн, вулканическая островная дуга и задуговой, или краевой, бассейн (рис. 4.5).

Глубоководные желоба в этом латеральном ряду могут отсутствовать в случае, когда рост осадочной террасы или аккреционной призмы происходит настолько интенсивно, что формирующиеся на них осадки засыпают прогиб глубоководного желоба. Ширина островодужной системы составляет 300—400 км.

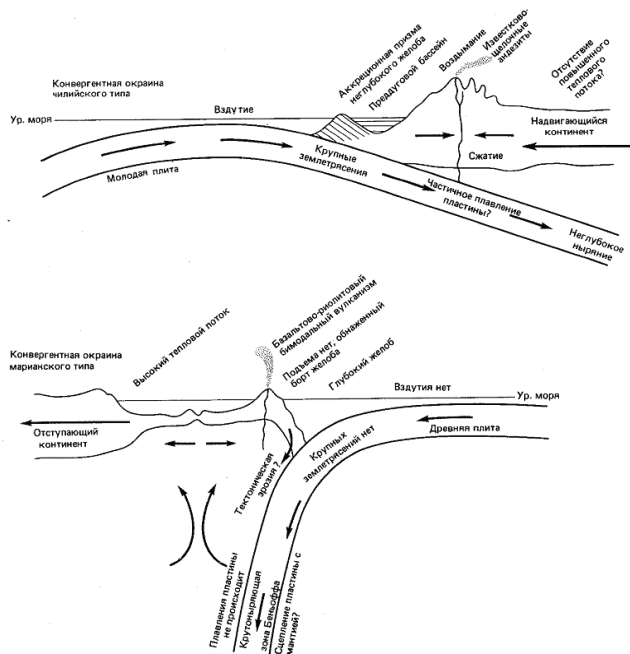
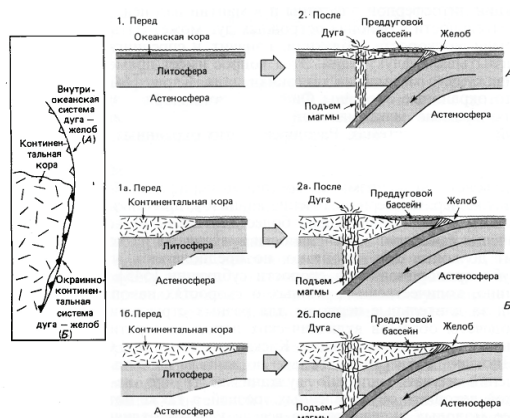


Рис. 4.5. Схематические разрезы двух главных типов зон субдукции, их возможные причины и тектонические последствия

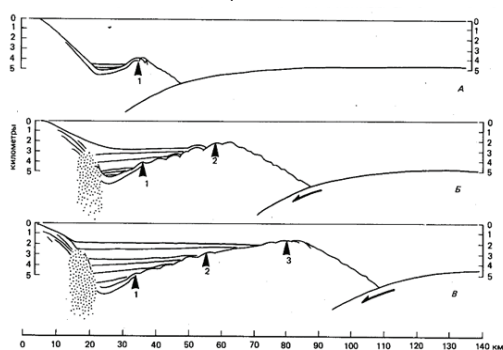
Глубоководные желоба лишены проявлений собственной магматической деятельности. Дно и склоны их перекрыты маломощным чехлом обычно горизонтально залегающих, недеформированных, имеющих молодой возраст осадков. Они образованы в основном терригенными отложениями (продуктами разрушения островной дуги) и представлены преимущественно граувакками. Осадки нередко существенно обогащены органическим веществом, весьма характерны накопления турбидитного типа. В меньшем количестве в желобах накапливаются приносимые поддвигающейся плитой пелагические осадки. Малое количество осадочного материала во впадинах желобов непосредственно свидетельствует об их непрерывном поглощении. Однако, как показывают специальные исследования, значительная (если не преобладающая) часть осадочных пород не погружается сколько-нибудь глубоко в зонах субдукции, а приключается к основанию вулканической дуги (континентальной окраины), формируя аккреционную призму невулканической дуги (рис. 4.6).

В пределах *невулканических* дуг развиваются преимущественно процессы эрозии и лишь в незначительной степени аккумулируются осадки, сносимые со склона островной дуги, а также в благоприятных условиях карбонатные осадки, в т. ч. рифовые известняки. Невулканическая дуга представляет собой область тектонической аккреции, где формируется ассоциация пород, в составе которой в че-

шуйчатых надвигах тектонически совмещены океанические комплексы (офиолиты), олистолит-olistостромовые комплексы, пелагические осадки, осадочные породы глубоководных желобов (преимущественно турбидиты), а также комплексы пород океанических островов. Деформационные преобразования СВК при формировании аккреционных призм обуславливают появление новых специфических образований — серпентинитовых меланжей и тектонизированных олистостромов, заполняющих пространство между постепенно приключающимися клиньями.



А — раскол океанской плиты (внутриокеаническая дуга); Б — активизация континентальной окраины (дуга континентальной окраины). Слева на разрезе показано взаимное соотношение вариантов А и Б в плане



Предполагаемое выдвигание аккреционной призмы по мере ее наращивания с несогласным залеганием горизонтально-слоистой толщи склона на скученные в призме отложения. Первоначальный выступ бровки склона желоба (на схеме А) становится частью погружающегося фундамента осадочного комплекса верхнего склона. Цифрами условно показано последовательное положение бровки склона желоба

Рис. 4.6. Две модели зарождения конвергентной окраины

Таким образом, облик вторичных по своей природе СВК невулканических дуг определяется характерным сочетанием разнотипных комплексов. Образуемая ими тектоническая структура — пакет чешуйчатых надвигов, сложенный достаточно выдержанными по простиранию чешуями, при мощности отдельных чешуй, составляющей сотни метров. Плоскости наиболее молодых чешуй почти горизонтальны и образуют с поверхностью океанического фундамента очень острый угол. Более древние чешуи занимают гипсометрически все более высокое положение и залегают все более круто. В соответствии с этим деформированные осадки тем моложе, чем шире они располагаются. Наиболее древние чешуи, располагающиеся в верхней части пакета, могут испытывать запрокидывание в сторону островной дуги (рис. 4.7).

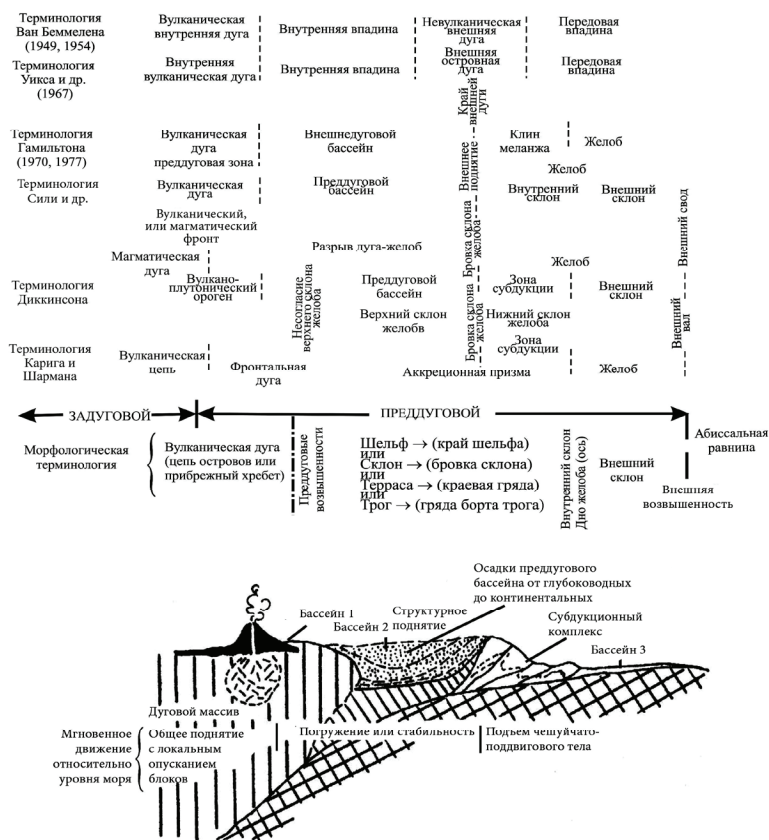


Рис. 4.7. Обобщенная модель преддугового региона с названиями структур по терминологии разных авторов
1 — внутримассивный бассейн, 2 — остаточный бассейн, 3 — аккреционный бассейн

Современные *вулканические островные дуги* представляют собой цепи активных вулканов и сложены мощными относительно слабдеформированными вулканическими породами. Вулканические накопления современных и ископаемых островных дуг состоят из субазральных лав, обильных пирокластов щитовых вулканов и стратовулканов; местами присутствуют подводные подушечные лавы и лавобрекчии. Вулканические образования чередуются с осадочными толщами, в которых отмечаются турбидиты, мелководные осадки и рифовые известняки. Среди вулканитов преобладают андезиты с переходами к андезито-базальтам, относительно широко распространены риолиты, а также их игнимбриты.

В зависимости от содержания щелочей, в первую очередь калия, островодужные вулканиты делятся на три серии: толеитовую, известково-щелочную и шошонитовую. При этом вулканиты перечисленных серий образуют в пространстве закономерно повторяющиеся ряды; на минимальном удалении от оси глубоководного желоба формируются преимущественно породы толеитовой серии, далее они постепенно сменяются известково-щелочными вулканитами, наконец, на максимальном удалении от оси желоба среди пород названных серий появляются субщелочные, щелочные и собственно шошонитовые вулканиты.

По степени зрелости и характеру коры принято выделять три типа островных дуг: юные, развитые и зрелые. К юным дугам относятся исключительно внутриокеанические дуги, имеющие малую мощность коры при отсутствии в их фундаменте гранито-метаморфического слоя. Юные дуги закладываются и развиваются на коре океанического типа. Они характеризуются развитием толеитового (базальтовая, базальт-андезит-базальтовая, андезит-базальтовая, базальт-плагиориолитовая, базальт-андезит-риолитовая формации), известково-щелочного (марианит-бонинитовая, базальт-андезит-базальтовая, андезитовая, базальт-андезит-риолитовая формации) и субщелочного натриевого и калиево-натрового (базальт-трахиандезитовая формация) магматизма.

Развитые островные дуги — это преимущественно периферические по отношению к континентам островные дуги с субконтинентальными и континентальными типами строения коры (например, Курильская). В составе толеитовой магматической серии развитых дуг характерны базальтовая и андезит-базальтовая формации; в составе известково-щелочных серий — базальт-андезит-риолитовая, андезит-дацитовая, андезит-риолитовая, диорит-гранодиоритовая, габбро-долерит-базальтовая, габбро-гранитная формации; в составе субщелочной серии — базальт-трахидолеритовая, трахибазальт-тешенитовая и шошонитовая формации.

Зрелые островные дуги имеют в своем основании зрелую континентальную кору (Японская, Индонезийская дуги). В этих дугах породы толеитовой серии неизвестны. В составе известково-щелочной серии выделяются базальт-андезит-риолитовая, андезитовая, андезит-дацитовая, андезит-риолитовая, диорит-гранитоидная, габбро-долерит-базальтовая, габбро-гранитная, высокомагнезиальных андезитов-бонинитов и гранитоидная формации. В составе субщелочной серии характерны базальт-трахидолеритовая, эссексит-тешенитовая, габбро-базальт-трахириолитовая, шошонитовая, шошонит-латитовая и высоко-

калиевая трахириолитовая. В зрелых островных дугах появляются щелочные породы натриевой и калиево-натриевой серий: нефеленитовая, тефритовая с комендитами, эссексит-тешенитовая с комендитами, эссексит-тешенитовая и щелочно-трахитовая формации.

Толенты островных дуг и в еще большей степени породы известково-щелочной серии характеризуются определенными геохимическими характеристиками, позволяющими в целом достаточно определенно отличать их от близких по петрохимии.

СВК *окраинных морей* (зон задугового спрединга или реликтов океанических бассейнов, отделенных островными дугами от основного океана) обладают сходством как со СВК СОХ, так и с островными дугами. Геологические отличия от океанических комплексов состоят в первую очередь в мощностях и составе осадочных пород и связаны с относительной близостью береговой линии. Мощность осадков достигает: в Беринговом море — 4, в Охотском — 3, в Японском — 3,5 км. По периферии окраинных морей преобладают терригенные отложения гравитационных потоков. В центральных частях более крупных бассейнов формируются осадки, характерные для процессов пелагической седиментации (биогенные илы, известковые осадки, пелагические глины). Существенно вулканокластические, пирокластические или пирокласто-осадочные толщи значительной мощности формируются в краевых частях бассейнов, прилегающих к активным вулканическим дугам, важная роль принадлежит здесь турбидитам. Нередко с ними переслаиваются продукты подводных вулканических извержений. Осадконакопление вблизи материковой окраины задуговых морей характеризуется ведущей ролью продуктов разрушения прилегающего континента.

Развитие органической жизни приводит к формированию углеродистых осадков, созданию восстановительной обстановки и, как правило, к сульфидизации углеродистых осадков.

Геохимическая специфика задугового спрединга окраинных морей связана с размещением этих спрединговых зон над субдуцирующей океанической плитой.

Активные континентальные окраины имеют много общего с островными дугами, им также свойственно широкое развитие магматизма известково-щелочного ряда. Типичный пример — западная окраина Южной Америки (окраина андийского типа). Пример аналогичной по условию формирования геологической структуры мезозойского возраста представляет собой Охотско-Чукотский вулканический пояс. В основании разреза поясов подобного типа развиты базальтовые, андезитово-базальтовые и, как правило, преобладающие андезитовые вулканы, формирующие вулканические постройки типа стратовулканов, реже щитовых вулканов. Для базальтов характерны также вулканические плато, образовавшиеся в результате ареальной вулканической деятельности. Вулканические толщи, формировавшиеся в результате деятельности самостоятельных вулканических аппаратов, нередко связанных с разноглубинными очагами, характеризуются крайней фациальной невыдержанностью, обилием туфогенного и вулканогенно-осадочного материала, линзовидным строением.

Последующие толщи характеризуются еще большей фациальной неоднородностью и невыдержанностью, контрастностью состава вулканических продуктов. В разрезе и по латерали контрастных толщ чередуются базальтоиды, андезиты, андезито-дациты, сопровождаемые туфами того же состава, и мощные отложения пирокластических потоков (спекшиеся и сваренные туфы, игнимбриты) дацитового, трахитового, трахилипаритового, риолитового составов, выполняющие обширные кальдеры и вулcano-тектонические депрессии. В краевых частях вулканических построек эффузивно-пирокластические породы переслаиваются с осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями межгорных впадин (разнообразные терригенные породы от конгломератов до тонких озерных илов, с прослоями и линзами углей) и относительно редкими мелководными осадками.

4.5.1. Механизм корово-мантийного взаимодействия

Корово-мантийное взаимодействие (КМВ) сопровождается практически все геодинамические обстановки, а характер и степень этого взаимодействия может отличаться на порядки. Наиболее интенсивное взаимодействие происходит в зонах субдукции, особенно при формировании энсиалических островных дуг или в районах субдукции Андского типа. Минимальное взаимодействие отмечается для внутриплитных обстановок, связанных с плюмовым режимом, а также для океанических спрединговых зон. Рассмотрим кратко факторы, влияющие на масштабы КМВ.

К таким факторам можно отнести следующие:

- 1) тепловой режим,
- 2) флюидная активность,
- 3) контрастность составов мантийного субстрата и коры.

Наиболее высокие параметры теплового режима характерны для плюмовых процессов, что достаточно очевидно, так как их зарождение происходит на границе ядро — мантия. Наибольшая флюидная активность отмечается для субдукционных процессов, причем флюидная активность в этом случае имеет асимметричный тип проявления, подчеркиваемый как сменой составов флюидов, так и их активностью, вытекающей из объемов дефлюидизации пододвигающейся литосферы. Источником флюидов являются прежде всего осадки, содержащие различные количества таких компонентов, как CO_2 , органические соединения и вода. Среди упомянутых флюидов наиболее легко удаляемым является вода, а наиболее труднолетучим компонентом является углекислый газ. Подвижность флюидов органического происхождения широко варьируется в зависимости от их сложности. Именно с изменением флюидного режима связана четко проявленная асимметрия типов магматических серий, например в Андском типе субдукции, там, где пододвигание происходит под относительно небольшим углом. При увеличении угла наклона субдукции латеральная зональность, выраженная на поверхности, сжимается (рис. 4.8).

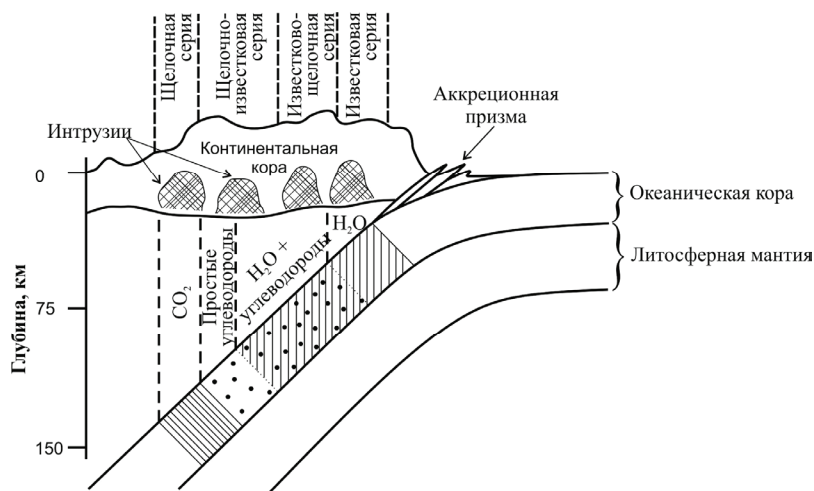


Рис. 4.8. Принципиальная схема изменения состава очагов плавления (по латерали) в связи с доминирующим флюидным режимом в зонах субдукции Андского типа

Характер влияния флюидного режима на состав первичных выплавов — тема достаточно сложная и рассматривается в ряде фундаментальных работ по петрологии. Мы рассмотрим лишь главные закономерности двух наиболее общих схем (моделей) взаимодействия наиболее контрастных типов коры и мантии. К таким схемам можно отнести модель КМВ в условиях плюмового режима и КМВ в зонах субдукции.

Внутриплитная обстановка, проявляющаяся в виде горячей точки или континентального рифта, предполагает наличие зрелой континентальной коры мощностью 35—40 км и развивающегося под ней адвективного потока. Выражением адвекции ниже подошвы континентальной коры является мантийный диапир расплавленного вещества, гипсометрически выше которого развивается флюидный фронт. Особенностью флюидного фронта в условиях плюмового режима является относительно невысокая его активность и незначительные объемы, за исключением случаев, когда плюм проходит через участок аномально обогащенной мантии. Опережающий фронт тепломассопереноса создает условия для формирования очагов коровой магмагенерации, в которых образуются гранитные расплавы. Формирование горячих точек, трансформирующихся в континентальный рифт, — явление достаточно краткосрочное в геологическом масштабе времени. При этом магмагенерирующая система приоткрывается, и к моменту подъема мантийных расплавов до уровня очагов коровой магмагенерации они имеют температуру 800—850°, что не может обеспечить процесс гибридизма (т. е. мантийные расплавы имеют температуру 1000—1100 °С). Конечным выражением наличия сосуществующих очагов коровой и мантийной магмагенерации являются бимодальные магматические серии (рис. 4.9).

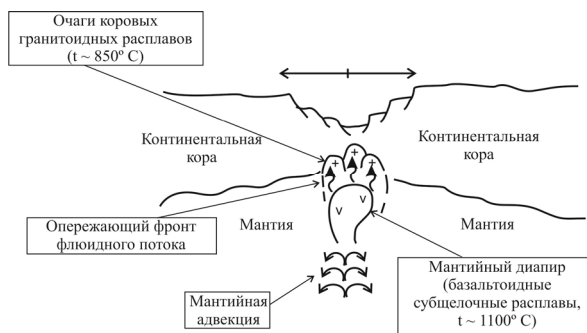


Рис. 4.9. Принципиальная схема корово-мантийного взаимодействия в условиях континентального рифтогенеза, поясняющая его ограниченность

В условиях субдукции, которая всегда растянута на достаточно длительное время, формируются разноглубинные очаги магмагенерации в надсубдукционной зоне (мантийный клин). Наиболее активно магмагенерация происходит в зоне интенсивной дегидратации пододвигающейся литосферы (порядка 75—90 км). Очаг магмагенерации непрерывно продуцирует базальтоидные расплавы, которые в виде диапиров поднимаются вверх. Над диапирами всегда формируется мощный фронт флюидов, несущий достаточный энергетический потенциал, способный создавать в условиях сиалического субстрата очаги коровой магмагенерации. Длительность процесса и закрытость системы обеспечивает не только формирование очагов кислых расплавов, но и их существенный перегрев, что делает возможным процесс смешения базальтоидных подкоровых расплавов и кислых коровых. В результате этого смешения образуются унимодальные серии пород, включающие базальтоидные, андезитовые и риолитовые расплавы. Поэтому для субдукционных зон характерны широкие вариации магматических тел как глубинных, так и эффузивных фаций, сложенных ассоциациями от основных до кислых пород, с доминантой, приходящейся на средние по составу разновидности (рис. 4.10).

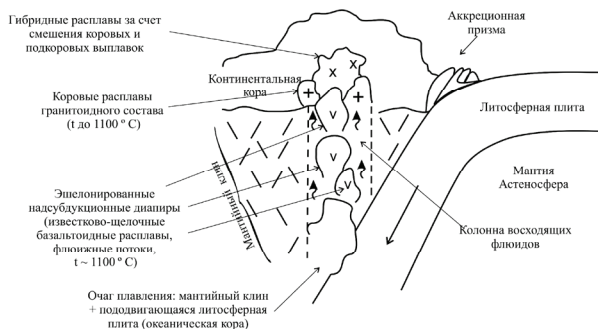


Рис. 4.10. Принципиальная схема корово-мантийного взаимодействия в зонах субдукции, поясняющая его неограниченность

Таков смысл формирования магматических ассоциаций в диаметрально противоположных геодинамических обстановках. Если горячая точка накладывается на кору океанического типа, то механизм корово-мантийного взаимодействия сводится к обогащению расплавов истощенной мантии некогерентными элементами и, наоборот, разубоживанию ими расплавов, поднимающихся с уровней недеплетированной мантии. В случае же субдукции — внутриокеанический, где проявляются бонинитоподобные серии, их образование также отличается от рассмотренного классического варианта и сводится к тому, что кислые расплавы в этом случае являются дифференциатами базальтоидного мантийного расплава, а не результатом плавления сиалического субстрата. При этом роль флюидов также весьма существенна.

Процесс корово-мантийного взаимодействия настолько многообразен и зависит от целого ряда изменяющихся параметров, что для каждого региона он всегда имеет свою специфику, которая расшифровывается с помощью тонких геохимических методов.

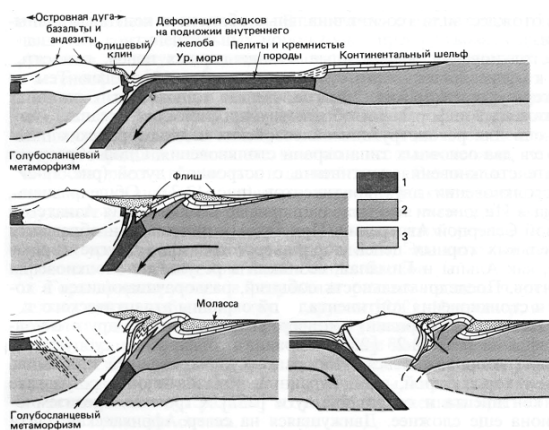
4.6. Обстановки зон коллизии

СВК зон коллизии являются наиболее разнообразными и сложными для расшифровки, так как в столкновение вовлекаются разнородные по строению тектонические блоки, или террейны: микроконтиненты, островные дуги, блоки океанической коры и коры окраинных бассейнов и т. п., сформировавшиеся в предшествующие этапы развития. Результирующие структуры получили название «коллаж террейнов».

В итоге столкновения происходит также новое дробление, или деструкция, ранее сформированных тектонических блоков. Коллизионная деструкция наиболее интенсивно проявляется в тектонических блоках и поясах, представляющих собой аккреционные сооружения предшествующих этапов развития (рис. 4.11; 4.12).

Индикаторами обстановок сближения являются покровы (олистостромовые комплексы), обломочный материал которых представлен, главным образом, породами пассивных континентальных окраин. Олистостромовые комплексы формируются в морских условиях, матрикс их, как правило, терригенный или кремнисто-терригенный.

При глубинном поддвиге континентальной литосферы, следующей за субдуцируемой океанической плитой, покровы не сползают, а, отслаиваясь в виде клиньев по сколам, надвигаются на пассивную окраину, образуя осадочную аккреционную призму. Сколы ориентированы в ту же сторону, что и направление поддвига. С продолжением процесса сжатия, которое происходит в морских условиях, клинья выжимаются в покровы, движение их направлено в сторону поддвигающейся плиты. В этом же направлении перед фронтом формируются олистостромы, деформируемые и метаморфизируемые перемещавшимся по ним покровом. Седиментобрекчии, накапливающиеся в тыловых частях покрова, запечатывают его и перекрываются олистостромами, образующимися перед следующим покровом.



Слои литосферы:

1 — океанская кора, 2 — континентальная кора, 3 — мантия

Рис. 4.11. Разрезы, иллюстрирующие последовательность событий при столкновении континентальной окраины атлантического типа с островной дугой, после которого последовало изменение направления поддвига плит

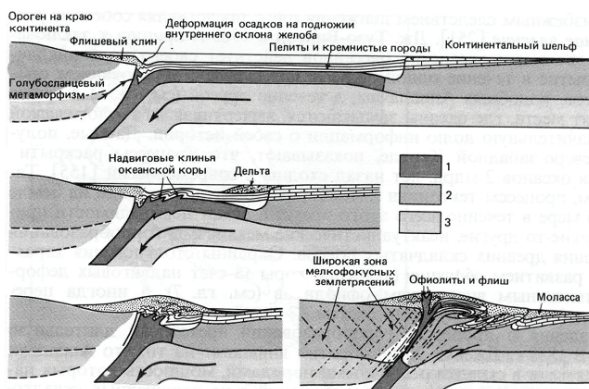


Рис. 4.12. Разрезы, иллюстрирующие последовательность событий при столкновении континентов

Сущность тектонического скупивания состоит в пологом надвигании относительно тонких пластин сиалической коры и, вероятно, мантии по многим поверхностям тектонического срыва или скольжения, главным образом, по границам слоев разной компетентности в осадочно-вулканогенном чехле, по контакту чехол — фундамент, поверхности Мохоровичича и другим зонам физиче-

ских неоднородностей. Таким образом, в коллизионных геодинамических обстановках реализуется процесс, получивший наименование «тектоническая расслоенность литосферы», который приводит к формированию не просто складчатых (как думали ранее), а покровно-складчатых сооружений.

Благодаря тонкому тектоническому расслаиванию в процессе покровно-поддвиговых деформаций в коллизионных геодинамических обстановках, с одной стороны, происходит процесс тектонического перемешивания разнородных образований земной коры и мантии, а с другой — происходит задавливание пластин континентальной коры кристаллического фундамента и разнородных осадочно-вулканогенных комплексов на относительно глубокие уровни литосферы, благодаря чему сиалические массы попадают в зоны высоких температур и подвергаются частичному плавлению. Поэтому в процессе тектонического сгущения и связанного с ним увеличения мощности коры (до 50—80 км) в нижних горизонтах скученной коры формируются крупные объемы кислых анатектических расплавов, которые в силу гравитационной неустойчивости поднимаются в верхние горизонты коры и обеспечивают широкое проявление регионального метаморфизма и формирование гранитных плутонов. Именно такая ситуация в «чистом» виде складывается в коллизионных обстановках типа столкновения пассивных окраин или при раздавливании континентальных рифтовых бассейнов. Однако в большинстве складчато-покровных поясов геологического прошлого коллизионные процессы являются как бы продолжением субдукционных. В коллизионных зонах этого типа (пассивная окраина — активная окраина, пассивная окраина — островная дуга, дуга — активная окраина, дуга — дуга) анатектические гранитоиды часто практически неотличимы от субдукционных.

В результате субдукции в предколлизионное время сокращается океаническое пространство и пассивные окраины сталкиваются с активными окраинами. В момент столкновения субдукционный процесс заканчивается и происходит смена коровомантийного взаимодействия, характерного для субдукции, на коровое. В результате отмирания зоны субдукции в течение незначительного времени возникает затухание очагов плавления на уровне мантии, зато в зоне сопряжения континентов могут возникать очаги внутрикорового плавления.

Субстратом плавления является силикатный субстрат континента, а также осадочные и магматические горные породы основания аккреционной призмы. Внутрикоровое плавление по сравнению с мантийным специфично, т. к. при этом возникают исходные расплавы, отвечающие граничной эвтектике.

В предколлизионной стадии главным механизмом структурообразования является покровообразование, сопровождающееся меланжированием в аккреционной призме.

В результате коллизии формируется асимметричная структура, сложенная вулканитами, сформированная в условиях активной окраины и отделяющаяся от орогена, обращенная в сторону пассивной окраины офиолитовым швом.

В результате разницы в гипсометрической оси пассивной и активной окраин на позднеорогенной стадии происходит проседание бывшей активной

окраины, а в условиях реликтовых стрессовых нагрузок при проседании закладывается область ретрошарьирования.

Наиболее эффективным примером ансамбля сутур такого типа является Гималайский складчатый пояс, сформировавшийся в зоне столкновения Индостанского и Евразийского континентов. В Гималаях развиты многочисленные надвиги, падающие на север. Самая северная часть этой горной системы сложена отложениями континентального шельфа и континентального склона с возрастом от кембрия до эоцена. Следовательно, вплоть до раннего эоцена между Индийским континентом и Евразией существовал океан (Тетис). Затем континентальные массы пришли в соприкосновение, и с олигоцена началась Гималайская орогенция. Первоначальная линия столкновения материков сохранилась в виде Индийской шовной зоны с офиолитами, которая закартирована в западной части Трансгималаев. Отметим как часто повторяющийся мотив, характерный для многих складчатых поясов, наличие осевой шовной зоны («сутурной» зоны) с офиолитами, преимущественно моноклинальное расположение тектонических покровов, формирование которых связано с последовательным надвиганием активной континентальной окраины на континентальную плиту, «волокащуюся» за поддвигаемой океанической литосферой.

Однако возможна и более сложная ситуация, когда поглощаемая океаническая плита погружается под обе двигающиеся навстречу друг другу островные дуги. Примером является зона столкновения дуги Сангхе и дуги Хальмахера в Молуккском море. Мощность комплекса столкновения в этом случае значительно увеличена, очевидно, за счет скупивания. Отдельные фрагменты субдуцируемой плиты выведены на поверхность и включены в комплекс столкновения.

В тыловых частях активных континентальных окраин возможно возникновение антитектических надвигов, падающих навстречу погружающейся в зоне субдукции океанической плите. При континентальной коллизии осуществляется переход этих надвигов в протяженные тектонические покровы.

При столкновении более интенсивной деформации подвергается надвигающаяся плита, в пределах которой и возникают внутриконтинентальные шарьяжи. Погружающаяся плита также деформируется, и внутренняя структура ее может быть сильно изменена. Сбросы ранних этапов обычно преобразуются во взбросы и надвиги, чем объясняется обычное соответствие сжатия палеогеографическим зонам, зарождение которых связано с начальными движениями растяжения. Вследствие этого сутурный шов лишь приблизительно соответствует очертаниям, которые имели континенты до столкновения.

Вместе с тем зоны надвигания тектонических покровов одновременно подвергаются изостатическому выравниванию. Разрушение молодых хребтов в процессе изостатического поднятия приводит к формированию мощных молассовых отложений и к появлению на поверхности все более глубоких горизонтов континентальной коры поддвигающейся плиты. В равной степени это относится и к зонам шарьирования, развивающимся из надвигов в тыловой части двигающейся плиты. В конечном итоге на дневной поверхности могут оказаться породы самых глубоких частей земной коры и даже верхних горизонтов мантии, такие как гранулиты и мантийные ультрабазиты. По-видимому, фор-

мирование тектонических покровов тыловых надвигов может сопровождаться блоковыми погружениями по системе сбросов — для восстановления изостатического равновесия.

При особенно широкомасштабной коллизии, как в случае столкновения Индостанской и Евразийской плит, в результате раскалывания в тылу надвигающейся плиты (в данном случае Евразийской) формируется мозаика коровых микроплит. При их взаимных перемещениях, связанных с поперечным сокращением земной коры, возникают структурные ансамбли «возрожденных гор», располагающиеся по границам сближения микроплит (Памир, Тянь-Шань и др.). С этими же процессами связано появление высоких плато, таких как Памир и Тибет.

Следствием (и морфологическим выражением) тектонического скупивания является формирование крупнейших горно-складчатых сооружений и сопряженных впадин. В непосредственной связи с ними формируются соответствующие СВК: первичные осадочные толщи компенсационных впадин, накапливающиеся перед фронтом надвигающихся чешуй, и вторичные — разрушающиеся тела чешуйчатых и веерных надвигов.

4.6.1. Геодинамические обстановки орогенных областей

По отношению к континентальным структурам выделяют периконтинентальные (западное побережье Америки) и внутриконтинентальные (Урал, Тянь-Шань) орогенные области, а по геодинамическому режиму — орогенные области коллизии, аккреции (столкновение островных дуг — северо-восток России) и области эпиконтинентальной орогении (результат наложения на внутриплитную обстановку — Забайкалье). Коллизионные области возникают при столкновении континентальных структур и формируют один или два офиолитовых шва. Для аккреционных областей характерно несколько офиолитовых швов, разграниченных разными палеоостроводужными структурами. В эпиконтинентальном орогене офиолитовые швы могут не проявляться.

Особенности орогенных областей коллизионного типа. Закрытие океанических структур может протекать по двум сценариям:

1. Андский тип. Здесь формируются асимметричные зональные покровно-надвиговые структуры, в которых на пассивную окраину последовательно надвинуты (шарьированы) структурно-вещественные комплексы литорали, сублиторали, континентального склона и абиссали. Главная тектоническая граница будет проходить при смене офиолитовых комплексов, комплексов активных окраин, представленных унимодальными магматитами. В этом случае офиолиты чаще всего относятся к типу СОХ (реже к типу океанических поднятий, других типов практически не встречается).

2. Западно-тихоокеанский тип. Отличительной особенностью от первого типа является наличие двух офиолитовых швов.

Особенности аккреционных орогенных областей. Они формируются при столкновении нескольких островных дуг (северо-восток России, о. Фиджи). Одной из характерных черт этих областей является доминирование разновозрастных островодужных комплексов, наличие многочисленных фрагментов раз-

новозрастных океанических структур (офиолитов), присутствие фрагментов континентальных блоков (срединные массивы) в ассоциации с террейнами иной породы. Формирование этих структур связано с *амальгацией* (слипанием) аккреционных систем.

Особенности строения орогенов эпиконтинентальной активизации. Формирование данных областей связано с внутриплитными обстановками, контролируемым плюмовым режимом. В результате плюмового тектогенеза могут возникать обширные вулканические плато (траппы Сибирской платформы) или горные поднятия с проявлением специфического гранитоидного магматизма (Западное Забайкалье). Суперплюмы состоят из нескольких мантийных струй, или плюмажей. Проявление суперплюма — явление достаточно длительное в отличие от плюмажей. Если энергетика суперплюма большая и он проявляется в относительно короткий промежуток времени, то его воздействие сводится к существенной деструкции континентальной коры — базификации (по Белоусову) — с формированием вулканических плато.

Во втором случае, при более медленном процессе, над суперплюмом формируется сеть рифтогенных структур сложной конфигурации. В результате отмирания отдельных струй, входящих в суперплюм, и перемещения или зарождения новых струй рифты могут закрываться, при этом гидратированное вещество попадает в зону повышенного теплового потока, что приводит к формированию гранитных выплавок в значительных объемах и на больших площадях. Особенностью гранитов является широкий возрастной диапазон, при условии единого магматического очага. Для орогенных областей этого типа характерны: симметричность (вынужденная субдукция идет в обе стороны); отсутствие офиолитовых швов; в закрывающихся структурах четко выражена дивергентность, которая фиксируется не только на уровне структурных признаков, но и на вещественном составе.

5. РЕПЕРНЫЕ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Реперными структурно-вещественными комплексами (СВК) являются геологические образования (тела), позволяющие в первом приближении определить геодинамическую обстановку, в которой они сформировались. Среди реперных СВК выделяются осадочные, вулканогенные, интрузивные, тектоногенные и метаморфогенные образования, которые кратко рассмотрены ниже.

5.1. Обстановки осадконакопления и важнейшие индекс-осадки

В складчатых областях изучение осадочных пород существенно затрудняется широким развитием складчатых деформаций, разноамплитудных разломов, в том числе надвигов и шарьяжей, из-за которых в единых, на первый взгляд, иногда даже моноклинальных разрезах оказываются смещенными комплексы отложений, сформировавшиеся в разных геодинамических обстановках. Это делает тем более важным решение задачи восстановления палеогеодинамической обстановки формирования осадочных пород.

В последнее время изучение современных осадков дало много нового фактического материала. Их исследования позволяют понять процессы осадконакопления и возникающие те или иные текстуры осадков, что может быть использовано при интерпретации различных особенностей древних пород. Проникновение в суть процессов седиментации и понимание тех особенностей, которые возникают в результате этих процессов, позволяют проводить реконструкции древних обстановок осадконакопления с гораздо большей определенностью (табл. 5.1).

Современные достижения в исследовании Мирового океана позволили понять генезис многих типов осадочных пород, определить динамические, геоморфологические, тектонические и другие условия их образования. При этом стало ясно, что почти нет генетических типов осадочных пород, строго отвечающих какой-либо конкретной геодинамической обстановке формирования, и сходные отложения могут накапливаться в разных по отношению к границам плит ситуациях. И только пристальное изучение горных пород разных генетических типов, позволяющее детально охарактеризовывать всю сумму процессов их формирования (куда входит и образование обломочного материала и его перенос и отложение), дает возможность реконструировать условия, в которых происходило накопление древних осадков, а совокупность этих условий как раз и определяет геодинамическую обстановку. К числу этих условий относятся отсутствие или наличие, а также характер и механизм извержений подводных и субаэральных вулканов, степень расчлененности подводного рельефа, сравнительная степень сейсмичности, характер эксгальационно-гидротермальной деятельности, наличие бокового сжатия и т. д. Все перечисленные условия осадконакопления связаны с эндогенным режимом и непосредственно определяются геодинамическими обстановками, которые характеризуются преобладанием эрозии или аккумуляции осадков.

Особенности той или иной обстановки осадконакопления определяются различными признаками: физическими, химическими, биологическими и ланд-

шафтными, проявляющимися с определенной скоростью и наделяющими осадки своеобразными признаками, в результате чего возникают те или иные специфические отложения.

Т а б л и ц а 5.1

Обстановки осадконакопления

Ассоциации обстановок осадконакопления	Обстановки осадконакопления	Субобстановки или варианты обстановок осадконакопления
Континентальная	Пустыня	Эрг, вади, шлейф эрга, пляя
	Аллювиальный конус выноса	Вершина конуса, проксимальная область конуса, дистальная область конуса, впадина на поверхности конуса
	Аллювиальная равнина и речной конус выноса, озера	Ветвящееся русло, меандрированное русло, прирусловой вал, пойменный конус. Паводковая область, озера (солёные, умеренно стратифицированные, ледниковые, дельтовых равнин), озерные террасы, береговой склон, дельта
	Гляциальные и перегляциальные	Супрагляциальные, субгляциальные, интрагляциальные, зандровый веер, ледниковое озеро
Прибрежно-шельфовая	Дельты	Русло дельтового рукава, приливно-отливное русло, пойменное болото, залив, бар в устье реки, прадельта
	Эстуарии	Эстуарное русло, окраинная равнина, приливная дельта
	Линейно-вытянутые побережья с терригенным осадконакоплением	Пляж, прибрежная зона, внешняя зона, береговой бар, лагуны, приливно-отливная отмель, приливно-отливная дельта, приливная протока, береговые золотые дюны
	Побережье, шельфы и бассейны с карбонатным, карбонатно-эвапоритовым осадконакоплением	Водорослевый марш, приливно-отливная отмель, пляж, лагуны, приливная дельта, край платформы, краевые постройки (риффы, биогермы, банки, эвапоритовый бассейн)
	Шельф с терригенным осадконакоплением	Различные приливные донные формы, песчаные ленты, линейно-вытянутые приливные гребни, песчаные волны, мелководные отступающие гряды, погребенные русла, уступы
Океанический	Пассивный край	Континентальные склоны, континентальные поднятия, континентальное подножье, абиссальная равнина, подводный конус выноса, преддуговой и задуговой бассейны
	Активный край	Желоб, субдукционный комплекс, висячий бассейн, подводный конус выноса, подводный каньон
	Океаническая пелагическая	Срединно-океанический хребет, фланги хребта, абиссальная равнина (гиперсолёный океан, эксинный океан)

Обстановки осадконакопления подразделяются на четыре крупные категории: континентальные, прибрежные, шельфовые и глубоководные морские. Каждая обстановка осадконакопления действует (или действовала в прошлом) как ловушка. Изучение современных процессов осадконакопления в различных геодинамических условиях через выявление структурных, текстурных, экологических, вещественных и других особенностей осадка позволяет установить ряд критериев для создания стандартной модели фаций.

Изучение конкретных стратиграфических разрезов необходимо начинать с детального всестороннего изучения пород (их состава, структуры, текстуры, типов слоистости и пр.). Особое внимание следует обратить на тенденции изменения характеристики пород по вертикали и латерали. Затем следует перенести полученную информацию на вертикальные и латеральные разрезы, используя методику Боума. В этом случае литофациям можно дать подходящее определение как некоторой толще пород с определенными, свойственными ей характерными признаками, отличающими ее от других толщ, например фации отложений, укрупняющихся вверх по разрезу по зернистости осадков (от тонкодисперсных пород до песчаников), или оолитовые грубокослоистые фации. Полученные описания необходимо сравнить с моделями современных фаций, поскольку только на основе такого сравнения можно предложить реальную модель древних фаций.

Исследуемые фации разумно отнести к альтернативным моделям, чтобы избежать догматичных выводов относительно древних обстановок осадконакопления. Фациальный анализ всегда легче проводить при хорошей обнаженности пород, и особенно в трех измерениях, поскольку изучение фаций именно в трех измерениях дает основную информацию, которая позволяет сделать вывод об обстановке осадконакопления.

Выбор фации всегда чисто субъективный процесс. Как и в систематической палеонтологии, фации делятся на «нерасчлененные» и детализированные. Следует найти разумный компромисс между двумя этими крайними тенденциями. Слишком грубое выделение фаций может замаскировать важные аспекты, и в то же время очень дробное деление фаций может воспрепятствовать целостному восприятию. Если выделение большого числа фаций неизбежно, то тогда полезно сгруппировать некоторые из них в ассоциации. Например, все фации, выделенные в дельтах, можно объединить в ассоциацию дельтовых фаций.

Особенно важным аспектом анализа фаций является установление характера изменений фаций по латерали и вертикали, постепенной или резкой смены гранулометрического состава в пределах одной фации. Такой подход позволяет изучить тенденции развития фациальных обстановок во времени и в пространстве.

Изучение осадочных пород при геодинамическом анализе опирается на современные представления о зональности осадконакопления в Мировом океане.

Циркумконтинентальная зональность делит океанский седиментогенез на пелагический и приконтинентальный. Они различаются по комплексу признаков, среди которых ведущим является интенсивность терригенной седиментации. Область шельфа и верхней части материкового склона является в

значительной степени областью транзита, нижняя часть материкового склона и его подножие служат областями активной аккумуляции приконтинентальных осадков. Здесь скорости осадконакопления достигают 100 мм за тысячелетие в отличие от пелагической области, где они, как правило, не превышают 2 мм в 1000 лет и уступают скорости биогенного осадконакопления. Скорости биогенного накопления в приконтинентальной области также высокие, это объясняется наличием циркумконтинентальной зоны биопродукции и высокими скоростями захоронения биогенного материала.

Вертикальная зональность обусловлена положением критической глубины карбонатакопления (КГК), выше которой накапливаются умеренно глубоководные, а ниже — абиссальные осадки. Ниже КГК карбонатные раковины планктона сохраняются редко (не более 10 %) из-за растворения их агрессивными холодными глубинными водами.

В экваториальных областях Тихого и Индийского океанов НТК составляет 5,5 км, в приполярных — около 3 км. С приближением к континенту КГК уменьшается.

Широтная (климатическая) зональность контролирует положение биогенного пояса кремне- и карбонатакопления, а также областей сноса продуктов гумидного и аридного выветривания. Эта зональность осложняет реконструкцию двух вышеназванных типов.

Вулканогенно-осадочные образования являются весьма информативным для целей геодинамического анализа генетическим типом осадков. Их изучение позволяет достаточно уверенно разделить осадки, сформировавшиеся вблизи конвергентных границ плит и в открытом океане. На островных дугах и активных окраинах континентов вулканы характеризуются высокой эксплозивностью, поэтому осадочные породы здесь содержат существенную примесь вулканокластики и переслаиваются с горизонтами чистых пепловых туфов. Большая часть обломков представлена здесь изометричными и неправильными комковидными, угловатыми и оскольчатыми фрагментами, причем угловатые формы имеет не только разургентный (разрушенный), но и ювенильный материал. В целом характерно высокое количество разургентного и грубообломочного материала и относительно малое — гиалокластики. Вулканокластические продукты, формирующиеся в обстановке вулканических океанических островов, характеризуется малым количеством пепла, обилием шлака, лохмотьевидных фрагментов, фигурных лапиллей и бомб.

О особую группу выделяются гиалокластиты — горные породы, состоящие из обломков вулканического стекла, возникающие при извержениях лав и эксплозиях под водой, либо на границе вода — воздух. Вулканическое стекло при подводных извержениях — гиаломелан — содержит железо в ионной форме и в дальнейшем замещается палагонитом, монтмориллонитом (сметитом) и только позже иногда хлоритом. В субаэральных же витрокластических туфах стекло-видеромелан содержит железо в кристаллической фазе (магнетит, гематит), а замещается всегда сразу хлоритом. Выделяются десквамационные, пульверизационные и эксплозивные гиалокластиты.

Десквамационные гиалокластиты образуются в результате термического растрескивания стекловатой корки базальтов. Для них характерны обломки пластинчатой, остроугольной и клиновидной формы размером 1—7 мм. Субщелочные лавы океанских островов образуют гиалокластиты с комковатыми обломками размером до 2 см. Излияния базальтов в районе океанских островов и островных дуг, происходящие на глубине до 500 м, сопровождаются обильным выявлением газовых пузырей, поэтому пористость гиалокластов здесь достигает 20—45 %. На больших глубинах отделению газов препятствует гидростатическое давление, а пористость обломков в гиалокластитах, как правило, не превышает 5 %. Десквамационная гиалокластика вулканов на ложе океана характеризуется высокой газонасыщенностью и комковатой формой. Непереотложенные десквамационные гиалокластиты образуют прослой среди лавовых потоков мощностью до 10—30 см, а переотложенные совместно с органогенным и эдафогенным материалом могут образовывать пачки мощностью до нескольких десятков метров. В целом гиалокластика океанических рифтовых зон характеризуется меньшей степенью вторичных изменений, связанной с менее продолжительной экспозицией их на дне и быстрым захоронением осадков. При этом в центральной части гиалокластитов сохраняется неизменное стекло.

Пульверизационные, или глобулярные, гиалокластиты образуются в результате подводного фонтанирования перегретой жидкой лавы. Для них характерны каплевидная, шаровидная, реже лепешковидная форма обломков, их хорошо выраженное концентрическое зональное строение и размеры 1—5 см. Сгущение немногочисленных газовых пузырей концентрируется в центре обломков. Пульверизационные гиалокластиты вулканов на ложе океана характеризуются удлиненной комковатой формой обломков, слабо выраженным зональным строением, высокой газонасыщенностью (10—45 %), наличием крупных единичных газовых пустот в центре обломков. Пульверизационные гиалокластиты образуют конусы высотой десятки метров и часто бывают «разбавлены» продуктами десквамации собственных глобулей.

Гидроэкссплозивные гиалокластиты возникают при выходе вулканического конуса на поверхность в результате попадания воды в жерло. Для них характерны остроугольная или угловатая форма обломков, с плоскими или слабоогнатыми поверхностями.

Таким образом, изучение гиалокластитов позволяет не просто говорить о подводной вулканической деятельности, но и с достаточной вероятностью реконструировать геодинамическую обстановку формирования толщи.

Эдафогенные образования — подводный элювий коренных пород на дне бассейнов седиментации. В основном это продукты разрушения тектонизированных пород, в значительно меньшей степени в них присутствуют продукты гальмиролиза и денудации дна течениями и гравитационными потоками. Для эдафогенных образований характерна грубообломочная, брекчиевая структура, кластическая текстура, монолитический состав. Эти образования могут возникать в результате разрушения любых пород, обнажающихся на дне, в том числе полулитифицированных осадков.

Перемещенные эдафогенные образования наполняются эдафогенными отложениями. В случае полимиктового состава они часто ускользают от внимания исследователей, так как в этом случае бывают внешне сходны с терригенными породами. Надежным критерием их выделения служит морфология грубых обломков, отражающая их тектоническую природу. Это эллипсоидальные, ромбического сечения, чечевицеобразные обломки с характерной сколовой поверхностью, покрытой царапинами и бороздами, зеркалами скольжения. Нетектоногенный аллювиальный материал эдафогенных отложений, примешивающийся к тектоногенному в разных количествах, тоже остроугольный, но не имеет характерных вышеописанных форм и сколовых поверхностей. Цементом эдафогенных отложений служат захваченные при перемещении илы, кристаллокластический, тонкий гялокластический, аутигенный материал.

Эдафогенные отложения являются индекс-породами подводных областей расчлененного рельефа и интенсивных тектонических движений. Они формируются в тектонических депрессиях дна мирового океана (срединно-океанические хребты, трансформные разломы, островодужные системы, эскарпы подводных гор и поднятий).

Гравитационные отложения — это отложения осыпей, оползней и гравитационных потоков, перемещение которых происходит под действием веса осадочного материала, который приводит в движение и окружающие массы воды. Выделяется четыре главных типа подводных гравитационных образований: оползневые пластины, оползневые микститы, олистостромы, осыпные отложения автокинетических потоков. Два первых типа возникают при перемещении в разной степени литифицированных осадков, третий и четвертый — полулитифицированных.

Оползневые отложения, или блоковые оползни, формируются в результате пластичного сдвига больших масс в различной степени литифицированных осадков и перемещения их как единого целого по некоторой поверхности скольжения. К поверхности скольжения бывают приурочены брекчии мощностью в первые метры. Наклон этой поверхности по отношению к плоскости напластования может достигать 40°.

Современные оползневые пластины изучены слабо. Они выявлены непрерывным сейсмопрофилированием в океанах, в частности, на островодужных склонах Японского желоба и желоба Хикуранги.

Оползневые микститы формируются в результате фиксации оползня, в котором произошло частичное или полное нарушение сплошности литифицированных и полулитифицированных осадков. Оползанием при этом захватываются не только осадки тела оползня, но и нижележащие породы, подводный элювий, эдафогенные и аутогенные образования. Таким образом, в отложениях этого типа оползней сочетается рыхлый материал, блоки литифицированных осадков и глыбы неосадочных пород, участвующих в разрезе (например, лав). Этот материал беспорядочно перемешан, и возникшая таким образом кластическая текстура является самой характерной диагностической особенностью образований типа оползневых микститов.

Осыпные отложения представляют собой подводный коллювий и характеризуются полимиктовым, реже мономиктовым составом, отсутствием сортировки, окатанности и тонкой слоистости, базальным типом цементации, гофрированностью редких слоевых поверхностей, беспорядочной, редкопудинговой текстурой с признаками выжимания крупных обломков с поверхности слоя. В случае мономиктового состава литифицированные осыпные отложения внешне сходны с тектоническими брекчиями, но отличаются от них отсутствием тектонизации и растаскивания обломков, директивных текстур цементирующей массы и меньшей плотностью.

Автокинетические потоки порождаются оползневыми процессами, когда оползающая масса проходит достаточно длинный путь, набирает скорость, насыщается водой, в результате чего в ней происходит закономерное перераспределение обломочного материала и возникают в разной степени упорядоченные текстуры.

И. В. Хворова выделяет три главных типа автокинематических потоков: пастообразные, зерновые и суспензионные. Их формирование происходит следующим образом. Возникший из оползня поток движется подобно лавине. При его резкой остановке, например вследствие перегиба склона, образуются отложения пастообразного типа. При возрастании скорости потока его верхняя часть взмучивается, движется уже медленнее и в дальнейшем из нее формируются отложения суспензионного типа. При уменьшении скорости суспензионного потока в его нижней части концентрируется крупнообломочный материал и формируется не содержащий глинистой примеси зерновой поток. При остановке зернового потока его материал как бы «застывает», а не осаждается, как в суспензионном потоке.

Диагностическими критериями для определения типа отложений автокинетических потоков являются текстуры.

Отложения пастообразных потоков (*дебриты*) характеризуют хаотическая текстура матрикса и пудинговое распределение в нем крупных обломков. Эти особенности обусловлены слаботурбулентным характером движения потока, присутствием в количестве не менее 10 % глинистой составляющей, обеспечивающей высокую вязкость матрикса, что способствует турбулентности и равномерному перемешиванию материала. Если из отложений пастообразных потоков вымывается тонкая фракция, породы приобретают облик зерновых потоков. В этом случае в межблочных пространствах возникают «чашечные» микротекстуры: мелкообломочный материал (алеврит-псаммит) концентрируется в нижней части межблочных промежутков, остальное пространство заполняет вторичный, иногда более молодой цемент.

Отложения зерновых потоков (*грейниты*) характеризуются малым содержанием пелитового компонента (менее 10 %) и наличием обратной градации в распределении обломочного материала. Ламинарный характер движения зерновых потоков определяет ориентировку уплощенных обломков по напластованию и отсутствие слоистости. Обратная градация до гравийного размера — увеличение размерности вверх по разрезу — возникает в результате «всплывания» грубых обломков к поверхности движущегося потока подобно тому, как

это происходит при пробутаривании промывочного лотка, нагружаемого разнообломочным материалом.

В отложениях зерновых потоков встречается так называемая «пронизывающая слоистость». Она возникает в результате горизонтальных сдвигов при торможении и остановке потоков и не фиксирует последовательность напластования.

Отложения зерновых потоков могут обладать и слабовыраженной пудинговой текстурой. Она возникает из-за высокой плотности среди потока, препятствующего «выжиманию» крупных, особенно плоских обломков в верхние части потока.

Отложения суспензионных потоков (*турбидиты*), типичным представителем которых является флиш, имеют ритмичное строение. Идеальный ритм состоит из пяти интервалов, являющихся производными одного суспензионного потока. Нижний — градированный, наиболее грубозернистый, выше — горизонтально-неотчетливо-слоистый, средний — косослоистый, над ним — верхний горизонтально-слоистый (менее грубозернистый, чем нижний) и, наконец, верхний пелитовый. Такая полная последовательность встречается редко, чаще наблюдаются неполные многослои.

Характерной особенностью турбидитов является прямая градация обломочного материала. Если скорость движения потока велика, то осаждающий нижний интервал продолжает двигаться как самостоятельный зерновой поток и приобретает свойственную ему обратную градацию. Отложения таких зерновых потоков (элементов турбидитов) называют «флюкстуридами».

Обломочный материал, переносимый суспензионными потоками, не скалывается, и на поверхности обломков могут сохраняться выступающие детали и скульптуры.

Процессы, вызывающие формирование оползней и автокинетических потоков, могут быть связаны с землетрясениями, увеличением массы осадков (особенно в период сезонных речных паводков), их уплотнением, а также газогенерацией, приводящей к изменению порового давления. Насыщенные водой осадки могут начать перемещение при углах склона $1-3^\circ$. Гравий, песок и алеврит начинают оползать раньше, чем ил, обладающий большим внутренним сцеплением. Зоны срыва оползней тяготеют к глубинам 2—2,5 км. Судя по обрывам кабелей, в устье р. Конго срывается не менее 50 крупных гравитационных потоков за 100 лет. Площадь распространения крупного оползания может достигать 100×400 км, а мощность — сотен метров.

Современные гравитационные отложения образуются в нижних частях континентальных склонов и у подножий, а также в глубоководных желобах.

Широкое распространение гравитационных отложений позволяет сделать вывод о значительной расчлененности подводного рельефа. Если при этом гравитационные отложения содержат эдафогенный материал, степень расчлененности представляется более значительной. Если из общей палеогеографической ситуации известно, что на прилегающей суше не было крупных водотоков (например, если суша эта островная), то основной, если не

единственной, причиной возникновения оползней является сейсмотектоническая активность региона. Выделяется даже особый вид турбидитов — сеймотурбидиты, мощности ритмов в которых в несколько раз превышают мощности ритмов суспензионных потоков.

Контуриты — отложения, формирующиеся так называемыми контурными течениями, которые следуют вдоль перегибов подводного рельефа (у континентальных подножий, по днищам желобов, депрессиям трансформных разломов, у островодужных гряд). Важнейшей характеристикой контурных течений является их периодичность. В период своего действия течения захватывают в нижней части склона песчано-алевритовый материал, который затем отклепывают на подножье; в период пассивной гидродинамики, когда течение не функционирует, сверху на этот материал ложится глинистый осадок из взвеси нефелоидного слоя. В результате формируются контуриты, главной характерной особенностью которых является тонкая четкая слоистость (контрастная полосчатость) с мощностью слоев от первых миллиметров до первых сантиметров. Слоистость горизонтальная, пологая, косая, линзовидная. Границы слоев четкие, сортировка материала хорошая. Какая-либо турбидитная градация отсутствует. Размерность обломочного материала от пелитовой до песчаной, очень редко встречаются более грубые разности.

Контуриты слагают шлейфы, окаймлявшие подножия возвышенностей и формируют гряды высотой в несколько сотен метров, оконтуривающие крупные поднятия, в современных океанах они встречаются в самых разных геодинамических обстановках.

Кикириты — специфические тектонические брекчии практически без относительного перемещения тектонопластов. Тектонопласты сцементированы (либо не сцементированы) гидротермальным агрегатом переменного состава (кальцит, цеолит либо монтмориллонит, кварц, пренит), прожилки цемента имеют мощность 0,5—3 мм.

Взаимоотношения прожилков обычно свидетельствуют о многократной тектонизации. Кикиритизации подвергаются как отдельные более податливые хрупкой деформации слои в разрезах, так и пачки мощностью во многие сотни метров. Кикириты обнаружены в современных глубоководных желобах, где они приурочены к их островодужному склону. Они возникают в обстановке бокового сжатия во фронтальных частях развивающихся островодужных систем.

5.2. Магматические породы

Поскольку геодинамическая обстановка определяет главные условия магматического процесса: глубину и длительность магмагенерации, присутствие и состав флюидных фаз, состав плавящегося субстрата, магматические образования служат чуткими индикаторами геодинамической обстановки, в которой они образовались.

5.2.1. Вулканогенные образования

В первую очередь это относится к вулканическим горным породам, которые несут информацию о целом комплексе показателей обстановки своего образования, начиная от поверхностных условий проявления и кончая условиями генерации и деформации расплава. Именно это богатство критериев геодинамических обстановок, заключенных в вулканитах, делает их уникальными по информативности для целей геодинамического анализа. В этом отношении вулканиты имеют ряд преимуществ перед плутоническими образованиями. Во-первых, они дают возможность восстановления палеогеографических и фациальных условий их формирования. Во-вторых, их химический состав служит более надежным критерием для суждения об обстановке зарождения и эволюции магмы, поскольку он отвечает составу исходных магм (из-за отсутствия кристаллизационной дифференциации). В-третьих, возможна геодинамическая интерпретация вулканитов на основе метода актуализма (табл. 5.2).

Есть, таким образом, две группы критериев, позволяющих использовать вулканические образования в качестве индикаторов обстановки их формирования: 1 — особенности, дающие возможность выяснить поверхностные условия проявления вулканитов; 2 — специфические индикаторные особенности их химического состава. Обе группы критериев, примененные совместно, позволяют провести наиболее полное сравнение с ныне существующими обстановками вулканизма, круг которых в общем ограничен, и на этой основе решить вопрос, какой геодинамической обстановке соответствовали условия образования изучаемых вулканитов. Кроме того, латеральная зональность вулканитов, определяемая вариациями их состава, помогает решать и более детальные геодинамические задачи: к ним относится, в частности, реконструкция полярности островных дуг и т. д.

Анализ характера разреза, вмещающего вулканиты, с исследованием сопутствующих им горных пород осадочного происхождения дает возможность судить о палеогеографической обстановке формирования вулканитов: была ли она наземной или подводной; мелководной или глубоководной; высоко- или слабосейсмической, в условиях какого рельефа и какого климата происходило породообразование; на удалении или в непосредственной близости от вулканических аппаратов и т. д. — и позволяет грубо разграничить обстановки вулканических поднятий и впадин (рифтов, глубоководных котловин), континентальных и океанических.

Анализ собственно вулканической породной ассоциации рассматривает объемные соотношения лав и пирокластиков, а также тех и других с вулканотерригенными породами: признаки стабильности или, наоборот, неустойчивости пирокластических образований (степень грубозернистости: особенности сортированности и слоистости, позволяющие судить о субаэральном или субаквальном происхождении и т. д.); текстурные особенности лав (в частности, присутствие пиллоу-лав, свидетельствующих о водной обстановке излияния¹); пористость, отражающая не только степень газонасыщенности лавы, но и глубину подводного излияния и т. д.; минеральный состав вкрапленников ранней генерации, который

¹ Нельзя не отметить, что весьма схожие с пиллоу-лавами текстуры наблюдались и во фронтальных частях потоков современных наземных вулканов, так что абсолютизировать этот критерий, вероятно, не следует.

по представлениям некоторых исследователей тоже может служить индикатором геодинамической обстановки (например, отсутствие вкрапленников клинопироксена в базальтах СОХ и появление роговой обманки в базальтах только окраинно-континентальных поясов и т. д.). Тем самым достигается детализация выводов, полученных на первом этапе анализа. Так, среди обстановок островных вулканических поднятий по обилию туфов и вулканотерригенных образований удастся выделить разрезы, сформировавшиеся в островных цугах, или, например, по некоторым характеристикам гиалокластитов, а именно: по признакам быстрого захоронения отличить разрезы рифтовых океанических зон.

Т а б л и ц а 5.2

Гиалокластиты

Тип гиалокластита	Геодинамическая обстановка	Морфология, состав гиалокластики				
		Распространение	Тип стекла	Форма	Газонасыщенность, %	Степень изменения стекла
Дисквационный	СОХ	Широкое	Гиаломелан	Плоская	1—5	Частично сохр. неизмененное
	Вулканы на ложе океана	Широкое	Гиаломелан	Комковатая	14—45	Замещено смектитами
	Островная дуга	На ранних стадиях развития дуги гиалокластита, близкой СОХ				
	СОХ	Редкое	Гиаломелан	Глобулярная	1—5	В центре сохр. неизменное
Пульверизационные	Вулканы на ложе океана	Различное, чаще редкое	Подводное — гиаломелан, надводное — сидеромелан	Лепешковидная комковатая	20—45	Изменено полностью
	Островная дуга	Не ясно	Тахилит	Комковатая	30—50	Изменено (хлорит)
	СОХ	Только на островах	Сидеромелан, реже гиаломелан	Неправильная	Различная	Изменено (хлорит)
Эксплозивный (взрывной)	Вулканы на ложе океана	Различное	Подводное — гиаломелан, надводное — сидеромелан	Комковатая неправильная	Высокая	Подводного — смектиты, надводного — хлорит
	Островная дуга	Широкое	Тахилит	Остроугольная	Высокая	Изменено (хлорит)

В сущности, два первых этапа анализа посвящены решению вопросов, традиционно рассматриваемых при палеогеографическом и палеофациальном исследовании вулканических комплексов. Методам такого рода анализа посвящены специальные пособия, поэтому здесь мы на вопросах методики подробно не останавливаемся. Хочется лишь подчеркнуть важность этих первых этапов, которые нельзя заменить изучением одних только химических особенностей вулканитов.

Изучение состава вулканической ассоциации в целом. Это прежде всего вопрос о степени дифференцированности ее по кремнекислотности и по железистости. Анализ степени дифференцированности по кремнекислотности предполагает оценку соотношения вулканитов различной основности в конкретном СВК. В выделении петрографических разностей при этом рекомендуется руководствоваться классификациями минералого-петрографического кодекса (МПК). При достаточно представительном и надежном (с петрографическим контролем) петрохимическом материале возможно представление результатов в форме гистограмм распространенности различных по кремнекислотности разностей вулканитов, как это нередко делается в литературе. Это хорошая, легко сравнимая количественная характеристика вулканической ассоциации. В случае если ассоциация едина по своему происхождению, это также и показатель степени дифференцированности вулканической серии. Он позволяет надежно, хотя и достаточно грубо, различать обстановки зрелых островных дуг и окраинно-континентальных вулканических поясов (непрерывно дифференцированные серии), океанических областей (слабо дифференцированные по SiO_2 серии). Степень дифференциации по железистости составляет характеристику дополнительную, не имеющую индикаторного геодинамического значения, но она важна при сравнительном анализе эволюции серий.

Изучение петро- и геохимических особенностей лав позволяет решить, к какой магматической серии (или сериям) относятся вулканиты. Под магматической серией понимают совокупность горных пород, связанных происхождением из единого расплава в ходе дифференциации, протекающей по определенным законам. Значение такого анализа, называемого иногда сериальным, для наших целей состоит в том, что некоторые магматические серии являются прямыми индикаторами геодинамических обстановок вулканизма. Это известково-щелочная серия зрелых островных дуг и окраинно-континентальных поясов; бонинитовая серия примитивных островных дуг; островодужная толеитовая серия, свойственная как примитивным, так и развитым островным дугам; океаническая толеитовая, формирующаяся в срединно-океанических и задуговых спрединговых зонах; шошонитовая серия зрелых островных дуг; субщелочная серия ферротитановых базальтов и щелочная оливино-базальтовая серия, характерные для внутриплитных обстановок вулканизма как океанических, так и континентальных, а также для рифтов на континентах и в тыловых раздвиговых зонах островных дуг и окраинно-континентальных поясов; латитовая серия рифтогенных структур континентов и некоторые другие. Анализ сериальной принадлежности вулканитов — наименее освещенный в методических руководствах вопрос, поэтому мы остановимся на нем более подробно.

Петро- и геохимический анализы призваны привести нас к выводам о магматических сериях, к которым принадлежат изучаемые вулканические породы. Этот подход позволяет (и требует) рассматривать не отдельные горные породы, а их ансамбли с тем, чтобы уловить тенденции эволюции расплавов, их породивших, то есть в какой-то степени реконструировать магматический процесс, а уже изучая (сравнивая) магматические процессы, перейти к выводам о геодинамических особенностях обстановок, которые эти процессы контролировали. С точки зрения задачи геодинамического анализа такой подход представляется более продуктивным, чем формальное сравнение конкретных горных пород — продуктов магматизма. Более высокий уровень обобщения (магматические серии) облегчает сравнение, а кроме того, позволяет в той или иной степени включать в рассмотрение процессы (магмообразование, петрогенезис), контролируемые эндогенным режимом, то есть процессы — показатели геодинамических условий.

Ансамбли вулканических горных пород при сериальном анализе рассматриваются с точки зрения вариаций содержания в них компонентов — показателей дифференциации, таких как SiO_2 , щелочи или железа, тем или иным способом соотнесенное с магнием (K_ϕ либо FeO/MgO).

Данные по абсолютному содержанию редких и малых элементов можно сравнить и без диаграмм. В сумме с данными об основных элементах (титан, калий, железо-магниевое отношение) такие элементы, как Rb, Sr, Hf, Y, Zr, дают выразительный геохимический «портрет» конкретных СВК, помогают сравнивать их между собой и с типовыми комплексами современных геодинамических эталонов.

Сравнение древних базальтов с базальтами современных геодинамических типов не всегда дает однозначные результаты. Либо изученный круг современных геодинамических обстановок и присущих им горных пород еще недостаточно широк и представителен, либо разнообразие ископаемых геохимических типов может оказаться большим, чем современных. Отчетливо выявляется по приведенным характеристикам геохимического специфика бонинитовой серии, которая по ряду геохимических показателей оказывается более близкой океаническим, чем островодужным вулканитам.

Главным способом анализа особенностей химического состава вулканитов остается их изучение с помощью диаграмм. Сформулируем некоторые общие принципы и правила работы с диаграммами:

1. Достаточно надежными критериями для сравнения могут быть лишь свойства, систематически повторяющиеся в ряде элементов геологически единой выборки. Установление геодинамической природы отдельно взятого образца недостаточно надежно.

2. Наиболее надежными геохимическими данными являются содержания и соотношения некогерентных элементов, которым и следует, вероятно, отдавать предпочтение при разноречивых результатах анализа диаграмм.

3. Чтобы пользоваться аналитическими данными (как по содержанию редких элементов, так и петрохимическими), надо ясно представлять пределы точности определений, обеспечиваемые разными методами и разными лабораториями, и использовать только достаточно надежные данные.

4. Дискриминантные диаграммы надо применять для разделения только тех типов горных пород, для которых они предназначены при создании.

5. При работе с диаграммами надо учитывать существование на каждой из них областей распространенности и связанную с этим возможность неоднозначной интерпретации.

6. Необходимо принимать во внимание существование процессов, которые нарушают соответствие состава горной породы составу расплава, из которого она возникла (кумуляция кристаллов, аппохимический метаморфизм). Геохимический материал в образованиях такого рода надо исключать из совместного с остальными вулканитами рассмотрения.

7. Результаты анализа диаграмм часто не снижают, а умножают противоречивость геологической интерпретации. Геохимические противоречия в каждом конкретном случае требуют своего анализа. Особенно много противоречивых результатов дает использование геохимических данных без надлежащего геологического и петрографического контроля.

5.2.2. Интрузивные образования

Наиболее часто используются для геодинамических построений ассоциации пород, включающие гранитоиды. Интрузивные образования, в первую очередь коллизионные магматиты, в геодинамическом плане обладают особенностями, которые ставят их в ряд наименее изученных явлений по двум главным причинам:

1) магматиты, и особенно их плутогенные разновидности, доступны для изучения лишь в палеофациях;

2) прежде чем попасть к исследователю, вещество породы проходит стадию дифференциации, что затрудняет восстановление первичного состава этих магматитов.

Указанные причины снижают строгость построений по коллизионным магматитам. Однако в ряде случаев они представляют собой единственный источник информации в палеоусловиях и палеообстановках, существовавших в складчатых областях, поэтому должны быть объектом тщательного изучения (табл. 5.3).

Выделяется несколько типов интрузивных образований, отвечающих определенным геодинамическим обстановкам, которые охарактеризованы ниже.

Плагιοграниты офиолитов (O-тип) представляют геодинамическую обстановку спрединга. Они в виде небольших тел штокообразной или пластовой формы приурочены обычно к верхним горизонтам кумулятивных габбро в расчлененных комплексах. Тела незначительные по размеру, часто линзовидные ($n \cdot 100$ м до n км).

Породы имеют простой состав. Сложены они кварцем и зональным олигоклаз-андезином (кварцевые диориты, тоналиты) или альбитом (трондьемиты), часто в виде графического гранофира. Мафические минералы представлены клинопироксеном, который обычно наблюдается в реликтах, и амфиболом. Биотит встречается редко, преимущественно

в более меланократовых разновидностях. Обычные акцессории: магнетит, ильменит, сфен, апатит, изредка встречается ортит. Среди наложенных минералов в плагиогранитах встречается кроссит как продукт голубосланцевого метаморфизма.

По сравнению с другими гранитами О-граниты обеднены редкоземельными элементами (REE) и определяются резко выраженным Eu-минимумом. Содержат небольшое количество урана (преимущественно в ортите).

Гранитоиды энсиматических островных дуг (М-тип). Эти гранитоиды являются индикаторами субдукции в океане. Они характеризуются довольно широким спектром составов и частично входят в дифференцированные габбро-плагиогранитные серии. Ими сложены обычно небольшие штокообразные тела площадью до нескольких десятков квадратных километров. Как правило, это зональные, дифференцированные массивы с закономерной последовательностью формирования пород от габбро и диоритов до трондьемитов.

Плагиограниты М-типа сложены зональным плагиоклазом широко варьирующего состава и часто зонального, кварцем, амфиболом с корродированными включениями клинопироксена и биотита. Количество темноцветных минералов достигает 25—30 % в мафических породах (кварцевые диориты-тоналиты) и снижается до первых процентов в трондьемитах, калишпат содержится в ничтожных количествах или отсутствует, но иногда его количество может достигать 15 %.

Набор акцессорных минералов, как правило, беден и представлен магнетитом и сфеном. Гранитоиды М-типа обогащены легкими REE (LREE), четко выражен Eu-минимум.

Гранитоиды энсиалических островных дуг и активных континентальных окраин (I-типа) представлены рядом от кварцевых диоритов и гранодиоритов до плагиогранитов и гранитов. Были выделены как граниты магнетитовые. Из темноцветных минералов преобладает амфибол, реликты пироксена; присутствует высокомагнезиальный биотит. КППШ (ортоклаз) представлен высокотемпературной неупорядоченной модификацией. Плагиоклаз характеризуется резко выраженной зональностью: в центральной части отвечает андезину (иногда битовниту), по периферии — доходит до олигоклаза (реже альбита). Подобное явление связано с тем, что магмогенерация идет в мантийном надсубдукционном клине, при поступлении расплава в кору начинается раскисление плагиоклаза с приобретением зональности. Определенный набор акцессорных минералов: магнетит, сфен, апатит, циркон, ортит.

Гранитоиды I-типа пользуются широким распространением в покровно-складчатых поясах, где слагают крупные батолитоподобные тела и более мелкие штоки. Они обнаруживают тесную связь с диоритами и габброидами и часто входят в состав габбро-диоритовых и гранодиоритовых ассоциаций. Часто отмечается сопряженность с вулканизмом андезитового типа.

Таблица 5.3

Типы гранитов и их признаки

Типы Признаки	O ₁	O ₂	M	M _{mf}	M ₁	I	I _{mf}	I _m	I ₁	S	S _{mf}	S ₁	A
SiO ₂	71,8	68,0	69,5	66,2	73,1	69,2	61,3	66,0	71,3	70,3	64,7	72,6	73,8
TiO ₂	0,43	0,68	0,43	0,60	0,35	0,43	0,59	0,45	0,20	0,48	0,52	0,29	0,26
Al ₂ O ₃	13,8	14,1	14,4	15,3	13,9	14,3	16,0	15,5	14,3	14,1	15,9	14,1	12,4
Fe ₂ O ₃				2,21	1,49	1,04	1,13	0,77	0,97	0,56	1,47	0,30	1,24
FeO	2,84	4,90	3,82	3,15	1,32	2,29	4,89	3,57	1,30	2,87	4,07	1,38	1,58
MgO	1,13	1,57	1,25	1,94	0,63	1,42	2,86	1,68	0,75	1,42	1,67	0,73	0,20
CaO	1,66	4,67	3,78	5,11	3,60	3,20	5,55	4,16	2,56	2,03	2,72	13,18	0,75
Na ₂ O	6,58	3,52	4,18	3,75	4,21	3,13	2,85	3,01	3,34	2,41	3,62	2,71	4,07
K/(Na + K)	0,14	0,70	0,43	0,61	0,37	0,33	0,63	0,41	0,22	0,22	0,24	0,10	0,12
Ca/(Na + K)	0,79	0,43	0,50	0,63	0,62	0,50	0,59	0,74	0,58	0,65	0,74	0,95	≈ 1,0
Al/2Ca + Na + K	0,99	0,97	0,97	0,90	0,96	0,88	0,93	0,94	1,18	1,06	1,12	0,95	0,90
Fe/(Fe + Mg)	0,58	0,63	0,63	0,59	0,70	0,55	0,53	0,58	0,61	0,55	0,64	0,56	0,88
Fe ³⁺ /[(Fe ³⁺ + Fe ²⁺)]				0,39	0,50	0,30	0,17	0,16	0,40	0,15	0,24	0,16	0,41
Rb	23,3		13	19	21	151	104	133	195	217	158	275	169
Sr	110	119	212	242	191	247	438	467	320	120	345	157	48
Ba	13–260	39	186	284	291	538	1420	1350	1140	468	1340	920	352
Zr	580	71	92	115	148	151	164	129	120	165	227	166	528
Nb	25	5	2,7	1,3	1,5	11	16	15	19	12	24	20	37
Y	120	35	25	28	26	28	22	18	14	32	31	22	75
Ce	7,5	8,6	17	18	17	64	58	52		64	156	73	137
Yb		5,0	3,0	2,9	3,7		1,2	0,53			2,6	0,90	
Ga			14	15	13	16	19	18	17	17	21	22	25
K/Rb	300	630	678	603	730	187	230	240	283	151	215	167	229
Rb/Sb	0,02	0,03	0,06	0,08	0,11	0,61	0,24	0,28	0,61	1,81	0,46	1,87	3,52
Ga/(Al · 10 ⁴)			1,83	1,85	1,77	2,10	2,24	2,19	2,24	2,28	2,49	2,94	3,75
Ce/Yb	6,2	2,2	5,7	6,2	4,6		49	98			79	8,1	
Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	0,702–0,706			≤ 0,704		< 0,708					> 0,708		0,715

Окончание табл. 5.3

Типы Признаки		O ₁	O ₂	M	M _{mf}	M ₁	I	I _{mf}	I _m	I ₁	S	S _{mf}	S ₁	A
Число проб	Геохимическая специализация	17	7	36	88	14	991	247	512	7	578	17	13	148
		Rb, U, B												
Fe-Mg минералы	Amфибол, пироксен (реликты)	Amфибол, биотит												
Аксессуары	Магнетит	Магнетит, сфен, ортит												
Породы	Плагнограниты в контрастной ассоциации с габброидами	Преобладающие тоналиты и гранодиориты в ассоциации с диоритами и габброидами												
	Океанские толенты	Редко кордиеритовые риолиты												
Сопряженный вулканизм	Гидротермальный	Высокоградиентный низких давлений												
Режим	Растяжение	Сжатие												
Обстановка	COX	Коллизия												
Металлогения	V	Sn, W, Li, Cs, U Ta, Nb, Sn, U												

ПРИМЕЧАНИЯ к табл. 5.3: средние составы гранитов типа O₁ рассчитаны по данным М. и Д. Оненштергов, Д. Олдиса, Дж. Пирса и др.; типа O₂ — по данным Р. Колмана и др.; типа М по данным Дж. Вален. Составы меланократового (mf) и лейкократового (l) видов М-гранитов относятся к комплексу Уасилай-Яу-Яу (Новая Британия) и заимствованы у Г. Уолена. Средние составы I- и S-гранитов относятся к складчатому поясу Лахлан (Юго-Восточная Австралия). Составы меланократовых (mf, m) и лейкократовых (l) видов I-гранитов относятся к караказкскому комплексу Туркестано-Алая и соответствуют кварцевым монодиоритам: гранодиоритам II фазы (mf) с содержанием SiO₂ = 57 – 64 %; гранодиоритам III фазы (m) с SiO₂ = 64 – 68 % и гранитам IV фазы (l) с SiO₂ = 69 – 73 %. Составы меланократового и лейкократового S-гранитов относятся к каравинскому комплексу Туркестано-Алая и соответствуют гранодиоритам-адамелитам I фазы (mf) с SiO₂ = 63 – 67 % и гранитам II фазы (l) с SiO₂ = 70 – 75 %. Средний состав А-гранитов заимствован у Г. Уолена и др., петрохимические параметры рассчитаны в атомных количествах.

Особенности гранитов I-типа субдукционных (I_1) и коллизионных (I_2).

I_1 -граниты: широко распространены включения пироксена в амфиболах; отмечается резкая зональность плагиоклаза; ярко выражен магнетит; петрографический состав отвечает тоналитам, трондьемитам.

I_2 -граниты: менее выражена зональность плагиоклаза, иногда присутствует микроклин; наряду с магнетитом появляется ильменит, кроме того, присутствуют ортит, монацит, ксенотим; петрографический состав отвечает адамеллитам.

С гранитами I-типа связаны месторождения Mo, W, Au, Ag и полиметаллов.

Особенности петрохимического и геохимического составов свидетельствуют об их мантийном происхождении и коровой контаминации в процессе становления.

Гранитоиды коллизионные (S-тип). Коллизионные гранитоиды S-типа являются индикаторами коровой магмогенерации. Для них характерны крупные размеры, сложенные адамеллитами, лейкогранитами, тесная ассоциация с метаморфитами амфиболитовой фации метаморфизма. Отсутствует связь с синхронным вулканизмом. Это связано с тем, что расплавы имеют низкую температуру, магма вязкая, и условия сжатия при коллизионной обстановке не позволяют выведения этого расплава на поверхность.

Из особенностей петрографического состава следует упомянуть отсутствие амфибола и присутствие мусковита. Плагиоклаз не зонален или слабо зонален, калишпат, как правило, представлен микроклином. Акцессорные минералы представлены ильменитом, гранатом, турмалином, монацитом, кордиеритом, корундом, апатитом, реже сфеном.

Коллизионные гранитоиды I_2 -типа по ряду признаков близки островодужным, хотя несут черты переходных между I- и S-типами. Они хорошо улавливаются на геохимическом уровне. В геологическом положении они часто завершают процесс коллизий (т. е. являются постбатолитовыми). Если типичные S-гранитоиды являются продуктами селективного плавления корового субстрата, то I_2 -гранитоиды являются результатом корово-мантийного взаимодействия при магмагенерации.

С гранитами S-типа связаны месторождения Be, Ta, Nb, Hf, W, Ce, Rb, Sn, REE, кроме того, драгоценных камней: изумрудов, турмалинов, рубинов, благородных шпинелей и др.

Гранитоиды анорогенные (A-тип). Гранитоиды указанного типа формируются в условиях стабилизированной континентальной коры (внутриплитная обстановка «горячих точек» или рифтогенеза). Тела имеют в плане кольцевое строение. Для них можно выделить два подтипа: щелочные и субщелочные породы. Как правило, это относительно небольшие тела, часто ассоциирующие с щелочными вулканитами и содержащие в своем составе лепидомелан, гастингсит, щелочные амфиболы и пироксены. Состав акцессорных минералов крайне разнообразен: сфен, ортит, монацит, пироклор, колумбит, флюорит, магнетит, ильменит. С гранитоидами A-типа связаны редкоземельные месторождения и месторождения апатита.

5.2.3. Офиолиты

Среди магматических образований офиолиты занимают особое положение, так как они сложены интрузивными, эффузивными и ассоциирующими с ними осадочными комплексами. Офиолитами называются фрагменты древней коры океанского типа, участвующие в строении складчатых областей.

В полной офиолитовой ассоциации снизу вверх выделяются следующие основные типы пород: ультрабазитовый комплекс, состоящий из гарцбургитов, лерцолитов и дунитов, обычно обладающих структурами тектонитов: габброидный комплекс с кумулятивными структурами и текстурами, с перидотитовыми и пироксенитовыми кумулатами; комплекс параллельных даек основного состава; основной вулканический комплекс, сложенный подушечными лавами. Ассоциирующие типы пород представлены перекрывающими осадками, часто включающими пачку ленточных кремнистых пород с тонкими прослоями глинистых сланцев и небольшим количеством известняков; линзовидными телами хромитов; натровыми лейкократовыми интрузивными породами.

Указанная ассоциация пород часто встречается в складчатых поясах, причем является весьма устойчивой. Проведенные в последние десятилетия исследования океана показали, что ассоциации магматических пород, формирующиеся в зонах современного магматизма в океанах и на его окраинах, и офиолиты складчатых областей сходны по строению и составу, в результате чего последние стали рассматриваться как реликты древних океанов. Эти две группы офиолитов рассматриваются обычно раздельно, но не противопоставляются. Офиолиты складчатых областей иногда называют «внутриконтинентальными», «древними», вторую группу — современными, или океаническими.

Офиолиты современных океанов

В современных океанах зоны активного магматизма, продукты которого имеют преимущественно основной или ультраосновной состав и могут быть отнесены к офиолитам, известны во многих геодинамических обстановках. Соответственно этому выделяется несколько типов офиолитов: офиолиты рифтовых зон океанов, офиолиты океанических поднятий и островов, офиолиты окраинных бассейнов и офиолиты островных дуг. Первые два типа являются внутриокеаническими и связаны в основном с процессами растяжения. Офиолиты окраинных бассейнов и островных дуг формируются на океанических окраинах, в областях взаимодействия океанических или океанических и континентальных плит, испытывающих сложные сочетания процессов растяжения и сжатия.

Офиолиты рифтовых зон океанов

В океанических бассейнах формирование собственно океанской коры происходит, главным образом, в рифтовых зонах. Примерами юных рифтовых зон являются Красное море, рифт, формирующийся между двумя расходящимися континентальными плитами; Галапагосский рифт, расположенный между океаническими плитами. Зрелые рифтовые зоны СОХ находятся в крупных океанических бассейнах: Атлантическом океане (Срединно-Атлантический

хребет — САХ), Тихом океане (Восточно-Тихоокеанское поднятие — ВТП), Индийском и др. Несмотря на различия в возрасте океанов, мощностях коры, скоростях спрединга, магматизм большинства рифтовых зон характеризуется общими особенностями. Близкий по составу магматизм характерен для океанических абиссальных равнин.

В разрезе океанической коры принято выделять несколько слоев, которым в общем соответствуют главные составные части офиолитовой ассоциации. Изученность слоев неравномерная. Если верхние два — осадочный и вулканогенный — исследованы в многочисленных скважинах, то о расположении и строении нижележащих дайкового, габбро-перидотитового и ультрабазитового слоев судят в основном по геофизическим данным и не очень многочисленным находкам образцов. Слоистый разрез океанической коры нарушен многочисленными разломами. Широко распространены брекчии, в которых карбонатный матрикс цементирует обломки базальтов, габбро, ультрабазитов разного состава.

Осадочно-вулканогенная часть разреза офиолитов СОХ имеет мощность 1—3 км. Осадочные породы слагают тонкие редкие прослои среди вулканитов. Они представлены пелагическими глинами, микритовыми известняками, калькаренидами, вулканотерригенными породами.

Вулканогенные породы СОХ относятся к толеитовой петрохимической серии. Отличительными признаками толеитов СОХ являются повышенные, по сравнению с толеитами других участков океанов, концентрации Ni и Cr, весьма низкие содержания K_2O , P_2O_5 , TiO_2 и большинства несовместимых рассеянных и редкоземельных элементов, хондритовый тип распределения последних.

Дайковый комплекс в офиолитах СОХ представлен отдельными телами полудак долеритов (шитодайковый комплекс), прорывающих вулканиты и составляющих не более 2 % вулканогенного разреза. Долериты имеют офитовую или анамезитовую структуру, состоят из плагиоклаза, железистого авгита, содержат оливин, титаномagnetит, иногда — кварц-полевошпатовый агрегат с графической структурой. По химическому составу долериты близки к базальтам.

Габбро-перидотитовый комплекс представлен редкими верлитами, пироксенитами, разнообразными габброидами: габбро, габбро-норитами, оливинитами, амфиболовым габбро, троктолитами. Встречаются кварцевые диориты, альбититы, плагиограниты, плагиоаплиты, гранофировое габбро. Структура пород гипидиоморфнозернистая, габровая, офитовая, иногда кумулятивная. Во многих образцах обнаружены следы катаклаза. Главные минералы в породах данного комплекса — оливин, ортопироксен, клинопироксен, основной плагиоклаз. Хотя состав пород габбро-перидотитового комплекса сильно варьирует, все они относятся к толеитовой петрохимической серии.

Ультрабазитовый комплекс, который в данный момент можно выделять только с долей условности, т. к. слагающие его породы и перидотиты расслоенного комплекса невозможно разделить, в СОХ сложен лерцолитами и гарцбургитами. Эти две разновидности перидотитов одинаково широко распространены в хребтах с низкой скоростью спрединга (Срединно-Атлантическом, Аравийско-Индийском). Для рифтовых зон с высокими скоростями раздвигания (ВТП и др.) характерны в основном гарцбургиты.

Офиолиты океанических поднятий и островов

Магматические образования этой группы занимают в океанах различное положение, располагаясь внутри океанических плато или на флангах СОХ. В пределах этих структур эволюция магматизма происходит от толеитовых составов базальтов через субщелочные к щелочным. Ассоциация вулканических пород, включая преобладающие толеитовые базальты, характеризуется специфическими особенностями, отличающимися от СОХ: повышенными содержаниями щелочей, титана, несовместимых рассеянных элементов (табл. 5.4).

Вулканогенный комплекс слагает большую часть офиолитов этого типа. Фундамент вулканических островов образован потоками базальтов, переслаивающихся с гиалокластитами. Выше, на глубине 300—500 м, формируются в основном базальтовые гиалокластиты, верхние части островов сложены в основном пирокластическими породами. Для осадочных фаций характерна значительная роль карбонатов. На склонах островов распространены терригенные осадки в сочетании с бентосными известняками, а у подножий — пелагические мергелистые и глинистые отложения. В целом осадочные и вулканокластические образования распространены здесь гораздо шире, чем в СОХ, и составляяют до 30 % его объема.

Т а б л и ц а 5.4

Индикаторные признаки офиолитов различных геодинамических обстановок

Признаки	Офиолиты рифтовых зон океанов (СОХ)	Офиолиты окраинных бассейнов (ОБ)	Офиолиты островных дуг (ОД)	Офиолиты океанических островов
Фации вулканогенных пород	Подушечные лавы и гиалокластиты		Лавы, гиалокластиты, туфы	
Фации осадочных пород	Глубоководные терригенные, карбонатные и кремнистые породы	Глубоководные вулканогенные, терригенные, карбонатные и кремнистые породы	Вулканогенные и терригенные флишево-олистостромовые толщи	Мелководные терригенные и карбонатные породы, редко олистостромовые толщи
Строение дайкового комплекса	Мощный комплекс «дайка в дайке»	Рои параллельных даек, отдельные пакеты «дайка в дайке»	Дайковые поля с хаотическим расположением даек, пакеты «дайка в дайке»	Дайковые поля с концентрическим строением
Петрохимические серии	Толеитовые базальты		Толеитовая, боненитовая, известково-щелочная	Толеитовая, базальтовая, субщелочная

Состав вулканогенных пород островов разнообразен. Они относятся к трем петрохимическим сериям: толеитовой, субщелочной и щелочной, которые последовательно сменяют друг друга в разрезе.

Дайковый комплекс океанических островов и поднятий представлен многочисленными дайками и штоками, часто слагающими линейные и концентри-

ческие рои. Тела прорывают вулканогенные толщи, слагая 40 % объема разрезов. Дайки имеют сходный с вулканитами состав. Они сложены долеритами, пикритами, субщелочными базальтами, трахитами, иногда более кислыми породами.

Габбро-перидотитовый (расслоенный) комплекс изучен в фундаменте некоторых островов, а также в многочисленных ксенолитах из лав, относящихся преимущественно к толеитовой и щелочной сериям. На Гавайских островах в ксенолитах установлены верлиты, оливиновые габбро, нориты, троктолиты, анортозиты. В ксенолитах из лав Канарского архипелага обнаружены рогово-обманковые верлиты, пироксениты, горнблендиты. Для пород габбро-перидотитового комплекса островов характерно присутствие плагиоклаза, оливина, клинопироксена, роговой обманки, керсутита, флогопита. Во многих ксенолитах установлена кумулятивная структура, кумулятивными фазами обычно являются оливин и пироксен, интеркумулусной — плагиоклаз.

Ультрабазитовый комплекс описан на островах Сент-Полэ-Рок в Атлантическом океане Ф. А. Фреем. Комплекс представлен здесь шпинелевыми и амфиболовыми перидотитами, которые автор считает мантийными. По мнению Ф. А. Фрея, эти перидотиты могли быть источником щелочных магм океанических островов. В ксенолитах в лавах, главным образом щелочных, обнаружены многочисленные ксенолиты перидотитов, которые также можно отнести к ультрабазитовому комплексу. Они состоят из высокомагнезимального оливина, орто- и клинопироксена, содержат флогопит, гранат, шпинель.

Офиолиты окраинных бассейнов

К этому типу отнесены офиолитовые ассоциации, формирующиеся в задуговых бассейнах энсиматического типа. Они установлены в глубоководных котловинах, таких как зона разлома Паресе-Вела в Филиппинском море и другие окраинные бассейны, как и островные дуги, располагаются над зонами субдукции. Но в отличие от последних они формируются в условиях растяжения — спрединга. Спрединг в окраинных морях редко сконцентрирован в центральной рифтовой зоне, как в СОХ. Чаще реализуется модель рассеянного (диффузного) спрединга, предложенная Дж. Г. Склейтером с соавторами, согласно которой зоны растяжения развиты по всему бассейну. Дж. Е. Кариг предполагает, что спрединг тяготеет к центру бассейна, но локализован не так узко, как в СОХ.

Котловины окраинных бассейнов имеют такую же или большую, чем океаны, глубину до 3—5 км. Для них также характерны глубоководные осадки: глины, биогенные илы и, кроме того, вулканотерригенные отложения (тефрогенные песчаники и алевролиты), количество которых возрастает по мере приближения к островным дугам.

По своей структуре и составу офиолиты окраинных бассейнов близки к офиолитам СОХ. Вулканогенный комплекс представлен подушечными и массивными потоками лав, переслаивающихся с глубоководными осадками. Среди вулканитов преобладают базальты и очень незначительную часть составляют андезиты и андезито-базальты, причем афировые лавы встречаются чаще, чем

порфиновые. Вкрапленники сложены в основном плагиоклазом, клинопироксеном и оливином, иногда керсутитом и высокоалюминиевой, высокохромистой шпинелью. Как и в СОХ, вулканиды относятся к толеитовой петрохимической серии, хотя здесь отмечается большое количество разностей с повышенной глиноземистостью, железистостью или щелочностью. Специфика их выражена только в повышенном содержании микроэлементов с крупными ионными радиусами: Sr, Ba, Rb, Ti, K. Эти особенности многие исследователи объясняют обогащением мантийного источника компонентами, поступающими из погружающейся литосферной плиты. Дайковый комплекс в офиолитах этого типа представлен параллельными дайками наряду с шитодайками. Отдельные тела габбро-долеритов и оливиновых долеритов, которые можно к нему отнести, состоят из основного плагиоклаза, авгита, оливина. По сравнению с базальтами эти породы обладают повышенной щелочностью.

В составе габбро-перидотитового комплекса установлены габбро, габбро-нориты, троктолиты. Оливиновые габбро, верлиты. Ультрабазитовый комплекс представлен в основном серпентинизированными гарцбургитами, богатыми клинопироксеном и умеренно хромистыми хромшпинелидами. Структуры ультрабазальтов порфирокластические, со следами пластических деформаций.

Офиолиты островных дуг

К этому типу отнесены ассоциации магматических пород внутриокеанических (энсиматических) островных дуг, таких как дуги Скоша, Марианская и др., по составу преимущественно базит-гипербазитовые.

В вертикальном разрезе островных дуг обычно выделяются две части: верхняя, сложенная вулканогенными и дайковыми комплексами, и нижняя, состоящая из габбро и гипербазитов. Эти два комплекса часто разделяются тектоническими брекчиями с карбонатным матриксом и обломками пород офиолитовой ассоциации.

В латеральном профиле вулканических островных систем присутствует одна или несколько активных вулканических цепей (внутренние дуги), более древние неактивные внешние дуги и прогибы, разделяющие их. Кроме того, реликты неактивных вулканических островных дуг обнаруживаются практически во всех окраинных бассейнах.

Островные дуги могут иметь очень сложное строение в связи со сложной и длительной историей развития этих систем. На ранних этапах происходит излияние мощных подводных толщ толеитовых базальтов и вулканидов марианит-бонинитовой серии. Бонинитовые лавы чередуются с толеитовыми и сменяют их в разрезе. Лавы переслаиваются с гиалокластитами, глубоководными осадками. В дальнейшем, с нарастанием коры, вулканизм приобретает преимущественно наземный характер, состав вулканидов становится известково-щелочным. На этом этапе, наряду с лавами, в большом количестве формируются пирокластические, вулканотерригенные породы. Заключительные стадии развития энсиматических дуг характеризуются наземными и подводными излияниями вулканидов толеитовой серии, образующих дифференцированный ряд от базальтов до риолитов и в небольшом

объеме вулканитов щелочной серии. Таковы особенности вулканизма многих островных дуг, таких как Марианская, Япская. Наряду с этим имеются современные островные дуги, в которых вулканиты представлены только толеитовой серией (дуга Скоша) или толеитовой и бонинитовой (Идзу-Бонинская дуга).

Вулканические породы *толеитовой серии* островных дуг представлены в основном базальтами, реже андезитобазальтами, по петрографии сходными с базальтами СОХ. По содержанию большинства петрогенных элементов, низкому калиево-натриевому отношению они тоже близки к последним. Отличия от базальтов СОХ заключаются в более высоком содержании SiO_2 , Al_2O_3 в общем повышенном количестве щелочей, приближающем породы к субщелочному ряду. Они беднее, чем базальты СОХ, сидерофильными элементами, Zr, Hf, Nb, Ta. Концентрации Sr, Rb, Ba повышены. Количества REE во многих пробах на порядок ниже, чем в СОХ, а в их распределении отмечается обогащение легкими элементами.

Л. Беккалува и Г. Серри выделяют, наряду с толеитовой, *низкотитанистую толеитовую серию*, которая является переходной между толеитовой и марианит-бонинитовой. Для современных базальтов этой серии характерно наиболее низкое содержание TiO_2 .

Вулканогенные породы марианит-бонинитовой серии установлены только в энсиматических островных дугах. Они представлены марианитами и бонинитами, а также очень редкими риолитами и дацитами. В марианитах и бонинитах вкрапленники составляют до 50 % пород, сложены клиноэнстатитом (марианиты), бронзитом (бониниты), реже авгитом, оливином и хромитом. Основная масса имеет спинифекс-структуру. Для пород данной серии характерны высокие вариации в содержаниях Mg (от 4,5 до 13 % — в бонинитах и до 24 % — в марианитах). По сравнению с вулканитами толеитовой серии количество CaO, Al_2O_3 , щелочей понижено, а содержание SiO_2 неизменно высокое: 52—58 % — в породе и до 65 % — в стекле. Геохимическая специфика заключается в очень низкой титанистости и повышенных концентрациях Zr и Y. Тренд распределения REE часто имеет V-образный («бонинитовый») профиль.

Вулканогенные породы *известково-щелочной серии* образуют дифференцированный ряд: базальты, андезитобазальты, андезиты и редко дациты. Большинство пород имеет порфировую структуру, вкрапленники сложены плагиоклазом, авгитом, гиперстеном, оливином, иногда роговой обманкой (парагаситом-феррогастингситом). Породы известково-щелочной серии отличаются от пород толеитовой, имеющих такой же уровень кремнезема, с повышенным содержанием Al_2O_3 , пониженным — Fe, Ti, Mg, микроэлементов сидерофильной группы. Содержания Sr, Ba, Rb выше, чем в толеитовой серии.

Дайковый комплекс в офиолитах рассматриваемого типа образован многочисленными дайками и силлами, залегающими в вулканогенных толщах и имеющими близкий к ним состав. Преобладают дайки долеритов, встречаются андезиты, дациты, риолиты.

Габбро-гипербазитовый комплекс, изученный, главным образом, в основании склонов внешней части дуг, более разнообразен, чем в СОХ или

окраинных бассейнах. Так, в дуге Тонга, в нижней части разреза, установлены серпентинизированные верлиты и лерцолиты, габбро-нориты, пироксениты, амфиболизированные кварцевые габбро, габбро-полериты, тоналиты, трондьемиты. Выше этого комплекса залегает тектоническая брекчия с обломками выше перечисленных пород, а затем разрез повторяется. На другом участке этой же дуги габбро-перидотитовый комплекс сложен габбро-норитами и кортландитами, состоящими из оливина, ортопироксена, керсутита, плагиоклаза, клинопироксена. В основании Марианской дуги присутствуют троктолиты, габбро, оливковые габбро, габбро-нориты, долериты.

К ультрабазитовому комплексу относятся обнаруженные также в основании дуг гарцбургиты, реже лерцолиты. Они содержат ортопироксен и клинопироксен с низким уровнем железистости, высокохромистый хромшпинелид.

5.3. Структурные ансамбли

Для геологов-съемщиков очевидна важность структурного изучения СВК, так как при одном вещественном наполнении, но при различной внутренней структуре близкие СВК могут отвечать различным геодинамическим обстановкам.

Орогенные покровно-складчатые области (пояса) геологического прошлого, которые являются непосредственным объектом геодинамического моделирования, при всем их многообразии могут быть разделены на три типа: пояса, осевые части которых представляют собой деформированные континентальные палеорифты; орогенные пояса островодужного или окраинно-континентального типа; палеоколлизийные зоны, отвечающие обстановкам столкновения различных типов и масштабов.

Для поясов окраинно-континентального (кордильерского) типа симметрия и направление надвигообразования являются дивергентными. В надвигах участвуют движущиеся к океану клинья океанической коры и движущиеся в противоположную сторону покровы осадочных пород и континентального основания. Процесс часто сопровождается полной ремобилизацией основания. В горных поясах третьего типа (столкновения) надвигообразование характеризуется преобладающим направлением — в сторону поглощаемой плиты.

Окраинно-континентальные орогенные пояса, формировавшиеся ранее или формирующиеся в настоящее время, в связи с активными зонами субдукции имеют весьма ограниченное распространение. В древних коллизийных структурах они представляют собой частично обособленные пояса в пределах единых покровно-складчатых областей. Сложные деформации в тылу мощных зон столкновения совместно с активизированными системами тыловодужных надвигов могут образовывать пояса так называемых «возрожденных гор», примером является система горных хребтов и плоскогорий Центральной Азии.

Покровно-складчатые области (пояса) геологического прошлого образованы ассоциациями СВК, которые отвечают последовательным этапам развития этих поясов, в той или иной степени преобразованным в результате метаморфизма и деформаций, особенно интенсивно проявившихся на заключительных

этапах континентальной коллизии. Этой особенностью структурных ансамблей орогенных поясов определяется целесообразность строго последовательного подхода к реконструкции геодинамических обстановок и соответствующих структур, необходимость последовательного «снятия» относительно более молодых деформаций и преобразований и поэтапного перехода к реконструкции все более древних геологических событий.

Необходимо добавить, что при анализе структурных ансамблей с целью палеогеодинамических реконструкций специальное внимание должно уделяться выделению надвиговых структур различного типа и ранга; оценке вероятного масштаба и реконструкции направлений тектонического «транспорта», установлению последовательности отдельных этапов надвигообразования в общей последовательности тектонических событий; выявлению различных видов зональности (структурной, магматической, метаморфической). Значительный интерес представляет реконструкция эволюции палеополей напряжений методами структурного анализа.

Кинематические характеристики разрывов позволяют осуществить качественные реконструкции морфологии изначальных (до разломных) структур, тектонических блоков и т. п. Если известны величины амплитуд разрывов, эти реконструкции могут получить и количественную характеристику. При выполнении палеогеодинамических реконструкций исследуются морфология и кинематика складчатых структур. В частности, «распрямление» складок позволяет оценить изначальную ширину осадочного бассейна.

5.3.1. Микститы

Детальному изучению микститов посвящен целый ряд монографий. В образовании микститов ведущая роль принадлежит гравитационным и тектоническим процессам (рис. 5.1), взаимодействие которых или наибольшее влияние одного из них обуславливают генетическую сущность и своеобразие микситовых комплексов. Они подразделяются на тектоногенные образования, или меланжи; гравитационно-тектонические комплексы — фронтальные и тыловые олистостромы; гравитационные микститы — склоновые олистостромы пассивных континентальных окраин. В особый класс выделяют микститы сложного генезиса, их слагают те же глыбово-хаотические комплексы, но испытавшие на себе, по меньшей мере, двукратное воздействие факторов, сказавшихся на формировании упомянутых выше микститов.

Олистостромы. Среди микситов олистостромы занимают особое положение, обусловленное прежде всего их достаточно хорошей изученностью. Хаотические комплексы этого класса микситов выделяются под различными названиями: глыбовые брекчии, дикий флиш, хаотические брекчии, тиллиты и тиллитоподобные конгломераты, горизонты с включениями и т. д. В настоящее время все эти образования, по удачному предложению Ж. Флореса, определяют термином «олистострома» (греч. «ползти», «накапливаться»).

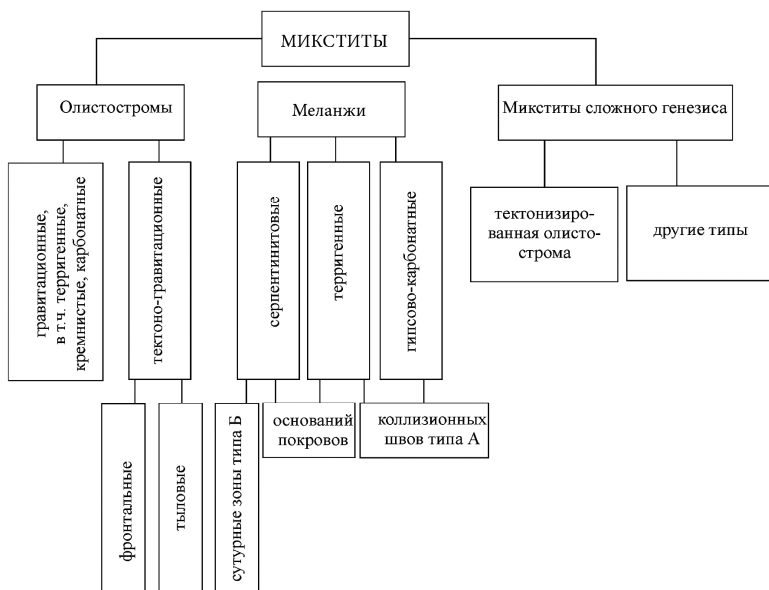


Рис. 5.1. Типы микститов

Геологи в большинстве своем относили олистостромы к осадочным образованиям, формирование которых связывали с оползневыми процессами. Но многие придерживались мнения, что их возникновение обязано разрушению лобовых частей покровов и дальнейшему сползанию кластического материала в бассейне седиментации.

Таким образом, олистостромы — это микститы, в которых чужеродные глыбы погружены в матрикс осадочного происхождения. По морфологическим особенностям среди них выделяют два типа: олистостромы с нестратифицированным и олистостромы со стратифицированным матриксом. Первый тип образует четко ограниченные в пространстве линзы, прослои, горизонты хаотических брекчий среди вмещающих и нормально-стратифицированных отложений. Размеры их варьируются от первых метров до десятков километров. Текстурные признаки в виде нормально-стратифицированной слоистости в таких олистостромах отсутствуют. Наряду с этим нередко встречаются олистостромы второго типа, где чужеродные включения погружены непосредственно в нормально-слоистые вмещающие отложения. Они не образуют четко выраженные самостоятельные геологические тела, а их границы проводятся достаточно условно, по мере исчезновения из разрезом глыб-олистолитов.

По генезису олистостромы разделяются на несколько основных типов, формирование которых обусловлено действием процессов, приводящих к образованию кластического материала, его перемещению и захоронению. Роль

двух ведущих факторов образования олистостромовых комплексов — гравитационного и тектонического — не всегда одинакова, и в зависимости от преобладающего влияния того или иного фактора выделяют два основных типа олистостром — гравитационные и тектоно-гравитационные. В общем виде эти два типа связаны с различными геодинамическими обстановками формирования олистостром.

В образовании олистостром гравитационного типа роль тектонического фактора ничтожна или вообще отсутствует. Кластический материал в этом случае образуется и переотлагается за счет действия обвально-оползневых процессов на склонах, имеющих достаточную крутизну и протяженность. Этот тип олистостром очень характерен для обстановки пассивных континентальных окраин. Среди них выделяются олистостромы, формирование которых связано с простыми оползнями и отложениями осадков гравитационных потоков внутри однородной по составу толщи, и олистостромы с включениями чуждых данному бассейну седиментации блоков пород.

Тектоно-гравитационные олистостромы испытывают воздействие обоих факторов. С первым связана тектонизация исходного материала и сейсмогенная природа обрушений, поставляющих этот материал в бассейн седиментации. Перемещение же самих обломков и глыб вниз по склону обусловлено гравитационными причинами. Этот тип олистостром связан с тектоническими покровами и надвигами и приурочен к фронтальным частям таких структур.

К гравитационным олистостромам, кроме широко известных олистостромовых комплексов с терригенным выполнением матрикса, связанных с формированием мощной призмы батинальных осадков на континентальном склоне и его подножии, относятся сравнительно малоизвестные олистостромы, формирующиеся среди глубоководных кремнисто-терригенных пелагических осадков континентального подножия или же среди мелководных карбонатных шельфовых отложений на верхнем перегибе континентального склона.

Гравитационные олистостромы характеризуются определенными признаками, главные из которых следующие: хаотическая внутренняя структура; отсутствие нормально-стратифицированных текстур, вместо которых наблюдаются обвальные, обвально-оползневые и оползневые текстуры и структуры; стратиграфические контакты олистостромовых тел с перекрывающими отложениями; отчетливые следы выпавивания в подошве олистострома и, как следствие, захват отдельных блоков и включений вмещающих пород в олистостромы; наличие более древних глыб, чуждых данному бассейну седиментации; различие характера нижнего и верхнего контактов у глыб-олистоцитов, залегающих непосредственно среди вмещающих отложений (нижний — отчетливо оползневой, верхний — нормально-осадочный); шлейфы глыб более мелкого размера вокруг крупных олистоцитов; локальное спорадическое распространение глыбово-хаотических грубообломочных образований; отсутствие генетической связи с тектоническими нарушениями. В олистостромах второго типа первые два признака отсутствуют.

К *тектоно-гравитационным олистостромам* относятся микститовые комплексы, формирующие при активном воздействии тектонических процессов на породы различного состава в процессе шарьирования и формирования

аккреционных комплексов. Для них очень характерна четко выраженная связь с тектоническими покровами и надвигами, за счет разрушения которых они формируются. Различают фронтальные олистостромы, образующиеся перед фронтом надвигающихся пластин, и тыловые олистостромы, образующиеся в тылу надвигов и шарьяжей.

Фронтальные олистостромы развиты в самых различных складчатых поясах и уже давно привлекают внимание исследователей. Формируясь перед фронтом надвигающихся масс, они характеризуют время активного перемещения тектонических пластин и чешуй.

Индикаторную роль фронтальных олистостром как показателя процессов тектонического скупивания и шарьирования трудно переоценить. Они помогают реставрировать не только время, но и направление перемещения горных масс, и последовательность формирования покровно-складчатых сооружений, отражая динамическую сущность этапов взаимодействия океанической и континентальной структур и коллизии.

Наиболее четкие и подробные представления о генезисе фронтальных олистостром содержатся в работах С. В. Руженцева и И. В. Хворовой и особенно М. Г. Леонова, который показал, что при формировании олистостром обычно действует седиментация двух типов: свойственная флишевым или молассовым бассейнам и обусловленная спорадическим поступлением в этот бассейн огромных масс грубообломочного материала, которые отлагаются в виде линз, прослоев, горизонтов глыбово-хаотических образований. Кластический материал поступает в бассейн не постепенно, в течение длительного времени, а в виде дискретных, быстрых, неоднократно повторяющихся процессов, что хорошо подтверждается четкими, резкими контактами олистостромовых тел с вмещающими отложениями, причем нередко можно наблюдать, как глыбы-олистоолиты вмяты в подстилающий, еще нелитифицированный осадок. Одновременно в бассейн попадают глыбы и блоки весьма крупных размеров, нижние контакты которых имеют оползневой характер, а верхние — нормально-стратиграфический. На фоне этого эпизодически, вследствие гравитационной неустойчивости на склонах бассейна, происходят оползание и внутренняя деформация вмещающих отложений подобно тому, как это происходит в чисто гравитационных олистостромах.

Тыловые олистостромы малоизвестны в литературе, и, более того, сам факт их существования многими исследователями отрицается. Действительно, для формирования олистостром необходим уступ, поставляющий материал, и склон с достаточным наклоном, чтобы в его основании этот материал мог накапливаться. Такие условия вряд ли могли осуществляться в тылу при движении тектонического покрова по субгоризонтальной поверхности шарьяжа. Однако такие условия реализуются, если допустить первично-наклоненную поверхность надвига, когда необходимые условия реализуются, и «на плечах» надвигающихся масс могут возникать глыбово-обвальные образования. По существу эти структуры могут быть сродни крупным чешуйчатым надвигам, характерным для аккреционных призм. Для формирования тыловых олистостром, как и

фронтальных, необходимыми условиями были тектоническое дробление тела чешуи и сейсмогенные явления, сопровождавшие ее продвижение.

Меланжи представляют собой класс микститов, разновидности которых характеризуются крайне неравномерной изученностью. Меланж — это микстит, в котором чужеродные глыбы и блоки погружены в матрикс тектонического происхождения. Матрикс представляет собой в этом случае тектонит, образованный за счет тектонической переработки одного или нескольких типов пород осадочного, метаморфического или магматического происхождения. Состав матрикса меланжей, как правило, не определяет их генетической сущности. В одних и тех же условиях, например в основании покровов, могут формироваться и терригенные, и серпентинитовые меланжи. В то же время по ним можно судить о структурно-вещественном комплексе, участвовавшем в строении того или иного меланжа.

Общепринятым стало разделение меланжа по составу тектонического матрикса (серпентинитовый, терригенный, гипсово-карбонатный и т. д.) и по составу глыб: мономиктовый и полимиктовый. При этом следует учитывать, что выделенный по этим признакам тип меланжа может образовываться в разных тектонических условиях. Например, полимиктовый серпентинитовый меланж может сформироваться в подошве крупных офиолитовых покровов, в структурных зонах при коллизии, в палеозонах Бенъефа и т. д. Тектонические условия объясняют определенные различия в строении одного и того же типа.

Терригенные меланжи начали выделять недавно. До сих пор многими геологами они трактуются как олистостромы, в той или иной степени тектонизированные. В последние годы появилось много данных о том, что такие тектонические образования широко распространены и далеко не всегда связаны с олистостромами, скорее с высокой пластичностью тонких терригенных осадков при низких температурах и больших стрессовых напряжениях.

Терригенные мономиктовые меланжи, связанные с чешуйчатонадвиговыми деформациями, широко распространены в северных предгорьях Алайского хребта в полосе развития терригенных отложений силурийско-девонского возраста, которые сформировались у подножия континентального склона пассивной окраины. Образования мономиктового автокластического меланжа слагают пластообразные, обычно линзовидные тела мощностью до 200—300 м при протяженности от десятков и первых сот метров до 5—10 км. В пространстве они ограничены пологими чешуйчатыми надвигами, плоскости которых нередко смяты в простые складки.

Терригенные полимиктовые меланжи, имеющие важное тектоническое значение, широко распространены в Туркестано-Алайской складчатой области. От мономиктовых меланжей их отличает пестрый петрофонд глыб и включений, неоднородный состав матричного тектонита и его интенсивная переработка, выражающаяся в широком развитии предельных тектонитов.

По способу образования выделяют два основных класса этих микститов. Первый формируется в основании покровов и развивается по тектоногравитационным фронтальным олистостромовым комплексам, обнаруживая с ними тесную генетическую связь. Второй формируется по зонам мощных срывов

внутри покровно-складчатого чехла на стадии коллизии. В современной структуре полимиктовый меланж второй разновидности обнажается внутри во внутриконтинентальных сутурных швах и в полого залегающих козырьковых частях срывов.

Серпентинитовые меланжи. Этот класс микститов хорошо известен широкому кругу геологов, его описанию посвящена обширная литература и в большинстве случаев при геологосъемочных работах серпентинитовые меланжи успешно картируются. Наиболее распространен и известен серпентинитовый меланж основания офиолитовых покровов. Значительно хуже изучены полимиктовые серпентинитовые меланжи офиолитовых структур. Канская сутура Туркестано-Алая — один из типичных примеров структур такого рода.

Серпентинитовые меланжи основания офиолитовых покровов в Южном Тянь-Шане закартированы в основании Киргизского аллохтона, сложенного преимущественно основными вулканитами офиолитовой ассоциации. В современной структуре меланж слагает серию небольших тектонических линз, приуроченных к плоскости шарьяжа. Протяженность полосы меланжа достигает 3 км, мощность не превышает 200—300 м. Матриksom меланжа являются сильно тектонизированные серпентиниты, которые на отдельных участках превращены в рыхлый милонит. Глыбы в составе меланжа представлены плотными баститовыми серпентинитами, габбро-диабазами, спилитами, диабазами, кремнями и яшмами. Размеры их обычно не превышают 5—10 м.

Серпентинитовые полимиктовые меланжи коллизионных швов (сутур) слагают широтно-вытянутую полосу, протяженность которой в обнаженной части составляет 25 км при ширине 0,2—4 км. Это один из фрагментов сутуры, прослеживающийся на многие сотни километров. С севера сутура перекрыта мезозойско-кайнозойскими отложениями, а с юга — верхнепалеозойскими флишево-молассовыми толщами карачатырского прогиба. Матрикс меланжа представлен тектонизированными серпентинитами, местами превращенными тонкий перетертый агрегат. Шире всего распространены бастит-хризолитовые разновидности. Судя по отдельным реликтам, исходными для серпентинитового матрикса были породы дунит-гарцбургитового комплекса. В восточной части полосы появляются антигритовые серпентиниты, возникшие, по-видимому, в результате метаморфизма хризолитовых разновидностей.

Тектонические включения в серпентинитах представлены отдельными глыбами пород офиолитовой ассоциации (амфиболитизированные габбро, пироксениты, лерцолиты, базальтоиды, кремни и яшмы). Довольно часто встречаются глыбы листвинитов, роденитов. Форма обломков обычно неправильная, иногда округлая или овальная. Размеры колеблются от десяти сантиметров до первых сот метров.

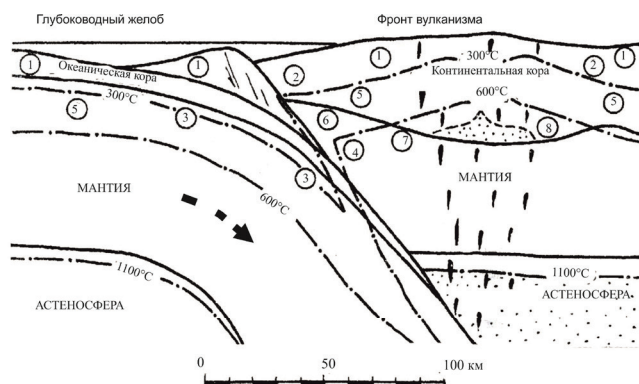
5.4. Метаморфические комплексы

Для региональных структур растяжения, в первую очередь для COX, а также для континентально-рифтовых систем характерны региональные низкотемпературные минеральные преобразования, связанные с непрерывной (рециклинговой) промывкой их конвейером вадозных (в случае COX — морских) и отчасти ювенильных вод.

Для разрезов океанической коры типичен зеленокаменный тип метаморфизма. Преобразования в верхних частях разрезов (в пределах комплекса пиллоу-лавы и отчасти параллельных даек) происходят в условиях цеолитовой фации, но на более глубоких уровнях может проявляться метаморфизм зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Кроме того, в результате длительного взаимодействия пород океанической коры с морской водой на океаническом дне широко проявлены метасоматические преобразования, такие как пропилитизация мафитов и серпентинизация ультрамафитов.

Деструктивным границам плит свойственен более широкий спектр метаморфических процессов. Непосредственно в связи с зонами субдукции часто проявлен низкоградиентный глаукофан-сланцевый метаморфизм, где ему подвергаются, по-видимому, породы верхнего края погружающейся океанической плиты. По мере погружения глаукофан-сланцевый метаморфизм сменяется амфиболитовым повышенных давлений и затем — эклогитовым (рис. 5.2).

Эклогиты и эклогитоподобные породы в сочетании с глаукофановыми сланцами широко развиты в зонах активных континентальных окраин, где они образуют бластотектониты по различным породам, в частности, за счет терригенных и офиолитовых комплексов аккреционных призм.



Фации метаморфизма: 1 — цеолитовая, 2 — пренит-пумпеллитовая, 3 — глаукофан-сланцевая, 4 — эклогитовая, 5 — зеленых сланцев, 6 — амфиболитовая, 7 — высокотемпературная, 8 — гранулитовая

Рис. 5.2. Модель, объясняющая распределение фаций метаморфизма и температур в зонах конвергенции литосферных плит (по У. Эрнсту)

Вместе с тем достаточно очевидно, что низкоградиентный метаморфизм не только в фации глаукофановых сланцев, но и в более высокотемпературных фациях, включая эклогитовую, гораздо чаще устанавливается вне непосредственной связи с зонами субдукции. Его проявления во многих случаях связаны с местами быстрого тектонического утолщения литосферы, обусловленными значительными по глубинности процессами надвигания—подвигания и обра-

зования крупных складок коры. Это весьма характерно для обстановок активных континентальных окраин, и в большей степени — для коллизионных зон с типичным для них широким развитием надвиговых и шарьяжных структур, в том числе выводящих к поверхности комплексы пород нижней коры и тектонические фрагменты верхней мантии.

Вероятно, к числу образований названного типа следует относить так называемые гранулитовые пояса, известные с раннего докембрия до позднего фанерозоя (например, шарьяжная пластина зоны Ивреа — Вербано в Альпах). В основании мощных шарьяжей, при формировании которых осуществляется перемещение нижней коры, обычно наблюдаются проявления эклогитового метаморфизма.

В породах, подстилающих крупные надвиговые пластины, в связи со становлением упоминавшихся коромантийных надвигов возникает обратная метаморфическая зональность — так называемый базальный ореол, который характеризуется нарастанием температуры, а по некоторым данным — и давления снизу вверх. Источником тепла и избыточного давления являются сами перемещавшиеся покровы — отторженцы низов коры и верхней мантии, транспортирующие энергию глубоких недр на близповерхностные уровни (так называемый подошвенный метаморфизм).

Для тыловых зон островных дуг и активных континентальных окраин характерен зональный высокоградиентный метаморфизм (высокотемпературный метаморфизм умеренных и малых давлений) с зональным распределением условий от гранулитовой до зеленокаменной фации. По У. Эрнсту, области такого метаморфизма накладываются на вулканогенно-осадочные комплексы островных дуг и активных континентальных окраин одновременно и во взаимосвязи с поднятием магматических расплавов, порождаемых в процессе субдукции в результате фрикционного разогрева за счет частичного плавления погружающейся океанической литосферы и перекрывающего ее мантийного клина.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Информация, изложенная выше, подтверждает, что геодинамика, действительно, является одной из основных наук в геологии и в естествознании в целом. Она заложена в основах большинства смежных научных геологических дисциплин — металлогении (минерагении); учения о геологических и рудных формациях; стратиграфии, петрографии и литологии (седиментологии) осадочных отложений; петрологии и геохимии магматических образований и др.

Изучение геодинамических процессов образует теоретическую базу для регионального изучения недр (геологического картирования и картографирования); геофизических и геохимических исследований; прогноза землетрясений; геоэкологии (исследования экологического состояния и изменения геологической среды); гидрогеологических, инженерно-геологических и других научных и производственных работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическое картирование хаотических комплексов / В. М. Ненахов [и др.]. — М. : Геокарт, 1992. — 230 с.
2. Зоненшайн Л. П. Введение в геодинамику / Л. П. Зоненшайн, Л. А. Савостин. — М. : Недра, 1979. — 311 с.
3. Изучение офиолитовых комплексов при геологическом картировании / Л. Н. Абакумова [и др.]. — М. : Геокарт, 1994. — 254 с.
4. Ненахов В. М. Геодинамика раннего докембрия / В. М. Ненахов // Геотектоника. — № 1. — 2001. — С. 3—8.
5. Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов / В. М. Ненахов [и др.]. — М. : Геокарт, 1992. — 100 с.
6. Унисон В. А. Тектоника плит / В. А. Унисон. — Л. : Недра, 1981. — 271 с.
7. Хаин В. Е. Проблемы геологии раннего докембрия / В. Е. Хаин // Природа. — № 1. — 1995 — С. 42—51.

Учебное издание

ОБЩАЯ ГЕОДИНАМИКА

Учебное пособие

Составители:

**Ненахов Виктор Миронович,
Золотарева Галина Сергеевна,
Бондаренко Светлана Владимировна**

Редактор *Л. В. Новикова*

Подписано в печать 22.01.2015. Уч.-изд. л. 6,83. Усл. печ. л. 5,7
Формат 60×84/16. Тираж 50 экз. Заказ 551

Издательский дом ВГУ
394000 Воронеж, пл. Ленина, 10

Отпечатано в типографии Издательского дома ВГУ
394000 Воронеж, ул. Пушкинская, 3