

СЕРИЯ МЕТОДИЧЕСКИХ РУКОВОДСТВ
ПО ГЕОДИНАМИЧЕСКОМУ АНАЛИЗУ
ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
КАРТИРОВАНИЕ
РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ
КОМПЛЕКСОВ**

Москва - 1994

КОМИТЕТ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ПО ГЕОЛОГИИ И
ИСПОЛЬЗОВАНИЮ НЕДР
(РОСКОМНЕДРА)

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ
УКРАИНСКОЙ РЕСПУБЛИКИ
ПО ГЕОЛОГИИ И
ИСПОЛЬЗОВАНИЮ НЕДР
(ГОСКОМГЕОЛОГИЯ)

МЕЖРЕГИОНАЛЬНЫЙ ЦЕНТР ПО ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТОГРАФИИ
(ГЕОКАРТ)

МЕЖНАРОДНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
О ПРИРОДЕ И ОБЩЕСТВЕ (МАНПО)

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Геологическое картирование раннедокембрийских комплексов. М., 1994. 503 с. (Роскомнедра, Госкомгеология Украины, Геокарт, МАНПО).

Подробно рассмотрены теоретические и методические аспекты использования геодинамического анализа при геологическом картировании раннедокембрийских комплексов на примере раннедокембрийских сооружений Балтийского, Алданского и Украинского щитов и Байкало-Патомского региона. Продемонстрированы примеры палеогеодинамических реконструкций и показаны возможности прикладного использования геодинамических моделей.

Цель руководства — привлечь внимание специалистов к использованию современных теоретических разработок и новых методов получения и интерпретации данных.

Для геологов-съемщиков, специалистов в области региональной геологии и студентов вузов.

Ил. 131, табл. 17, список литературы 609 наименований.

**Серия методических руководств по геодинамическому анализу
при геологическом картировании**

Главный редактор серии Н. В. МЕЖЕЛОВСКИЙ

Зам. главного редактора А. Ф. МОРОЗОВ

Редакционная коллегия выпуска

**Н. В. Межеловский (научный редактор), Д. Ф. Володин,
Л. С. Галецкий, Г. С. Гусев (отв. редактор), Л. А. Демехин,
А. И. Зарицкий, А. С. Киреев, Н. И. Лебедь, М. В. Минц,
В. М. Моралев, А. Ф. Морозов, Д. И. Мусатов, В. Г. Пастухов,
Д. В. Рундквист**

Авторы

**М. В. Минц, В. Г. Пастухов, Г. С. Гусев, В. М. Моралев,
А. И. Песков, Н. О. Сорохтин, В. Н. Глазнев, М. З. Глуховский,
А. Н. Конилов, Н. М. Кунина, Е. И. Паталаха, А. Б. Раевский,
В. И. Фонарев, Г. П. Хворова, И. Б. Щербаков**

1804030000
Г 9Р8(03)—1994 без объявл.

© Комитет Российской Федерации по геологии и использованию недр (Роскомнедра), 1994

© Государственный комитет Украинской республики по геологии и использованию недр (Госкомгеология), 1994

© Межрегиональный центр по геологической картографии (Геокарт), 1994

© Международная академия наук о природе и обществе (МАНПО), 1994

ПРЕДИСЛОВИЕ

Теория тектоники литосферных плит произвела глубокий переворот во всех основных разделах геологической науки, включая и многие практические ее аспекты. К числу последних относятся и региональные геологические исследования, выполняемые с целью составления разнообразных карт геологического содержания. В последние годы в отечественной литературе появился ряд обобщающих публикаций и методических рекомендаций, облегчающих геологам-практикам освоение основ новой теории и методов ее использования в практической деятельности. Предлагаемая работа рассматривает ранее практически не тронутый раздел — геодинамический анализ раннедокембрийских структурно-вещественных комплексов щитов древних платформ.

Сложность затронутой проблемы состоит в том, что, в отличие от фанерозойского отрезка геологической истории, где тектоника плит вполне утвердилась в качестве наиболее современной теории, перенесение ее на ранний докембрий, непосредственно или с какими-либо коррективами, далеко не является столь же очевидным.

До недавнего времени специалисты по геологии раннего докембрия и исследователи фанерозойского среза единодушно предполагали, что геодинамические обстановки и характер геологических процессов в раннем докембрии отличались специфическими особенностями, делающими невозможной опору на принцип актуализма при исследовании большинства геологических явлений на этих этапах истории Земли. Главными принципами этого скептицизма являются очевидные различия раннедокембрийских и фанерозойских комплексов в уровне метаморфизма и характере деформаций пород, а также существование в раннем докембрии специфических структурно-породных ассоциаций, отсутствующих или крайне редких среди более поздних образований. Не менее важной причиной были и остаются теоретические оценки уровня теплогенерации и природы источников энергии ранней Земли, указывающие на существенно более высокий уровень «энерговооруженности» тектонических процессов в то время.

Безусловно, данная работа не претендует на всесторонний охват широкого круга вопросов, связанных с затронутой проблемой, равно как и на полную характеристику всего разнообразия геологических структур докембрия. Авторы на примере наиболее распространенных типов структур продемонстрировали оптималь-

ные, с их точки зрения, направления геодинамического анализа раннедокембрийских областей. При этом, как правило, используется терминология, достаточно прочно утвердившаяся в геологической литературе, для вновь вводимых терминов даны специальные пояснения.

В основу работы положены непосредственные результаты геодинамических исследований (первоначально получившие название ГПГК — глубинное прогнозно-геодинамическое картирование) на Кольском, Украинском и Витимо-Байкальском опытных полигонах, проводившихся в рамках Отраслевой геодинамической программы Мингео СССР, начатой в 1987 году, результаты петро-геохимических исследований при геодинамическом анализе древнейших комплексов Алданского щита, а также некоторых теоретических разработок.

Сложность затронутой проблемы не позволила установить единообразие в теоретических установках и оценках отдельных приемов анализа у различных авторов работы. Тем не менее, на наш взгляд, эти различия отражают реальное состояние проблемы. Читатель, в частности, познакомится с эмпирически обоснованным актуалистическим подходом, в полной мере опирающимся на теорию тектоники плит, с некоторыми вполне конкретными коррективами для интервала позднего архея—раннего протерозоя (М. В. Минц, В. Г. Пастухов, А. И. Песков); с мобилистским теоретическим анализом, на основе которого предполагается во многом отличная от фанерозойской эволюция и геодинамика континентального корообразования (Н. О. Сорохтин); с обстоятельно обоснованной концепцией специфической геодинамики ранней Земли и с подчеркнуто осторожным подходом к оценкам геодинамических обстановок раннедокембрийского гранитообразования (В. М. Моралев, М. З. Глуховский). Читатель столкнется и с другими точками зрения.

В главе «Реотектоника нижней коры на примере раннего докембрия Украинского щита» (авторы Е. И. Паталаха и И. Б. Щербаков) продемонстрирован принципиально иной подход к исследованиям глубокоэродированных сооружений раннего докембрия. Он базируется на концепции тектонического потока — синтезе учения о тектонофациях и листрических разломах. Методические аспекты тектонофациального анализа и исследования листрических разломов подробно рассмотрены в методическом руководстве «Структурный анализ при палеогеодинамических реконструкциях» (1994) и в данной работе не затрагиваются. На примере Украинского щита продемонстрированы только общие, но весьма принципиальные особенности течения вещества в мезо- и катазоне, определяющие, по мнению редакторов пособия, не столько особенности эволюции континентальной коры в раннем докембрии, сколько особенности процессов, характерных для ее основания. Эти особенности однозначно показывают, что к геологическому

картированию нижнекоровых образований нельзя подходить с позиций стратифицированной геологии.

Целью настоящей работы является последовательное изложение методических приемов, которые помогут специалистам в области региональной геологии и геологического картирования в проводимых ими исследованиях и в формировании собственной оценки возможных решений проблемы.

В целом в работе отражена специфика геодинамических исследований раннедокембрийских структурно-вещественных комплексов без излишнего дублирования содержания многочисленных методических руководств по геологической съемке. Основные принципы геодинамического анализа при региональных геологических исследованиях изложены в ряде методических пособий и руководств [Геодинамические. . ., 1989; Гусев и др., 1991; Зоненшайн, Кузьмин, 1993 и др.], в значительной степени дополняющих друг друга, так как геодинамический анализ — относительно новый раздел региональных геологических исследований, опыт его проведения относительно невелик и авторы руководства акцентируют внимание исследователей на различных аспектах теории и практики геодинамического анализа, базируясь в значительной степени на собственном, неизбежно ограниченном, опыте.

Книгу сопровождает подробный список литературы, который поможет найти полную информацию по затронутым теоретическим, методическим и региональным вопросам.

**ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ
ФОРМИРОВАНИЯ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ
СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ**

**Глава I. СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ
О ГЕОДИНАМИКЕ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ**

Временные границы приложимости теории тектоники плит (т. е. актуалистического подхода) к исследованию геодинамических и тектонических процессов геологического прошлого однозначно не определены. Иными словами, правомочность такого подхода к моделированию геодинамических ситуаций раннего докембрия (архея и раннего протерозоя), учитывая сложную и длительную эволюцию Земли, не является очевидной.

Основными причинами, препятствующими рациональной интерпретации данных о докембрийском этапе геологической истории, являются неопределенности оценок термальной истории Земли, закономерностей роста континентальной коры, стиля тектонических процессов [Hargraves, 1981].

Анализ природы и вероятной роли различных источников энергии корообразующих процессов и их эволюции в истории Земли позволили О. Г. Сорохтину и С. А. Ушакову (1991) предложить следующую периодизацию тектонической эволюции, выделив принципиально различные, по их мнению, интервалы:

— пассивный катархейский, который можно рассматривать в качестве догеологического;

— исключительно активный архейский;

— умеренно активный протерозойско-фанерозойский.

Предполагается, что в течение архейского интервала (начиная приблизительно с 3,8 млрд лет назад) «континентальная кора формировалась благодаря действию двух основных тектонических процессов: образованию на первом этапе тонких литосферных пластин океанической коры, преимущественно базальтового состава, торошению этих пластин с их вторичным переплавлением на втором этапе... с выделением кремнезема и щелочей в количествах, достаточных для образования первых в истории Земли высокотемпературных низкокальциевых энтербитов, т. е. пород тоналит-трондземитовой серии» [Сорохтин, Ушаков, 1991, с. 245]. Близкие варианты геологического развития в архее предложены А. Гликсоном (1980), К. Конди (1983), С. Р. Тейлором и С. М. Мак-

Леннаном (1988), Р. Б. Харгрейвсом [Hargraves, 1981] и другими исследователями.

О. Г. Сорохтин и С. А. Ушаков предполагают, что после завершения в архее процесса выделения в недрах Земли окисно-железного ядра тектонический режим планеты стал более спокойным, что привело к резкому увеличению продолжительности жизни и мощности литосферных плит. Как следствие на смену зонам торшения и скупивания тонких литосферных пластин, характерных для архея, появились нормальные зоны поддвига плит современного типа, т. е. установился тектонический режим развития, отвечающий теории тектоники плит, продолжающийся и до настоящего времени.

Анализ проблемы с учетом широкого круга петрологических данных и экспериментальных моделей также привел Д. И. Мусатова, В. С. Федоровского и Н. В. Межеловского (1983) к убеждению, что в архее доминирующим геодинамическим процессом был спрединг, которым определялось формирование океанической коры. Однако процесс субдукции отсутствовал: компенсация раздвижения литосферы в зонах спрединга осуществлялась в результате процессов тектонического скупивания. Эти авторы полагали далее, что формирование первичной континентальной коры в архее вообще не было связано с преобразованием ранее сформированной океанической коры. В качестве вероятного механизма они рассматривали непосредственное выплавление тоналитовых расплавов из мантийного вещества, условием которого должно было быть высокое содержание воды (до 0,23 %) в архейской мантии.

Согласно представлениям Е. В. Павловского и М. С. Маркова (1964), М. З. Глуховского и Е. В. Павловского (1973), поддержанным В. М. Моралевым (1986), ранние стадии геологической истории Земли (лунная и нуклеарная) имели лишь некоторые черты сходства с современными геодинамическими обстановками. В целом же тектонические условия формирования базитовой протокры (лунная стадия) неоднократно и резко изменялись во времени и не имели четко выраженной линейности, что коренным образом отличало их от современных условий. Предполагается, что «...переработка первичной симатической коры осуществлялась путем разрастания центров гранитизации, отвечавшим очагам разуплотнения базитового материала, и формирования по их периферии межовоидных зон сжатия, изоклинальной складчатости в условиях пластического нагнетания материала, базификации и гранулитового метаморфизма умеренных и сильных давлений. В результате этой переработки были сформированы гранито-гнейсовые комплексы тоналитового состава (серые гнейсы) и комплексы основных гранулитов и эндербитов (чарнокитовые или гранулитовые пояса), составившие древнейшую протоконтинентальную кору» [Моралев, 1986, с. 150]. Следующему этапу отвечало формирование древнейших линейных рифтогенных (троговых) структур, объединяемых в зеленокаменные и

сланцевые пояса при сохранении также и условий вертикального наращивания литосферы и «нелинейной тектоники». И лишь затем был осуществлен переход к тектонической эволюции современного типа.

Наряду с идеями о принципиальном своеобразии геологических процессов в раннем докембрии в предшествующие годы были широко приняты и прямо противоположные представления о сходстве основных особенностей геологических процессов в течение раннего докембрия и фанерозоя в рамках общей концепции геосинклинального развития. Эти представления нашли отражение в тектонической терминологии, где предполагаемое сходство подчеркивалось непосредственным сопоставлением понятий, относящихся к фанерозойской и раннедокембрийской тектонике: ультрагеосинклинали, протогеосинклинали, прогеосинклинали, протоплатформы, проторифты и т. п. [Павловский, 1970, 1975; Хаин, 1973; Шуркин, Митрофанов, 1969, 1974 и др.].

Однако период широкого признания геосинклинальной концепции в то же самое время был и временем признания исключительного своеобразия тектонического режима современной Земли, ибо в ее пределах не находилось места достоверным активным аналогам геосинклинальных структур геологического прошлого.

Появление в геологической науке теории тектоники литосферных плит, представляющей собой модельное описание геодинамики и тектоники современной Земли, ознаменовало принципиальную возможность актуалистического подхода к анализу тектонической активности Земли в предшествовавшие геологические эпохи. Вероятно, первая и, несомненно, успешная попытка истолкования основных типов структур геосинклинальных поясов геологического прошлого через понятия тектоники плит была предпринята Дж. Дьюи и Дж. Бердом [Dewey, Bird, 1970]. В дальнейшем реконструкции тектонических структур, геодинамических обстановок и связанных с ними вещественных комплексов, разработанные применительно к широкому кругу разнотипных и разновозрастных геологических областей, показали, что фанерозойское развитие Земли сколько-нибудь принципиально не отличалось от современного [Зоненшайн, Савостин, 1979; Зоненшайн и др., 1976 и др.]. Последующие исследования продемонстрировали принципиальную применимость концепции тектоники плит к анализу геологических ситуаций позднего докембрия [Precambrian., 1981; Windley, 1981].

Но и в последние годы, по мере признания теории тектоники плит в качестве глобальной модели геологической эволюции в фанерозое, возникла идея, заключающаяся в том, что обстановки формирования раннедокембрийских структурно-вещественных комплексов (СВК) были существенно иными по сравнению с фанерозойскими и не могут быть интерпретированы в плитнотектонических рамках. Как мы отмечали выше, причиной подобных воззрений являются очевидные различия раннедокембрийских и

фанерозойских комплексов, прежде всего, в степени метаморфизма и деформированности пород. Для раннего докембрия характерен ряд породных ассоциаций, отсутствующих или крайне редких в более молодых образованиях. К ним относятся породы джеспелитовых формаций, коматиниты, массивы анортозитов; очевидна специфика раннедокембрийских гранитоидных комплексов. Тем не менее, следует согласиться с мнением Ч. Б. Борукаева о том, что хотя и имеется много признаков различий физико-химических условий и среды протекания геологических процессов на фанерозойском и раннедокембрийском этапах развития Земли, это не является достаточным основанием для противопоставления структуры фанерозоя структуре докембрия [Борукаев, 1985]. Равным образом эти признаки не являются достаточным основанием и для предположения о принципиальном своеобразии геодинамических обстановок раннедокембрийской Земли.

Парадоксальность ситуации состоит в том, что, признавая возможность интерпретации фанерозойских геологических процессов с позиций тектоники плит, отдельные исследователи склонны отстаивать своеобразие раннего докембрия, полагая, что именно в это время удается наблюдать тектонотип геосинклинального развития [Лутц, 1985].

В действительности причинами своеобразия раннедокембрийских областей в одинаковой степени могут быть: специфика (вплоть до неповторимости) геодинамических обстановок и термодинамических условий земных недр; необратимая эволюция состава геосфер Земли; коренные различия уровня эрозионного среза раннедокембрийских и фанерозойских геологических структур; разнообразные сочетания вышеперечисленных факторов.

Понятно, что актуалистическая интерпретация раннедокембрийских СВК сопряжена с принципиальными затруднениями, связанными, прежде всего, со сложностью оценки характера и степени необратимых изменений, определяемых эволюцией Земли как планеты. Наиболее очевидны различия в тепловом балансе древней и современной Земли так же, как и некоторые следствия этих различий для темпа тектонических движений и процессов магмогенерации. Столь же очевидны изменения состава мантийного магматического источника, связанные с дифференциацией мантийного вещества и отделением ядра и коры Земли [Сорохтин, Ушаков, 1991]. Вместе с тем понятно, что масштабы и уровень влияния этих изменений на характер геодинамических обстановок далеко не столь очевиден. Главная трудность состоит в том, что средние оценки, сравнительно просто получаемые для древней Земли, не могут быть непосредственно соотнесены с конкретными обстановками. Приходится также считаться с тем, что до настоящего времени теоретические оценки широкого круга параметров, вовлекаемых в рассмотрение в подобных случаях, варьируют в широких пределах в зависимости от принимаемых граничных условий и использования дополнительных факторов. Это касается

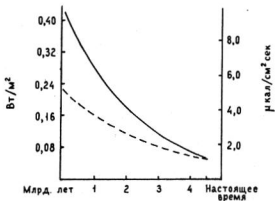


Рис. 1.1. Оценки эволюции среднего теплового потока в истории Земли.

Предполагается, что начальная температура Земли была достаточна для возникновения конвекции, охватывающей весь объем мантии.

Сплошная линия соответствует модели, предполагающей хондритовые содержания радиоактивных элементов; пунктирная кривая отвечает K/U-отношению, полученному с учетом измерений в породах коры (модель Вассербурга и др. [Wasserburg et al., 1964]. По fig. 2—1 [Hargraves, 1981].

прежде всего термального состояния древней Земли, поскольку исследователи неодинаково оценивают вклад в тепловой баланс таких источников энергии, как радиоактивный распад, в том числе с участием короткоживущих изотопов, метеоритная бомбардировка, гравитационная дифференциация Земли, космические источники энергии, в частности, вклад приливно-отливных явлений, связанных с притяжением Луны и т. п. Только лишь различные способы геохимических расчетов для оценки содержаний радиоактивных элементов приводят к двух- трехкратной разнице в оценках среднего теплового потока в раннем архее [Hargraves, 1981] (рис. 1.1).

Отметим, что несмотря на весьма категоричные высказывания ряда исследователей о неприменимости принципа актуализма к анализу геологических процессов раннего докембрия, весьма значительная часть сегодняшних фактических знаний об этом этапе геологической истории не могла появиться вне сферы его применения. Это касается и исследования условий и механизмов формирования основных типов горных пород и структур зеленокаменных поясов, в том числе наиболее древних из них — с возрастом до 3,8 млрд лет и т. п. Мы имеем в виду наличие в разрезах зеленокаменных поясов нормальных осадочных пород: конгломе-

ратов, глинистых сланцев, песчаников, гравелитов и т. п. с несомненными признаками их аккумуляции в водной среде; наличие в тех же разрезах кварцитовидных песчаников, известковистых кварцитов и карбонатных пород, представляющих собой хемогенные осадки. Наконец, укажем на пиллоу-лавы, текстуры которых на основании сходства с их современными аналогами свидетельствуют о накоплении этих лав в водной среде. Этот перечень трудно продолжить.

Как отмечено выше, при интерпретации раннедокембрийских комплексов необходимо учитывать принципиальные различия уровня эрозионного среза фанерозойских (и тем более современных) и раннедокембрийских структур. Естественным является предположение о том, что раннедокембрийские СВК могут отвечать глубинным зонам континентальной коры, формировавшейся в различных геодинамических обстановках. В последнем случае некоторые из наблюдаемых различий могут вообще не быть связанными с эволюцией Земли.

Таким образом, проблема состоит не в том, чтобы решить, возможно ли использование принципа актуализма при исследованиях раннего докембрия, а в том, чтобы с помощью различных оценок, в том числе эмпирического плана, оценить масштабы эволюции условий протекания геологических процессов за длительный период геологической истории раннего докембрия — примерно с 3,8 до 1,7 млрд лет назад.

Возможности получения эмпирических оценок термодинамических условий в конкретных обстановках раннедокембрийской Земли, несомненно, достаточно велики. При этом весьма важным является знание особенностей распределения теплового потока Земли. Сведения о характере ассоциаций осадочных горных пород в зеленокаменных поясах свидетельствуют об относительно невысокой температуре поверхности Земли. В свою очередь, для оценки термодинамического состояния различных участков коры и верхней мантии наиболее информативны данные об особенностях состава магматических и метаморфических пород и слагающих их минералов. Достаточно достоверная информация об условиях магмообразования может быть получена уже из сведений об особенностях состава и характере ассоциаций изверженных пород. Отметим, что подобное современному многообразие этих пород свойственно уже раннему архею: ультрамафитовые и мафитовые лавы и интрузивные тела, гранитоиды, в том числе калиевые [Мак-Грегор, 1983; Wronkiewicz, Condie, 1990], что свидетельствует о близком современному и одновременно весьма широком диапазоне термодинамических условий уже в раннеархейской литосфере.

Петрологические оценки термодинамических параметров метаморфизма также свидетельствуют о заметной, однако отнюдь не чрезмерной разнице в условиях метаморфизма пород континентальной коры в раннем докембрии и в фанерозое [Глебовицкий,

Другова, 1986] и, соответственно, об относительно небольших различиях температурных градиентов в коррелирующих обстановках в эти периоды.

Действительно, предпринятые рядом исследователей попытки перейти от общих оценок к интерпретации и реконструкциям конкретных геологических структур демонстрируют возможность получения достаточно правдоподобных и непротиворечивых реконструкций. Одним из пионеров подобных исследований является Б. Ф. Уиндли, предложивший ряд локальных и региональных реконструкций как для раннепротерозойских, так и для архейских структур. Он, в частности, обосновал подобие зеленокаменных поясов, образованных относительно слабо метаморфизованными горно-породными ассоциациями, молодым структурам, сформировавшимся при закрытии задуговых бассейнов и коллизии островодужных систем. Ареалы тоналитовых гнейсов и гранулитогнейсовые пояса раннего докембрия, по его оценкам, сопоставимы с глубоко эродированными батолитовыми зонами активных континентальных окраин [Windley, 1977; 1981a].

Впрочем, те же данные в силу отмеченных особенностей раннедокембрийских структурно-вещественных ассоциаций приводили других исследователей к более осторожным «умеренно-униформистским» выводам. В специальной работе, отразившей различные подходы к мобилистской интерпретации докембрия, «Precambrian plate tectonics» (1981), вышедшей под редакцией А. Кренера, отражена позиция ряда авторов (А. Д. Гликсон, А. М. Гудвин, С. Р. Анхауссер, А. Кренер), считающих, что имеются достаточные признаки и теоретические основания, позволяющие предполагать существование мантийной конвекции в архее. Именно в этом, по их мнению, состоит подобие современной и раннедокембрийской геодинамики. В то же время, эти авторы полагают, что латеральные перемещения в архее были ограничены и в полной мере процессы тектоники плит развернулись лишь в протерозое. Близких взглядов придерживается В. М. Моралев, полагающий, что современные способы взаимодействия плит не могут приниматься за единственно возможные для раннего докембрия. По его мнению, современного уровня тектоника плит достигла лишь на протерозойском этапе развития [Моралев, 1986].

На наш взгляд, несмотря на всю серьезность выдвигаемых возражений, не следует переоценивать достоверность теоретических оценок важнейших параметров ранней Земли. Безусловно, эти оценки постепенно формируют количественную базу для реконструкций раннедокембрийской геодинамики, однако сегодня вряд ли можно считать, что такая база уже создана. В этом плане при разработке реконструкций геологической эволюции конкретных регионов и локальных структур приоритет, по-видимому, следует отдать эмпирическому подходу, прежде всего, поиску многосторонних вещественных и структурных аналогий и деталь-

ному анализу различий СВК раннедокембрийских и фанерозойских областей. Следует напомнить в этой связи, что и само создание теории тектоники плит явилось результатом анализа и обобщения эмпирических закономерностей, «триумфом эмпирических наблюдений», по замечанию А. Д. Гликсона [Glikson, 1981]. С другой стороны, оценивая возможность реализации такого подхода к разработке специальной модели геодинамики для раннего докембрия, следует учитывать неизбежные трудности. По меткому замечанию У. Файфа, если представить себе на мгновение, что нашим наблюдениям доступны фрагменты, размер которых не превышает нескольких процентов земной поверхности, что эти фрагменты лишены рельефа, породы не имеют реальных палеомагнитных характеристик, значения теплового потока не могут быть непосредственно измерены, что мы не располагаем данными сейсмологии, не знаем распределения континентов и океанов, породы лишены фаунистических остатков, а точность оценки возраста нередко составляет 100 млн лет, — возможно ли было бы при подобных ограничениях для современной Земли распознать тектонику плит? [Fyfe, 1981]. Можно добавить, что обоснование оригинальной геодинамической концепции специально для раннего докембрия, безусловно, сопряжено с еще большими трудностями, поскольку в этом случае придется отбросить или преобразовать в соответствии с системой приблизительных эволюционных предположений преобладающую часть знаний, полученных в результате изучения современной Земли. Систематическое сопоставление особенностей раннедокембрийских и фанерозойских покровно-складчатых поясов побудило В. Е. Хаина (1985) неоднократно сдвигать в сторону все более древних возрастов предполагаемое начало функционирования механизмов тектоники плит. В докладе на 29 сессии МГК было высказано предположение о возникновении «эмбриональной тектоники плит» уже в катархее — 4,2—3,9 млрд лет назад и о существовании «мультиплитной» тектоники с полным набором атрибутов в интервале 3,9—2,5 млрд лет назад; начало «современной» тектоники плит отнесено к 2,5 млрд лет [Nikishin, Khain, Lobkovsky, 1992].

Таким образом, возможен последовательный эмпирический подход к решению проблемы. Уже при обращении к палеогеодинамическим реконструкциям фанерозойского этапа, при выделении палеограниц плит, определении их природы и выяснении особенностей геологических и, в частности, тектонических процессов, протекавших на границах и во внутренних областях плит, принято опираться на опознание и выделение СВК, структурно-метаморфических преобразований (СМП) и структурных ансамблей — индикаторов геодинамических обстановок. Нет никаких оснований принципиального порядка, которые препятствовали бы применению метода индикаторов к анализу геологических ситуаций раннего докембрия, учитывая отмеченную выше сложность и

неоднозначность теоретических оценок геодинамического состояния раннедокембрийской Земли.

Представляется очевидным, что эмпирическая оценка характера и масштаба эволюционных изменений геологических процессов должна базироваться, во-первых, на выделении СВК, формирование которых было бы принципиально невозможным в рамках геодинамических обстановок «тектоники плит» и, во-вторых, на сопоставлении особенностей комплексов, формировавшихся в сходных обстановках. Во втором случае следует рассчитывать на получение оценок эволюции геологических процессов конкретных геодинамических обстановок. Безусловная слабость такого подхода состоит в недостаточной надежности реконструкций палеогеодинамических обстановок формирования древних СВК. Повышение достоверности может быть достигнуто комплексностью реконструкций, вовлечением в анализ помимо вещественных (формационных, литологических, геохимических) индикаторов обстановок также структурных признаков и особенно моделированием обстановок формирования закономерных латеральных рядов геоструктур. На этом пути оказывается возможным приблизиться к оценке геодинамической природы некоторых горнопородных ассоциаций, которые считаются специфичными для раннего докембрия: коматитов, автономных анортозитов гранитоидов «серогнейсового» типа, а также оценить возможную природу геохимических различий однотипных горных пород фанерозоя и раннего докембрия. К числу последних относятся, в частности, отсутствие в раннем докембрии толентов N-типа MORB, геохимическая специфика «серогнейсовых» гранитоидов, ограниченное количество андезитов и некоторые другие.

Упомянем некоторые из возможных объяснений, полученные с учетом вышесказанного. В частности, отсутствие в раннем докембрии толентов N-MORB, в том числе в исследованных комплексах офиолитового типа, может быть объяснено прогрессирующим изменением состава мантии, т. е. отнесено к числу изменений эволюционного характера. С высоким уровнем теплогенерации в древней мантии Земли принято связывать формирование коматитовых расплавов; их возникновение и транспорт, вероятно, определялись обстановками типа мантийных плюмажей. С другой стороны, наблюдаемые особенности состава (в частности, в распределении P3Э и КИЛ элементов) раннедокембрийских гранитоидов и специфика соответствующих петрогенетических процессов, по-видимому, могут быть связаны с принципиально более глубоким уровнем эрозионного среза раннедокембрийских структур. Возможно, с тем же обстоятельством связана ограниченная распространенность анортозитов в фанерозойских структурах. Давно отмеченная близость составов коматитовых базальтов и пород бонинитовой серии совместно с полученными данными о приуроченности коматитовых базальтов к разрезам острово-

дужного типа позволяет предполагать и однотипность геодинамических обстановок формирования и размещения этих пород.

Глава 2. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛАВНЫХ ТИПОВ СТРУКТУР ДРЕВНИХ ЩИТОВ

Как и работа в целом, данная глава не претендует на полный охват всего разнообразия геологических структур докембрия. Мы видим свою задачу в том, чтобы на примере наиболее распространенных типов структур продемонстрировать оптимальные, с нашей точки зрения, направления геодинамического анализа раннедокембрийских областей. При этом, как правило, используется терминология, достаточно прочно утвердившаяся в геологической литературе, что позволило избежать специальных пояснений для большинства терминов.

В раннем докембрии древних щитов в качестве главных структурных единиц в настоящее время принято выделять гранит-зеленокаменные области, гранулитогнейсовые пояса и внутриконтинентальные осадочные бассейны. Гранит-зеленокаменные области включают, в свою очередь, структуры зеленокаменных поясов и реоморфизованного гранито-гнейсового основания. В пределах последнего могут быть выделены сопряженные с зеленокаменными поясами пояса гранит-мigmatитовых и гранито-гнейсовых куполов. Кроме того, могут быть выделены собственно гранит-мigmatитовые пояса, которые, по крайней мере частично, представляют собой глубоко эродированные структуры гранит-зеленокаменных областей.

Геодинамические обстановки формирования гранит-зеленокаменных областей и гранулитогнейсовых поясов являются объектом интенсивного изучения. Обстановки формирования внутриконтинентальных осадочных бассейнов в большей степени исследованы с точки зрения реконструкции палеогеографических условий осадконакопления. Повышенный интерес к структурам этого типа определяется приуроченностью к ним золотоносных конгломератов Витватерсранда. Тектоническая природа подобных структур остается предметом дискуссии [Борукаев, 1985]. В целом этот тип включает сложную ассоциацию внутриконтинентальных структур. Ч. Б. Борукаев выделяет бассейны трансваальского, ятулийского и других типов. Иногда выявляется их связь с древними рифтами относительно малого раскрытия.

Ниже кратко рассмотрены возможные интерпретации геодинамических обстановок формирования зеленокаменных поясов, поясов гранит-мigmatитовых и гранито-гнейсовых куполов, гранит-мigmatитовых и гранулитогнейсовых поясов. Более по-

дробное изложение соответствующих примеров геодинамического анализа приведено в последующих разделах.

2.1. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ

Согласно К. Конди (1983), которому принадлежит фундаментальное исследование различных аспектов геологии архейских зеленокаменных поясов, представляющих собой структуры, выполненные осадочно-вулканогенными сериями, характеризующимися определенными петро- и геохимическими признаками и зональным метаморфизмом, интенсивность которого в центральных частях поясов часто достигает только уровня пренит-пумпеллиитовой или зеленосланцевой фации, повышаясь в краевых частях поясов (в контакте со структурами гранитных куполов) до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Закономерное сочетание, парагенез зеленокаменных поясов со структурами, образованными породами гранитного состава, рассматривается как гранит-зеленокаменные области.

В разрезах зеленокаменных поясов преобладают вулканические породы широкого диапазона составов — от ультраосновного до кислого и щелочного со значительным преобладанием основных пород. Согласно многочисленным описаниям, извержения магм имели преимущественно подводный характер [К. Конди, 1983]. Состав основных пород отвечает, как правило, толеитам, в числе которых К. Конди выделяет два типа. Наблюдается геохимическое сходство толеитов первого типа (TH1) с MORB, тогда как толеиты второго типа (TH2) подобны по составам толеитам и известково-щелочным базальтам островных дуг и активных окраин. При этом архейские толеиты отличаются от современных более высокими содержаниями FeO и других переходных металлов, более высокими отношениями $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ и более низким содержанием Al_2O_3 . Тем не менее на дискриминационных диаграммах они, как правило, попадают в поля MORB, низкокальциевых толеитов и известково-щелочных базальтов островных дуг.

Широко представленные в зеленокаменных поясах лавы ультраосновного состава, получившие название коматитов, являются специфической особенностью раннего докембрия. Они характерны для архейских поясов и значительно более ограниченно встречаются в раннем протерозое. Получившее наибольшее распространение определение термина «коматит» предложено Е. Д. Нисбетом с коллегами: коматиты — ультраосновные и основные лавы с закалочными структурами спинифекс, характеризующиеся отношениями $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 0,8$; содержаниями $\text{MgO} > 9,0\%$, $\text{K}_2\text{O} < 0,9\%$ и $\text{TiO}_2 < 0,9\%$ [Nisbet et al., 1977]. По составу коматиты

образуют ряд: перидотитовые — пироксенитовые — базальтовые коматиты. Для последних используется также название «коматитовые базальты». Часто можно встретить с утверждением, что наличие коматитов в разрезах зеленокаменных поясов делает эти пояса принципиально несопоставимыми с какими бы то ни было актуалистическими или фанерозойскими аналогами. Между тем, анализируя коматитсодержащие ассоциации в целом и учитывая изменения, связанные с необратимой эволюцией Земли, можно отметить следующее:

1. Базальтовые коматиты во многих отношениях близки высокомагнезиальным лавам бонинитовой серии, хотя содержания большинства некогерентных элементов в базальтовых коматитах несколько ниже, чем в бонинитах. Во многих поясах коматитовые базальты структурно и пространственно совмещены с мафитовыми вулканитами островодужного, реже океанического (но не континентально-рифтового) типа (аналогичные взаимосвязи установлены и в раннепротерозойском поясе Печенга—Имандра—Варзуга, охарактеризованном в гл. 9—9.1).

2. Перидотитовые коматиты, как предполагается на основании экспериментальных данных и теоретических оценок, представляют собой результат значительного (более 50 %) плавления мантии, что указывает на весьма высокие температуры магмообразования (до 1800 °C и более). Вместе с тем, их совмещение в разрезах с толентами говорит о локальном характере столь высокотемпературных условий. В этом плане представляется привлекательной модель Д. Грина, который связывает образование перидотитовых коматитов с мантийными струями (плюмажами), поднимавшимися в адиабатическом режиме с глубин более 200 км со все возрастающей степенью плавления [Green, 1975].

В пределах гранит-зеленокаменных областей гранитоиды и гранит-мigmatитовые комплексы образуют преимущественно купольные структурные формы. Как показывают новейшие исследования, купола, образованные реоморфизованными гранит-мigmatитовыми или гранито-гнейсовыми ассоциациями, практически всегда деформируют толщи зеленокаменных поясов. Это имеет место и в тех случаях, когда геохронологические исследования указывают на более раннее формирование гранитоидных пород по сравнению с породами зеленокаменных поясов. В этих случаях детальные геохронологические исследования могут зафиксировать многоэтапность истории куполообразующих комплексов, где время формирования пород оказывается существенно более древним по сравнению со временем реоморфизма, структурообразования и размещения куполов в процессе гравитационного «всплывания» [Цюнь и др., 1988]. Характерной особенностью архейских зеленокаменных поясов является своеобразный «кружевной» рисунок их геологических границ, который является непосредственным результатом тектонического взаимодействия куполов с породами, формирующими пояса

(рис. 2.1). Помимо куполов, образованных реоморфизованными породами, в строении гранит-зеленокаменных областей обычно участвуют интрузивные гранитоиды, пересекающие зеленокаменные породы.

Вместе с тем, области широкого распространения гранитоидов далеко не всегда сочетаются со значительными по площади и объему зеленокаменными структурами. Подобные структуры заслуживают выделения в качестве самостоятельного классификационного объекта и отдельного рассмотрения.

С другой стороны, преимущественно линейные осадочно-вулканогенные и вулканогенно-осадочные (часто выделяемые как «супракрустальные») пояса раннего протерозоя, часто характеризуются более умеренными метаморфическими преобразованиями. К. Конди полагает, что их также уместно рассматривать в качестве зеленокаменных поясов [К. Конди, 1983, стр. 11]. При недостаточной четкости вещественных различий и ограниченности изотопно-геохронологической информации разделение двух названных типов поясов теряет основу. Недостаток конкретной информации и нечеткость классификационных признаков с появлением новых геохронологических данных нередко приводят к переводу конкретных структур из разряда архейских зеленокаменных поясов в разряд протерозойских супракрустальных поясов и наоборот. Сказанное заставляет нас поддержать представление о принадлежности архейских и раннепротерозойских поясов к единому классу, за которым целесообразно сохранить название «зеленокаменные пояса».

Дополнительным доводом в пользу высказанных соображений является существование линейных поясов не только в раннем протерозое, но и в позднем архее. Примером последних является весьма полно исследованный пояс Колмозеро—Воронья в пределах Кольского полуострова. С другой стороны, как свидетельствует анализ геологических карт и объемное моделирование геологических структур Кольского полуострова, с увеличением глубины эрозионного среза первоначально пластинообразные комплексы «линейных» поясов все больше подвергаются воздействию и деформациям со стороны гранит-мigmatитовых и гранито-гнейсовых куполов, что и приводит в итоге к формированию «кружевного» рисунка геологических границ, свойственного архейским структурам. По мере возрастания степени деформированности поясов возрастает и уровень метаморфизма слагающих их пород. В этом случае и раннепротерозойские комплексы постоянно оказываются метаморфизованными в эпидот-амфиболитовой или амфиболитовой фациях. Попутно отметим, что в пределах щитов континентов Лавразийской группы породы зеленокаменных поясов, в целом, характеризуются относительно более высоким уровнем метаморфизма. В особенности это относится к Балтийскому, Украинскому и Алданскому щитам, где метаморфизм архейских поясов практи-

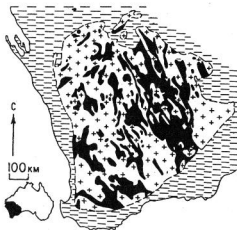
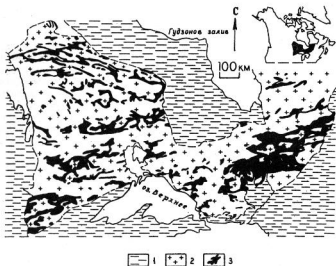


Рис. 2.1. Гранит-зеленокаменные области: сверху — провинция Сьюпириор, южная часть Канадского щита; внизу — субпровинция Йилгари, Западная Австралия. По fig. 5—1 [Goodwin, 1981].

1 — породы за пределами гранит-зеленокаменных областей; 2 — гранитоидные породы; 3 — осадочно-вулканогенные комплексы зеленокаменных поясов.

чески всегда достигает или превышает уровень эпидот-амфиболитовой фации.

Реконструкции геодинамических обстановок формирования горно-породных ассоциаций зеленокаменных поясов, их тектонического размещения, деформаций и метаморфизма, несмотря на относительно высокий уровень современной изученности, сопряжены со значительными трудностями. При этом главные трудности связаны, во-первых, с неопределенностью оценок общего характера геодинамических процессов в раннем докембрии и, во-вторых, с метаморфизмом значительной части пород. Тем не менее, опираясь на опыт применения геодинамического анализа при изучении Карело-Кольского региона Балтийского щита, Украинского и других щитов, мы полагаем, что зеленокаменные пояса в широком плане вполне сопоставимы по геодинамическим обстановкам формирования с фанерозойскими структурами, образованными вулканогенно-осадочными СВК. Горно-породные ассоциации зеленокаменных поясов первоначально могли формироваться в обстановках хорошо известных и подробно классифицированных сегодня в соответствии с теорией тектоники плит [Зоненшайн, Савостин, 1979; Унсков, 1981; Зоненшайн, Кузьмин, Моралев, 1976]. Сюда относятся: вулканогенно-осадочные комплексы континентально-рифтового типа, более или менее регулярно устанавливаемые в нижних частях разрезов поясов [Конди, 1983; Федоровский, 1985 и др.] и сопряженные с ними мощные толщи шельфового типа [Федоровский, 1985]; вулканогенные комплексы малых океанических бассейнов [Конди, 1983; Kontinen, 1987; Scott, Bickle, 1991; Helmstedt *et al.*, 1986 и др.]; островодужных, задуговых и окраинно-континентальных систем [Anhaeusser, 1973; Минц, 1993].

Сравнительно недавно стали известны прямые свидетельства реальности процесса спрединга океанического дна при формировании некоторых горно-породных ассоциаций позднеархейских и раннепротерозойских поясов. Такие свидетельства доставляются комплексами пластинчатых (параллельных) даек, формирующихся исключительно в условиях длительного устойчивого растяжения, характерных для современных срединно-океанических хребтов. Наиболее древние образования этого типа с возрастом 2,67 млрд лет установлены в основании супергруппы Йеллоунайф одноименного зеленокаменного пояса Канадского щита [Helmstedt *et al.*, 1986]. Пластинчатые дайки выявлены также в составе двух раннепротерозойских поясов: Кейп-Смит (2,0 млрд лет) [Scott, Bickle, 1991 и др.] и детально исследованного мафитультрамафитового комплекса Йормуа сланцевого (супракрустального) пояса Кайнуу в пределах западной окраины Карельского кратона (1,96 млрд лет) [Kontinen, 1987]. Геохимические особенности этих раннепротерозойских офиолитов, в целом, подобны соответствующим параметрам современных океанических ассоциаций и фанерозойских офиолитов.

Линейные структуры зеленокаменных поясов характеризуются чешуйчато-надвиговым строением, хотя на ранее составленных картах в соответствии с господствовавшими взглядами они обычно представлялись в виде «однокрылых синклиналей», асимметричных синклиналей с редуцированным крылом, синклиналей с тектонически сорванным или запрокинутым крылом, образованных практически ненарушенными стратиграфическими последовательностями (рис. 2.2). В целом линейные зеленокаменные пояса с учетом характера горно-породных ассоциаций и структур чаще всего, по-видимому, представляют собой фрагменты раннедокембрийских сутур, во многом подобных сутурам фанерозойских покровно-складчатых поясов [Зоненшайн и др., 1992; Минц, 1993; Гусев и др., 1992; Scott e. a., 1989; Picard e. a., 1989; Marker, 1985 и др.].

Соответственно, в эволюции конкретных СВК линейных поясов выделяются два главных этапа: 1) формирование горно-породных ассоциаций; 2) их тектоническое размещение. Ясно, что первому этапу могут соответствовать различные варианты последовательно сменяющих друг друга или латерально совмещенных геодинамических обстановок; второму этапу, за редкими исключениями, отвечает обстановка континентальной коллизии.

Таким образом, последовательность геодинамических обстановок в эволюции линейных зеленокаменных поясов, по-видимому, в принципе, та же, что и в эволюции фанерозойских коллизионных структур и, в частности, сутурных зон. Во многих случаях такие последовательности охватывают полный цикл Уилсона, в других случаях СВК, отвечающие некоторым стадиям цикла, могут отсутствовать. Из этого предположения, однако, не следует полной идентичности раннедокембрийского и фанерозойского геодинамических циклов по размерам геоструктур, темпу геодинамических процессов и т. д. Предполагается лишь общий стиль эволюции и подобие главных пороодообразующих процессов. При этом частные различия могут быть весьма велики. Это касается, например, удаленности побережий и глубин океанов, высоты рельефа и характера терригенного сноса с континентов, состава мантийного источника магматических расплавов, уровня солености вод и многих других параметров. Напротив, во многих случаях оценки различий могут и должны быть получены именно в результате сопоставления характеристик современных или фанерозойских обстановок, с одной стороны, и реконструированных раннедокембрийских обстановок, с другой.

Структуры гранит-зеленокаменных областей с преобладающим линейным типом поясов могут быть и более сложными в результате совмещения в пространстве серии субпараллельных поясов названного типа. В качестве примера сошлемся на раннепротерозойскую гранит-зеленокаменную область Карелии (рис. 2.3).

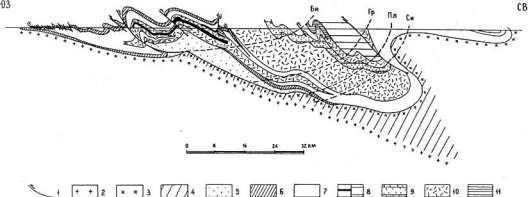


Рис. 2.2. Обобщенный геологический разрез через Лабрадорский трог (северо-восточный фрагмент пояса Циркум-Сьюпириор, южная часть Канадского щита). По [Dimroth, Dressler, 1978].

1 — надвиги; 2 — породы архейского основания, не подвергавшиеся деформациям во время Гудзонской орогенции; 3 — те же породы, испытавшие преобразования во время Гудзонской орогенции; 4 — ретроградный метаморфизм гудзонского возраста; 5—11 — афебий: 5 — раннеафебийские аркозы; 6 — доломиты, кварциты и железистые кварциты; 7 — глинистые сланцы; 8 — базальты; 9 — пирокластические породы; 10 — габбро; 11 — ультрамафиты.

Пунктиром обозначены границы распространения метаморфических индекс-минералов в афебийских породах: Би — биотит, Гр — гранат, Пл — плагноклаз, Си — силиманит.

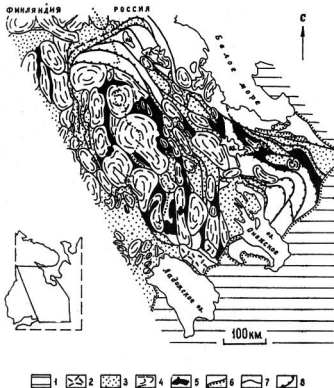


Рис. 2.3. Карельская гранит-зеленокаменная область, посток Балтийского щита.

1 — позднпротерозойские и палеозойские породы осадочного чехла Русской плиты; 2 — позднпротерозойские граниты-раппакиви; 3 — осадочно-вулканогенные комплексы раннепротерозойских зеленокаменных поясов; 4 — гранит-мигматитовые и гранито-гнейсовые купола, образованные раннепротерозойскими породами или архейскими породами, подвергшимся раннепротерозойскому реоморфизму; 5 — осадочно-вулканогенные комплексы позднеархейских гранит-зеленокаменных поясов; 6 — граница осадочного чехла Русской плиты; 7 — геологические границы раннедокембрийских комплексов; 8 — раннепротерозойские надвиги.

Конкретные примеры интерпретации осадочно-вулканогенных комплексов и структур линейных зеленокаменных поясов приведены в главах 9—9.1, 9.2; 13 и 15.

Как отмечено выше, есть достаточные основания предполагать, что в эволюции зеленокаменных поясов, имеющих на уровне совре-

менного эрозионного среза линейные очертания, и поясов, характеризующихся «кружевным» рисунком границ, не было существенных различий. Наблюдаемые же морфологические различия связаны, по-видимому, с различной степенью деформаций в результате всплывания реоморфических куполов, «протыкающих» пояса, и соответственно с глубиной эрозионного среза. Вместе с тем, деформации и фрагментирование зеленокаменных поясов, связанные с подъемом куполов, естественно могут приводить к тому, что на определенных уровнях эрозионного среза линейный характер структур может быть частично или полностью утрачен. Примерами ситуации первого типа являются архейские гранит-зеленокаменные области Карелии, Забайкалья, блока Йилгари в Австралии (см. рис. 2.1 и 2.3); ситуация второго типа характерна для Южно-Африканских кратонов. Заметим, что на территории Карелии фактически оказались совмещены в пространстве поздне-архейская и раннепротерозойская гранит-зеленокаменные области.

2.2. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЯСОВ ГРАНИТ-МИГМАТИТОВЫХ И ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫХ КУПОЛОВ

Как отмечено выше, чешуйчато-надвиговые ансамбли зеленокаменных поясов обычно деформированы и часто фрагментированы в результате подъема и размещения гранит-мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов. По характеру взаимоотношений с вмещающими породами выделяются окаймленные купола и купола, не обладающие выраженной «оболочкой». На примере раннепротерозойского пояса Печенга—Имандра—Варзуга на Кольском полуострове видно, что купола обоих типов могут быть закономерно расположены относительно пояса (рис. 2.4).

Окаймленные купола (10—50 км в поперечнике) наиболее широко распространены и детально откартированы непосредственно вдоль южной границы (висячем боку) Печенгской структуры (купола Аллареченского района) и в аналогичной позиции в восточной части южного обрамления Имандра-Варзугского отрезка пояса. Купола Аллареченского района на современном эрозионном срезе образуют овальные или округлые в плане тела, представленные сложно деформированными породами амфиболито-гнейсо-мигматитового комплекса, окруженные оболочкой перемкнутой мощности (незначительной по сравнению с размерами купола), сложенной амфиболитами и (или) углеродистыми сланцами. Породы, образующие оболочку, обычно характеризуются высокой магнитной восприимчивостью благодаря обогащению магнетитом и (или) пирротинном; во многих участках, в местах обогащения графитом и пирротинном им свойственна высокая

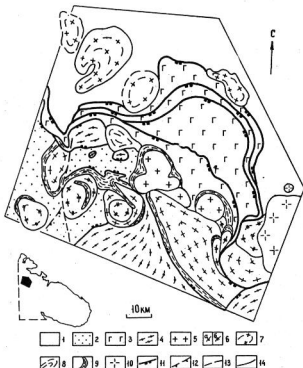


Рис. 2.4. Гранитоидные и гранит-мигматитовые купола в обрамлении Печенгской структуры раннепротерозойского Печенга-Имандра-Варзугского зеленокаменного пояса.

Поздний архей: 1 — породы Кольской плиты, не затронутые или слабо затронутые раннепротерозойскими процессами; 2 — породы Беломорской плиты, деформированные, метаморфизованные и реоморфизованные в раннем протерозое. Ранний протерозой: 3 — осадочно-вулканогенный комплекс Печенгской структуры, метаморфизованный в условиях пренит-пумпеллитовой — амфиболитовой фации; 4 — двупироксен-плагноклазовые кристаллосланцы и гранатые амфиболиты — фрагменты тектонических покровов Лапландского гранулитового пояса. 5—9 — породы куполов: 5 — плагнограниты, гранодиориты, диориты; 6 — плагмиогматиты, плагнограниты (а), плагмио-микроклиновые мигматиты и граниты (б); 7 — плагноклазовые и плагмиоклиновые мигматиты и граниты нерасчлененные; 8 — гранат-слюдяные сланцы в кровле гранит-мигматитового(?) купола; 9 — «оболочки» куполов, образованные амфиболитами, углистыми и пирротинизированными сланцами. 10 — порфировидные граниты Лицко-Арагубского комплекса (конец раннего протерозоя). 11—12 — раннепротерозойские тектонические границы: 11 — надвиги, 12 — фрагменты дуговых сбросов; 13 — линейные разломы; 14 — геологические границы. Пояснения в тексте.

электропроводность. Оба последних качества обусловили возможности исключительно подробного картирования куполов, которое показало, в частности, что границы куполов могут иметь как периклинальное падение, так и субвертикальное или центриклинальное залегание. В первом случае эрозионный срез вскрывает верхнюю часть купола, во втором — его воронкообразную нижнюю часть. В целом анализ результатов картирования свидетельствует о каплевидной (капли, всплывающие кверху) форме куполов этого района. Структурно оболочки куполов часто образуют килевидные межкуповольные синформы, столь характерные для глубоко эродированных структур зеленокаменных поясов, лишь изредка сохраняясь в кровле слабо эродированных куполов. В пределах Аллареченского района в оболочках сосредоточены фрагментированные и будинированные тела ультрамафитов, в том числе с медно-никелевым оруденением.

Купола, не обладающие выраженной оболочкой, распределены вдоль северной границы (в лежащем боку) Печенгской структуры. Они характеризуются несколько более крупными размерами по сравнению с предыдущими и неотчетливо выраженными границами. В некоторых случаях купола образованы породами амфиболит-мigmatитового комплекса, в большинстве случаев — мигматизированными гнейсами (гранито-гнейсами).

Изотопно-геохронологические исследования процессов реоморфизма, сопровождавших рост куполов, продемонстрировали способность пород, образующих купола, сохранять геохронологическую «память» о двух или более событиях: образования и преобразования пород. Влияние наложенных процессов на изотопные системы пород и минералов реоморфизованных гранитоидов Луостаринского комплекса в северном обрамлении Печенгской структуры и некоторых куполов в южном обрамлении Имандра-Варзугской структуры было рассмотрено О. В. Цюнь [Цюнь и др., 1988; Цюнь, 1989], показавшей, что возраст пород, подвергшихся реоморфизму, отвечал позднему архею (2,8—2,7 млрд лет), тогда как возраст самого реоморфизма — раннепротерозойский (2,0—1,95 млрд лет).

2.3. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТ-МИГМАТИТОВЫХ ПОЯСОВ,

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ГРАНИТИЗАЦИИ

В качестве раннедокембрийских гранит-мigmatитовых поясов рассматриваются обширные, обычно в той или иной степени вытянутые области, образованные сочетающимися гнейсовидными гранитоидами (гранито-гнейсами) и мигматитами при ограниченной роли фрагментов догранитных пород, имеющих характер сквалитов. В их пределах, как и в гранит-зеленокаменных об-

ластях (прежде всего архейского возраста), plutонические породы в преобладающей части представлены гнейсами и гнейсо-видными Na-гранитоидами тоналит-трондьемитового состава, сопровождающимися относительно меньшим количеством пород K—Na ряда. Эту ассоциацию в целом принято относить к так называемым серым гнейсам. Можно сказать, что проблемы палеогеодинамических реконструкций обстановок формирования гранит-мигматитовых поясов (в предложенном понимании) и «серых гнейсов» совпадают; их возможное решение, предложенное авторами, опирается на результаты геологических и геохимических исследований гранит-мигматитового комплекса Мурманского блока Кольского полуострова (см. гл. 1—2.3).

Позднеархейский гранит-мигматитовый комплекс Мурманского блока в северо-восточной части Балтийского щита не связан непосредственно с образованиями типа зеленокаменных поясов, которые приурочены лишь к его ограничениям. По структурно-морфологическим и геохимическим особенностям этот комплекс не находит полных аналогов среди производных геодинамических обстановок фанерозоя. Однако его специфичность может быть вызвана формированием в пределах глубинной части коры активной континентальной окраины, фанерозойские аналоги которой, как правило, не вскрыты на современном эрозионном срезе.

2.3.1. ПОДХОДЫ К ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕНЕЗИСА РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ

Решения проблем, возникающих при реконструкциях геодинамических обстановок формирования раннедокембрийских гранитоидов, оказываются значительно более сложными и менее однозначными по сравнению с подобными же решениями, касающимися генезиса изверженных пород основного состава (как plutонических, так и вулканогенных), а также генезиса кислых и средних вулканитов. Причина этих осложнений кроется в неоднозначности интерпретации генезиса и геодинамической природы гранитоидов. В частности, даже для фанерозойских гранитоидов до настоящего времени остаются открытыми дискуссионными вопросы: каковы соотношения мантийных и коровых компонентов в них; каковы соотношения и относительная роль в их генезисе магматических и палингенно-метасоматических процессов; каковы генетические соотношения гранитоидов и кислых вулканитов? Сложность проблемы в значительной степени определяется приуроченностью процессов локализации гранитоидных плутонов (равно как и процессов гранитообразования) к относительно глубоким уровням континентальной коры. Гранитоиды, для которых предполагаются субдукционные или коллизионные обстановки формирования, появляются на уровне эрозионного среза практически одновременно. Отсутствие резких

границ между крайними типами неизбежно снижает достоверность выбираемых эталонов.

Безусловно, с еще большими трудностями сопряжена интерпретация геодинамических условий становления раннедокембрийских гранитоидов. Это связано, как минимум, с двумя факторами: с неоднозначностью палеогеодинамических реконструкций для раннего докембрия и с необходимостью исследовать уровни глубокого эрозионного среза палеогеодинамических структур, как правило, недоступные систематическим наблюдениям в случае предполагаемых эталонных объектов.

Учитывая перечисленные сложности, мы рассчитываем лишь предложить общие направления геодинамического анализа, которые позволяют в рамках региональных геологических исследований оптимизировать решение поставленных вопросов.

Гранитоидные и гранит-мigmatитовые комплексы гранит-зеленокаменных областей представляют собой один из наиболее распространенных типов раннедокембрийских горно-породных ассоциаций. Фактически именно эти комплексы определяют сложившиеся представления о составе древнейшей континентальной коры: именно эти гранитоиды нередко рассматриваются в качестве «первично-коровых». Как было отмечено выше, в пределах гранит-зеленокаменных областей гранитоидам и гранит-мigmatитовым комплексам отвечают преимущественно купольные структурные формы. Купола, образованные реоморфизованными гранит-мigmatитовыми или гранито-гнейсовыми ассоциациями, а также магматическими гранитоидами, деформируют толщи зеленокаменных поясов. Вследствие этого характерной особенностью архейских зеленокаменных поясов является своеобразный «кружевной» рисунок их геологических границ.

Вместе с тем, области широкого распространения гранитоидов далеко не всегда сочетаются со значительными по площади и объему зеленокаменными структурами. Хотя между гранит-зеленокаменными областями и областями преимущественного развития гранитоидных и гранит-мigmatитовых комплексов имеются все постепенные переходы, последние выделены здесь в качестве самостоятельного классификационного объекта — гранит-мigmatитовых поясов.

Среди раннедокембрийских (прежде всего архейских) плутонических пород кислого состава широко распространены гнейсы и гнейсовидные Na-гранитоиды тоналит-трондьемитового состава, сопровождающиеся несколько меньшим количеством пород K—Na ряда, которые принято относить к «серым гнейсам». Согласно Дж. Тарни, Б. Уиверу и С. А. Друри (1983) особенности состава этих пород заключаются: в сравнительно высоких содержаниях Ba и Sr, умеренных содержаниях K_2O и Rb (700—1050 г/т, 460—620 г/т, 1,1—2,6 % и 15—80 г/т соответственно). При этом $Ba > Sr$, Na/K — ок. 2, $CaO = 3—3,5$ %. Концентрации Y характеризуются отчетливой отрицательной корреляцией с SiO_2 , достигая

в наиболее кислых разностях очень низких значений (<1 г/т). Породы имеют высокие отношения Ce_n/Yb_n (в среднем порядка 30), как предполагается, в результате обеднения ТРЗЭ. При широких вариациях концентраций РЗЭ породы с низкими концентрациями часто характеризуются отчетливыми положительными Eu-аномалиями.

Геохимическое своеобразие серых гнейсов, не имеющих полных аналогов среди петрохимически близких фанерозойских образований, лежит в основе отмеченных выше представлений об особом характере и неповторимости в последующей геологической летописи серогнейсовых гранитоидов, формировавших древнейшую континентальную кору. Особенности раннедокембрийских гранитоидов обычно объясняют специфическими геодинамическими обстановками ранних стадий эволюции Земли (наличие высоких тепло- и флюидопотоков, повышенная водонасыщенность архейской мантии, которая могла обеспечивать возможность продуцирования большого количества высокоглиноземистых расплавов и др.).

С другой стороны, известково-щелочные гнейсы и гранитоиды любых возрастов, включая раннеархейские, характеризуются мантийными или незначительно отличающимися от мантийных изотопными метками (по Sr, Nd, Pb). Это обычно трактуется как свидетельство того, что формирование крупных объемов известково-щелочных пород происходило на протяжении всей геологической истории в течение относительно кратких интервалов времени продолжительностью 100—300 млн лет. Предполагается, что в эти периоды ювенильная сналическая кора производилась из мантии и/или мафической коры океанического типа в течение короткого времени после ее выделения из мантии. Вновь образованная кора подвергалась одновременно магматической и метаморфической дифференциации с образованием стабильной континентальной коры, включающей разнотипные породы с близкими возрастными и инициальными изотопными характеристиками [Moorbath, Taylor, 1981; Питерман, 1983]. Отличающиеся от мантийных изотопные отношения обычно рассматриваются как свидетельство участия в маглообразовании компонентов континентальной коры. Предполагается, что повышение ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), может быть также связано с обогащением океанических базальтов источника радиогенным стронцием из морской воды с $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,707$.

Согласно Ц. Е. Питерману (1983), породы тоналитового и трондьемитового составов, варьирующие по возрасту, по крайней мере, от позднемеловых до позднеархейских, обладают первичными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, которые образуют простой линейный тренд между значениями 0,7039 (для настоящего времени) до 0,7010 (для 2650 млн лет назад); продолжение этой линии проходит через значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, соответствующее метеоритам с возрастом 4550 млн лет. Тоналиты и трондьемиты (как ранне-

докембрийские, так и фанерозойские) характеризуются низкими отношениями Rb/Sr (среднее — 0,075), которые располагаются между мантийными значениями и значениями, характерными для верхней коры. Это значит, что граниты (в собственном смысле), формировавшиеся в результате анатексиса этих пород, даже если последние продолжительное время находились в коре, не обязательно должны иметь высокое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [Пинтерман, 1983]. Многочисленные новые данные, появившиеся в последние годы, не внесли принципиальных изменений в приведенные оценки.

Изотопные данные, свидетельствующие, таким образом, об однотипном характере корообразования в истории Земли, позволяют обратиться к актуалистической интерпретации генезиса раннедокембрийских гранитоидов.

Вместе с тем, при интерпретации изотопно-геохимической информации, по мнению автора, необходимо учитывать следующее. Одним из важных эффектов, сопутствующих субдукции гидратированных пород океанической литосферы, является формирование флюидных потоков в результате дегидратации и удаления легколетучих соединений из океанической коры и серпентинизированных мантийных перидотитов погружавшейся плиты. Продолжительная фильтрация этих потоков сквозь породы океанической коры и мантийного клина, перекрывавшего погружающуюся плиту, должна иметь следствием мантийный характер изотопных составов компонентов флюидов. Необходимо сделать оговорку, что закономерности изотопного обмена в открытых системах обычно не принимаются к рассмотрению, когда речь идет о формировании гранитоидных магм. В последние десятилетия среди зарубежных исследователей, особенно после публикации работ К. Меннерта [1963, 1971], утвердилось представление об исключительно магматической природе гранитоидов (по К. Меннерту, формировавшихся в результате частичного или полного анатексиса пород основания континентальной коры), включая и гнейсовидные разновидности раннедокембрийских гранитоидов. Напротив, многие отечественные геологи продолжают придерживаться представлений о важной роли гранитизации в формировании гранит-мigmatитовых комплексов и зарождении гранитоидных магм. Согласно В. А. Жарикову [1987] гранитизация представляет собой процесс, протекающий в открытой системе, включающий: 1) метасоматическое преобразование различных горных пород под воздействием мантийных флюидных потоков с приближением их состава к гранитному; 2) возникновение межзернового анатектического расплава; 3) агрегацию расплава в жилы и прожилки (образование мигматитов); 4) образование тел автохтонных гранитоидных расплавов (как свидетельствуют петрографические наблюдения, преимущественно кашеобразных) в результате магматического замещения прежних горных пород

и их последующую кристаллизацию; 5) формирование перемещенных (интрузивных) гранитоидов.

В качестве второго способа формирования гранитоидных расплавов В. А. Жариков называет процесс взаимодействия мантийных базальтовых расплавов с породами континентальной коры.

В рамках представлений об эволюции гранитоидных магм в условиях закрытой (или приближающейся к таковой) системы неоднородности и эволюция изотопных систем Sr, Nd и Pb рассматриваются с позиций фракционирования и смешения изотопов в ходе процессов парциального плавления источника, фракционной кристаллизации и смешения магм. Напротив, при оценке роли метеорных вод в процессах эволюции расплавов, кристаллизации и охлаждения гранитоидов и преобразования вмещающих пород принимаются в расчет и процессы изотопного обмена (по крайней мере, для O, H и Sr) между просачивавшимися флюидами и подвергавшимися преобразованию горными породами [Taylor, 1988].

Нетрудно представить, что продолжительная фильтрация флюидных потоков, формирующихся в результате дегидратации субдуцируемой плиты (как до-, так и «сквозьмагматических»), через подвергавшиеся гранитизации породы нижней части континентальной коры активной окраины, должна была приводить к постепенному преобразованию изотопного состава пород вплоть до формирования «мантийных» изотопных характеристик вновь образованных гранитоидов. При этом, как и в отношении петро- и геохимических особенностей новообразованных гранитоидов, следует иметь в виду, что их изотопные характеристики зависели и от соответствующих характеристик пород, подвергавшихся гранитизации, а также от характера взаимодействия флюидов с породами. Следовательно, «мантийные» изотопные метки гранитоидов, формировавшихся в результате гранитизации, скорее всего, определяются изотопными характеристиками флюидных потоков; во многих случаях они, вероятно, маскируют участие в процессе гранитообразования пород ранее сформированной континентальной коры.

Участие континентальной коры в формировании гранитоидных магм в связи с процессом субдукции находит все большую поддержку в данных изотопных и геохимических исследований [Olsen, 1984; Pankhurst et al., 1988; Tait, Harley, 1988]. Подтверждается и важная роль флюидных потоков, осуществлявших перемещение вещества при гранитообразовании в условиях открытой системы [Olsen, 1982; Babcock, Mish, 1989].

Геохимические методы идентификации геодинамических типов гранитоидов базируются на двух подходах: выяснении природы магматического источника и его связи с обстановкой внедрения среднекислых расплавов; выделении статистически значимых геохимических различий в продуктах гранитоидного магматизма,

в сравнении с эталонными объектами различных геодинамических обстановок. Обращаясь к интерпретации раннедокембрийских гранитоидов, следует учитывать безусловную неоднозначность оценок характера и масштаба необратимой эволюции геологических процессов в истории Земли и соответствующих изменений в геохимических особенностях петрохимически близких горных пород. В этом плане, первый подход кажется более предпочтительным. С другой стороны, этот подход предполагает опору на модельные конструкции глубинных геологических процессов, что далеко не всегда способствует повышению однозначности получаемых оценок.

2.3.2. ГРАНИТОИДЫ ТИПОВЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

Вопросы классификации

Петро-геохимические классификации гранитоидов, предложенные в последние годы, в той или иной степени соотносятся с геодинамическими обстановками формирования и размещения кислых магматических расплавов. Однако при относительно четком разграничении этих пород по петро- и геохимическим признакам, связь отдельных типов с определенными геодинамическими обстановками, как правило, не столь очевидна [Геохимическая. . ., 1993]. Помимо названной работы, краткое систематическое описание основных типов гранитоидов различных геодинамических обстановок приведено в работе В. М. Ненахова и др. (1992). Основные представления суммированы в таблице 2.1.

Необходимо отметить, что классификация В. М. Ненахова с соавторами рассматривает всю совокупность гранитоидов, не оговаривая ни вещественного, ни геодинамического своеобразия пород фанерозоя и раннего докембрия. На наш взгляд, такой подход не является оправданным, так как реконструкции геодинамических обстановок формирования раннедокембрийских гранитоидов, безусловно, представляют собой самостоятельную задачу. Подобные реконструкции возможны на базе комплексного сопоставления раннедокембрийских горно-породных ассоциаций и структур с современными или с достоверными фанерозойскими эталонами. Выказанное замечание представляется тем более существенным, что, как будет показано ниже, значительная часть раннедокембрийских гранитоидов характеризуется систематическими геологическими и вещественными отличиями от предполагаемых фанерозойских аналогов.

Вместе с тем следует подчеркнуть, что и оценка геодинамической природы современных и фанерозойских гранитоидов во многих важных случаях не может быть однозначной. Так, выделение гранитоидов океанического (О) или связанных с формированием энсиматических островных дуг мантийного (М) типов можно

считать достаточно корректным благодаря определенности соответствующих геодинамических обстановок. В то же время разделение гранитоидов, формирующихся на активных континентальных окраинах и в коллизионных обстановках, неизбежно базируется на сложном и часто противоречивом анализе геологической ситуации коллизионных покровно-складчатых поясов, где те и другие обычно структурно и пространственно совмещены. В частности, обычно принимается «субдукционная» природа I-гранитов, которые противопоставляются «коллизионным» S-гранитам. Между тем литотипы как тех, так и других, были первоначально выделены в пределах Лахланского складчатого пояса Восточной Австралии [Chappel, White, 1974; Chappel, Stephens, 1988; White, Chappel, 1988] с целью выявления разнотипных источников гранитных расплавов в фундаменте пояса: соответственно — интрукристалльного, образованного древними извержениями (I-igneous), и супракристалльного, образованного осадочными (S-sedimentary) породами. Заметим, что в пределах гранитных батолитов западных (активных) окраин обеих Америк преобладают породы I-типа, однако и S-граниты представлены достаточно широко.

Хорошо известно, что ни по происхождению, ни по составу не следует проводить прямых аналогий между гранитоидами и вулканогенными образованиями кислого и умеренно-кислого состава. Это особенно касается гранитоидов тоналит-трондьемитовой серии, участвующих в строении раннедокембрийских гранит-мigmatитовых комплексов. Геохимическая специфика последних, охарактеризованная выше, наиболее отчетливо проявлена в особенностях распределения и перераспределения РЗЭ.

Распределение РЗЭ в фанерозойских и позднедокембрийских гранитоидах

Распределение РЗЭ в гранитоидах в последние годы все шире используется при петрологических исследованиях. Однако принято считать, что эти данные относительно малоинформативны при оценке геодинамических обстановок формирования гранитоидов, так как связи петрогенетических процессов, ответственных за распределение РЗЭ с геодинамическими обстановками, исследованы недостаточно.

Особенности распределения РЗЭ в изверженных породах кислого и умеренно-кислого составов позволяют выделить пять типов трендов РЗЭ (в том числе, первые четыре типа свойственны как фанерозойским, так и раннедокембрийским образованиям и пятый тип установлен практически только в раннедокембрийских гранитоидах).

1. Породы с умеренно дифференцированным распределением РЗЭ при относительно высоком уровне концентраций ТРЗЭ,

ТИПЫ ГРАНИТОИДОВ ЭТАЛОННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

Главные и редкие элементы	Типы гра			
	O	M		
		M	Mm	MI
SiO ₂	68,0	69,5	66,2	73,1
TiO ₂	0,68	0,43	0,60	0,35
Al ₂ O ₃	14,1	14,4	15,3	13,9
Fe ₂ O ₃			2,21	1,49
FeO	4,90	3,82	3,15	1,32
MgO	1,57	1,25	1,94	0,63
CaO	4,67	3,78	5,11	3,60
Na ₂ O	3,52	4,18	3,75	4,21
K ₂ O	0,25	1,06	1,38	1,70
Rb	3,3	13	19	21
Sr	119	212	242	191
Ba	39	186	284	291
Zr	81	92	115	148
Nb	5	2,7	1,3	1,5
Y	35	25	28	26
Ce	8,6	17	18	17
Yb	5,0	3,0	2,9	3,7
Ga		14	15	13
K/Rb	630	678	603	730
Rb/Ba	0,08	0,07	0,06	0,07
Rb/Sr	0,03	0,06	0,08	0,11
Ga/Al*10 000		1,83	1,85	1,77
Ce/Yb	2,2	5,7	6,2	4,6
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,702—0,706	<0,704		
Горно-породные ассо- циации	Плагиограниты в конт- растной ассоциации с габброидами	Плагиограниты в уни- формальной ассоциации с ди- оритами и габброидами		
Fe—Mg-минералы	Амфибол, пироксен (ре- ликты)	Амфибол, пироксен, биотит		
Акцессории	Магнетит, ильменит, сфен	Магнетит, сфен		
Геохимическая специа- лизация	HREE, Zr, Y			
Сопряженные вулканоген- ные породы	Океанические толенты	Базальты, андезиты, На-дациты		
Обстановки	Срединно-океанических хребтов	Океанических островных дуг		

ПО [ЕНАХОВ И ДР., 1992] С ИЗМЕНЕНИЯМИ

ИНТОНДОВ

I		S		A
I	II	S	SI	
69,2	73,4	70,3	73,4	73,8
0,43	0,26	0,48	0,28	0,26
14,3	13,4	14,1	13,5	12,4
1,04	0,60	0,56	0,36	1,24
2,29	1,32	2,87	1,73	1,58
1,42	0,55	1,42	0,58	0,20
3,20	1,71	2,03	1,28	0,75
3,13	3,33	2,41	2,81	4,07
3,40	4,13	3,96	4,56	4,65
151	194	217	277	169
247	143	120	81	48
538	510	468	388	352
151	144	165	136	528
11	12	12	13	37
28	34	32	33	75
64	68	64	53	137
16	16	17	17	25
187	177	151	137	229
0,28	0,38	0,46	0,71	
0,61	1,36	1,81	3,42	3,52
2,10	2,25	2,28	2,39	3,75
<0,708		>0,708		0,703—0,715

Преобладающие то-
налиты и гранодио-
риты в ассоциации
с диоритами и габ-
броидами

Амфибол, биотит

Преобладающие гра-
ниты и лейкограниты
в ассоциации с ада-
меллитами и грано-
диоритами

Биотит, мусковит

Лепидомелановые и щелочные гра-
ниты в контрастной ассоциации с
сиенитами и габброидамиЛепидомелан, гастингсит, щелоч-
ные амфиболы и пироксены, фаялитМагнетит, сфен, ор-
титИльменит, гранат,
турмалин, монацит,
кордиеритМагнетит, ильменит, сфен, ортит,
монацит, пироклор, колумбит,
флюорит и др.

Rb, U, B

LREE, Zr, Y, Nb, Ta, F

Андезиты, дациты,
риолитыРедко: кордиерито-
вые риолитыЩелочные базальты, трахиты, ко-
мендитыАктивных континен-
тальных окраин и
островных дугАктивных континен-
тальных окраин и
коллизиионнаяТыловодужных или внутриконтинен-
тальных рифтов

Главные и редкие элементы	Типы гра			
	O	M		
		M	Mm	MI
Металлогения		Ca, Au		

Средние химические составы: О-гранитов — по данным Р. Колмана; М-гранитов, относящиеся к комплексу Уашпау-Яу-Яу (Новая Британия), I- и S-гранитов Лаклан, Юго-Восточная Австралия); А-гранитов заимствованы у Г. Уолена и др. Индикаторные отношения рассчитаны в атомных количествах.

Eu-аномалия, как правило, отсутствует или слабо отрицательна (рис. 2.5 а) $La\ 9-75\ г/т$ ($La_n\ 25-200$), $(La/Yb)_n < 25$, $Eu/Eu' = 1,0-0,75$, $Yb\ 1,5-2,5\ г/т$ ($Yb_n\ 6-10\ до\ 20$), Sr и Ba — порядка 450 и 600 г/т соответственно. Подобное распределение характерно для пород широкой гаммы составов от андезитов до дацитов и риодацитов и от тоналитов до гранодиоритов [Cullers, Graf, 1984; Конди, 1983 и др.]. С повышением кремнекислотности в породах первого типа обычно наблюдается некоторое повышение общего уровня на фоне незначительного колебания содержаний РЗЭ.

2. Породы второго типа характеризуются более значительно дифференцированным распределением РЗЭ при низких концентрациях ТРЗЭ, европиевая аномалия отсутствует или слабо отрицательна (рис. 2.5 б): $La\ 20-350\ г/т$ ($La_n\ 60-1000$, редко до 20), $(La/Yb)_n > 25$, Yb , как правило, существенно ниже 2,5 г/т, ($Yb_n < 10$), $Eu/Eu' = 1,0-0,9$ [Cullers, Graf, 1984; Богатиков, Цветков, 1988 и др.]. Как и в предыдущем случае, подобные распределения РЗЭ устанавливаются в породах различного состава. Однако более ярко особенности распределения РЗЭ этого типа проявляются в высоко-К андезитах и породах шошонитовой серии, где $(La/Yb)_n\ 20-40$, $Yb_n\ 4-10$ (см. рис. 2.5 б).

3. Третий тип включает породы, характеризующиеся высоким содержанием, умеренно или слабо дифференцированным распределением РЗЭ, глубокой отрицательной Eu-аномалией (см. рис. 2.5 в): $(La/Yb)_n\ 5-6$, изредка снижается до 2,5 при содержаниях $La\ 7,5-75$, до 350 г/т ($La_n\ 20-200$, до 1000), $Eu/Eu' = 0,01-0,05$ до 0,2. К этому типу относятся щелочные (агпаитовые), субщелочные и плюмзитовые гранитоиды, как правило, со щелочными темнокветными минералами, а также некоторые высоко-К (аляскитовые) граниты. Третьему типу отвечают также наиболее высокодифференцированные разности кислых, субщелочных и щелочных риолитов, преимущественно

I		S		A
I	II	S	Sl	
Cu, Mo, W, Au, поли- металлы		Sn, W, Li, Cs, U		
				Ta, Nb, Sn, U

топ, включая меланократовые (Mm) и лейкократовые (Ml) разновидности М-гранитов и их лейкократовых разновидностей (II и Sl) соответственно (складчатый пояс [Whalen e. a. 1987]).

формирующих отложения пирокластических потоков (игнимбриты, спекшиеся и сваренные туфы) и связанные с ними гипабиссальные тела. К этому типу относятся, в частности, агпайтовые и плюмазовые риолиты (отложения пирокластических потоков) запада Северной Америки. Они входят в состав бимодальной ассоциации Провинции Бассейнов и Хребтов, включающей, кроме того, базальты, в том числе субщелочные, а также фолониты, оливинсодержащие андезитобазальты, андезиты, высококремнистые риолиты и лейцитсодержащие андезито-базальты. Подобная ассоциация пород в данной ситуации является индикатором условий задугового (тылового) растяжения [Магматические..., 1987а; Фелпс, 1983; Thompson e. a., 1986; Lipman, 1988 и др.].

Данному же типу отвечают распределения РЗЭ в высококремнистых агпайтовых породах (щелочных гранитах, комендитах, пантеллеритах), зон континентально-рифтового магматизма и магматических ареалов горячих точек. Общий уровень содержания РЗЭ здесь несколько варьирует, общей особенностью является незначительный уровень фракционирования, $(La/Yb)_n$ — 2—10, при глубокой отрицательной Eu-аномалии ($Eu/Eu' = 0,03—0,35$ до 0,5) [Ермолов и др., 1988; Магматические..., 1987а].

Обычной особенностью пород этого типа является повышенный уровень содержания крупноионных литофилов (КИЛ) и резко повышенный — высоковалентных элементов (элементов с высокозарядными ионами — ВЗИ): Nb — до 90—130 г/т, Ta — до 4—5 г/т, Y — до 200—400 г/т, Zr — до 1000—2000 г/т.

4. Наряду с породами перечисленных выше типов, достаточно широко распространены также средние и кислые по составу горные породы, которые по особенностям распределения РЗЭ занимают положение, промежуточное между первым и третьим типами. Для распределения РЗЭ этих пород характерны достаточно значительные отрицательные Eu-аномалии (см. рис. 2.5 г). В качестве примеров могут быть названы плагиориолиты о-ва Мед-

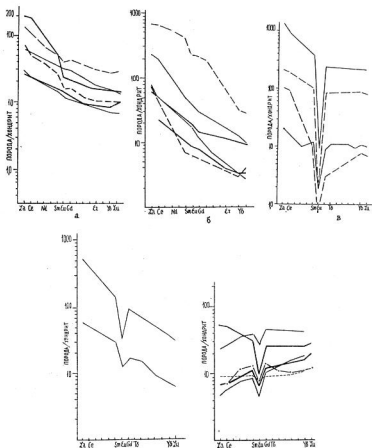


Рис. 2.5. Редкоземельные элементы в изверженных породах среднего и кислого состава.

а — 1-й тип распределения РЗЭ. Пределы содержаний РЗЭ: тонкие линии — андезиты по [Конди, 1983], толстые линии — андезиты активных континентальных окраин по [Cullers, Graf, 1984], пунктирные линии — постархейские гранодиориты по [Конди, 1983]; б — 2-й тип распределения РЗЭ. Пределы содержаний РЗЭ: тонкие линии — высоко-К андезиты по [Конди, 1983], толстые линии — породы диорит-гранитоидной и андезитовой формаций Алеутской дуги [Богатиков, Цветков, 1983], пунктирные линии — монцо- и сенограниты по [Cullers, Graf, 1984]; в — 3-й тип распределения РЗЭ. Пределы содержаний РЗЭ: сплошные линии — монцограниты (адамеллиты и сенограниты) по [Cullers, Graf, 1984],

ный Алеутской дуги (Богатиков, Цветков, 1988), некоторые игнимбриты риолитовой формации Центральных Анд (Thorge e. a., 1979), низко- и высококремнистые риолиты Тимбер-Маунтин и Браши-Маунтин штата Нью-Мексико, США (Thompson e. a., 1986), лейкограниты палеозойского Западного пояса Австралии (Price, Taylor, 1977). В некоторых случаях распределения РЗЭ подобного типа приобретают своеобразный облик благодаря повышению концентраций ТРЗЭ. Подобные распределения известны, например, в риолитовых лавах и игнимбритах формации Сьерра-Батс девонской палеоостровной дуги, Калифорния, США (Rouer e. a., 1989).

5. Известны дацитовые и риолитовые лавы и отложения пирокластических потоков, которые, видимо, следует рассматривать в качестве самостоятельного четвертого типа: тренды РЗЭ характеризуются почти горизонтальным расположением графиков при примерно 10-кратном обогащении РЗЭ относительно хондритового стандарта. Эти породы связаны с формированием юных энсиматических островных дуг и распределения РЗЭ близко напоминают таковые в островодужных толентах или породах маринанит-бонинитовой серии (например, риолиты дуги Тонга-Кермадек [Ewart e. a., 1977]. Встречаются и более сложные распределения — с обеднением средними РЗЭ или с незначительным обогащением ЛРЗЭ, иногда со слабо выраженной отрицательной Eu-аномалией (высококремнистые дациты о-ва Фиджи [Гилл, Сторк, 1983]). Примечательно, что этому типу принадлежат породы, значительно различающиеся по другим геохимическим параметрам, в частности, входящие как в низко-К, так и высоко-К серии.

В отдельных случаях с породами с распределением РЗЭ четвертого типа связаны разности с высоким общим содержанием РЗЭ (в 200—300 раз выше хондритового) при заметной отрицательной Eu-аномалией, как это установлено в одном из образцов дацитов о-ва Фиджи, где $Eu/Eu' = 0,38$ [Гилл, Сторк, 1983]. Могут быть отнесены к этому типу и риолиты девонской островной дуги Балаклала (Калифорния, США), где уровень содержаний РЗЭ близок таковому в базальтах типа N-MORB при значительной отрицательной Eu-аномалии ($Eu/Eu' = 0,5—0,6$) [Brouxel e. a., 1987].

пунктирные линии — палеозойские щелочные граниты Горного Алтая и Центрального Казахстана по [Ермолов и др., 1988]. *г*) — переходный 1—3-й тип распределения РЗЭ. Пределы содержаний РЗЭ в монzogранитах (адамеллитах) и сиеногранитах (гранитах) по [Cullers, Graf, 1984]; *д*) — 4-й тип распределения РЗЭ. Пределы содержаний РЗЭ: тонкие линии — девонские риолиты Балаклала (Кламат-Маунтинс, Калифорния) по [Rouer e. a., 1989]; толстые линии — кварцевые диориты, тоналиты, трондьемиты, гранодиориты островных дуг по [Cullers, Graf, 1984]; пунктир — риолиты островной дуги Тонга-Кермадек по [Ewart e. a., 1977]; штрих-пунктир — плагиограниты офиолитов Троодос по [Kay, Seneshal, 1976].

В эту же группу попадают породы кислого состава, входящие в офиолитовые комплексы, уровни содержаний РЗЭ в них близки MORB, при этом содержания РЗЭ обычно выше в более кислых разностях, а содержания ЛРЗЭ в них несколько повышены. Практически всегда присутствует отрицательная Eu-аномалия — $Eu/Eu' = 0,25-0,75$ [Coleman, Peterman, 1975; Колман, 1979] (рис. 2.5 д).

Как видно из приведенных данных, породы первого и второго типов свойственны более всего конвергентным границам плит и формируются в пределах активных континентальных окраин, развитых и зрелых островных дуг. Несколько более характерны здесь породы первого типа. Породы с распределениями РЗЭ третьего типа в большей степени отвечают обстановкам растяжения. Они встречаются среди проявлений магматизма в связи с континентальным рифтогенезом, а также с рифтогенезом тыловых областей активных окраин континентов. При этом образования перечисленных типов рифтогенных областей заметно различаются по уровню обогащения КИЛ и особенно ВЗИ элементами, существенно более высокому в породах, формировавшихся в связи с континентальным рифтогенезом. Наконец, породы четвертого типа характеризуют более примитивные кислые магматиты — породы офиолитовых комплексов и юных островных дуг.

2.3.3. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ НА ПРИМЕРЕ МУРМАНСКОГО ГРАНИТ-МИГМАТИТОВОГО ПОЯСА

Распределение РЗЭ в раннедокембрийских гранитоидах

Обратимся к распределению РЗЭ в раннедокембрийских породах умеренно-кислого и кислого составов. Прежде всего, отметим те из них, которые принадлежат четырем перечисленным выше типам.

1. Известны как гранитоиды, так и эффузивные породы, характеризующиеся распределением РЗЭ первого типа. Они представлены, например, кислыми лавами типа FII в разрезах зеленокаменных поясов [Конди, 1983]. Близкими распределениями РЗЭ характеризуются андезиты зеленокаменных поясов первого и второго типов по К. Конди (там же). К этому же типу могут быть отнесены эндербито-гнейсы инфракompлекса центральной части Алданского щита [Лобач-Жученко и др., 1984], некоторые андезиты и риолиты пояса Абитиби [Ludden e. a., 1986], значительная часть тоналитов и трондьемитов Флаврианского плутона того же пояса [Paradis e. a., 1988], часть средних и кислых вулканитов зеленокаменного пояса Кухмо в Центральной Финляндии [Taipale, 1988], гнейсы Уйвак-I, Лабрадор [Коллерсон, Бридж-

уотер, 1983] и др. Породы этого типа несколько меньше распространены в архейских зеленокаменных поясах по сравнению с породами следующего, второго типа [Martin, 1986, 1987; Магматические..., 1987б; Cullers, Graf, 1984].

2. Вулканогенные породы кислого и умеренно кислого состава и гранитоиды с распределением РЗЭ второго типа пользуются широким распространением в пределах зеленокаменных поясов и связанных гранитоидных ассоциаций [Martin, 1986]. Сюда относятся высокоглиноземистые тоналиты и трондьемиты и большинство гранитов, гранодиоритов и сиенитов гранит-зеленокаменных областей, а также кислые вулканиты типа-I, отмеченные К. Конди (1983), гнейсы Уйвак-II [Коллерсон, Бриджуотер, 1983], большинство кислых лав зеленокаменного пояса Кухмо в Центральной Финляндии [Taipale, 1989], преобладающая часть гранитоидов в обрамлении пояса Кухмо [Hogerman et al., 1988], тоналиты и плагиограниты Карельской гранит-зеленокаменной области [Лобач-Жученко и др., 1984], плагиогнейсы Олекминской серии, Аладанский щит [Ковач и др., 1984] и др.

3. Породы с распределением РЗЭ третьего типа пользуются более ограниченным распространением среди архейских пород, однако и их роль достаточно заметна. К этому типу относятся, например, низкоглиноземистые трондьемитовые гнейсы Ларамийского батолита, Вайоминг [Конди, 1983; Condie, 1969], кварц-полевошпатовые гнейсы (метариодациты) Уэбб-Каньон, Вайоминг [Баркер и др., 1983], граниты Пиени-Киконваара в обрамлении пояса Кухмо [Hogerman et al., 1988], «обогащенные» трондьемиты Флаврианского плутона в пределах зеленокаменного пояса Абитиби, Канадский щит [Paradis et al., 1988], щелочные гнейсы («щелочные граниты») Колского полуострова, характеристика которых приведена в гл. 8—10.

Многими исследователями принимается, что породы с распределениями РЗЭ этого типа встречаются исключительно среди фанерозойских образований, где они довольно широко распространены в связи с деструктивными границами плит (преимущественно активных континентальных окраин), а также с обстановками континентального рифтогенеза и горячих точек. Именно с предполагаемым отсутствием в архее значительных объемов изверженных пород, характеризующихся отрицательной Eu-аномалией, С. Р. Тейлор и С. М. Мак-Леннон (1988) связывают отмеченное ими отсутствие подобной же аномалии в архейских осадках, доступных наблюдению в зеленокаменных поясах и отложениях внутриконтинентальных осадочных бассейнов. Однако имеются и противоположные примеры: распределение РЗЭ в сланцах супергруппы Понгола (3,0 млрд лет) характеризуется Eu/Eu' 0,62—0,93, что связывается с появлением гранитоидов соответствующего типа в пределах Капваальского кратона уже 3,3—3,5 млрд лет назад [Wronkiewicz, Condie, 1990].

4. Породы с распределением РЗЭ четвертого типа среди

раннедокембрийских гранитоидов относительно редки. Заслуживают упоминания плагиограниты офиолитового комплекса Йормуа в Центральной Финляндии [Kontinen, 1987].

5. Как было отмечено выше, архейским и раннепротерозойским изверженным породам умеренно кислого и кислого составов помимо четырех типов, охарактеризованных выше, свойственно распределение РЗЭ пятого типа (в рамках предлагаемой классификации), которое в фанерозойских породах практически не встречается (примеры исключений приведены в следующем разделе). Этот тип характеризуется следующими особенностями: относительно невысоким уровнем концентраций РЗЭ при умеренной дифференцированности, при отсутствии или наличии положительной Eu-аномалии, величина которой возрастает параллельно со снижением общего уровня содержаний РЗЭ и ростом кремнекислотности в сериях пород возрастающей степени гранитизации: ЛРЗЭ — от 12—25 до 90—100-кратного обогащения относительно хондрита при существенно низких содержаниях ТРЗЭ — от 0,9—3 до 9—10-кратного обогащения, $(La/Yb)_n$ — порядка 10, Eu/Eu' — 2—2,3 и более.

Распределения РЗЭ этого типа встречаются довольно часто в породах тоналит-трондьемитовой серии, преимущественно гнейсовидного облика, относящихся к группе серых гнейсов [Коллерсон, Бриджуотер, 1980; Природные ассоциации..., 1984 и др.]. Породы этого типа являются также одной из главных составляющих тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии гранит-зеленокаменных областей; те же породы, образованные гранулитовыми (ортопироксенсодержащими) минеральными парагенезисами, входят в комплекс пород гранулит-гнейсовых областей. Геологически они теснейшим образом связаны с образованиями гранодиорит-гранитного ряда, как правило, обнаруживающими признаки несколько более позднего формирования [Кратц и др., 1984]. Напомним, что серо-гнейсовые ассоциации включают разности пород с распределениями РЗЭ также и остальных рассмотренных типов. Ниже, на примере Мурманского гранит-мигматитового пояса Кольского полуострова будут рассмотрены некоторые особенности взаимосвязей между этими разностями и мы попытаемся дать им приемлемое объяснение.

Примеры гранитоидов с распределением РЗЭ пятого типа достаточно многочисленны. В качестве одного из характерных примеров можно привести раннепротерозойскую габбро-диорит-тоналит-трондьемитовую серию Юго-Западной Финляндии (рис. 2.6 по [Art et al., 1978]). Подобные же особенности распределения РЗЭ установлены для позднеархейских пород: гнейсов Наавала в Центральной Финляндии [Martin, 1987], тоналитов и плагиогранитов Юго-Восточной Каралии [Лобач-Жученко и др., 1984], гиперстеновых гнейсов шарыжалгайской серии Юго-Западного Прибайкалья [Лобач-Жученко и др., 1984], эндербитов Южной Индии [Конди, Аллен, 1987; Weaver, 1980] и других

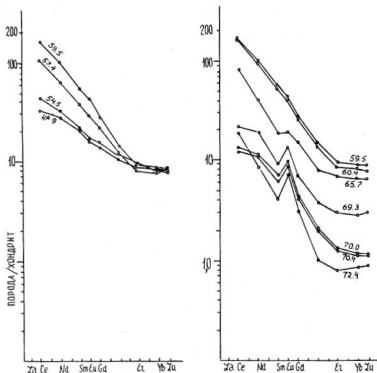


Рис. 2.6. Распределение РЗЭ 5-го типа в plutонических породах среднего и кислого составов.

Распределение РЗЭ в породах позднепротерозойской габбро-диорит-тоналит-трондьемитовой серии юго-западной Финляндии по [Art e. a., 1978]. Подписаны концентрации SiO_2 .

раннедокембрийских гранитоидов. По сравнению с другими породами по значениям Eu-аномалии гранитоиды пятого типа сопоставимы только с типично куммулятивными образованиями — такими, как габбро расслоенного комплекса офиолитов (Eu/Eu' — порядка 1,5, по [Колман, 1979]). Более значительные Eu-аномалии известны только в породах габбро-анортозитовых комплексов (Eu/Eu' — до 10—20 и более [Cullers, Graf, 1984 и др.]).

Согласно упомянутым публикациям, распределения РЗЭ рассматриваемого типа характерны преимущественно для пород тоналит-трондьемитовой серии. Однако имеются указания на со-

хранение и даже усиление отмеченных особенностей при К-метасоматозе этих пород, т. е. при формировании пород, приближающихся по составу к собственно гранитам. Такие породы описаны, например, среди архейских гнейсов Льюис в Шотландии [Тарни и др., 1983]. Согласно обобщению, предложенному этими исследователями, разности пород гранитоидного состава, характеризующиеся распределением РЗЭ пятого типа, свойственны исключительно серым гнейсам. Близкие им по петрохимическим параметрам и геологическим особенностям проявления гранитоиды Андийского батолита, как правило, не обеднены ТРЗЭ (первый тип распределения) и обычно характеризуются отрицательными Еи-аномалиями (тип распределения РЗЭ промежуточный между первым и третьим); по распределению РЗЭ они близки вулканитам Андийского пояса. Однако в более глубоко эродированных участках Южно-Чилийских Анд для тоналитов характерны более крутые графики распределения РЗЭ и отсутствие отрицательных Еи-аномалий. По мнению Дж. Тарни с коллегами, механизм образования тоналит-трондьемитовых магм с положительными Еи-аномалиями (остаточных расплавов, согласно этим авторам) должен отличаться от механизма, приводящего к возникновению и эволюции андийских магм в пределах относительно высоких уровней коры, где остаточные расплавы характеризуются отрицательной Еи-аномалией. Первый из этих механизмов преобладал в связи с формированием раннедокембрийских (по Дж. Тарни и др. — архейских) высокометаморфизованных ассоциаций, что может указывать на фундаментально отличный характер корообразующих процессов в раннем докембрии. С другой стороны, наблюдаемые различия могут определяться существенно более значительным эрозионным срезом раннедокембрийских структур, где вскрыты глубокие уровни коры, как правило, не доступные наблюдению в производных более молодых обстановках.

Закономерности перераспределения РЗЭ при гранитизации, результаты исследований мурманского гранит-мigmatитового пояса

Геологическое строение. Мурманский гранит-мigmatитовый пояс (согласно традиционному представлению — Мурманский блок) протягивается вдоль Баренцевоморского побережья Кольского полуострова на северо-востоке Балтийского щита в полосе протяженностью 600 км и шириной 60—70 км, постепенно выклинивающейся в северо-западном направлении. С юго-западной стороны продольным ограничением Мурманского пояса служит Титовско-Кейвская шовная зона, погружающаяся в сторону



Рис. 2.7. Структурная схема Мурманского гранит-мигматитового пояса и Титовско-Кево-Кольской сутурной зоны.

Ранний архейский. 1 — порфировые граниты, трансформиты (Силико-Аргунский комплекс); 2 — анциты (Колоньерский комплекс); Мурманский гранит-мигматитовый пояс, поздний архей (с переслом в ранний протерозой); 3 — порфирообразные мигматиты, граниты; 4 — субпесчаные граниты (Повалитский массив); 5 — габбро, габбро-диабазы; 6 — разновекторные платины и плагиоклазитовые граниты (Мурманский комплекс, коматевский тип гранитизации); 7 — диориты, плагиограниты (Сорочинский комплекс); 8 — железомассовые мегакристаллические метабазиты (горюховская свита); 9 — мегакристаллические африты (афритовый комплекс, терзбергский тип гранитизации); 10 — порфирообразные плагиоклазитовые граниты (Мурманский комплекс, терзбергский тип гранитизации); 11—12 — мигматиты, метабазиты, метасланцы, метакристаллические граниты, метакристаллические гранулиты в афритах; 13 — африты; 14 — габбро-анориты, поздний архей; 15 — ультрамафиты; Титовско-Кево-Кольская сутурная зона; поздний архей — ранний протерозой; 16 — габбро-анориты, поздний архей; 17 — ультрамафиты; 18 — габбро-базальты; 19 — сланцы; 20 — африты; 21 — африты; 22 — африты; 23 — африты.

Ранний архейский. 1 — порфировые граниты, трансформиты (Силико-Аргунский комплекс); 2 — анциты (Колоньерский комплекс); Мурманский гранит-мигматитовый пояс, поздний архей (с переслом в ранний протерозой); 3 — порфирообразные мигматиты, граниты; 4 — субпесчаные граниты (Повалитский массив); 5 — габбро, габбро-диабазы; 6 — разновекторные платины и плагиоклазитовые граниты (Мурманский комплекс, коматевский тип гранитизации); 7 — диориты, плагиограниты (Сорочинский комплекс); 8 — железомассовые мегакристаллические метабазиты (горюховская свита); 9 — мегакристаллические африты (афритовый комплекс, терзбергский тип гранитизации); 10 — порфирообразные плагиоклазитовые граниты (Мурманский комплекс, терзбергский тип гранитизации); 11—12 — мигматиты, метабазиты, метасланцы, метакристаллические граниты, метакристаллические гранулиты в афритах; 13 — африты; 14 — габбро-анориты, поздний архей; 15 — ультрамафиты; Титовско-Кево-Кольская сутурная зона; поздний архей — ранний протерозой; 16 — габбро-анориты, поздний архей; 17 — ультрамафиты; 18 — габбро-базальты; 19 — сланцы; 20 — африты; 21 — африты; 22 — африты; 23 — африты.

пояса в северо-восточном направлении под углами 40 — 80°, более круто в центральной и относительно полого — в юго-восточной части зоны (рис. 2.7).

Наиболее характерной особенностью пояса является повсеместное проявление позднеархейской-раннепротерозойской региональной гранитизации и мигматизации, сопровождавшихся куполообразованием. Возраст гранитизации в центральной части пояса составляет 2,8—2,7 млрд лет, отмечено снижение оценок возраста в юго-восточном направлении — до 2,6—2,4 млрд лет [Минц и др., 1982].

Преобладание мигматитов и гранитоидов на этой территории нашло отражение в часто употребляемом названии «Мурманский массив гранитоидов». Мигматиты и гранитоиды сохраняют реликты и фрагментарные участки домигматитового субстрата, образованные породами двух типов: 1) амфиболизированными двупироксен-плагноклазовыми кристаллосланцами, большей частью нацело замещенными амфиболитами и сохраняющими лишь некоторые реликтовые признаки подвергшихся замещению кристаллосланцев; 2) амфиболитами, частью эпидотовыми, сформировавшимися в результате прогрессивного метаморфизма вулканитов. Породы первого типа известны в пределах преобладающей части Мурманского блока; породы второго типа распространены ограниченно — преимущественно в его юго-восточной части, где ими сложены значительных размеров участки относительно слабо мигматизированных пород [Минц и др., 1980]. В отдельных участках можно наблюдать, что в период, предшествовавший позднеархейской мигматизации и гранитообразованию, двупироксен-плагноклазовые кристаллосланцы подверглись эндербитизации и изредка чарнокитизации — метаморфотасоматическим преобразованиям гранулитовой фации. Масштабы этого процесса оценить сегодня практически невозможно [Костин, 1971; Минц и др., 1980]. Возраст двупироксен-плагноклазовых кристаллосланцев (для них принято название «баренцевоморская толща»), по меньшей мере, превышает возраст гранитизации в центральной части блока, т. е. более 2,8 млрд лет. Возраст амфиболитовой («качаловской») толщи — 2,6—2,5 млрд лет [Минц и др., 1982].

В пределах пояса отдельно откартированы образования последовательных стадий гранитизации — плагноклазовой и плагномикроклиновой. Степень и характер гранитизации обнаруживают закономерные связи со строением пояса. Плагноклазовые мигматиты и граниты распространены повсеместно. Они наиболее характерны для полосы, непосредственно прилегающей к Титовско-Кейвской зоне. В пределах остальной территории ими образованы сравнительно небольшие по размерам реликтовые участки среди замещающих их плагномикроклиновых мигматитов и гранитов. Размещение последних контролируется структурами мигматит-гранитных сводов и куполов, предстающих на современ-

ном эрозионном срезе в виде воронкообразных структур, обрамленных дугowymi и полукольцевыми разломами. Сочетание этих разломов и вычленяемых ими конических блоков и чешуй с размещенными преимущественно в лежащих боках, мигматит- и анатектит-гранитами, собственно, и позволяет рассматривать эти структуры в качестве глубоко эродированных грибообразных мигматит-гранитных куполов, формирование которых сопровождалось «распływанием» их верхних частей с развитием в краях чешуйчатых взбросо-надвигов [Мицц и др., 1980].

Плаггио- и плаггиомикроклиновые гранитоиды в центральной части Мурманского пояса образуют как относительно крупные «тела» с нечеткими границами, так и неосому мигматитов. Они представляют собой крупно- и грубозернистые породы, обычно с голубым (за счет тончайших включений рутила), реже со светло-серым кварцем, часто сохраняющие реликты ромбического или моноклининого пироксена, бурой роговой обманки и красно-коричневого (высокотитанистого) биотита. Для этих гранитоидов (териберского типа) характерна порфиروبластовая структура с неравномерно распределенными кристаллами калишпата микроклина, частью реликтового ортоклаза, размер которых достигает 1—3 см в поперечнике [Мицц, Кумеев, 1980]. Мигматиты и гранитоиды териберского типа сформированы в результате преобразования кристаллосланцев баренцевоморской толщ.

В восточной части пояса и на отдельных участках Баренцевоморского побережья распространены гранитоиды иного облика, также образующие как тела с распływчатыми границами, так и неосому мигматитов. Это мелко- среднезернистые неравномерно-зернистые неоднородные породы, обычно имеющие облик мигматит-гранитов; реликты гранулитовых минералов в них не устанавливаются. Мигматизация и гранитизация этого (иокангского) типа накладываются в равной степени на породы баренцевоморской и иокангской толщ.

Особенности проявления гранитизации. Полученные данные свидетельствуют о том, что процессы гранитизации в пределах Мурманского пояса осуществлялись в две стадии [Кунина, Мицц, 1993]: на первой, плаггиостадии, происходило постепенное преобразование исходных пород (субстрата) различного состава в биотитовые плаггиограниты; в течение второй, микроклиновой, стадии формировались породы гранитного состава. Отчетливая избирательность процессов второй стадии, выразившаяся в преобразовании преимущественно пород, ранее подвергшихся плаггиомигматизации и плаггиогранитизации, указывает на отсутствие сколько-нибудь значительного временного перерыва между стадиями. Комплекс данных, полученных в результате полевых наблюдений за морфологией и взаимоотношениями геологических тел, и анализ признаков последовательности минеральных, химических и структурных преобразований пород, показывает, что

гранитизация включала процессы бластеза, метасоматоза и парциального плавления, роль которых на различных этапах неодинакова.

Процессы характеризовались определенной цикличностью, на каждом этапе осуществлялась глубокая химическая, минеральная и структурная перестройка породы. Начало каждой стадии зафиксировано появлением новых минералов, которое обуславливало, в частности, формирование резко неоднородных структур. К концу каждой стадии степень неоднородности пород в отношении состава и структуры уменьшалась; в итоге формировались породы определенного состава с относительно однородной структурой. Несмотря на неизбежную размытость временных границ, выделены четыре этапа, отвечающие плагистадии, и три — микроклиновой стадии гранитизации. Степень проявления и завершенности процессов, отвечающих отдельным этапам, в различных участках неодинакова.

Плагноклазовая стадия. Этапы:

1. Преобразование пород начинается с их перекристаллизации, сопровождающейся порфиробластезом. Осталось не ясным, была ли перекристаллизация строго изохимической или частично совмещалась по времени с метасоматической переработкой. Имеющиеся данные говорят скорее в пользу второго варианта.

2. Содержанием второго этапа является метасоматическая переработка породы, связанная с ростом содержаний (привносом) SiO_2 , Na_2O и K_2O наряду с уменьшением содержаний (за счет выноса и частично, по-видимому, разубоживания привносимыми компонентами) FeO , Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , а также CaO . Эти изменения реализуются в увеличении роли альбитовой составляющей в плагноклазе, появлении и разрастании кварца, замещении амфиболов и пироксенов биотитом с постепенным увеличением его количества, снижением титанистости и повышением железнитости. Породы, преобразование которых достигло этого этапа, отвечают по составу тоналитам.

3. На этом этапе метасоматоз сопровождается парциальным плавлением с образованием межгранулярного расплава кварц-плагноклазового (плагноаплитового) состава. При последующем охлаждении расплав оказался зафиксированным в породе в виде участков гранофировой структуры. Частичная сегрегация и выжимание расплава привели к появлению секущих жилок плагноаплитов. Максимальное количество расплава, зафиксированного в обеих формах, по-видимому, не превышало 15—20 %. Распределением закристаллизованного межзернового расплава определяется структурная неоднородность породы: реликтовые кристаллы, испытавшие частичное изменение состава, погружены в микротонкозернистую массу. Тенденции изменения валового состава породы в целом сохраняются. Впервые начинает сокращаться количество биотита, кристаллизовавшегося на предыдущем этапе.

ХАРАКТЕРНЫЕ СОДЕРЖАНИЯ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПО

№	№ № проб	Состав	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Участок									
1	2040/4	АП	46,90	2,23	18,08	6,12	6,88	0,16	9,15
2	2040/6	ПГ	66,88	0,32	16,70	1,28	2,80	0,05	2,03
3	2040/8	ПГ	68,20	0,38	16,67	0,23	3,16	0,07	1,21
4	2040/25	ГМП	69,86	0,28	16,27	0,01	2,76	0,02	1,05
5	2040/26	ГМП	71,54	0,13	15,89	0,03	1,29	0,03	0,48
6	2040/11	ГПМ	73,40	0,11	15,13	0,26	0,93	0,02	0,31
7	2040/12	ГПМ	75,48	0,05	14,09	0,32	0,71	0,05	0,16
Участок									
8	2034/4	А	50,00	0,63	15,83	3,09	7,89	0,17	6,54
9	2/4	ПГ	64,26	0,35	18,83	0,01	3,44	0,07	1,62
10	2034/5	ПГ	66,58	0,26	17,24	0,47	3,38	0,08	1,13
11	2038/2	ГМП	69,86	0,26	16,37	—	2,37	0,06	0,72
12	2034/2	ГМП	72,6	0,26	15,29	0,21	1,79	0,04	0,40
13	2/1	ГПМ	74,46	0,06	14,02	0,38	0,65	0,02	0,47
14	2034/3	ГПМ	75,74	0,06	14,34	0,15	0,86	0,02	—
Участок									
15	1008/1	ГПП	52,94	1,3	16,09	4,20	6,39	0,14	6,51
16	1008/2	ГПП	52,62	1,1	14,18	5,02	6,43	0,14	6,82
17	1008/6	ГПП	53,448	1,3	14,59	6,14	6,82	0,16	5,10
18	1007/5	ПГ	69,64	0,42	15,36	0,97	3,87	0,04	0,94
19	1007/1	ПГ	70,14	0,29	15,73	0,01	2,87	0,03	0,86
20	1007/7	ГМП	72,28	0,3	14,51	0,36	2,65	0,02	0,71
21	1007/19	ГМП	72,40	0,25	14,60	0,48	2,01	0,02	0,70
22	1007/8	ГПМ	73,08	0,19	14,65	0,77	1,49	0,02	0,63
23	1007/2	ГПМ	74,60	0,13	13,75	0,14	1,58	0,02	0,47

Составы пород: АП — амфиболиты пироксеновые, А — амфиболиты, граниты микроклин-плагноклазовые, ГПМ — граниты плагномикроклиновые

4. В течение четвертого этапа общая перекристаллизация породы приводит к выравниванию структуры, что свидетельствует о достижении равновесия, с формированием конечного продукта плагиостадии — плагиогранитов (трондьемитов).

Микроклиновая стадия. Этапы:

5. Главное содержание пятого и следующего за ним этапа — кристаллизация микроклина. Продолжается привнос SiO₂ и K₂O. Наряду с выносом мафических компонентов начинается сокращаться содержание Na₂O и Al₂O₃. Эти изменения реализуются в уменьшении содержания плагиоклаза при дальнейшем увеличении роли альбита, уменьшении содержания биотита при продолжающемся повышении его железистости и снижении титанистости, незначительном увеличении количества кварца и в быстром росте количества микроклина. На фоне общего сокращения количества железа повышается степень его окисленности.

РОДАХ ГРАНИТ-МИГМАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА МУРМАНСКОГО ПОЯСА

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. п.	SO ₃	Сумма	H ₂ O _r	Na ₂ O + K ₂ O	Na ₂ O / K ₂ O
Тумбовка									
5,34	3,40	0,48	1,04	1,14	—	100,08	0,24	3,88	7,08
3,72	3,86	1,47	0,17	0,68	0,02	99,98	0,13	5,33	2,63
4,06	4,03	1,62	0,10	0,40	0,04	100,17	0,24	5,65	2,49
2,93	3,72	3,12	0,08	0,26	0,02	100,39	0,11	6,84	1,19
2,37	3,9	3,98	0,03	0,24	0,04	99,95	0,15	7,88	0,98
1,97	3,23	4,90	0,03	0,14	0,01	100,44	0,10	8,13	0,66
1,58	3,23	5,10	0,01	0,20	0,02	101,00	0,10	8,33	0,63
Дальние Зеленцы									
10,17	3,66	0,50	0,09	1,00	0,02	99,59	0,14	4,16	7,32
3,81	5,42	1,92	0,12	0,18	0,02	100,05	0,10	7,34	2,82
3,62	4,46	1,37	0,07	0,75	0,01	100,02	0,16	5,83	3,26
2,93	4,43	1,92	0,05	0,50	0,01	99,48	0,14	6,35	2,31
2,48	4,57	1,82	0,03	0,48	0,07	100,10	0,10	6,39	2,51
1,09	3,23	5,65	0,08	0,39	0,07	99,57	0,17	8,88	0,57
1,13	3,20	4,90	—	0,14	0,05	100,59	0,12	8,10	0,65
Порт-Артур									
8,17	3,33	0,52	0,20	0,24	0,02	100,05	0,12	3,85	6,40
8,51	3,40	0,7	0,18	0,52	0,04	99,03	0,24	4,10	4,86
8,39	3,27	0,57	0,22	0,14	0,01	100,02	—	3,84	5,74
3,61	3,95	1,20	0,05	0,10	0,01	100,16	—	5,15	3,29
3,72	4,67	1,22	0,08	0,24	0,02	99,88	0,10	5,89	3,83
2,51	3,40	3,07	0,07	0,14	0,05	100,07	0,10	6,47	1,11
2,23	3,20	3,12	0,10	0,20	0,02	99,33	0,10	6,32	1,03
1,97	3,16	3,67	0,12	0,32	0,05	100,12	0,15	6,83	0,86
1,75	3,16	4,65	0,03	0,20	0,01	100,49	0,12	7,81	0,68

ГПП — гранулиты двуокисен-плагиоклазовые, ПГ — плагиограниты, ГМП —

6. В течение шестого этапа метасоматическая переработка пород по мере развития процесса вновь сопровождается парциальным плавлением. Первые признаки появления расплава отмечаются в породах, где содержание микроклина достигает примерно 10 %. Судя по составу гранофировых участков, межгранулярный расплав отвечал на этом этапе тройной (кварц-плагиоклаз-калишпатовой) эвтектике. Количество расплава, в среднем, составляло 25—30 %, что должно было обеспечивать высокую степень пластичности породы. Незначительное увеличение степени плавления обеспечивало переход породы в кашеобразный (термин В. С. Павленко) магматический расплав. Породы, отвечающие этой стадии, сопровождаются жилами и линзами аплитов и пегматитов. Структура породы вновь резко неоднородна.

7. На заключительном этапе вновь осуществляется выравни-

50 ХАРАКТЕРНЫЕ СОДЕРЖАНИЯ РЗЭ В ПОРОДАХ ГРАНИТ-МИГМАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА МУРМАНСКОГО ПОЯСА

№	№ № проб	Состав	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Er	Yb	Eu/Eu'	(La/Yb) _n	(La/Sm) _n
Участок Лумбонка													
1	2040/4	А	14	39	21,0	5,0	1,5	4,8	2,2	1,30	0,93	7,3	1,76
2	2040/6	ПГ	127	236	79,0	8,1	2,0	3,5	0,6	0,40	0,99	214,6	9,87
3	2040/8	ПГ	82	145	51,0	5,3	1,4	2,7	0,6	0,40	1,02	138,5	9,74
4	2040/25	ГМП	69	130	46,0	6,2	1,4	1,4	1,3	0,38	1,02	122,7	7,00
5	2040/26	ГМП	13	20	46,3	2,1	0,9	1,0	0,69	0,22	1,67	39,9	3,90
6	2040/11	ГПМ	19	32	8,7	1,2	1,1	0,54	0,45	0,12	3,33	107,0	9,97
7	2040/12	ГПМ	14	18	4,0	1,5	0,96	0,38	0,65	0,09	2,86	105,1	5,87
Участок Дальние Зсены													
8	2034/4	А	5,1	11	6,5	1,0	0,40	2,6	1,40	1,60	0,72	2,15	3,21
9	2/4	ПГ	15,0	25	6,7	2,1	0,22	1,8	1,10	0,60	0,34	16,62	4,50
10	2034/5	ПГ	4,6	10	3,1	2,6	0,70	2,5	1,50	1,10	0,83	2,83	1,11
11	2038/2	ГМП	33,0	62	19,0	3,3	0,54	2,0	1,10	0,50	0,60	44,60	6,29
12	2034/2	ГМП	35,0	48	12,0	3,2	0,41	1,4	1,00	0,34	0,51	69,56	6,88
13	2034/3	ГПМ	6,9	10	2,0	1,7	0,30	0,8	0,70	0,14	0,69	33,30	2,55
14	2/1	ГМП	6,4	8	0,4	0,6	1,00	0,6	0,20	0,20	5,00	21,62	6,71
Участок Порт-Артур													
15	1008/1	ГПМ	22	35	13,0	2,4	0,55	1,5	0,61	0,22	0,83	67,57	5,77
16	1008/2	ГПМ	21	30	11,0	2,1	0,51	1,4	0,41	0,22	0,85	64,50	6,29
17	1008/6	ГПМ	13	21	7,0	2,1	0,50	1,1	0,50	0,20	0,91	43,92	3,9
18	1007/5	ПГ	43	42	21,0	2,7	0,85	1,9	0,40	0,40	1,52	72,64	10,0
19	1007/1	ПГ	24	52	17,0	3,5	0,83	1,9	0,30	0,30	0,89	54,06	4,32
20	1007/7	ГМП	27	45	21,0	3,7	0,80	3,2	1,00	0,56	0,69	32,58	4,59
21	1007/19	ГПМ	99	158	60,0	6,3	1,10	3,0	0,85	0,42	0,68	159,3	20,8
22	1007/8	ГПМ	52	83	29,0	3,0	1,3	1,9	0,61	0,20	1,56	175,7	10,9
23	1007/2	ГПМ	29	46	16,0	2,1	1,1	1,2	0,50	0,21	1,96	93,32	8,69

Составы пород: А — амфиболиты, ГПМ — гранулиты двупроксен-плагноклазовые, ПГ — плагнограниты, ГМП — граниты микролин-плагноклазовые, ГПМ — граниты плаггиомикроклиновые.

вание структуры, свидетельствующее о достижении нового равновесного состояния. Состав породы отвечает граниту.

В целом охарактеризованная последовательность изменения состава и структуры пород Мурманского блока в процессе гранитизации достаточно обычна. Принципиально подобные описания приводились для аналогичных пород различных регионов, начиная с Седерхольма [Sederholm, 1907; Судовиков, 1950; Коржинский, 1952; Петров, Макрыгина, 1975; Павленко, 1985; Мигматиты, 1988].

Закономерности перераспределения РЗЭ при гранитизации. По особенностям химического и минерального состава гранитоиды Мурманского пояса наиболее близки I-гранитам (таблицы 2.2; 2.3; см. табл. 2.1). Однако распределение РЗЭ (пятого типа) не встречаются в I-гранитах фанерозоя.

Перераспределение редких земель в процессе гранитизации было проанализировано на основе изучения и сопоставления трендов РЗЭ в породах различной степени преобразования, представленных в «рядах гранитизации» (породы субстрата → породы, частично преобразованные плагиогранитизацией → плагиограниты → переходные разности микроклин-плагиоклазового состава → плагиомикроклиновые граниты) — по 2—3 анализа на каждую разность [Кунина, Минц, 1993].

Сопоставление трендов (рис. 2.8) свидетельствует о дифференцированном поведении РЗЭ в процессе гранитизации. Содержание ЛРЗЭ возрастает в течение плагиостадии, но с переходом к микроклиновой стадии снижается, вплоть до весьма низких значений. Содержания La сокращаются с 30—75 до 0,75—3,7 г/т (с 80—200 до 2—10-кратного обогащения относительно хондрита), содержания ТРЗЭ незначительно уменьшаются уже на плагиостадии и особенно существенно сокращаются на микроклиновой стадии — также до очень низких значений. Содержания Yb уменьшаются с 1,25 до 0,1—0,15 г/т (с 5—7 до 0,4—0,6-кратного обогащения относительно хондрита). На фоне общего снижения концентраций РЗЭ содержания Eu сохраняются практически неизменными или незначительно варьируют, что приводит к формированию остаточного европиевого максимума (Eu/Eu' — до 4—12). В целом наблюдаемые соотношения близко напоминают поведение РЗЭ в упоминавшихся выше раннедокембрийских породах с распределением РЗЭ пятого типа.

Взаимоотношения между содержаниями отдельных РЗЭ, величиной Eu-аномалии, значениями $(La/Yb)_n$ и составом соответствующих разностей пород явно свидетельствуют о минералогическом контроле поведения РЗЭ, что не характерно для магматических процессов [Тарни и др., 1983; Коллерсон, Бриджутер, 1983]. При этом рост общего содержания РЗЭ (преимущественно за счет ЛРЗЭ) на плагиостадии, очевидно, свидетельствует о привносе РЗЭ гранитизирующими флюидами. До-

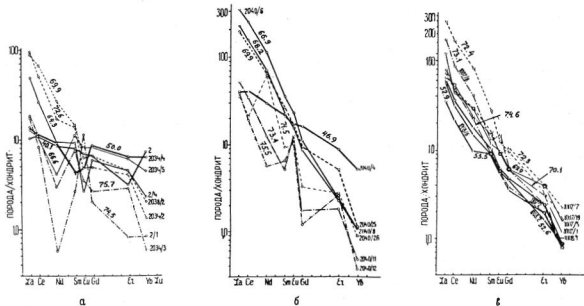


Рис. 2.8. Распределение РЗЭ 5-го типа в позднеархейских гранитоидах Мурманского пояса (Кольский полуостров).

Распределение РЗЭ в гранитоидах, образовавшихся в результате гранитизации амфиболитов (участки: а — Дальние Зеленцы, б — Лумбовка) и двупироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев (в — участок Порт-Артур). Толстые линии — породы субстрата (амфиболиты и кристаллосланцы), тонкие линии — плагиограниты, пунктир — микроклин-плагиоклазовые граниты, штрих-пунктир — плагиомикроклиновые граниты. Подписаны концентрации SiO_2 .

полнительные количества $R_{3Э}$, а также $R_{3Э}$, высвободившиеся при замещении амфибола и пироксена биотитом, фиксируются, по всей вероятности, в акцессорных минералах, количество которых в породах, формирующихся на этом этапе, заметно возрастает. В дальнейшем, на микроклиновой стадии процесса, по мере исчезновения акцессориев и сокращения количества биотита, распределение $R_{3Э}$ в породах все более приближается к виду, характерному для полевых штатов — с низким содержанием всех $R_{3Э}$, за исключением Eu, чем определяется наличие Eu-максимума.

Рассматривая поведение $R_{3Э}$ при гранитизации как амфиболитов, так и двупироксен-плаггиоклазовых кристаллосланцев, можно сделать вывод, что перераспределение $R_{3Э}$ определялось протеканием процесса в условиях открытой системы. На начальной стадии гранитизации оно диктовалось, прежде всего, привнесением гранитизирующим флюидом при весьма высокой возможности фиксации $R_{3Э}$ породообразующими и акцессорными минералами, т. е. определялось уровнем химических потенциалов $R_{3Э}$ во флюиде. На заключительной же стадии поведение $R_{3Э}$ определялось ограниченной изоморфной емкостью трех главных породообразующих минералов: плаггиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца, при ограниченной роли биотита и акцессорных минералов. Вывос большинства редких элементов, в том числе $R_{3Э}$ из области гранитизации — достаточно широко известный факт. В качестве примеров можно сослаться на ранний докембрий Байкало-Патомского нагорья [Петров, Макрыгина, 1975], гранито-гнейсовые купола Северного Приладожья [Гавриленко, 1990] и многие другие.

Петрогенетическая интерпретация. Большинство исследователей формирование раннедокембрийских гранитоидов серогнейсового типа связывается с возникновением и эволюцией магм умеренно кислого состава. В работах различных авторов варьируются представления об условиях выплавления расплавов, в частности, об одно- или двухступенчатом характере этого процесса (мантия → тоналитовая магма или мантия → толеитовая магма → тоналитовая магма). При моделировании распределения $R_{3Э}$ в качестве доминирующих факторов рассматриваются парциальное плавление или фракционная кристаллизация, оценивается относительная роль фракционирования или сохранения в составе тугоплавкого остатка таких минералов, как гранат, плаггиоклаз, амфибол, некоторые акцессории.

Расчеты показывают, что на глубоких уровнях коры, при высоких давлениях воды возможно интенсивное фракционирование роговой обманки в мафитовых расплавах (минерала с низким, относительно остальных $R_{3Э}$, коэффициентом распределения Eu), что позволяет рассчитывать на формирование подобным образом магматических жидкостей, отвечающих по составу гнейсам

трондьемит-тоналитового типа. Подобные расчеты позволяют объяснить высокие содержания CaO и Al_2O_3 , Sr и Eu , а также снижение общего уровня РЗЭ параллельно с формированием положительной Eu -аномалии. В верхних горизонтах коры, согласно той же модели (при соответственно меньших давлениях водяного пара), преобладающими ликвидусными фазами должны оказаться пироксены и плагиоклаз, что должно способствовать накоплению РЗЭ (как пироксены, так и плагиоклаз характеризуются более низкими коэффициентами распределения РЗЭ по сравнению с роговой обманкой), формированию менее дифференцированного распределения РЗЭ и развитию отрицательной Eu -аномалии в остаточном расплаве (благодаря относительно высокому коэффициенту распределения Eu , особенно для плагиоклаза). Однако, оставаясь в рамках этой теоретической модели, трудно объяснить отсутствие в коре существенно рогово-обманковых кумулятов в условиях глубокого эрозионного среза раннедокембрийских регионов.

Как и в рассмотренном варианте, в модели парциального плавления ведущая роль придается остаточной роговой обманке. Весьма высокие значения La/Yb отношения в некоторых тоналит-трондьемитовых гнейсах могут получить объяснение, если наряду с роговой обманкой в качестве остаточного минерала рассматривается гранат. Весьма высокие содержания Ba и Sr делают маловероятным предположение о мантийном источнике соответствующих расплавов, так как для создания подобных концентраций потребовалась бы очень низкая степень парциального плавления мантийного перидотита, что явно противоречит значительным объемам гнейсов [Tarney, 1976]. Более подходящим, в рамках подобной модели, мог бы быть «более дифференцированный источник базитового состава, а условия зоны субдукции, в которых большие количества водосодержащей океанической коры вовлекаются в зону корообразования, представляют наиболее приемлемой тектонической ситуацией, хотя и не обязательно единственной» [Тарни и др., 1983].

В соответствии с принятой магматической моделью гранитообразования (см. выше), приведенные оценки не касаются процессов распределения и перераспределения РЗЭ при гранитизации. Лишь в немногих работах допускается участие процессов флюидного переноса (преимущественно выноса тяжелых редких земель) в формировании резко фракционированных распределений РЗЭ [Cullers, Graf, 1984], однако и в этом случае флюидное перераспределение рассматривается лишь как проявление аллохимического метаморфизма, наложенного на магматические породы тоналитового состава [Коллерсон, Бриджуотер, 1983].

Между тем, как показано выше, комплекс данных, включающий результаты полевых наблюдений за характером геологических границ и структурными соотношениями взаимосвязанных раз-

ностей гранитоидов, особенности эволюции микроструктур, взаимосвязи и эволюцию минерального и химического состава пород, в том числе РЗЭ, приводит к другой известной петрогенетической модели, получившей название гранитизации [Коржинский, 1952; Судовиков, 1950; Жариков, 1987].

Экспериментальные данные, а также данные непосредственных геологических наблюдений показывают, что РЗЭ могут переноситься щелочно-карбонатными растворами в виде комплексных соединений типа $[\text{TR}(\text{CO})_3]^{-3}$. Определенную роль может играть также перенос РЗЭ в виде сульфатных или галоидных комплексов. В процессе гидротермального или флюидного переноса легкие и тяжелые РЗЭ ведут себя несколько различно. ТРЗЭ образуют значительно более устойчивые карбонатные комплексы, что может приводить к их относительному накоплению в растворах. Этот процесс может ускоряться при кристаллизации минералов, связывающих ЛРЗЭ, или, напротив, замедляться при появлении минералов, преимущественно включающих ТРЗЭ [Минеев, 1963].

Процесс гранитизации включает селективное анатектическое межгранулярное плавление, также протекающее на фоне и в связи с миграцией «сквозьмагматических» флюидных потоков [Коржинский, 1952]. В рамках модели гранитизации, как нам представляется, находит достаточно логичное объяснение комплекс известных особенностей мигматитов и древнейших гранитоидов серогнейсового типа. Вместе с тем, в рамках этой модели получают объяснение и особенности распределения РЗЭ, в частности, своеобразный минералогический контроль, не находящий объяснения в рамках магматической модели [Tarney et al., 1979; Collerson, Bridgwater, 1979]. При активной роли флюидов распределение РЗЭ и ряда других редких элементов в продуктах гранитизации должно определяться закономерностями их поведения в системе флюид—расплав—твердая фаза и соответствующими коэффициентами распределения.

Можно представить себе следующий сценарий процесса. Гранитизирующими флюидами осуществляется привнос SiO_2 , Na_2O , K_2O , КИЛ и ряда других элементов, в том числе и РЗЭ. На стадии плагиогранитизации ЛРЗЭ привносятся в заметно большей степени, по сравнению с ТРЗЭ, что нашло отражение на диаграммах (см. рис. 2.6 и 2.8). По мере разрушения первичных темноцветных минералов просачивающиеся флюиды должны были обогащаться ТРЗЭ с постепенным изменением баланса РЗЭ во флюидах. В начальной стадии выноса РЗЭ (включая ТРЗЭ) за пределы породы, по-видимому, не происходит, так как высвобождающиеся в результате разрушения темноцветных минералов редкие земли фиксируются во вновь образованных темноцветных и акцессорных минералах [Петров, Макрыгина, 1975], хотя уже на этой стадии вновь образованные пороодообразующие минералы (биотит, относительно более кислый плагиоклаз) преимущественно захваты-

вают ЛРЗЭ. В дальнейшем, по мере разрушения акцессорных минералов, сокращения количества биотита, дальнейшего покисления плагиоклаза и замещения его калиевым полевым шпатом (микроклиновая стадия), избыточные относительно изоморфной емкости породообразующих минералов РЗЭ (прежде всего, тяжелые), по-видимому, выносятся вместе с мафическими породообразующими элементами, такими как FeO , MgO , TiO_2 . Далее на микроклиновой стадии, по мере дальнейшего сокращения количества темноцветных минералов, покисления плагиоклаза и его замещения калиевым полевым шпатом начинается вынос Na_2O , Al_2O_3 и редких элементов, в том числе литофильных, включая ЛРЗЭ. Процесс очистки породы от примесей контролируется двумя главными факторами: химическими потенциалами (активностями) элементов во флюидах и изоморфной емкостью минералов (значениями коэффициентов распределения элементов между флюидной и соответствующими минеральными фазами).

Межгранулярное плавление практически не меняет общей картины, если расплав не отжимается, сохраняясь до последующей кристаллизации в объеме породы. При наличии межгранулярного эвтектоидного расплава, геохимические особенности процесса несколько изменятся, однако удастся наблюдать, что аплитовый (ультралейкократовый) расплав отвечает свойственной гранитизации тенденции обеднения наиболее лейкократовых фаз редкоземельными элементами (рис. 2.9). Отжатый расплав образует жилы аплитов и пегматитов с явными признаками аллохтонного залегания, однако в мигматитовых комплексах рассматриваемого типа (в частности, в пределах Мурманского пояса) их объем невелик. Можно представить себе ситуацию, когда процесс отжима аплитовой составляющей («анатектическая дифференциация» или фильтр-прессинг) охватывает мощные толщи. Однако реальность подобных явлений, равно как и реальность магнообразования в результате высокой степени плавления (палингенеза) гранитизированных комплексов, достаточно сомнительна. В противном случае следовало бы ожидать появления в разрезах зеленокаменных поясов соответствующих вулканических пород: ультракислых лав с весьма низкими концентрациями РЗЭ и с положительной Eu-аномалией, подобных аплитам. Несмотря на относительно высокую степень геохимической изученности зеленокаменных поясов, подобные породы в них не известны. Более того, в разрезах зеленокаменных поясов не установлены и вулканы, которые можно было бы рассматривать в качестве аналогов «серогнейсовым» гранитоидов — с высокодифференцированным распределением РЗЭ при обогащении Eu. Последнее обстоятельство заставляет вообще с большим скептицизмом относиться к возможности формирования этих гранитоидов за счет кристаллизации магматических расплавов.

Таким образом, предположение о том, что флюидно-метасоматическое преобразование горных пород в процессе гранити-

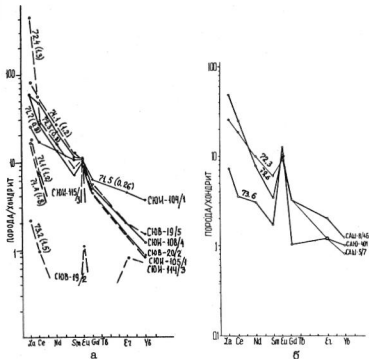


Рис. 2.9. Распределение РЗЭ в анатектических аплитах и плагиоаплитах в структурах южного обрамления Мурманского блока.

а — в породах Аллареченского купола (позднеархейские мигматиты, реоморфизованные в раннем протерозое): сплошные линии — плагиомигматиты и плагиограниты, пунктирные линии — аплиты; б — в породах Титовского купола: образцы САШ-8/46, САШ-5/7 — лейкократовые плагиограниты; CAIO-401 — аплит. Подписаны концентрации SiO_2 .

зации является основным механизмом перераспределения РЗЭ, позволяет объяснить формирование специфических трендов РЗЭ, закономерно меняющихся в породах, занимающих последовательные позиции в рядах гранитизации. Несомненно, это лишь генеральная линия в процессе перераспределения РЗЭ в открытой системе флюид—расплав—твердая фаза. Конкретные особенности и результаты этого процесса связаны с температурными вариациями, особенностями состава флюидов, их кислотно-основными и окислительно-восстановительными характеристиками и т. п. В частности, «контрастность» редкоземельных трендов возрастает

по мере развития калиевой (микроклиновой) гранитизации, т. е. с возрастанием общей щелочности процесса.

Комплементарные типы гранитоидов

При интерпретации особенностей распределения и перераспределения РЗЭ в гранитоидах неизбежно возникают вопросы о геологических направлениях перераспределения и концентрации Eu и о выявлении комплементарных пар горных пород (в отношении РЗЭ и особенно Eu): Согласно С. Р. Тейлору и С. М. Мак-Леннону (1988), широкая распространенность в фанерозое пород, характеризующихся распределением РЗЭ с отрицательной Eu-аномалией, свидетельствует о наличии глубинных (нижнекоровых или даже мантийных) пород с комплементарным характером распределения редких земель (прежде всего, с положительной Eu-аномалией). В свою очередь, существование в раннем докембрии широко распространенных гранитоидов с положительной Eu-аномалией также заставляет предполагать наличие комплементарных образований. Наиболее популярные модели формирования раннедокембрийских серых гнейсов — парциальное плавление или фракционная кристаллизация предполагают, созвучно с идеей С. Р. Тейлора и С. М. Мак-Леннона, глубинное «захоронение» комплементарных пород.

Между тем, гранитоиды и гнейсы с распределением РЗЭ второго и даже третьего типа (с отрицательной Eu-аномалией) проявлены не только в фанерозое, но и в более ранние периоды, вплоть до раннего архея [Wronkiewicz, Condie, 1990]. Глубинный характер «серогнейсовых» гранитоидов (пятый тип распределения РЗЭ) и одновременно принадлежность пород третьего типа к вулканогенным образованиям (см. гл. 8) или к производным далеко эволюционировавших малоглубинных магматических очагов позволяет предположить их взаимную комплементарность. В соответствии с моделью гранитизации формирование гранитоидов сопровождается последовательным выносом ряда элементов, в том числе на завершающих стадиях процесса — выносом РЗЭ. Стадии плагиогранитизации отвечает ограниченный вынос ТРЗЭ. На микроклиновой стадии вынос ТРЗЭ возрастает и подкрепляется выносом ЛРЗЭ. При этом Eu фиксируется в полевых шпатах, чем определяется обеднение им восходящих флюидных потоков. Можно предположить, что на верхних уровнях коры флюидные потоки, обогащенные РЗЭ (в большей степени — ТРЗЭ) и характеризующиеся отрицательной Eu-аномалией, поглощаются расплавами в пределах верхнекоровых (промежуточных) магматических очагов, результатом чего является формирование магм с распределениями РЗЭ второго, третьего или промежуточных типов. Механизм подобного процесса требует специального исследования. Однако в пользу выдвинутого

предположения, помимо высказанных соображений, свидетельствуют два важных дополнительных замечания. Во-первых, необходимо отметить высокую насыщенность флюидными компонентами высокодифференцированных плюмазитовых и агапитовых кислых расплавов, приводящую, в том числе, при достижении ими поверхности к высокоэксплозивным извержениям пирокластических потоков. Во-вторых, подчеркнем, что формирование распределений РЗЭ третьего типа в результате только лишь магматического фракционирования вряд ли возможно. Эффективное обеднение расплава европием должно быстро привести к резкому замедлению процесса его дальнейшего извлечения из расплава за счет фракционирования плагиноклаза. Исследование распределений РЗЭ в породообразующих минералах гранитов третьего типа (хр. Сихотэ-Алинь, Дальний Восток России и Циновецкий массив, ЧСФР), показало, что в этих породах даже полевые шпаты характеризуются наличием отрицательной Eu-аномалии [Руб и др., 1990]. Кроме того, для создания подобных распределений РЗЭ потребовалось бы фракционирование совершенно неправдоподобных количеств плагиноклаза.

В отсутствие верхнекоровых магматических очагов флюидные потоки, обогащенные РЗЭ (за исключением Eu) и рядом других элементов, фильтрующиеся из области гранитизации, вероятно, ответственны за возникновение редкометалльных метасоматитов соответствующих типов.

Геодинамические обстановки формирования гранитоидов в раннем докембрии, геохимические обстановки гранитизации

Сходство геологических, петрохимических и геохимических особенностей фанерозойских и раннедокембрийских гранитоидов, за исключением серогнейсовых гранитоидов и мигматитовых комплексов с распределением РЗЭ пятого типа, свидетельствует в пользу предположения о сходстве петрогенетических процессов и геодинамических обстановок их формирования. Два момента представляются особенно важными: 1) формирование известково-щелочной сиалической коры (прежде всего, гранитоидов) резко активизировалось в определенные и относительно краткие этапы на протяжении всей геологической истории, по меньшей мере, с 3,8-млрд лет назад и до сегодняшнего дня и осуществлялось за счет мантийного или океанско-корового источника (см. гл. 1); 2) согласно известным петрогенетическим моделям, формирование гранитоидов как через магнообразование, так и в процессе гранитизации должно было бы осуществляться в условиях интенсивной фильтрации флюидных потоков.

В течение фанерозоя подобные условия, обеспечивающие массированное формирование ювенильных гранитоидов, реализова-

лись исключительно в связи с субдукцией океанической литосферы. Практически нет оснований предполагать иной способ формирования той части раннедокембрийских гранитоидов, для которой характерны распределения РЗЭ первого—третьего типов.

Вероятная взаимосвязь имеющих комплементарный характер гранитоидов с взаимно противоположным типом распределения концентраций всех РЗЭ, в том числе Eu (третий и пятый типы), свидетельствует, что и формирование специфических для раннего докембрия гранитоидов с распределением РЗЭ пятого типа, также могло быть связано с субдукцией океанической литосферы. Важно подчеркнуть, что субдукционным механизмом обеспечиваются все основные характеристики моделируемого процесса: 1) участие в гранитообразовании корового и мантийного источников; 2) формирование флюидных потоков и мантийный характер изотопных равновесий компонентов флюидов, обеспечивающий, в свою очередь, аналогичные изотопные характеристики продуктов гранитизации (независимо от возраста, состава и происхождения подвергшегося преобразованию субстрата); 3) палингенно-метасоматический характер глубинного гранитообразования, препятствующий возникновению сколько-нибудь значительных объемов магм «серогнейсового» типа и соответствующих эффузивных образований; 4) формирование комплементарных типов глубинных и близповерхностных гранитоидов; 5) совмещение во времени проявлений гранитообразования и мафитового магматизма.

Проведенный анализ позволяет предположить, что гранитоиды, характеризующиеся распределением РЗЭ с положительной Eu-аномалией (пятый тип), могли формироваться в течение фанерозоя и, возможно, продолжают формироваться до настоящего времени в основании активных континентальных окраин и энсиалических островных дуг.

Реальность выдвинутого предположения подтверждается следующими наблюдениями: для тоналитов, вскрытых глубоким эрозионным срезом в Андах южной части Чили, характерны крутые тренды РЗЭ и отсутствие Eu-аномалий [Тарни и др., 1983]. Получены данные о приближении условий гранитообразования в глубоко эродированных частях батолитов Британской Колумбии, Южной Калифорнии и Чили к условиям гранулитовой фации [Roddick, Hutchinson, 1974; Gastil, 1975; Herve e. a., 1974]. Наконец, в пределах о. Ревилладжиджедо (Западный метаморфический пояс берегового орогена Британской Колумбии — Аляски) исследованы раннемеловые тоналиты (70 млн лет), геохимически близкие раннедокембрийским аналогам, для которых распределение РЗЭ характеризуется появлением Eu-максимума и снижением общего уровня концентраций РЗЭ с ростом содержания SiO_2 . Метаморфизм вмещающих пород протекал при давлении 8—9 кбар (глубины порядка 30 км) и температурах 550—570 °C, т. е. в основании коры активной континентальной

окраины раннемелового возраста [Cook e. a., 1991; Crowford, Crowford, 1991].

Возможно, в определенной степени близкие процессы могли и могут иметь место также и в основании коры континентально-рифтовых систем и областей горячих точек (областей внутриплитной геодинамической активности). На это указывают тела гранитоидов с распределением РЗЭ третьего типа, свойственные подобным областям [Ермолов и др., 1988]. Однако в этом случае процесс характеризуется значительно меньшими масштабами и бимодальным характером магматизма. Особенности магматизма континентально-рифтовых систем и областей горячих точек также свидетельствуют об участии флюидных потоков в магматическом процессе. Участие флюидных потоков во внутриплитном магнеообразовании находит отражение и в существенной роли щелочно-гранитных расплавов, формирующихся в этих условиях. Однако размеры этих потоков, как и количество формирующихся ювенильных гранитоидов, судя по результатам процесса, значительно меньше тех, которые отвечают областям субдукционного гранитообразования.

В целом имеется значительно меньше оснований для сопоставления гранитоидов раннедокембрийских гранит-магматитовых поясов с гранитоидами фанерозойских областей внутриплитного магматизма по сравнению с гранитоидами глубинных зон активных континентальных окраин.

2.3.4. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ФОРМИРОВАНИЯ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ

Гранитоиды с распределениями РЗЭ первого—третьего, а также и четвертого типов независимо от возраста формировались в результате однотипных магматических процессов и, вероятно, в однотипных обстановках. Это позволяет использовать для их идентификации и классификации общие принципы, разработанные для гранитоидов современных и фанерозойских областей (см. [Гусев и др., 1991; Ненахов и др., 1992]). Вместе с тем, анализ особенностей распределения РЗЭ позволяет дополнительно судить об условиях протекания процессов магнеообразования.

Раннедокембрийские гранитоиды с распределением РЗЭ пятого («серогнейсового») типа, сформировавшиеся в результате гранитизации, не имеют аналогов на современном эрозионном срезе фанерозойских складчатых областей. Поэтому использование для их идентификации и классификации тех же принципов безосновательно. Наиболее вероятным представляется их формирование в пределах корневых зон активных континентальных окраин и, возможно, энсалических островных дуг.

Таким образом, комплексный анализ петрографических, структурно-морфологических и геохимических особенностей раннедокембрийских гранитоидов «серогнейсового» типа, участвующих в строении протяженных гранит-мigmatитовых поясов, позволяет полагать, что эти пояса отвечают глубоко эродированным (корневым) зонам активных континентальных окраин. Главными признаками гранитоидов, предположительно формировавшихся в основании коры активных континентальных окраин в раннем докембрии, являются:

1) преобладание пород гранит-мigmatитового комплекса, характеризующихся геологическими и петрографическими признаками формирования в результате совместно развивавшихся процессов метаморфической перекристаллизации, метасоматических преобразований и парциального плавления; в составе комплекса участвуют породы различной степени преобразований: от реликтов мафического субстрата через полосчатые, брекчиевые и далее теневые мigmatиты или через относительно однородные породы различных степеней гранитизации до плагиоклазовых и плагио-микроклиновых гранитов;

2) минералогические и петро-геохимические особенности (за исключением РЗЭ в породах серогнейсового типа), соответствующие особенностям фанерозойских гранитоидов I-типа, частично, возможно, и S-типа;

3) характерные сочетания распределений РЗЭ в сопряженных разновидностях пород, демонстрирующие закономерное перераспределение РЗЭ в процессе гранитизации: содержание ЛРЗЭ возрастает в течение плагиостадии, но с переходом к микроклиновой стадии снижается, вплоть до весьма низких значений (для La — с 80—200 до 2—10-кратного обогащения относительно хондрита); содержания ТРЗЭ незначительно уменьшаются уже на плагиостадии и существенно сокращаются на микроклиновой стадии — также до очень низких значений (для Yb — с 5—7 до 0,4—0,6-кратного обогащения относительно хондрита); на фоне общего снижения концентраций РЗЭ содержания Eu сохраняются практически неизменными, что приводит к формированию остаточного европиевого максимума (Eu/Eu' — до 4—12).

Наличие перечисленных признаков, на наш взгляд, дает достаточно оснований для реконструкции геодинамической обстановки формирования гранит-мigmatитовой области. Однако весьма важно согласовать эту частную оценку с комплексной реконструкцией региона, определив место гранит-мigmatитовой области в латеральном ряду палеогеодинамических структур. В частности, Мурманский пояс является закономерной частью позднеархейской Кольско-Норвежской коллизионной зоны [Миц и др., 1992] (см. гл. 9—9.2). Последовательные стадии эволюции позднеархей-

ских геодинамических обстановок в северо-восточной части Кольского полуострова отражены на рис. 9.11 и 9.12.

2.4. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНУЛИТО-ГНЕЙСОВЫХ ПОЯСОВ

Гранулитогнейсовые пояса обычно рассматриваются в качестве некоего антипода гранит-зеленокаменных областей. Очевидной причиной такого противопоставления является значительно более высокий уровень и признаки иного, чем в предыдущем случае, флюидного режима метаморфизма и, соответственно, иной, характер сопряженных метаморфо-метасоматических преобразований пород. Достаточно давно стало очевидным, что представление о приуроченности гранулитов исключительно к древнейшим сегментам земной коры лишены оснований. Установлено, что гранулиты формировались в течение различных отрезков докембрийской истории — выделены гранулитовые пояса палеозойского возраста, получены данные о существовании гранулитов мезокайнозойского возраста [Bradshaw, 1989; Hutcison, 1975; Windley, 1981a]. Безусловно, это открывает дополнительные возможности интерпретации раннедокембрийских гранулитовых поясов в соответствии с теорией тектоники плит.

Обращаясь к палеогеодинамическим реконструкциям гранулитовых поясов, хотелось бы оценить обстановки их тектонического размещения на верхних уровнях коры, сопутствующего и предшествующего метаморфизма. Самостоятельный интерес представляет возможность реконструкции обстановок формирования дометаморфического субстрата. Решение последней задачи представляется наиболее затруднительным в силу ограничений, накладываемых неизохимическим характером метаморфизма (см. гл. 4). Тем не менее, попытки подобных реконструкций широко известны, некоторые примеры приведены в последующих разделах. Обстановки метаморфизма, предшествовавшего размещению, также поддаются реконструкциям со значительными трудностями. Предполагается, что формирование низкоградиентных (Т/р) гранулитов связано с обстановками сжатия, реализующихся в надвиго-поддвиговых перемещениях. Высокоградиентный гранулитовый метаморфизм связывается с рифтогенной обстановкой (см. гл. 5).

Пользуясь в качестве тектонотипов гранулитовыми структурами восточной части Балтийского щита, выделяют три типа гранулитовых поясов: лапландский, кольский и ладожский.

Гранулитовые пояса лапландского типа характеризуются низко-умеренноградиентным (кианит-силлиманитовым) режимом метаморфизма. В качестве неперменного элемента они включают тела габбро-анортозитов, в той или иной степени метаморфизо-

ванные, размещенные близ подошвы ансамбля тектонических покровов. Они пользуются весьма широким распространением в структурах раннего докембрия. Сюда относятся гранулиты южного обрамления Алданского щита, поясов Лимпопо (Африка), Пиквитоней и Гренвилл (Канада) и другие.

Подобные пояса свойственны обстановкам, которые часто сопоставляются с «внутриконтинентальной коллизией» [Крёнер, 1984]. Однако анализ эволюции Лапландского пояса позволяет предполагать, что обстановка его тектонического размещения более удачно может быть сопоставлена с формированием тыловодужных надвигов. Как показано в гл. 2—2.4.1, с тектоническим размещением гранулитовой пластины связан преимущественно поднадвиговый («подошвенный») метаморфизм пород параавтохтона, характеризующийся формированием обратной метаморфической зональности. Предшествующий надвигообразованию низкоградиентный гранулитовый метаморфизм, по-видимому, связан с обстановкой нижней коры активной окраины в условиях преимущественно метано-углекислотного флюидного потока с низким парциальным давлением воды. Области активности флюидных потоков подобного типа, благодаря большей устойчивости карбонатов и углеродистых осадков по сравнению с большинством гидратированных пород, по-видимому, смещены к тыловым областям активных окраин, тогда как в направлении фронтальной области они сменяются существенно водными флюидами, фильтрацией которых определяются процессы гранитизации и парциального плавления.

Пояса кольского (высоко-умеренноградиентного — андалузит-силлиманитового) типа, по-видимому, образуются при фронтальных столкновениях плит (см. гл. 2—2.4 и гл. 3). При этом гранулитовый метаморфизм предшествует коллизии и отвечает условиям подъема геонизотерм в обстановке растяжения (рифтогенеза). К этому типу относятся гранулиты кратона Карнатака и Восточных Гат (Южная Индия) и, возможно, гранулиты центральной части Алданского щита.

Гранулиты поясов ладожского типа связаны в единую серию с гнейсами и кристаллическими сланцами амфиболитовой фации, а также со структурами окаймленных гранито-гнейсовых и гранит-мигматитовых куполов. Помимо юга Финляндии и Карелии, образования подобного типа известны в пределах Кодаро-Удоканской области Становика, в Гренландии. Гранулиты ладожского типа образуют метаморфические пояса зонального строения, в которых собственно гранулитами представлены наиболее высокотемпературные части умеренно-градиентной серии, образующие постепенные переходы к более низкотемпературным образованиям. Геодинамическая интерпретация гранулитов этого типа до настоящего времени не предложена. Можно предполагать, что зональные метаморфические серии, подобные ладожской, формируются так же, как и низкоградиентные гранулиты лапландского

типа, в основании коры активных континентальных окраин при участии смешанных водно-углекислотных флюидных потоков.

Не ясно, следует ли относить к самостоятельному типу умеренно-градиентные гранулиты, непрерывно картирующиеся в пределах обширных территорий Алданского щита, блока Унгава Канадского щита, блока Уит Западно-Австралийского щита. Возможно, последующие исследования продемонстрируют их геодинамическое подобие гранулитам кольского типа.

2.4.1. ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ, МЕТАМОРФИЗМА И РАЗМЕЩЕНИЯ ГРАНУЛИТОВЫХ ПОЯСОВ НА ПРИМЕРЕ ЛАПЛАНДСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО ПОЯСА

Лапландский гранулитовый пояс, рассматриваемый нами в качестве тектонотипа, на протяжении ряда лет является объектом пристального внимания со стороны тектонистов, петрологов, исследователей раннего докембрия. Пояс является фрагментом более крупной геоструктуры — Лапландско-Колвицкого гранулитового пояса. Его северо-западное окончание перекрыто рифейскими и палеозойскими тектоническими покровами норвежских каледонид; в юго-восточном направлении он скрывается под осадочным чехлом Русской платформы.

Ранее Лапландско-Колвицкие гранулиты рассматривались либо в качестве поднятого блока глубинных, преимущественно plutонических пород [Жданов, 1968, 1978], либо как образования метаморфического пояса, характеризующегося определенной последовательностью напластования метаморфических пород и определенной зональностью проявления метаморфических преобразований [Беляев, 1971; Виноградов и др., 1980]. Позднее было выдвинуто предположение об унаследованном от дометаморфических вулканогенно-осадочных толщ характере относительной пологой расслоенности гранулитов [Андреев, 1979; Meriläinen, 1976; Козлов и др., 1990]. Эти представления нашли отражение в ряде геологических карт, где составляющие пояс породы закартированы в качестве выдержанных стратиграфических подразделений — свит и подсвит. Идеи о тектонической природе, по крайней мере, южного ограничения гранулитов, получившего название Главного Лапландского разлома (шва), имеющего взбросо-надвиговый характер, были выдвинуты Л. А. Прияткиной [Прияткина и др., 1975; Прияткина, Шарков, 1979] и поддержаны В. А. Глебовицким [Земная кора ..., 1978]. Позднее были высказаны предположения о покровно-надвиговом строении гранулитового пояса, который интерпретировался в качестве коллизийной [Barbey *et al.*, 1980, 1984] или тыловодужной [Мицц и др., 1985; Marker, 1985; Berthelsen, Marker, 1986 и др.] надвиговой структуры.

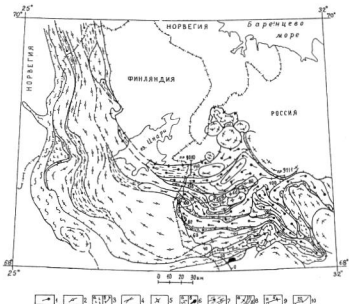


Рис. 2.10. Схема геологического строения Лапландского гранулитового пояса (1 : 17 000 000).

1—3 — породы тектонических покровов пояса Лапландских гранулитов: 1 — основные гранулиты и их мигматизированные разновидности; 2 — кислые гранулиты; 3 — породы подошвенного комплекса: а — габбро-анортозиты, б — метагаббро-анортозиты (гранат-клинопироксен-плаггиоклазовые кристаллосланцы и гранатовые амфиболиты). 4—5 — линзовидные будинированные тела: 4 — эндербиты и пироксеновые диориты; 5 — гранатовые граниты и гранодиориты. 6—7 — зоны тектонического меланжа: б — непосредственно подстилающие ансамбль Лапландских тектонических покровов (а — крупночешуйчатые двуслюдяные гнейсы-бластомилониты, прослой и линзовидные тела амфиболитов, б — будинообразные тела гарцбургитов); 7 — разделяющие отдельные тектонические покровы (рассланцованные гранулиты, частью бластомилониты, с будинированными включениями пород подстилающих и перекрывающих покровов). 8 — породы параавтохтона: а — частично ремобилизованные и преобразованные в гранит-мигматиты и гранито-гнейсы куполов [Минц и др., 1989; Минц, 1993], б — «оболочки» окаймленных куполов. 9 — надвиги: а — слабо деформированные, б — опрокинутые или запрокинутые. 10 — линии профилей МОГТ (см. рис. 2.11).

Геологическое строение. Общая оценка геологической структуры региона позволяет утверждать, что тектонические покровы лапландских (лапландско-сальютундровских) и колвицких (кандалакшско-колвицких) гранулитов, сохранившиеся сегодня, представляют собой эрозионные останцы некогда значительно более обширной системы тектонических покровов (рис. 2.10; рис. 9.1,

9.7). В их основании располагается зона тектонического меланжа, включающая деформированные породы подошвенного комплекса, в верхней части которого располагаются пластинообразные тела подвергшихся метаморфизму габбро-анортозитов. В местах относительно крутого (до 50—60°) залегания волнисто-изогнутой подошвы ансамбля тектонических покровов они превращены в эклогитоподобные кристаллосланцы. Расположенные ниже «по разрезу» гранатовые амфиболиты, относимые к кандалакшской свите, одними исследователями рассматриваются в качестве метаморфизованных габброидов нижних уровней расслоенных интрузивных тел, другие считают, что они образовались за счет преобразования основных гранулитов.

Гранатовые амфиболиты, в свою очередь, подстилаются комплексом сложночередующихся в разрезе и по латерали гранатосодержащих и безгранатовых амфиболитов, кианитсодержащих двуслюдяных сланцев, биотит-амфиболовых гнейсов с линзами метаконгломератов (породы карекатундровской и корватундровской свит). Некоторые разности перечисленных пород достаточно определено диагностируются как бластомилониты.

В пределах амфиболит-кристаллосланцевого комплекса располагаются альпинотипные гипербазиты Нотозерского пояса (преимущественно дуниты и гарцбургиты) [Виноградов и др., 1980], формирующие будинированные линзо- и пластинообразные тела, ориентированные в целом согласно с кристаллизационной сланцеватостью вмещающих пород. Оливин этих гипербазитов характеризуется признаками деформаций, отвечающих условиям мантийных температур (900—1300 °C) [Добржинская, 1989], что позволяет рассматривать их в качестве отторженцев верхней мантии.

Дополнительные особенности размещения и строения габбро-анортозитов, характеризующие специфику их геологической приуроченности к основанию ансамбля тектонических покровов гранулитов, приведены в гл. 2—2.5 (рис. 2.17).

Принципиально важная информация о глубинном строении гранулитового пояса, подтверждающая представление о нем в виде системы пологозалегающих тектонических покровов, получена в результате сейсморазведочных исследований методом МОВ по профилю POLAR [Marker, 1990] и в результате вибросейсмических исследований МОГТ по профилям, пересекающим Лапландский гранулитовый пояс в субмеридиональном и в субширотном направлениях, выполненных Северным филиалом ЭГГИ в 1990—1992 гг. [Тарновецкий и др., 1993] (рис. 2.11). Новые данные демонстрируют наличие многочисленных отражающих субгоризонтальных элементов («площадок» и протяженных «границ»), взаимно коррелирующихся и довольно уверенно объединяющихся в «структурные линии». В ряде участков отражающие элементы группируются в пакеты. В южном направлении наблюдается постепенное приближение «структурных линий» к поверх-

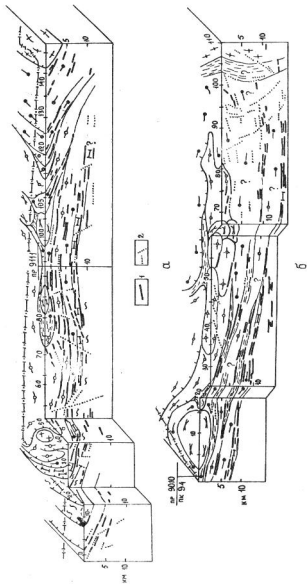


Рис. 2.11. Покровно-надавигое строение Лапландского гранулитового пояса: геологические разрезы (интерпретация Н. В. Минца материалов сейсморазведки МОГТ, Северный филиал ЭГТИ, 1991—1992): а — по субмеридиональному профилю 9010, б — по субширотному профилю 9111.

Расположение профилей и условные обозначения — см. рис. 2.10. Дополнительные обозначения: 1 — уверенно выделяемые отражающие элементы, 2 — предположительно выделяемые отражающие элементы и линии нарушения корреляции.

ности. Близко от начала субмеридионального профиля отражающие элементы, по-видимому, входящие в состав нижнего пакета, практически достигают поверхности.

Сопоставление результатов сейсмического профилирования МОГТ с геологическими картами позволяет интерпретировать полученную картину как отражение покровно-надвигового строения пояса. Корреляция отражающих элементов позволяет с большой уверенностью отстроить глубинные (до 16 км) геологические разрезы, которые демонстрируют (впервые с такой степенью детальности и надежности) следующие структурные особенности пояса:

- отчетливую расслоенность подошвенного комплекса (метабазроанортозиты, метаанортозиты, гранатые амфиболиты);

- относительную «массивность» (в материалах МОГТ) покровов, образованных кислыми гранулитам;

- возможную связь с границами тектонических покровов преобладающей части отражающих элементов (поверхностей);

- согласованность с материалами геологического картирования наблюдавшихся выклиниваний и срезаний отдельных покровов (см. рис. 2.10, 2.11);

- «рельеф» сейсмических «структурных линий» — свидетельство деформированности покровов, образующих пологие складки;

- максимальную глубину подошва лапландских гранулитов достигает в восточной части субширотного профиля, где по мере приближения профиля к границе пояса с породами Аллареченского гранито-гнейсового купола, соответствующие отражающие элементы фиксируются на глубине 14—15 км.

Геодинамические условия метаморфизма гранулитов. Для выяснения условий формирования и размещения пород гранулитового пояса особый интерес представляет исследование «разреза» в основании ансамбля тектонических покровов: собственно пород подошвенного комплекса и пород подстилающей зоны тектонического меланжа.

В пределах детально исследованной территории (первый район — бассейн р. Явр и г. Чильтальд, второй — Сальные Тундры) собственно породы пояса грубо делятся на два комплекса: кислые и основные гранулиты. Первый комплекс состоит преимущественно из лейкократовых биотит-гранатовых кристаллосланцев, плагиогнейсов и гнейсов с резко подчиненными по объему телами и линзами пироксенсодержащих энтербитов и амфиболитов, а в некоторых участках и основных гранулитов. Второй — образован преимущественно мезо- и меланократовыми кристаллическими сланцами (орто- или клинопироксеновыми, двупироксеновыми, часто гранатсодержащими, иногда с биотитом и/или амфиболом), энтербитами, в подчиненном количестве — амфиболитами. В основании «разреза» пояса залегают породы подошвенного комп-

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ ОЦЕНКИ, ОТРАЖАЮЩИЕ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНЫЕ СТАДИИ
МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ ЛАПЛАНДСКИХ ГРАУЛИТОВ (ДАННЫЕ В. И. ФОНАРЕВА, А. И. КОНИЛОВА
ДЛЯ НЕКОТОРЫХ ХАРАКТЕРНЫХ ОБРАЗЦОВ)

Номер образца	опПр		кПр		Гр		Бн		Т °С	Пары материалов
	X ^{Fe} , вес. %	Al вес. %	X ^{Fe} , вес. %	Al вес. %	X ^{Fe} , вес. %	Ca вес. %	X ^{Fe} , вес. %	Ti вес. %		
6/2	—	—	—	—	—	6,44	0,228	2,89	561	r(Гр1—Бн1)
	—	—	—	—	—	6,30	0,275	3,17	597	r(Гр2—Бн2)
	—	—	—	—	—	6,16	0,292	3,69	623	r(Гр3—Бн3)
	0,310	1,99	—	—	—	6,67	—	—	727	R(кПр—Гр)
	0,341	2,07	—	—	—	5,93	—	—	809	c(опПр4—Гр4)
10/1	—	—	—	—	—	0,667	0,227	4,46	546	R(Гр—Бн)
	—	—	—	—	—	0,600	0,303	5,10	707	C(Гр)—m(Бн)
36/6	0,382	1,34	0,145	3,64	—	—	—	—	682	R(опПр—кПр)
	0,395	2,66	0,185	6,06	—	—	—	—	821	C(опПр—кПр)
39/13	0,281	3,15	—	—	0,602	5,24	—	—	714	r(опПр1—Гр1)
	0,301	1,90	—	—	0,610	4,83	—	—	737	r(опПр1—Гр1)
	0,332	2,79	—	—	0,621	5,13	—	—	750	r(опПр1—Гр1)
	0,282	3,36	—	—	0,553	5,14	—	—	823	c(опПр1—Гр1)
	0,334	1,29	—	—	0,649	5,34	—	—	731	r(опПр2—Гр2)
	0,345	1,15	—	—	0,605	5,14	—	—	826	—
101-3	0,320	2,23	—	—	0,621	5,52	—	—	739	r(опПр3—Гр3)
	0,329	2,86	—	—	0,598	5,47	—	—	809	c(опПр3—Гр3)
с-137	—	—	0,132	3,78	0,677	6,52	—	—	739	R(кПр—Гр)
	—	—	0,159	4,15	0,627	5,82	—	—	910	C(Гр)—m(кПр)
	—	—	0,120	3,62	0,710	7,77	—	—	685	r(кПр1—Гр1)
	—	—	0,135	4,66	0,677	7,85	—	—	800	R(кПр—Гр)

144/4	—	—	0,141	5,75	0,680	10,06	—	—	885	C (Гр) — c (кПр2)
	—	—	0,097	2,85	0,641	7,60	—	—	684	R (кПр — Гр)
	—	—	0,125	3,30	0,613	7,88	—	—	807	C (Гр) — M (кПр)
	—	—	0,138	5,49	0,660	14,10	—	—	975	c (Гр1) — m (кПр1)
36/1	0,192	1,45	—	—	0,497	6,04	—	—	702	R (оПр — Гр)
	0,223	1,97	—	—	0,524	5,77	—	—	725	R (оПр — Гр)
	—	—	0,108	5,89	0,460	5,96	—	—	965	C (Гр — кПр1)

Примечание: оПр — ортопироксен, кПр — клинопироксен, Гр — гранат, Би — биотит; для оПр и кПр $X^{Fe} = Fe/Fe$ (сумма катионов в VI координации); для Гр и Би $X^{Fe} = Fe/(Fe + Mg)$; Г — контакты (краевые части, rims) зерен, R — усредненные контакты (краевые части) нескольких зерен, c — центральные части (cores) зерен, C — усредненные центры нескольких зерен, m — отдельные матричные (matrix) зерна, M — несколько усредненных матричных зерен.

плекса (метагаббро-анортозиты, эклогитоподобные породы и гранатовые, часто гранат-клинопироксеновые амфиболиты). В отличие от преобладающей части Лапландско-Кольвицкого гранулитового пояса, где для кислых гранулитов характерны силлиманитсодержащие разновидности, в районе Сальных Тундр характерны породы с кианитом. Собственно породы гранулитового пояса подстилаются, как упоминалось выше, комплексом пород тектонического меланжа, испытавшими метаморфизм в более низкотемпературных условиях, но соответственно при более высоких давлениях. Этот комплекс состоит преимущественно из кианитсодержащих биотит-гранатовых, двуслюдяных, биотит-амфиболовых плагиогнейсов, в подчиненном количестве — гранатовых и безгранатовых амфиболитов.

Оценка P, T-условий метаморфизма перечисленных комплексов была выполнена В. И. Фонаревым и его сотрудниками (ИЭМ РАН) с использованием системы согласованных минералогических термометров и барометров [Фонарев и др., 1991]. Основу работы составили многочисленные специально выполненные микрозондовые определения составов сосуществующих минералов в прозрачных шлифах. Всего было проанализировано около 100 образцов со средним количеством определений 15–20 в каждом образце. В ходе термобарометрических исследований наблюдались разнообразные соотношения составов минералов, отражающие как локальную химическую гетерогенность пород, так и эволюцию P, T-параметров, «записанных» и сохранившихся в пределах отдельных образцов. В ряде случаев существенная

**УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД
ЛАПЛАНДСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО ПОЯСА**

Ста- дии	Температура			Давление					Рай- он	Комплекс
	°C	S	n	кбар	S	n	H	g		
IV	568	20	37	3,9	0	1	14	40	1-й	Кислые гранулиты
	651	7	12	н/о						
III	700	20	37	7,7	0,4	2	28	25		
II	809	0	3	8,6	0,1	2	31	26		
I	н/о			н/о					1-й	Основные гранулиты
IV	574	25	7	н/о						
	633	1	7	6,3	0,2	2	23	28		
III	695	24	162	7,6	1,1	6	28	25		
II	798	15	13	10,5	0	1	38	21		
I	887	4	4	11,3	0	1	41	22		
IV	604	14	16	6,3	0,4	2	23	26	2-й	Кислые и основные гранулиты
III	696	22	31	9,1	0,5	6	33	21		
II	787	25	47	10,9	0,6	11	40	20		
I	924	25	24	12,6	1,2	6	46	20		
III	692	10	12	9,3	0	1	32	22	1-й	Гранатовые амфиболиты
II	778	20	31	10,6	0,8	3	36	22		
I	861	8	10	12,0	0	1	41	21		
III	675	5	7	10,1	0	1	34	20	2-й	Гранатовые амфиболиты
II	805	27	8	11,9	0	1	40	20		
I	885	10	3	н/о						
III	718	11	10	9,0	0	1	34	21	1 + 2-й	Мета- анортозиты
II	810	15	16	10,3	0	2	39	21		
I	893	10	8	н/о						
	968	6	3	н/о						
—	590	16	46	8,5	0,2	3	29	21	1-й	Гр-Би-гнейсы («корватунд- ровская толща»)
—	605	23	6	н/о	—	—	—	—	2-й	Гр-Би-амфибо- литы («корва- тундровская толща»)

Примечание: S — стандартное отклонение, n — количество минеральных пар, H — глубина, км, g — геотермический градиент, °/км; районы: 1-й — р. Яра — г. Чильтальд, 2-й — Сальные Тундры.

неоднородность составов минеральных зерен возникает за счет различий (особенно на контактах Би—Гр) по сравнению с центральными частями или матричными зернами; нередко отмечалась также гетерогенность состава зерен отдельных минералов в пределах образца. В других случаях сосуществующие минералы были практически гомогенны. Перечисленные особенности

были учтены при использовании данных микроанализа для получения термобарометрических оценок. В качестве основных критериев надежности были приняты: а) закономерности перераспределения компонентов между минералами в каждом образце, сохранившем «запись» о нескольких Р, Т-ступенях минералообразования; б) совпадение Р, Т-определений по различным типам геотермометров и геобарометров в пределах каждого из полиминеральных образцов; в) статистический подход к оценке Р, Т-параметров, основанный как на использовании большого количества анализов и образцов, так и разнообразии минералогических индикаторов (термометров и барометров). В табл. 2.4 приведены составы минералов в некоторых образцах, зафиксировавших различные температурные ступени метаморфизма. В табл. 2.5 приведены примеры оценки давлений для образцов с совпадающими оценками температур, полученных с использованием различных геотермометров; одновременно таблица представляет собой сводку Р, Т-оценок, полученных для характерных комплексов пород гранулитового пояса в пределах двух исследованных районов.

Анализ результатов позволяет следующим образом охарактеризовать особенности метаморфических процессов в ходе эволюции Лапландского гранулитового пояса.

1. Для пород, образующих Лапландский гранулитовый пояс, характерны признаки полистадийного развития метаморфических процессов регрессивной направленности. Во всяком случае, признаки предшествующего прогрессивного развития процессов, если таковое имело место, полностью утеряны в условиях наиболее высоких из достигнутых степеней метаморфизма. Регрессивная стадийность характеризуется четырьмя главными температурными стадиями: 920—860 °С; 810—780 °С; 720—675 °С; 605—565 °С. Кроме того, для пород основного состава отмечены температуры 970—930 °С, отвечающие, вероятно, реликтам первичных (магматических) минеральных парагенезисов. Характерно, что близкие температурные статистические максимумы фиксируются для всех гранулитов, исследованных в пределах обоих районов р. Явр—г. Чильтальд и Сальных Тундр. Исключение составляют породы, включаемые нами в подошвенный комплекс метагбброанортозитов (в том числе и гранатовые амфиболиты, относимые обычно к кандалакшской свите, в которых низкотемпературный максимум 605—565 °С не обнаружен. Величина (интенсивность) статистических максимумов в различных типах пород не одинакова, что может быть связано как с кинетическими особенностями минеральных пар, использованных для термометрии, так и с отсутствием некоторых минеральных ассоциаций в породах определенного состава (в частности, Гр—Би-ассоциация, применяемая для оценки низкотемпературных процессов, практически отсутствует в гранатовых амфиболитах и метаанортозитах). Однако в других случаях различия в интенсивности температурных статистических максимумов, по-видимому, имеют более глубокие

причины. В частности, в кислых гранулитах первого района (р. Явр—г. Чильтальд) лишь в отдельных образцах составы минералов отвечают первой и второй стадиям метаморфизма. Метаморфические процессы, наиболее интенсивные из фиксируемых, приходится здесь на третью и, в меньшей степени, на четвертую температурные стадии. Напротив, в кислых гранулитах второго района (Сальные Тундры) все отмеченные стадии достаточно представительны и особенно интенсивно проявлена вторая стадия с $T=800^{\circ}\text{C}$. Эти различия, очевидно, являются результатом более интенсивных регрессивных преобразований пород в первом районе по сравнению с вторым. Регрессивная направленность процесса метаморфизма гранулитов часто устанавливается по соотношению температурных оценок, полученных в зависимости от составов минералов на контактах минеральных пар, в отличие от оценок, полученных от использования составов, отвечающих центральным частям зерен.

2. Давление при метаморфических преобразованиях метагаббро-анортозитов подошвенного комплекса (метаанортозитов и гранатовых амфиболитов) было на всех стадиях заметно более высоким по сравнению с комплексами кислых и основных гранулитов района р. Явр—г. Чильтальд (см. табл. 2.5). Также в существенно более глубинных условиях (по крайней мере, на второй—четвертой стадиях) протекал метаморфизм кислых и основных гранулитов района Сальных Тундр. Эти особенности указывают на более значительную глубинность стартовых позиций соответствующих тектонических пластин.

3. Ксианитсодержащие двуслюдяные сланцы корватундровской свиты, входящие в состав подстилающего лапландские гранулиты комплекса пород, рассматриваемого нами в качестве зоны тектонического меланжа, испытывали прогрессивный метаморфизм при максимальных температурах $590\pm 20^{\circ}$ и давлении $7,3\pm 0,5$ кбар. Более низкие температуры уверенно не были установлены, но прогрессивная направленность процесса фиксируется по соответствующей зональности граната в некоторых образцах.

4. На рис. 2.12 представлена сводная $T-P$ ($T-N$) диаграмма для метаморфических комплексов региона. Эта диаграмма и таблица 2.5 демонстрируют, что в породах лапландского гранулитового пояса метаморфизм высокотемпературных стадий (первой—третьей) протекал в условиях относительно низкого геотермического градиента ($19-23$, максимально 27 град/км). При этом расположение комплексов пород в современном «разрезе» (по существу тектоническом) каждого из исследованных районов сохраняет исходное распределение этих пород по глубинности протекания метаморфических процессов. Мощность исследованной части «разреза», находившегося в исходном положении, в период гранулитового метаморфизма, может быть оценена в пределах $3-7$ км (см. рис. 2.12). Вместе с тем, метаморфические процессы на более значительных глубинах протекали в условиях

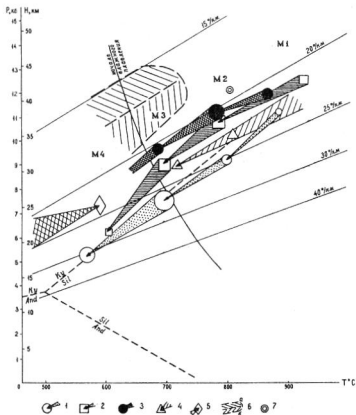


Рис. 2.12. Эволюция условий метаморфизма Лапландского надвигового пояса (данные В. И. Фонарева и др.) и породы поднадвиговой области.

Лапландские гранулиты: 1 — кислые гранулиты, 2 — основные гранулиты, 3 — гранатовые амфиболиты, 4 — метаанортозиты. Породы поднадвиговой области: 5 — гнейсы корнатуновдровской толщи, 6 — породы беломорской серии: эклогитоподобные породы (а), кианитсодержащие гнейсы (б) (по [Фацин..., 1990]), 7 — эклогитизированные габбро-анортозиты каскадского комплекса (по [А. А. Кременецкий, 1979] — M1, M2, M3, M4), температурные стадии.

более низких геотермических градиентов, что может указывать на существование условий термостатирования в период глубинного метаморфизма, но может характеризовать распределение температур по вертикали, зависящее от таких дополнительных факторов, как теплогенерация, теплопередача и др. Видимо, с теми же причи-

нами связано и само существование температурной стадийности метаморфических процессов, практически вне зависимости от глубинности протекания метаморфических процессов соответствующих стадий (разумеется, в интервале условий, зафиксированных в породах гранулитового пояса). Наиболее вероятной причиной термостатирования мощных толщ пород могли быть процессы парциального плавления, поглощавшие дополнительный приток тепла. На динамический характер термостатирования, по-видимому, указывает и согласованное снижение температуры и давления от первой к третьей температурной стадии, при которых уровень термического градиента метаморфизма соответствующего комплекса пород сохраняется (см. рис. 2.12). Отмеченные особенности могут указывать на то, что процессы минералообразования в течение первой—третьей стадий протекали в относительно спокойных условиях на фоне медленного перемещения к поверхности пород будущего гранулитового пояса. Стадийность метаморфизма (на фоне общего медленного охлаждения, связанного с поднятием), вероятно, является отражением соответствующей стадийности процессов перекристаллизации пород, характеризовавшихся скачкообразным изменением состава минералов при неизменности в целом характера минеральных парагенезисов. Перекристаллизация, в свою очередь, могла вызываться каталитическим воздействием активизировавшегося в отдельные моменты времени флюидного потока без существенного дополнительного притока тепла.

5. Резким изменением геотермического градиента характеризуется переход от третьей к четвертой стадии метаморфизма, который сопровождается значительным уменьшением глубинности протекания метаморфических процессов (на 10—13 км) (см. рис. 2.12). Это, очевидно, было связано с быстрым и значительным по масштабу движением метаморфизирующихся толщ в направлении земной поверхности.

Таким образом, удастся наметить непосредственную зависимость изменений условий метаморфизма от эволюции геодинамических обстановок. Зафиксированные особенности метаморфических преобразований, по-видимому, отвечают этапу сжатия, температурные стадии фиксируют условия в основании коры активной континентальной окраины и отдельные стадии покровообразования. Не ясно, каковы были условия в самом начале процесса, во время предполагаемого растяжения и рифтогенеза. Здесь можно было бы ожидать относительно более высокоградиентных (T/P) условий. Однако реликтовые минералы, отвечавшие этой стадии, скорее всего, не сохранились.

Поднадвиговая область — параавтохтон. Породы, подстилавшие ансамбль тектонических покровов лапландско-колвических гранулитов, обнажены в пределах Беломорской микроплиты к югу от гранулитового пояса благодаря эрозии перекрывавших их тек-

тонических покровов. Региональные геологические особенности и характер деформаций этих пород, превращенных в систему сравнительно маломощных тектонических пластин и чешуй, позволяют рассматривать их в качестве параавтохтона относительно тылового надвигового пояса (гл. 9—9.1).

К породам параавтохтона мы относим образования, традиционно выделяемые в составе корватундровской и карекатундровской свит и беломорского комплекса.

Породы корватундровской свиты, представляющие собой в некоторых участках типичные blastsmilonites, расположены непосредственно к югу от подошвы гранатовых амфиболитов, приуроченных к основанию системы тектонических покровов лапландских гранулитов. Они представлены гнейсами и сланцами, образованными парагенезисами типа $Pl + Kfs + Bt + Gr \pm St \pm Kfs \pm Mu$. С ними пространственно тесно связаны амфиболиты и сланцы карекатундровской свиты. В «разрезе» значительную роль играют гранат-биотит-мусковитовые динамосланцы и blastsmilonites, включающие порфиобласты граната с характерной структурой «снежного кома», свидетельствующей о кристаллизации в условиях интенсивных сдвиговых деформаций, что, наряду с другими структурно-текстурными признаками деформаций, позволяет рассматривать эту часть «разреза» в качестве зоны тектонического меланжа.

Перечисленные породы испытали прогрессивный метаморфизм ставролит-кианит-биотитовой субфации эпидот-амфиболитовой фации. Вместе с тем, метаморфизм четвертой стадии пород гранулитового пояса одновременно явился первым отмеченным проявлением метаморфизма прогрессивной направленности для пород зоны тектонического меланжа (кианитсодержащих двуслюдяных сланцев). Судя по полученным оценкам, метаморфизм этих сланцев протекал на глубине порядка 25—30 км в условиях низкого геотермического градиента (19—21 град/км) (см. рис. 2.12).

Породы беломорского комплекса также обнажаются южнее Лапландско-Колвицкого гранулитового пояса, отделяясь от Лапландско-Сальнотундровского фрагмента надвигового пояса цепью сводо-купольных поднятий (см. рис. 9.6, 9.7). В составе комплекса участвуют кинанитсодержащие гнейсы, гранатовые амфиболиты, а также анортозиты и эколгитизированные породы, в том числе несомненно интрузивного происхождения — друзиты. Низкоградиентные преобразования в породах беломорского комплекса, различающиеся условиями протекания метаморфических процессов, частью сменяют друг друга по латерали и в «разрезе, частью отвечают последовательно наложенным стадиям этих процессов. Метаморфизм характеризовался следующими параметрами: для субфации Ки—Пл эколгитоподобных пород — 750—700 °C; для субфации Ки—Орт — 700—650 °C; для субфации Ки—Ми — 650—590 °C; для субфации Ки—Му — 590—500 °C и давлениями от 12 до 8 кбар. Эти оценки соответствуют геотер-

мическому градиенту 18 град/км в интервале глубин 28—42 км (см. рис. 2.12). По данным Л. Н. Котовой, в юго-восточной части Беломорской микроплиты в кристаллосланцах основного состава обнаружены парагенезисы, формировавшиеся при давлениях 12—14 кбар (42—50 км) и при температурах, не превышающих 700 °С (геотермический градиент — 14—17 град/км). В отдельных случаях были установлены также признаки давлений до 15 кбар (парагенезисы, включающие ассоциации омфакита с очень высокомагнезимальным гранатом в ранних каймах в друзитах). В плагиогранито-гнейсах встречены необычно кальциевые гранаты (до 30 %grossуляра), что свидетельствует о давлениях не менее 15 кбар [Фации..., 1990] (см. рис. 2.12).

Сопряженный сводо-купольный пояс. Купола и своды, образованные реоморфизованными позднеархейскими породами амфиболито-гнейсового или мигматитового комплексов, располагаются по всему внешнему периметру лапландско-колвицких тектонических покровов (см. рис. 9.2, 9.7). С наличием куполов связан и разрыв сплошности ансамбля тектонических покровов, определивший изолированное положение современных эрозионных останцов покровов: лапландско-сальютундровского и кандалакша-колвицкого. Сложная в плане конфигурация внешнего контура надвигового пояса также связана с моделированием этой границы в результате подъема (всплывания) реоморфизованных позднеархейских пород. Мы не располагаем данными об условиях метаморфизма и реоморфизма, синхронных куполообразованию. Состав и структурно-текстурные признаки этих пород характерны для умеренных проявлений мигматизации и гранитообразования. Иными словами, эти породы не имеют признаков преобразований при низкоградиентных режимах, свойственных породам параавтохтона. Последние облекают сводовые и купольные структуры, сохраняясь в узких межкупольных синформах, что отчетливо свидетельствует об относительно более позднем и наложенном характере куполообразования. Вместе с тем, отсутствие в породах сводов и куполов реликтовых признаков низкоградиентных метаморфических преобразований свидетельствует о приуроченности низкоградиентного метаморфизма к уровню коры Беломорской микроплиты, ограниченному как сверху (породами тектонических покровов гранулитов), так и снизу.

Геохимические особенности гранулитов и природа протолитов*. В пределах комплекса пород Лапландского гранулитового пояса по геохимическим особенностям (табл. 2.6, 2.7) могут быть выделены следующие типы: 1) основные гранулиты и связанные с ними энтербиты, 2) метагаббро-анортозиты, 3) кислые гранулиты.

* Аналитические данные, использованные в этом разделе, получены в ходе геодинамического картирования, выполненного МОМКАГЭ ПГО «Аэрогеология» [Шенкман, Минск и др., 1991ф].

ХАРАКТЕРНЫЕ СОДЕРЖАНИЯ ПЕТРОГЕННЫХ (мас. %) И РЕДКИХ (г/т) ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ ЛАВАНДСКО-КОЛВИЦКОГО ГРАНИТОВОГО ПОЯСА

№п/п	№ пробы	Фрагмент порца	Тип породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Основные гранулиты										
1	ДЕ-112	Лавандский	Гранулит кЩр-оЩр-Пз	49,16	1,09	12,96	1,28	10,29	0,2	14,65
2	ДЕ-132/1	Лавандский	Гранулит кЩр-оЩр-Пз	52,5	2,99	14,07	2,48	8,73	0,1	7,2
3	ДЛ-74	Лавандский	Гранулит кЩр-Ам-Пз	49,24	0,98	16,48	4,09	5,53	0,1	9,12
4	ССМ-78/3	Лавандский	Гранулит кЩр-оЩр-Пз	51,88	0,94	16,81	4,94	5,53	0,2	6,38
Эндробиты										
5	ДЕ-140	Лавандский	Эндробит (массив)	58,26	1,10	17,63	2,80	4,86	0,1	3,70
6	ДЕ-141	Лавандский	Эндробит (обособление)	47,30	1,65	19,49	4,34	6,12	0,1	6,30
7	ДЕ-151	Лавандский	Эндробит (обособление)	62,12	1,06	15,31	1,40	6,12	0,1	3,90
8	ДЕ-158	Лавандский	Эндробит (обособление)	54,54	1,22	15,6	2,49	6,84	0,1	6,6
9	ДЕ-159/4	Лавандский	Эндробит (обособление)	68,84	0,92	13,35	1,16	3,92	0,1	2,95
10	ДЕ-159/4а	Лавандский	Эндробит (массив)	69,26	0,81	13,00	1,19	4,23	0,1	2,90
Метаббвро-анортозиты										
11	ДЛ-75	Лавандский	Метаббвро-анортозит (гранулит кЩр-Гр-Пз)	46,78	1,08	16,7	5,6	8,63	0,2	7,29
12	ДЛ-95	Лавандский	Метаббвро-анортозит (гранулит Гр-кЩр-Ам-Пз)	50,28	1,42	14,08	5,81	8,14	0,2	6,02
13	ДЛ-95/1	Лавандский	Метаббвро-анортозит (гранулит кЩр-Гр-Пз)	48,48	1,36	13,39	6,1	9,38	0,3	8,25
14	ДЛ-95/4	Лавандский	Метаббвро-анортозит (гранулит кЩр-Гр-Пз)	48,62	1,24	15,4	5,53	7,59	0,2	7,22
Метанортозиты										
15	ДЕ-1	Колвицкий	Анортозит	54,0	0,39	26,1	1,2	2,2	0	1,7
16	ДЛ-45/1	Колвицкий	Анортозит	52,62	0,24	26,23	1,5	1,64	0	1,55
17	ДЛ-48	Колвицкий	Метанортозит Гр-Ам	49,76	0,32	24,87	3,59	1,76	0,1	3,61
18	ДЛ-66	Колвицкий	Анортозит эклогитизированный (кЩр-Гр)	51,0	0,72	21,93	2,23	4,99	0,1	4,47

№ п/п	№ пробы	Фрагмент покса	Тип породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Метагаббро (гранатовые амфиболиты)										
19	ДЕ-8	Кольцевой	Амфиболит Гр	50,24	1,04	19,13	0,43	8,32	0,2	6,6
20	ДЕ-35	Кольцевой	Амфиболит Пр	49,8	0,46	14,8	3,8	5,91	0,1	10,2
21	ДЛ-49/1	Кольцевой	Амфиболит Гр	42,36	1,88	15,4	7,54	13,63	0	5,62
22	ДЛ-56	Кольцевой	Амфиболит Гр	51,4	0,94	17,4	5,89	5,71	0,3	4,2
23	ДЛ-58	Кольцевой	Амфиболит Гр	47,52	0,92	17,32	4,86	7,77	0,2	6,36
Кислые гранулиты гнейсовидные										
24	ДЕ-67/2	Кольцевой	Гранулит Кв-Гр-Бн-Пл	61,02	0,68	14,68	2,87	5,52	0,1	4,3
25	ДЕ-148	Лавлапский	Гранулит Бн-Гр-Ам-Кш-Пл	62,52	0,88	18,03	3,89	5,58	0,1	3,65
26	ДЕ-80	Кольцевой	Гранулит Кв-Гр-Бн-Пл	57,06	1,06	17,14	3,59	5,01	0,1	4,99
27	ДЕ-131	Лавлапский	Гранулит Бн-Гр-Кш-Пл	77,06	0,6	9,79	1,27	3,78	0,1	1,7
28	ДЛ-76	Лавлапский	Гранулит Бн-Гр-Ам-Кш-Пл-Сж	62,4	0,6	18,03	5,67	3,62	0,1	3,1
29	ДЛ-84	Лавлапский	Гранулит Бн-Гр-Ам-Пл-Сж	64,82	0,64	17,74	3,95	4,21	0,1	2,48
30	ДЛ-84/1	Лавлапский	Гранулит Бн-Гр-Кв-Пл	65,74	0,88	15,88	3,08	3,02	0,1	2,75
31	ДЛ-92	Лавлапский	Гранулит Бн-Гр-Пл	59,44	0,88	18,66	6,1	3,2	0,1	3,35
Кислые гранулиты массивные («гранатовые гранитоиды»)										
32	ДЕ-125	Лавлапский	Гранулит Бн-Гр массивный	62,52	0,8	15,79	2,48	8,55	0,2	3,8
33	ДЕ-129	Лавлапский	Гранулит Бн-Гр массивный	62,12	1,06	16,61	1,73	6,39	0,1	3,15
34	ДЕ-156/2	Лавлапский	Гранулит Бн-Гл-Кш-Пл	72,26	0,85	10,25	1,55	5,01	0,2	3,5

№ п/п	№ пробы	Фрагмент пояса	Тип породы	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. в.	SO ₃	Сумма
Основные гранулиты										
1	ДЕ-112	Лапландский	Гранулит кПр-оПр-Пл	6,79	0,9	1,36	0,26	0,31	0,4	99,65
2	ДЕ-132/1	Лапландский	Гранулит кПр-оПр-Пл	8,91	0,88	0,96	0,14	0,3	0,58	99,68
3	ДЛ-74	Лапландский	Гранулит кПр-Ам-Пл	9,6	3,56	0,6	0,14	0,28	0,01	99,73
4	ССМ-78/3	Лапландский	Гранулит кПр-оПр-Пл	8,09	3,79	0,83	0,24	0,01	0,01	99,64
Эндербиты										
5	ДЕ-140	Лапландский	Эндербит (массив)	6,31	3,54	0,44	0,28	0,38	0,13	99,53
6	ДЕ-141	Лапландский	Эндербит (обособление)	9,49	2,50	0,86	0,91	0,36	0,64	100,10
7	ДЕ-151	Лапландский	Эндербит (обособление)	5,92	2,66	0,42	0,21	0,20	0,12	99,55
8	ДЕ-158	Лапландский	Эндербит (обособление)	8,09	2,82	0,7	0,28	0,31	0,02	99,65
9	ДЕ-159/4	Лапландский	Эндербит (обособление)	3,68	2,88	2,1	0,03	0,25	0,07	100,33
10	ДЕ-159/4а	Лапландский	Эндербит (массив)	3,61	2,82	1,40	0,03	0,27	0,04	99,64
Метагаббро-анортозиты										
11	ДЛ-75	Лапландский	Метагаббро-анортозит (гранулит кПр-Гр-Пл)	10,8	2,6	0,48	0,18	0,01	0,01	100,35
12	ДЛ-95	Лапландский	Метагаббро-анортозит (гранулит Гр-кПр-Ам-Пл)	9,96	2,67	0,5	0,28	0,3	0,07	99,77
13	ДЛ-95/1	Лапландский	Метагаббро-анортозит (гранулит кПр-Гр-Пл)	10,2	0,27	0,27	0,24	0,01	0,01	98,26
14	ДЛ-95/4	Лапландский	Метагаббро-анортозит (гранулит кПр-Гр-Пл)	11,17	2,44	0,3	0,28	0,01	0,01	100,01
Метанортозиты										
15	ДЕ-1	Кольвинский	Анортозит	10,9	3,57	0,3	0,04	0,2	0,03	99,66
16	ДЛ-45/1	Кольвинский	Анортозит	11,9	3,98	0,26	0,1	0,42	0,01	100,51
17	ДЛ-48	Кольвинский	Метанортозит Гр-Ам	11,28	3,9	0,18	0,05	0,6	0,01	100,00
18	ДЛ-66	Кольвинский	Анортозит эклогитизированный (кПр-Гр)	11,76	2,81	0,27	0,09	0,08	0,01	100,45

№ п/п	№ пробы	Фрагмент пописа	Тип породы	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. п.	SO ₃	Сумма
Метагаббро (гранатовые амфиболиты)										
19	ДЕ-8	Колвинский	Амфиболит Гр	10,59	2,76	0,27	0,14	0,55	0,03	100,29
20	ДЕ-35	Колвинский	Амфиболит Пр	10,2	2,18	0,57	0,1	2,31	0,01	100,48
21	ДЛ-49/1	Колвинский	Амфиболит Гр	10,45	2,12	0,2	0,42	0,01	0,33	99,99
22	ДЛ-56	Колвинский	Амфиболит Гр	9,7	3,65	0,5	0,23	0,25	0,01	100,23
23	ДЛ-58	Колвинский	Амфиболит Гр	11,04	2,30	0,64	0,21	1,09	0,02	99,96
Кислые гранулиты гнейсовидные										
24	ДЕ-67/2	Колвинский	Гранулит Кв-Гр-Би-Пла	4,33	2,63	2,06	0,18	2,04	0,06	100,64
25	ДЕ-148	Лапландский	Гранулит Би-Гр-Ам-Клш-Пла	1,08	0,9	2,5	0,05	0,38	0,04	99,60
26	ДЕ-80	Колвинский	Гранулит Кв-Гр-Би-Пла	7,48	2,67	0,71	0,3	0,01	0,01	100,14
27	ДЕ-131	Лапландский	Гранулит Би-Гр-Клш-Пла	1,37	1,68	2,04	0,05	0,26	0,02	99,68
28	ДЛ-76	Лапландский	Гранулит Би-Гр-Ам-Клш-Пла-Си	2,16	1,12	3,12	0,09	0,01	0,01	100,06
29	ДЛ-84	Лапландский	Гранулит Би-Гр-Ам-Пла-Си	1,82	1,53	2,88	0,1	0,01	0,17	100,39
30	ДЛ-84/1	Лапландский	Гранулит Би-Гр-Кв-Пла	3,64	3,11	1,64	0,16	0,26	0,01	100,23
31	ДЛ-92	Лапландский	Гранулит Би-Гр-Пла	5,47	2,08	1,03	0,18	0,08	0,1	100,66
Кислые гранулиты массивные («гранатовые гранитоиды»)										
32	ДЕ-125	Лапландский	Гранулит Би-Гр массивный	1,59	1,48	1,52	0,04	0,87	0,02	99,61
33	ДЕ-129	Лапландский	Гранулит Би-Гр массивный	3,11	2,7	2,22	0,06	0,52	0,37	100,14
34	ДЕ-156/2	Лапландский	Гранулит Би-Гр-Клш-Пла	2,02	1,9	1,78	0,03	0,32	0,09	99,82

№ п/п	№ пробы	Фрагмент пояса	Тип породы	B	Ba	Sr	Y	Sn	Mo	Pb	H ₂ O _T
Основные гранулиты											
1	ДЕ-112	Лапландский	Гранулит кПр-оПр-Пл	23	200	220	20	3	2	6	0,14
2	ДЕ-132/1	Лапландский	Гранулит кПр-оПр-Пл	18	160	260	10	3	1	8	0,15
3	ДЛ-74	Лапландский	Гранулит кПр-Ам-Пл	16	140	400	5	4	1	11	0,09
4	ССМ-78/3	Лапландский	Гранулит кПр-оПр-Пл	7	420	—	—	—	1	8	0,16
Эндербиты											
5	ДЕ-140	Лапландский	Эндербит (массив)	28	270	668	10	3	1	16	0,21
6	ДЕ-141	Лапландский	Эндербит (обосаблине)	12	220	618	20	5	1	10	0,16
7	ДЕ-151	Лапландский	Эндербит (обосаблине)	17	410	288	20	11	2	42	0,13
8	ДЕ-158	Лапландский	Эндербит (обосаблине)	14	340	420	30	5	1	24	0,14
9	ДЕ-159/4	Лапландский	Эндербит (обосаблине)	12	1900	380	10	3	1	28	0,18
10	ДЕ-159/4а	Лапландский	Эндербит (массив)	14	920	262	10	4	1	33	0,17
Метагаббро-анортозиты											
11	ДЛ-75	Лапландский	Метагаббро-анортозит (гранулит кПр-Гр-Пл)	6	80	180	26	3	2	5	0,16
12	ДЛ-95	Лапландский	Метагаббро-анортозит (гранулит Гр-кПр-Ам-Пл)	16	600	500	37	7	1	15	0,15
13	ДЛ-95/1	Лапландский	Метагаббро-анортозит (гранулит кПр-Гр-Пл)	17	220	190	44	6	2	7	0,13
14	ДЛ-95/4	Лапландский	Метагаббро-анортозит (гранулит кПр-Гр-Пл)	16	150	380	26	5	2	13	0,22
Метаанортозиты											
15	ДЕ-1	Колюцкий	Анортозит	15	480	580	5	5	1	13	0,15
16	ДЛ-45/1	Колюцкий	Анортозит	17	400	1400	5	5	1	9	0,08
17	ДЛ-48	Колюцкий	Метаанортозит Гр-Ам	16	300	1400	5	5	1	7	0,09
18	ДЛ-66	Колюцкий	Анортозит эклогитизированный (кПр-Гр)	28	370	1000	8	3	1	18	0,08

№ п/п	№ пробы	Фрагмент полев	Тип породы	B	Ba	Sr	Y	Sn	Mo	Pb	H ₂ O _r
Метагаббро (гранатовые амфиболиты)											
19	ДЕ-8	Кольцевой	Амфиболит Гр	20	150	220	20	5	1	7	0,09
20	ДЕ-35	Кольцевой	Амфиболит Пр	16	380	400	19	6	1	9	0,18
21	ДЛ-49/1	Кольцевой	Амфиболит Гр	17	220	700	14	7	2	5	0,07
22	ДЛ-56	Кольцевой	Амфиболит Гр	6	220	130	32	3	1	9	0,06
23	ДЛ-58	Кольцевой	Амфиболит Гр	6	80	140	14	3	1	5	0,15
Кислые гранулиты гнейсовидные											
24	ДЕ-67/2	Кольцевой	Гранулит Кв-Гр-Бн-Па	11	480	180	26	3	2	32	0,9
25	ДЕ-148	Лапландский	Гранулит Бн-Гр-Ам-Кшш-Па	18	500	140	40	3	1	22	0,1
26	ДЕ-80	Кольцевой	Гранулит Кв-Гр-Бн-Па	10	380	220	20	3	2	9	0,13
27	ДЕ-131	Лапландский	Гранулит Бн-Гр-Кшш-Па	17	680	180	30	5	1	41	0,13
28	ДЛ-76	Лапландский	Гранулит Бн-Гр-Ам-Кшш-Па-См	15	1500	140	39	4	2	33	0,16
29	ДЛ-84	Лапландский	Гранулит Бн-Гр-Ам-Па-См	6	2000	250	30	3	3	40	0,16
30	ДЛ-84/1	Лапландский	Гранулит Бн-Гр-Кшш-Па	17	1000	750	12	5	2	21	0,2
31	ДЛ-92	Лапландский	Гранулит Бн-Гр-Па	17	600	650	28	6	2	24	0,17
Кислые гранулиты массивные («гранатовые гранитоиды»)											
32	ДЕ-125	Лапландский	Гранулит Бн-Гр массивный	22	550	170	60	3	2	20	0,17
33	ДЕ-129	Лапландский	Гранулит Бн-Гр массивный	17	370	240	50	3	2	22	0,12
34	ДЕ-156/2	Лапландский	Гранулит Бн-Гр-Кшш-Па	14	370	100	70	5	2	40	0,18

№ п/п	№ пробы	Фрагмент полевой	Тип породы	Cu	Zn	Sc	V	Cr	Co	Ni
Основные гранулиты										
1	ДЕ-112	Лавландский	Гранулит кПр-оПр-Пл	36	150	27	180	2000	41	190
2	ДЕ-132/1	Лавландский	Гранулит кПр-оПр-Пл	54	160	17	300	70	40	25
3	ДЛ-74	Лавландский	Гранулит кПр-Ам-Пл	18	100	20	270	270	47	250
4	ССМ-78/3	Лавландский	Гранулит кПр-оПр-Пл	18	40	22	100	47	36	39
Эндербиты										
5	ДЕ-140	Лавландский	Эндербит (массив)	20	130	12	100	64	17	33
6	ДЕ-141	Лавландский	Эндербит (обособление)	28	180	17	170	70	25	34
7	ДЕ-151	Лавландский	Эндербит (обособление)	100	250	17	300	190	33	80
8	ДЕ-158	Лавландский	Эндербит (обособление)	25	170	23	180	180	33	52
9	ДЕ-159/4	Лавландский	Эндербит (обособление)	10	130	12	100	38	7	15
10	ДЕ-159/4а	Лавландский	Эндербит (массив)	17	170	15	10	45	20	23
Метагаббро-анортозиты										
11	ДЛ-75	Лавландский	Метагаббро-анортозит (гранулит кПр-Гр-Пл)	77	110	26	400	190	47	95
12	ДЛ-95	Лавландский	Метагаббро-анортозит (гранулит Гр-кПр-Ам-Пл)	22	150	51	500	50	18	32
13	ДЛ-95/1	Лавландский	Метагаббро-анортозит (гранулит кПр-Гр-Пл)	18	230	58	400	290	19	62
14	ДЛ-95/4	Лавландский	Метагаббро-анортозит (гранулит кПр-Гр-Пл)	11	110	55	240	280	18	60
Метанортозиты										
15	ДЕ-1	Колвинский	Анортозит	16	90	8	48	90	7	45
16	ДЛ-45/1	Колвинский	Анортозит	18	80	9	60	110	8	44
17	ДЛ-48	Колвинский	Метанортозит Гр-Ам	24	80	8	40	45	13	84
18	ДЛ-66	Колвинский	Анортозит эклогитизированный (кПр-Гр)	58	70	17	80	350	25	74

№ п/п	№ пробы	Фрагмент пояса	Тип породы	Cu	Zn	Sc	V	Cr	Co	Ni
Метагаббро (гранатомые амфиболиты)										
19	ДЕ-8	Кольцевой	Амфиболит Гр	31	100	27	260	210	19	94
20	ДЕ-35	Кольцевой	Амфиболит Пр	35	130	34	290	900	24	260
21	ДЛ-49/1	Кольцевой	Амфиболит Гр	66	200	28	480	55	19	72
22	ДЛ-56	Кольцевой	Амфиболит Гр	94	110	27	400	48	35	33
23	ДЛ-58	Кольцевой	Амфиболит Гр	94	90	22	350	150	35	70
Кислые гранулиты гнейсовидные										
24	ДЕ-67/2	Кольцевой	Гранулит Кв-Гр-Би-Пл	34	120	13	250	300	23	72
25	ДЕ-148	Лапландский	Гранулит Би-Гр-Ам-Клш-Пл	24	200	18	100	660	18	70
26	ДЕ-80	Кольцевой	Гранулит Кв-Гр-Би-Пл	33	120	14	200	200	32	59
27	ДЕ-131	Лапландский	Гранулит Би-Гр-Клш-Пл	8	80	11	80	120	14	19
28	ДЛ-76	Лапландский	Гранулит Би-Гр-Ам-Клш-Пл-Сж	45	130	16	300	150	19	22
29	ДЛ-84	Лапландский	Гранулит Би-Гр-Ам-Пл-Сж	60	130	11	300	150	18	32
30	ДЛ-84/1	Лапландский	Гранулит Би-Гр-Кв-Пл	19	120	8	180	80	6	32
31	ДЛ-92	Лапландский	Гранулит Би-Гр-Пл	20	120	18	260	170	28	44
Кислые гранулиты массивные («гранатомые гранитоиды»)										
32	ДЕ-125	Лапландский	Гранулит Би-Гр массивный	20	80	28	180	170	22	27
33	ДЕ-129	Лапландский	Гранулит Би-Гр массивный	29	80	22	100	130	20	30
34	ДЕ-156/2	Лапландский	Гранулит Би-Гр-Клш-Пл	44	260	16	70	2000	20	160

**ХАРАКТЕРНЫЕ СОДЕРЖАНИЯ РЗЭ (г/г)
В ПОРОДАХ ЛАПЛАНДСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО ПОЯСА**

№ п/п	Номер пробы	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
1	ДЕ-129	97	220	12	1,8	1,6	7,2	1,1
2	ДЕ-132/1	20	40	4,8	1,4	0,72	2,1	0,3
3	ДЕ-140	25	50	3,1	1,7	0,97	0,44	0,60
4	ДЕ-148	41	83	6,4	0,73	0,94	3,8	0,62
5	ДЕ-151	25	40	5,1	1,4	0,81	2,2	0,31
6	ДЕ-158	19	40	6,3	0,77	0,94	2	0,36
7	ДЛ-48	2,8	6	0,64	0,62	0,14	0,41	0,06
8	ДЛ-58	7,6	17	3,1	1,1	0,72	2,1	0,29
9	ДЛ-75	14	24	5,2	1,3	0,94	2,8	0,56
10	ДЛ-84	48	68	7,7	1,9	1,4	3,4	0,52
11	ДЛ-92	38	68	7,4	1,5	1,1	2,8	0,41

Принадлежность и названия пород — см. таблицу 2.6.

1. Основные гранулиты и тесно связанные с ними эндрбиты. К числу особенностей пород этого типа относятся следующие:

А. Двупироксен-плагиоклазовые, частично ортопироксен—плагиоклазовые, кристаллосланцы по валовому составу отвечают низкощелочным ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 1,6\text{—}4,2$) толеитам, изредка известково-щелочным базальтам или габбро-норитам. В составе щелочей незначительно преобладает либо К либо Na. Часто для пород характерна несколько повышенная магнезиальность (до 9—15 %, максимально — до 20,3 % MgO) и титанистость (1—3 % TiO_2 , за исключением наиболее высоко-Mg пород с 0,5 % TiO_2). Распределение РЗЭ (рис. 2.13) в целом более обычно для пород известково-щелочной серии: РЗЭ умеренно фракционированы при нормированных содержаниях La — 30—60, Yb — 6—12.

Б. Эндрбиты и эндрбитизированные разности кристаллосланцев охватывают интервал пород от диоритов до низкощелочных гранодиоритов ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 2,1\text{—}4,2$). Характерна повышенная титанистость, вероятно, унаследованная от основных кристаллосланцев ($\text{TiO}_2 = 0,8\text{—}1,8$). По распределению РЗЭ (см. рис. 2.13) выделяются две группы:

— с резко фракционированным распределением РЗЭ при умеренных и высоких концентрациях ЛРЗЭ и низких ТРЗЭ (нормированное содержание Lu — 1,5—8) и часто с отчетливой положительной Eu-аномалией;

— с умеренно фракционированным распределением РЗЭ и отрицательной Eu-аномалией.

Эндрбиты первой группы формируют линзовидные в разрезе массивы, расположенные в пределах зон тектонического меланжа,

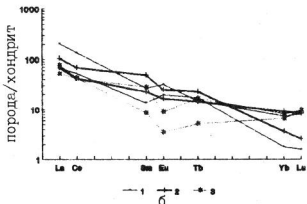
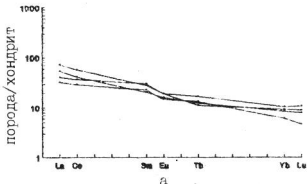


Рис. 2.13. Распределения РЗЭ в двупироксен-плагноклазовых кристаллосланцах (основных гранулитах) (а) и в энтербитах (б).

1 — энтербиты крупных линзообразных тел, 2 — энтербитизированные двупироксен-плагноклазовые кристаллосланцы, 3 — энтербиты, образующие мелкие тела и прожилки среди энтербитизированных кристаллосланцев.

разделяющих отдельные тектонические покровы; энтербиты второй группы образуют небольшие согласные или субсогласные тела среди энтербитизированных двупироксен-плагноклазовых кристаллосланцев.

2. Подошвенный комплекс габбро-анортозитов. Представлен преимущественно метаморфизованными разностями — кристаллосланцами, сформированными в результате перекристаллизации

исходно магматических образований. По особенностям геологического положения (постоянная тесная пространственная связь при фиксированных соотношениях в разрезе) и геохимическим характеристикам к этой группе примыкают гранатовые амфиболиты. Здесь выделяются: метаанортозиты (часто гранат- и клинопироксенсодержащие), гранат-клинопироксен-плаггиоклазовые кристаллосланцы (метагаббро-анортозиты), геологически тесно связанные с метаанортозитами, и гранатовые, часто клинопироксен-содержащие амфиболиты, практически постоянно подстилающие в «разрезе» типичные породы габбро-анортозитового комплекса.

А. Метаанортозиты и метагаббро-анортозиты (часто гранат- и клинопироксенсодержащие) в целом обычные по составу с характерным распределением РЗЭ с резко положительной Eu-аномалией (рис. 2.14 б);

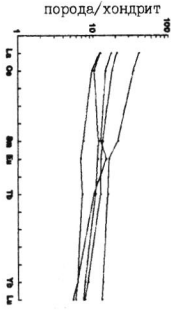
Б. Гранат-клинопироксен-плаггиоклазовые кристаллосланцы геологически тесно связаны с анортозитами. Их состав соответствует умеренно обогащенным TiO_2 толентовым, реже известково-щелочным базальтам с низким содержанием щелочей ($Na_2O + K_2O = 0,5-3,1$) при преобладании натрия ($Na_2O/K_2O = 1,5-12,4$). В этой группе выделяется подгруппа, заметно обогащенная Al_2O_3 (соответственно, с более высокими содержаниями плаггиоклаза), характеризующаяся содержаниями РЗЭ, пониженными относительно пород следующей подгруппы (La — 8—18, Yb — 3—8), и часто с Eu-максимумом; характеризующаяся умеренным обогащением РЗЭ (обычно 20—30 стандартов) и постоянной отрицательной Eu-аномалией (см. рис. 2.14 а).

В. Гранатовые, часто клинопироксенсодержащие, амфиболиты, практически постоянно подстилающие типичные породы габбро-анортозитового комплекса. Они отвечают по составу толентовым базальтам (габбро) и отличаются теми же петрохимическими чертами, что и породы двух предыдущих групп. По распределению РЗЭ выделяются две подгруппы: характеризующаяся умеренным обогащением РЗЭ при весьма слабо фракционированном их распределении (ЛРЗЭ — 10—20, ТРЗЭ — 6—10 хондритов) иногда с Eu-максимумом; с более высоким общим содержанием РЗЭ (La — до 40—50 норм) при слабо выраженной отрицательной Eu-аномалии (см. рис. 2.14 а).

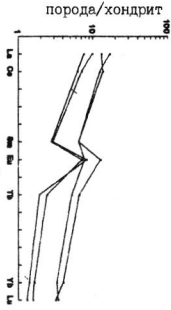
По-видимому, менее обогащенные РЗЭ разности как гранат-клинопироксеновых кристаллосланцев, так и гранатовых амфиболитов представляют собой метаморфические аналоги недифференцированной части расслоенных габбро-анортозитовых массивов; более обогащенные РЗЭ разности тех и других сформировались в результате метаморфизма мафитовых дифференциатов тех же массивов.

По составу эндоконтактовых зон рассматриваемых тел габбро-анортозитов, отождествляемых с зонами закалки, исходный расплав отвечал, согласно Е. В. Шаркову, высокоглиноземи-

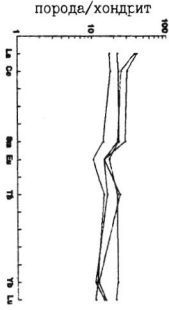
В



Б



А



стому известково-щелочному андезито-базальту [Анортозиты. . . , 1984].

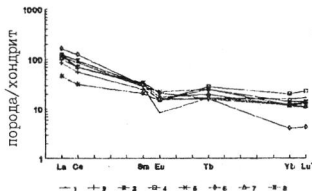
3. *Кислые гранулиты* представлены биотит-силлиманит-гранат-полевошпатовыми высококварцевыми, часто кордиерит-биотитовыми, иногда пироксенсодержащими разностями варьирующего состава (условно могут быть выделены группы пород с $57\% < \text{SiO}_2 < 70\%$, $70\% < \text{SiO}_2 < 80\%$ и $\text{SiO}_2 > 80\%$), однако резкие границы между группами отсутствуют. Обычным аксессуарным минералом является графит.

По распределениям РЗЭ кислые гранулиты отчетливо делятся на 2 группы (рис. 2.15). Породы обеих групп практически не отличаются уровнем содержаний ЛРЗЭ. Различия состоят в степени фракционирования и характере Eu-аномалии. Кислые гранулиты первой подгруппы характеризуются относительно пониженным уровнем ТРЗЭ (нормированное содержание Yb — 4—14) при отсутствии или слабой проявленности отрицательной Eu-аномалии. Кислые гранулиты второй подгруппы отличаются более высоким уровнем ТРЗЭ (Yb — 13—25, в единичной пробе — 70 норм) и резкой отрицательной Eu-аномалией. Породы этой подгруппы характеризуются несколько более высокими концентрациями SiO_2 , Zr, Y и более низким — Na_2O , CaO , P_2O_5 . Общей особенностью пород обеих подгрупп, сближающей их с основными гранулитами, является повышенное содержание TiO_2 (0,6—1,2).

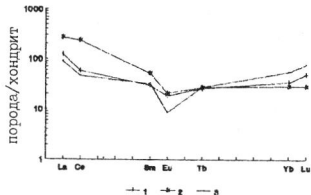
Реконструкция геодинамических обстановок формирования до-метаморфического субстрата гранулитов по петро-геохимическим данным. Высокая степень метаморфизма пород Лапландско-Колвицкого гранулитового пояса значительно осложняет возможности использования петро-и геохимических методов опознавания отдельных пород и их комплексов — индикаторов геодинамических обстановок формирования дометаморфического субстрата. Неизохимический характер метаморфизма высоких ступеней наиболее очевиден в случае сочетания его с метасоматическими и особенно с ультраметаморфическими процессами (гранитизацией, энтербитизацией и др.), включающими флюидный привнос и перераспределение компонентов пород, формирование и удаление анатектических выплавов. Определенная степень вероятности консервации исходного состава пород при метаморфизме, включая как распределение порообразующих, так и малых элементов, сохраняется при отсутствии признаков метасоматических и ультраметаморфических процессов.

Специальный интерес представляет оценка подвижности РЗЭ при метаморфизме. В работе Р. Грауха [Grauch, 1989], обобщающей состояние исследований в этой области, приведена таблица,

Рис. 2.14. Распределения РЗЭ в породах комплекса метагabbро-анортозитов: гранат-клинопироксен-плагноклазовых кристаллосланцах (а), метаанортозитах (б), гранатовых амфиболитах (в).



а



б

Рис. 2.15. Распределения P39 в кислых гранулитях: гранат-силлиманит-кварц-плагноклазовых кристаллосланцах, частью биотитсодержащих (а) и в массивных гранат-кварц-плагноклазовых породах («гранатовых гранитоидах») (б).

Содержания SiO_2 (% %): (а) 1 — 65,52; 2 — 61,02; 3 — 57,06; 4 — 62,40; 5 — 54,82; б) 6 — 65,74; 7 — 59,44; 8 — 77,06; (б) 1 — 62,52; 2 — 62,12; 3 — 72,26.

где для рубрики «Высокотемпературный метаморфизм» характерен абсолютный перевес сторонников инертности P39, тогда как для рубрики «Метасоматоз и гидротермальные процессы» — такой же перевес у сторонников подвижности P39.

Исследования, выполненные Н. М. Кунинной в ходе работ по

составлению геодинамической карты Кольского полигона, позволили сформулировать следующие выводы:

1. Распределения РЗЭ могут сохранять особенности, свойственные исходным магматическим породам. Несколько более надежно диагностируются признаки плутонических пород, что может быть связано с их более отчетливой специфичностью (например, некоторые типы габбро, по-видимому, кумулятивного генезиса, особенно габбро-анортозиты, также некоторые ультрамафиты).

2. Распределения РЗЭ могут испытывать незначительные изменения, выражающиеся, чаще всего, в слабом обогащении легкими РЗЭ или всеми РЗЭ одновременно без изменения характера распределения.

3. В некоторых случаях распределения РЗЭ меняются весьма значительно как в отношении их характера, так и уровня содержания. Подобная ситуация наиболее характерна для пород в пределах мигматитовых комплексов и ареалов гранитизации.

4. Степень подвижности РЗЭ не связана сколько-нибудь однозначно со степенью метаморфизма пород, в том числе динамометаморфизма.

5. Степень подвижности РЗЭ в метаморфических процессах, по-видимому, определяется их метасоматической составляющей: количеством и составом флюидов, масштабом их перемещения и т. п.

Сложность задачи усугубляется отсутствием реликтовых структурно-текстурных признаков геологической природы гранулитов. В более выгодном положении находятся метагаббро-анортозиты подошвенного комплекса, где геологическими методами удастся показать наличие постепенных переходов между интрузивными образованиями и кристаллосланцами, включая эклогитоподобные породы. Однако и в этом случае недостаточно ясной остается геологическая природа гранатовых амфиболитов. Наше предположение о формировании последних в результате метаморфизма габброидов и, возможно, ультрамафитов нижней части расслоенных плутонов, включающих габбро и анортозиты, опирается на постоянную пространственную и структурную связь гранатовых амфиболитов и собственно метагаббро-анортозитов.

Игнорировать отсутствие информации о природе метабазитов нельзя, поскольку между базальтоидами и их интрузивными аналогами (особенно в случае кумулятивного характера последних) существуют геохимические различия, сопоставимые по масштабу с различиями базальтов разных геодинамических обстановок. Между тем, классификационные признаки, позволяющие оценивать принадлежность мафитов к различным геодинамическим обстановкам, разработаны именно для базальтов.

Таким образом, геохимические особенности пород гранулитового комплекса не обеспечивают уверенно однозначной интерпретации в отношении природы протолитов и взаимосвязей пород

различных групп. Тем не менее, в рамках более общей региональной модели геодинамической эволюции северо-востока Балтийского щита в раннем протерозое (см. гл. 9—9.1) могут быть выдвинуты некоторые предположения.

Субстрат метаморфических пород пояса включал:

1. Расслоенные тела габбро и габбро-анортозитов. Геохронологическая информация о возрасте формирования раннепротерозойских расслоенных тел габбро-анортозитового типа свидетельствует об их внедрении и размещении в коре в начале раннепротерозойского геодинамического цикла — т. е. в обстановке континентального рифтогенеза (см. гл. 2—2.5 и гл. 8, 9).

2. Терригенные осадки с включением органических материалов. Кислые гранулиты (кондалиты), которые, как предполагается, сформировались за счет подобного субстрата, широко распространены на территории Финской и Норвежской Лапландии и пользуются ограниченным распространением на территории России. В рамках региональных моделей предполагаются минимально два варианта обстановок соответствующего осадконакопления: а) в пределах задугового бассейна Печенга-Варзугского океана, располагавшегося на месте Лапландского пояса; б) в пределах пассивной окраины аналогичного бассейна, но расположенного севернее (в современных координатах). Реликты коры и осадочно-го выполнения этого бассейна, возможно, сохранились в пределах Южно-Печенгской зоны.

Первый вариант объясняет гранулитовый метаморфизм осадков воздействием мощного теплового потока в условиях средней и верхней коры [Berthelsen, Marker, 1986; Marker, 1985]. Нам представляется, что такое объяснение причин гранулитового метаморфизма не находит удовлетворительных аналогов в геологии фанерозойских обстановок и потому является искусственным. Более предпочтительным кажется второй, более сложный вариант, предполагающий формирование осадочной толщи на шельфе задугового бассейна, последующее погружение этих осадков в зоне субдукции после преобразования пассивной окраины в активную и их временное размещение в основании активной окраины, где они подвергаются низко- и умеренноградиентному (Т/Р) гранулитовому метаморфизму. Вероятный возрастной интервал осадконакопления в рамках предложенной модели эволюции геодинамической системы может оказаться достаточно широким (см. гл. 9—9.1) — 2,3—1,95 млрд лет. Близкие оценки возраста получены для ряда проб кислых гранулитов (табл. 2.8). Sm—Nd изотопные данные свидетельствуют об отсутствии сколько-нибудь существенных количеств компонентов архейского возраста в составе протолита кислых гранулитов [Daly *et al.*, 1992, также доклад этих авторов на международном симпозиуме в г. Петрозаводске, 1992 г.]. Это обстоятельство позволяет конкретизировать предположение о характере бассейна осадконакопления: им, вероятно, мог быть задуговой бассейн раннепротеро-

зойского океана, в пределах которого преобладал терригенный снос продуктов разрушения раннепротерозойских образований, вероятнее всего, островодужных вулканитов.

Вместе с тем, особенности распределения РЗЭ и геохимические характеристики кислых гранулитов второй подгруппы, в том числе повышенные содержания TiO_2 , а также характер переходов от основных гранулитов к кислым и наличие скиалитоподобных включений основных гранулитов в кислых, не находят удовлетворительного объяснения в рамках гипотезы их первично-осадочного происхождения. Вероятнее всего, это указывает на существенную роль аллохимических преобразований мафитовых пород при метаморфизме, возможно, с образованием пород близких по составу кислым гранулитам — метаосадкам.

3. Магматические процессы — 2,0—1,95 (возможно, с 2,2 или даже 2,3) млрд лет назад определили формирование широкой гаммы пород: от основных до умеренно кислых и кислых, при преобладании первых. Недавние исследования Sm-Nd-изотопии этих пород свидетельствуют о формировании соответствующих мафитовых расплавов, т. е. их отделение от ультрамафитов мантии не ранее 2,2 млрд лет назад [Daly *et al.*, 1992; доклад этих авторов на международном симпозиуме в г. Петрозаводске, 1992]. Однако эффузивная или интрузивная форма их размещения в коре сегодня не установлена.

Эндербиты и эндербитизированные породы структурно и геохимически связаны с двупироксен-плагноклазовыми кристалло-сланцами. Происхождение эндербитов первой группы, очевидно, определяется процессами эндербитизации (аналогом гранитизации в относительно сухих условиях повышенных давлений). Их размещение в пределах самостоятельных массивов свидетельствует о высокой пластичности и соответствующей мобильности пород в период их формирования. Образование эндербитов второй группы приурочено к более высоким уровням коры и, вероятно, связано с участием флюидных потоков, обедненных ЛРЗЭ и Eu в результате предшествующего участия в эндербитизации пород более глубинного уровня.

Оценивая вероятные геодинамические обстановки формирования комплексов протолитов метаморфических пород Лапландского пояса, еще раз подчеркнем следующие особенности этих пород:

абсолютное большинство основных гранулитов сформировалось в результате метаморфизма магматических пород основного, изредка — ультраосновного состава;

преобладающая часть кислых гранулитов представляет собой продукты метаморфизма пород среднего, умеренно-кислого или кислого состава или осадочных пород, сформировавшихся в результате дезинтеграции магматических пород примерно того же состава;

метагаббро-анортозиты (включая экологитоподобные породы и гранатовые амфиболиты) представляют собой продукт зонального

**ГЕОХРОНОЛОГИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВЕК ФОРМИРОВАНИЯ ЛАПЛАНДСКО-КОЛВИЦКОГО
ГРАНУЛИТОВОГО ПОЯСА**

Объекты датирования	Порода, минерал	Метод	Возраст, млн лет	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	Источ- ник
1	2	3	4	5	6

Коллизия Кольской и Беломорской микроплит:

Формирование тыловодужных надвигов (завершение отдельных метаморфических событий и прекращение
гранулитового метаморфизма в целом)

Основные и кислые гранулиты (Лапландский пояс, р. Яврйоки)	Циркон	U-Pb дискордия	1960 ± 50		1
Основные и кислые гранулиты (сов- местно Лапландский и Кандалакша-Кол- вицкий пояса, районы р. Яврйоки и Порь-и губы)	»	То же	1910 ± 60		2
Двупироксен-плагноклазовые кри- сталлосланцы и энтербиты (Лапланд- ский пояс, водораздел рек Лотта и Яврйоки)	Порода в целом, по- левые шпаты и выщелаты	Pb-Pb изохронный	1940 ± 80		3
Пироксеновые кристаллосланцы (Лапландский пояс, р. Васкойоки)	Циркон	U-Pb дискордия	1906 ± 14 / - 10		4
Габбро-диортозиты массива Ваской- оки совместно с пироксеновыми кристал- лосланцами (там же)	»	То же	1926 ± 3 / - 2		4
То же	Порода в целом	Pb-Pb изохронный	1951 ± 150		4
Кислые гранулиты—кондалиты (Лапландский пояс, Северная Фин- ляндия)	То же	Rb-Sr изохронный	(2063 ± 202)	0,705 ± 0,003	4

Чарюкиты—энтербиты (Лаландский пояс, Северная Финляндия) То же	Порода в целом	Rb-Sr изохронный	1918 ± 107	0,7036 ± 0,0006	4
Энтербиты, основные гранулиты (Лаландский пояс)	Широкон	Sm-Nd изохронный	1,9 млрд. лет		5
У-Рb дискордия		U-Rb дискордия	1926 ± 5		5
Кислые гранулиты—метабазиты (Лаландский пояс)	"	То же	2280 ± 50		5
Гиперстеновые диориты—энтербиты (Лаландский пояс, Северная Финляндия)	Порода в целом, гранит	Sm-Nd изохронный	1950 ± 9,5		6
Кислые гранулиты—мигматизированные метабазиты (там же)	Порода в целом, гранит, полевой шпат	То же	1870 ± 7		6
Кислые гранулиты, гранулитовый метаморфизм (Лаландский пояс, Северная Финляндия)	Широкон, порода в целом, минералы	U-Rb дискордия, Рb-Rb изохроны по породе в целом и порообразующим минералам	2150		7
Кислые гранулиты, высокотемпературный диафторез (Лаландский пояс, Северная Финляндия)	То же	То же	1900		7
Габбро-диориты массива Главного хребта	Порода в целом	Pb-Rb изохронный Th-Rb изохронный Рb-Rb изохронный	2020 ± 150 2090 ± 250 2130 ± 150		8 9 9

Метаморфизм тыловолжской подлещиговой области

Низкоградистный метаморфизм с образованием кианитовых гнейсов 2-й стадии (бездоморская серия, район губы Поньтома)	Порода в целом	Rb-Sr изохронный	2370 ± 45		10
Ранние граниты 2-й возрастной группы (бездоморская серия, Поньтома-наволок)	То же	То же	2320 ± 110		10

Объекты датирования	Порода, минерал	Метод	Возраст, млн лет	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	Источник
Поздние граниты 2-й возрастной группы (беломорская серия, о-в Горбунова)	*	*	2170 ± 50		10
Граниты 3-й возрастной группы (беломорская серия, о-в Охлябинин)	*	*	2020 ± 90		10
Кварцевые гнейсы (беломорская серия, чупинская свита)	Циркон	U-Pb дискордия	1850 ± 50		11

Приведены значения доверительных интервалов для вероятности 0,68 σ.

Использованные источники: 1 — Лобач-Жученко и др., 1986; 2 — Тугаринов, Бибикова, 1980; 3 — Минц и др., 1989; 4 — Bernard-Griffiths c. a., 1984; 5 — Авакян и др., 1991; 6 — Daly, Bogdanova, 1991; 7 — Merilainen, 1976; 8 — Bircck, Allegre, 1973; 9 — Manhès c. a., 1980; 10 — Горохов и др., 1983; 11 — Бибикова, 1989.

высокотемпературного метаморфизма расслоенных интрузивных тел габбро-анортозитов, сформировавшихся в результате эволюции известково-щелочных высокоглиноземистых андезито-базальтовых (базальтовых?) магм.

Оценивая ситуацию в целом, можно предположить, что ассоциация основных и кислых гранулитов сформировалась в значительной степени в результате метаморфизма plutonic пород основного состава, интродуцировавших субдуцированные осадочные образования. Эта оценка не позволяет воспользоваться сопоставлением основных гранулитов с базальтоидами эталонных геодинамических обстановок даже при маловероятном предположении об изохимичности метаморфизма. По-видимому, ассоциации изверженных пород подобного типа могли формироваться на уровнях средней или нижней коры. Геодинамические обстановки, соответствующие перечисленным выше признакам, отчасти могли отвечать областям внутриконтинентального рифтогенеза или активных континентальных окраин. Несомненно, эта проблема нуждается в дальнейшей разработке. Ассоциация расслоенных габбро-анортозитов (гл. 9—9.1) вероятнее всего,

была сформирована к концу стадии континентального рифтогенеза, т. е. ранее ассоциации окраинно-континентальных осадочных и магматических образований. Заметим, что с другой стороны, такая последовательность плохо согласуется с размещением габбро-анортозитовых тел в основании системы тектонических покровов.

Геохронология геодинамической эволюции. Детальная геохронологическая привязка реперных геологических событий является одним из важнейших элементов, обеспечивающих эффективную реконструкцию раннедокембрийских геодинамических обстановок. В рассматриваемом случае наиболее очевидным эффектом, связанным с коллизией Кольской и Беломорской микроплит (в более широком смысле — с общей коллизией микроплит), является формирование тыловодужных тектонических покровов в процессе общего сокращения латеральных размеров и увеличения мощности коры. Рассмотрим имеющуюся информацию о времени отдельных стадий этого процесса (см. табл. 2.8).

1. Резонно предположить, что возраст гранулитового метаморфизма отвечает времени выведения пород из области, характеризовавшейся условиями гранулитовой фации, т. е. времени покровообразования. Оценки возраста лапландских основных гранулитов (гранатсодержащих и безгранатовых двупироксен-плагноклазовых кристаллосланцев и эндербитов по ним), полученные различными методами, варьируют в узких пределах — 1,95—1,90 млрд лет (в некоторых случаях изохроны были построены по точкам, отвечающим не только основным, но и кислым гранулитам). Дискуссия о реальности более древних возрастов пород Лапландского гранулитового пояса [Тугаринов, Бибикова, 1980], вероятно, может решиться в пользу несколько более древнего возраста метаморфизма (или образования дометаморфического субстрата?) кислых гранулитов — 2,27—2,06 млрд лет, оцененного также различными методами. Однако Sm-Nd изотопные данные заставляют ограничить историю лапландских гранулитов ранним протерозоем, эти данные свидетельствуют об отсутствии сколько-нибудь существенных компонентов архейского возраста в составе протолита кислых гранулитов, а также о формировании мафитовых расплавов, продукты кристаллизации которых явились протолитом основных гранулитов в результате парциального плавления мантийного источника не ранее 2,2 млрд лет назад [Daly *et al.*, 1992, также доклад этих авторов на международном симпозиуме в г. Петрозаводске, 1992].

2. Метаморфизм пород поднадвиговой области характеризуется оценками, охватывающими интервал от 2,37 до 1,85 млрд лет. Фактически неразрывно связаны с этим интервалом и еще более древние оценки — 2,85—2,79 млрд лет [Горохов и др., 1983]. Общая продолжительность специфического низкоградIENTного метаморфизма достигает по данным Rb-Sr метода примерно 1 млрд лет (!). Дискуссия о реальности этих оценок

возникла одновременно с их получением. В настоящее время существуют различные представления о продолжительности и геологической сущности протерозойского этапа геологической истории Беломорья. В соответствии с точкой зрения К. О. Кратца и С. Б. Лобач-Жученко (1972), территория, отвечающая Беломорской микроплите в нашем понимании, сложена архейскими породами, которые 1,9—1,8 млрд лет назад подверглись интенсивной вторичной тектоно-метаморфической переработке. Это представление опирается на определенную оценку геологических соотношений структурно-вещественных ассоциаций и находится в соответствии с U-Pb геохронологией исследованных породных ассоциаций Беломорья. С другой стороны, геохронологические исследования возраста деформационных и метаморфо-магматических процессов Rb-Sr методом [Володичев, 1975; Горохов и др., 1983] позволили выявить три стадии в истории низкоградиентного метаморфизма (1 — кианит-ортоклазовую, 2 — кианит-ортоклазовую и одновременно кианит-микроклиновую, 3 — кианит-мусковитовую) и три стадии мигматито- и гранитообразования. Соответствующие датировки: первая стадия низкоградиентного метаморфизма — $(2,85-2,79) \pm 0,12$; граниты первой группы — $2,64 \pm 0,13$; низкоградиентный метаморфизм второй стадии — $2,37-0,05$; ранние граниты второй группы — $2,32 \pm 0,11$; поздние граниты второй группы — $2,17 \pm 0,05$; граниты третьей группы — $2,02 \pm 0,05$ млрд лет. Метаморфиты третьей стадии этим методом не датированы.

Несоответствие усугубляется по мере получения новых данных [Лобач-Жученко и др., 1986; Тугаринов, Бибикова, 1980; Бибикова, 1989]. В частности, кажется удивительной устойчивость U-Pb изотопных систем в процессах, где Rb-Sr система оказывается весьма подвижной. Известно, что Rb-Sr изотопные системы гораздо более устойчивы в породах, чем в минералах; они значительно менее подвержены влиянию последующих метаморфических событий. Частичный обмен Sr между соседними минералами возможен уже при сравнительно низких температурах. Однако полный обмен и гомогенизация изотопного состава Sr в различных минералах одной и той же породы, как правило, требуют полного расплавления породы. Высокая степень перераспределения изотопов Sr может достигаться в условиях интенсивного флюидного переноса, однако мусковит и в этом случае способен противостоять омоложению [Йегер, 1984]. С другой стороны, по мнению А. Хофманна (1984), при датировании ортогнейсов Rb-Sr-методом по породе в целом невозможно установить, отражает ли полученная изохрона время первоначального внедрения интрузии или время метаморфизма и преобразования гранита в гнейс. Наконец, поскольку в гнейсах баланс Rb определяется его распределением практически только в двух минералах-носителях (биотите и калишпате), получаемые изохроны могут в действительности оказаться изохронами смешения.

Высказанные соображения, а также выдвинутое предположение о поднадвиговой природе низкоградиентных метаморфических режимов в конкретных геологических обстановках Кольского полуострова заставляют нас считать более обоснованной точку зрения К. О. Кратца, С. Б. Лобач-Жученко, Е. В. Бибиковой и др. По-видимому, тонкая периодизация деформационно-метаморфических процессов, выявленная О. И. Володичевым геологическими и петрологическими методами (1975), характеризует быструю смену соответствующих событий в рамках относительно кратковременного этапа раннепротерозойской континентальной коллизии — 1,8—1,7 млрд лет.

3. Процессы пегматитообразования, связанные с участками максимального утолщения коры и важные с практической точки зрения, охарактеризованы оценками возраста 1,77—1,67 (максимально $1,81 \pm 0,04$) млрд лет.

4. Информация о времени внедрения расслоенных тел габбро-анортозитов остается противоречивой. Возраст массива Ваекюйюки — 1,91 млрд лет [Bernard-Griffiths et al., 1984], массива Главного хребта — 2,13—2,02 млрд лет [Birck, Allegre, 1973; Пушкарев и др., 1978]. В настоящее время она существенно дополнена работами В. В. Балаганского, Ю. А. Балашева и др. (совещание в г. Апатиты, 1993): оценки возраста ряда массивов этой группы, полученные изохронными методами, U-Pb по магматическим цирконам и Sm-Nd по породе в целом, составили 2,40—2,46 млрд лет. Эти цифры расслоенных тел свидетельствуют об их интрузивном размещении в коре в начале раннепротерозойского геодинамического цикла, т. е. в обстановке континентального рифтогенеза (см. гл. 2—2.5 и гл. 9—9.1). Более молодые цифры возраста частично отвечают возрасту гранулитового метаморфизма, однако в целом вопрос пока не может считаться решенным окончательно.

Палеогеодинамическая интерпретация эволюции гранулитового пояса. Эволюция Лапландского гранулитового пояса и западной части Кольского полуострова в целом может быть представлена в виде следующей последовательности событий (рис. 2.16).

1. *Формирование пород, образовавших раннепротерозойский дометаморфический субстрат (протолит) кислых и основных гранулитов Лапландского пояса.*

1.1. Субстратом преобладающей части кислых гранулитов, по-видимому, были терригенные осадки. Наиболее отвечающим сумме данных представляется вариант, предполагающий формирование осадочной толщи на шельфе задугового бассейна, последующее погружение этих осадков в зоне субдукции после преобразования пассивной окраины в активную и их временное размещение в основании активной окраины. Согласно Sm-Nd изотопным данным возможно лишь ограниченное участие дезинтегрированных пород архейской коры в составе этих осадков. Это обстоя-

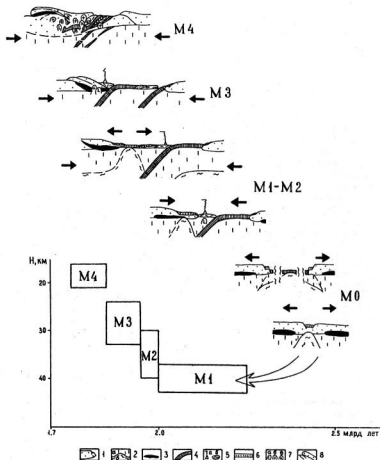


Рис. 2.16. Геодинамическая эволюция Лапландско-Коливицкого гранулитового пояса.

1 — континентальная кора; 2 — литосферная мантия (а), астеносфера (б); 3 — расслоенные габбро-анортозитовые интрузивы; 4 — океаническая кора; 5 — проявления вулканической деятельности (а), осадочно-вулканогенные комплексы (б) активных окраин континентов; 6 — осадочно-вулканогенные комплексы континентальных рифтов; 7 — проявления магматизма над зоной субдукции: габброидного (а), гранитоидного (б), диоритондного (в); 8 — тектонические покровы (а), чешуйчато-надвиговые структуры и низкоградиентный метаморфизм поднадвиговых зон (б).

тельство позволяет конкретизировать предположение о характере бассейна осадконакопления; таким бассейном, вероятно, мог быть задуговый бассейн раннепротерозойского океана, в пределах которого резко преобладал терригенный снос продуктов разрушения раннепротерозойских образований, вероятнее всего, островодужных вулканитов. Осадконакопление могло протекать в пределах возрастного интервала 2,3—1,95 млрд лет.

1.2. Вторая составляющая субстрата, видимо была представлена плутоническими магматическими породами преимущественно основного состава, интродуцировавшими субдукционные осадочные образования. Очевидно, что ассоциация пород подобного типа должна была бы формироваться в нижней части коры. Размещение в основании предполагаемого «разреза» нижней коры высокоглиноземистых известково-щелочных расплавов, образовавших тела габбро-анортозитового комплекса, могло бы указывать на обстановку магматизма над зоной субдукции — на условия корневой области раннепротерозойской активной континентальной окраины. Однако, как было показано выше, геохронологические данные заставляют предполагать возможность более раннего времени и иной обстановки формирования и размещения расслоенных тел габбро-анортозитов.

2. *Тектоническое размещение пород нижней коры, связанное с формированием тектонических покровов в обстановке сжатия.* В рамках региональной модели предложена тыловодужная позиция этих покровов, выдвижение которых могло начаться на стадии субдукции и завершиться в процессе коллизии Кольской и Беломорской микроплит (см. гл. 9—9.1, рис. 9.6 и 9.7).

3. *Метаморфические преобразования пород протолита*, по-видимому, охватывают оба главных этапа формирования пояса. Согласно В. И. Фонареву, история метаморфизма пород, образующих нижнюю часть «разреза» Лапландского пояса, включает несколько стадий [Фонарев и др., 1991], время которых может быть условно намечено на основе корреляции метаморфических и тектонических событий.

В пределах интервала 2,0—1,95 (возможно, уже начиная с 2,3 или 2,2) млрд лет назад в обстановке сжатия и функционирования субдукции выделяются две стадии метаморфизма.

Ранний метаморфизм (М₁) горных пород в основании активной континентальной окраины (вероятно, в ее тыловой части) протекал в условиях интенсивных теплового и флюидного потоков. Условия метаморфизма отвечают основанию коры мощностью до 40—45 км, температурам 860—920 °С, среднему температурному градиенту 21—22 град/км. Составом флюидов, по-видимому, было определено подавление магматических процессов и создание условий термостатирования в интервале температур и давлений гранулитовой фации метаморфизма.

Метаморфизм второй стадии (М₂) связан с развитием субдукции и наращиванием мощности континентальной коры активной

окраины. Он сопоставляется с расслаиванием коры и перемещением пластин к поверхности (с включением фрагментов подстилающей мантии) и формированием системы тыловодужных надвигов. Размах поднятия составил около 6—10 км. Параметры метаморфизма — 780—810 °С, давление, отвечавшее глубинам, 30—40 км.

С аллохимическими процессами, определявшимися флюидным переносом в термодинамических условиях гранулитового метаморфизма, связано формирование эндербитов и эндербитизированных пород, структурно и геохимически связанных с двупироксен-плагноклазовыми кристаллосланцами. Особенности распределения РЗЭ и геохимические особенности кислых гранулитов второй подгруппы (см. выше), в том числе повышенные содержания TiO_2 , а также характер переходов от основных гранулитов к кислым и наличие скиалитоподобных включений основных гранулитов в кислые, вероятно, также указывают на существенную роль аллохимических преобразований мафитовых пород при метаморфизме, возможно, с образованием пород, близких по составу кислым гранулитам — метаосадкам. Процессы эндербитизации можно рассматривать в качестве высокотемпературного аналога гранитизации, процессы формирования выделенной группы кислых гранулитов, по-видимому, соответствуют кислотному выщелачиванию.

Метаморфизм третьей стадии (М3) может быть сопоставлен с тектоническими процессами в интервале 1,95—1,85 млрд лет. В обстановке общего сжатия произошло дальнейшее развитие системы тыловодужных надвигов, в результате чего высокометаморфизованные породы нижней коры активной окраины были дополнительно перемещены. В надвигообразование были вовлечены формировавшиеся в то же время тела гранитоидов и эндербитов. Вертикальная составляющая при этом также достигла величины порядка 5—6 км, горизонтальная до первых сотен километров. Параметры метаморфизма этого этапа — 675—720 °С, давление, отвечавшее глубинам 28—34 км.

Метаморфизм четвертой стадии (М4) — 1,85—1,75 млрд лет связывается с постколлизийным этапом тектонической эволюции: температуры 565—605 °С на глубинах около 20 км, водно-углекислотный состав флюида ($X_{H_2O}=0,4—0,45$). Перекристаллизация минералов незначительна и, вероятно, определяется флюидными потоками, перемещавшимися из параавтохтона в связи с формированием реоморфических сводов и куполов.

Быстрое перемещение высоконагретых тектонических пластин определило на стадиях М3—М4 низкоградиентный режим метаморфизма пород поднадвиговой области в результате прогресса сверху—вниз и погружения под нагрузкой надвигавшихся тектонических пластин. Параметры прогрессивного метаморфизма гнейсов корватундровской свиты, непосредственно подстилающих

гранулитовые покровы, составляли 590—605 °С при давлении 7,3 кбар, что соответствует их геологическому положению.

4. *Результатом увеличения мощности скученной коры* явились реоморфизм и частичное плавление архейской континентальной коры Беломорской микроплиты с формированием сводо-купольных структур. С всплыванием куполов связаны деформации тектонических покровов, чем и была определена итоговая геологическая структура раннепротерозойской коллизийной области.

2.4.2 КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

Палеогеодинамическая модель эволюции гранулитового пояса, продемонстрированная на примере реконструкции обстановок формирования, метаморфизма и размещения комплекса пород лапландских гранулитов Кольского полуострова, позволяет обратить внимание на ряд методических особенностей подобных исследований.

1. Сложная геологическая история таких структур требует расчленения задачи и последовательного рассмотрения геодинамических обстановок с применением соответствующих геохимических (в том числе, изотопно-геохимических) и петрологических исследований. Специально рассматриваются обстановки: формирования субстрата метаморфических пород, который может быть представлен как исходно осадочными, так и магматическими породами эффузивной или интрузивной фаций;

тектонического размещения пород гранулитового пояса; метаморфических (как изо-, так и аллохимических) преобразований субстрата в обстановках, отвечающих последовательным стадиям формирования и тектонического размещения пород пояса;

заключительных деформаций тектонически размещенных покровов гранулитов.

2. Сложностью и комплексностью проблемы определяется потребность в использовании достаточного количества геохронологических данных, отвечающих современному уровню точности. В некоторых случаях именно геохронологические данные могут сыграть решающую роль в выборе оптимального варианта реконструкции.

3. Взаимосвязь и взаимозависимость структурных единиц, равноценных по масштабу (рангу) гранулитовым поясам, образующим закономерные латеральные ряды, предполагает одновременную разработку интегральных (региональных) эволюционных моделей и моделей гранулитовых поясов.

4. Использование геохимических методов реконструкции протолита пород, подвергшихся метаморфизму высоких ступеней, требует особой осторожности из-за отсутствия гарантий изохимичности метаморфизма; безусловно, не могут считаться адек-

ватными по составу своим протолитами гранитизированные, мигматизированные, энтербитизированные и т. п. породы; по крайней мере, некоторые разновидности кислых гранулитов могут представлять собой высокотемпературные метасоматиты, при этом провести границу между ними и высокометаморфизованными осадками возможно далеко не всегда.

2.5. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИВОВ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВ

Расслоенные тела мафит-ультрамафитов принадлежат преимущественно двум интрузивным формационным типам: перидотит-пироксенит-норитовому (включая перидотит-пироксенит-габбро-норитовую, габбро-норитовую и т. п. формации) и габбро-анортозитовому. Первые известны на протяжении всей геологической истории. Напротив, крупные расслоенные тела габбро-анортозитов распространены практически только в раннедокембрийских областях. С более поздними периодами связаны отдельные массивы небольших размеров; своеобразным проявлением габбро-анортозитового магматизма являются анортозитовые включения в молодых островодужных лавах.

Расслоенные мафит-ультрамафиты перидотит-пироксенит-норитового формационного типа могут быть образованы в геодинамических обстановках, по меньшей мере, трех типов: во внутриконтинентальных обстановках — рифтогенеза и траппового магматизма; в обстановке океанического спрединга; в связи с субдукционными обстановками. В раннедокембрийских регионах установлены практически только аналоги внутриконтинентальных массивов этого типа, размещенные в пределах горно-породных ассоциаций средних уровней коры. Это не исключает возможности выявления в дальнейшем раннедокембрийских производных и остальных геодинамических обстановок.

Расслоенные массивы характеризуются определенными взаимосвязями с вмещающими структурно-вещественными комплексами, а также некоторыми особенностями состава, позволяющими диагностировать их принадлежность к производным конкретных обстановок. Вместе с тем сложность оценок петро- и геохимических параметров в силу дифференцированности породных ассоциаций расслоенных массивов, а также недостаток информации для сравнительного анализа заставляют отдавать предпочтение при палеогеодинамических реконструкциях анализу горно-породных ассоциаций в целом и характеру вмещающих и наложенных тектонических структурных элементов.

Расслоенные массивы перидотит-пироксенит-габбро-нори-

тового типа, формировавшиеся в обстановке континентального рифтогенеза, могут не подвергаться последующему тектоническому перемещению, если обстановка рифтогенеза не получила дальнейшего развития (Бушвельд, Великая Дайка, норильские интрузивы и др.).

В противоположном случае массивы континентально-рифтового типа, равно как и тела кумулятов в разрезах офиолитов, наблюдаются в пределах коллизионных сутур или в их непосредственном обрамлении (Монча-плутон и другие массивы ранне-протерозойской перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формации востока Балтийского щита).

2.5.1. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАССИВОВ ГАББРО-АНОРТОЗИТОВ

Крупные массивы анортозитов и габбро-анортозитов, как отмечено выше, не известны в пределах фанерозойских геологических структур и принадлежат к числу характерных образований докембрия (мы не рассматриваем в этом разделе анортозитовые тела, входящие в состав массивов перидотит-пироксенит-норитовой формации, встречающиеся в различных геодинамических обстановках во всем интервале геологического времени). По геологическим особенностям выделяются два формационных типа: собственно габбро-анортозитовый и анортозит-рапакивигранитный. Связи между ними в настоящее время исследованы недостаточно. Ниже мы ограничимся рассмотрением обстановок проявления формаций первого типа.

Давно отмечена отчетливая приуроченность, по крайней мере, некоторых из крупных массивов анортозитов и габбро-анортозитов, рассматриваемых в составе габбро-анортозитовой формации, к зонам крупных разломов, разделяющим различные структурные области континентальной коры. При этом массивы габбро-анортозитовой формации обычно группируются в протяженные пояса. Часть из них, например, массивы Кольского полуострова, как казалось, принадлежат внутриконтинентальным областям, будучи связанными с крупными глубинными разломами [Мошкин, Дагелайская, 1979; Магматические..., 1980; 1985]. При этом, тела анортозитов и габбро-анортозитов тесно связаны с породами высоких ступеней метаморфизма: гранулитовой, реже амфиболитовой фациями, и обычно сами подверглись высокотемпературным метаморфическим преобразованиям, в том числе, в условиях повышенных давлений (эклогитовая фация). Реконструкции геологической эволюции ряда докембрийских областей свидетельствуют о формировании парагенеза габбро-анортозиты—эклогиты—гранулиты в условиях нижней коры и об их выведении к поверхности в обстановке сжимающих тектонических напряжений, которые могут быть связаны с коллизией.

По-видимому, одна из наиболее молодых ассоциаций типа габбро-анортозиты—экогиты—гранулиты известна в юго-западной части пояса норвежских каледонид. В основании каледонских тектонических покровов, как предполагается, в пределах параавтохтона, размещены тела габбро и анортозитов в ассоциации с гранулитами позднепротерозойского (Гренвиллского) возраста. Мафитовые породы, включая анортозиты, подверглись экогитизации в связи с размещением тектонических покровов каледонид в процессе раннепалеозойской коллизии. Разница в возрасте формирования и тектонического размещения этих пород составляет примерно 400 млн лет [Austerheim, Mork, 1988].

Широко известны более древние и более крупные массивы, получившие ранее название автономных анортозитов, в пределах которых габбро и габбро-анортозиты играют весьма незначительную роль. К их числу относятся известные массивы: Адирондакский, Джугджурский, Каларский и др. На наш взгляд, к этой же группе относятся и более мелкие интрузивы, в том числе, характеризующиеся более значительной ролью габбро и габбро-анортозитов, например, позднеархейские и раннепротерозойские тела габбро-анортозитов Кольского полуострова.

Характерным примером рассматриваемого формационного типа являются массивы, входящие в состав Джугджуро-Станового анортозитового пояса, протягивающегося вдоль южного края Сибирской платформы в субширотном направлении на многие сотни километров (от верховий р. Калар в Восточном Забайкалье до побережья Охотского моря). Наиболее крупные массивы пояса — Джугджурский, Лавлинский и Каларский. По данным А. М. Ленникова [Магматические формации..., 1980], Джугджурский массив расположен среди гнейсов и кристаллических сланцев гранулитовой фации и пространственно ассоциирует с близкими по возрасту, но более поздними чарнокитами, мангеритами и гранитами. Джугджурские гранулиты архейского возраста относятся к сутамской фации метаморфизма и характеризуются оценками условий формирования: $T=820-860^{\circ}\text{C}$ и $P=7-8$ кбар [Кориковский, 1979]; $T=720-800^{\circ}\text{C}$ и $P=8-8,5$ кбар [Карсаков, 1978]; T — более 750°C , P — более 10 кбар [Ленников, Щека, 1974]. Особенности составов минералов пород, непосредственно контактирующих с породами Джугджурского массива, фиксируют резкое повышение температуры по направлению к анортозитам, что интерпретируется как свидетельство интрузивного внедрения анортозитов в метаморфизованные и мигматизированные раннеархейские толщи [Богданова, 1984]. Согласно А. М. Ленникову, структуры вмещающих метаморфических толщ имеют субширотное простираание с падением на северо-запад под углами $20-30^{\circ}$, что достаточно близко соответствует элементам залегания первичной полосчатости и линейных структур анортозитов. Предполагается, что Джугджурский массив представляет собой моноклинально залегающее пластообразное тело, с

чем согласуются и результаты гравиметрических исследований [Магматические формации..., 1980].

Анортозиты, нориты и габбро-нориты в пределах массивов габбро-анортозитовой формации образуют постепенные переходы. Металлогеническая специализация их связана с рудными габбро и ильменит-титаномагнетитовыми породами, обычно обогащенными ванадием и представляющими собой один из компонентов магматической серии.

2.5.2. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ ГАББРО-АНОРТОЗИТОВ

Геодинамическая позиция массивов габбро-анортозитовой формации не является вполне очевидной. Вместе с тем, единообразие структурных и метаморфических связей с вмещающими породами различных поясов позволяет предполагать и общность геодинамических обстановок формирования и размещения массивов.

Обращаясь к реконструкции вероятной геодинамической обстановки формирования габбро-анортозитовых магм, следует напомнить о широком распространении анортитсодержащих включений в вулканитах островных дуг. Анортитсодержащие включения известны во многих районах мира, будучи приурочены, как правило, к высокоглиноземистым вулканитам (Камчатка, Курилы, внешние зоны вулканических дуг Японии, Идзу-Бонинская дуга, Малые Антильские острова и др.). По валовым составам включения близки ультраосновным породам (SiO_2 — 38,1—45,7 %), преобладают лейкократовые разновидности с высокими содержаниями глинозема и кальция при умеренных содержаниях железа и магния, отвечающие породам габбро-анортозитового типа. Главными минералами включений являются анортит, оливин и клинопироксен. В ряде включений обнаружена магний-алюмохромистая шпинель. В некоторых районах (Малые Антильские острова и др.) одним из главных минералов включений становится амфибол [Волюнец и др., 1984].

Сходство их состава для различных регионов явно не является случайным. Среди интрузивных образований породы, сходные по составу с анортитсодержащими включениями в островодужных вулканитах, встречаются редко. Анортозитовые комплексы, даже в случае базальтовых исходных составов, отличаются от включений присутствием заметно более натрового плагиоклаза и большей кремнеземистостью [Богатиков, Биркис, 1974; Богатиков, 1976]. Вместе с тем, отличия в составах анортитсодержащих включений и пород расслоенных мафит-ультрамафитовых комплексов еще более значительны (иное соотношение составов сосуществующих плагиоклазов и оливинов и др.). Тем не менее, интрузивные аналоги включений имеются — в частности, это породы массивов гор Большой и Малый Аталык (Западный Саян) кем-

брийского возраста [Волохов, Иванов, 1963], породы массива Сан-Маркос — части Южно-Калифорнийского батолита (активная континентальная окраина) [Miller, 1937 — по О. Н. Волянцу и др., 1984].

По мнению О. Н. Волянца и др. (1984), габбро-анортозитовые включения в вулканитах островных дуг не являются свидетельством существования в глубинах Земли некоего габбро-анортозитового слоя, а формируются за счет магмы глиноземистого и известковистого низкокальциевого базальта. Анортозитовые расплавы, согласно Е. В. Шаркову (1984), появляются как закономерный продукт эволюции базальтовых расплавов толентовых и известково-щелочных серий в условиях повышенных давлений.

С другой стороны, предположению о формировании магм раннедокембрийских габбро-анортозитовых массивов в связи с субдукцией океанической литосферы противоречит широко известный факт участия значительных масс этих пород в строении лунных материков. По составу лунные анортозиты наиболее близки упоминавшимся выше анортитсодержащим включениям в вулканитах. Однако объемы первых и вторых несопоставимы [Богатиков, Фрих-Хар, 1984]. Кроме того, с очевидностью можно утверждать, что геологическая эволюция Луны завершилась прежде, чем могли начаться тектоноплитные процессы. Основываясь на результатах анализа экспериментальных данных и на оценках условий образования отдельных анортозитовых массивов, О. А. Богатиков и др. (1984) пришли к выводу, что «для появления анортозитовых пород необходима обстановка медленного остывания магмы в условиях сравнительно небольших давлений, либо такого застывания, при котором изменения РТ-условий происходят вблизи температуры ликвидуса» [стр. 261]. По мнению тех же авторов, анортозитообразование, приуроченное к ранним стадиям развития Земли и Луны, не обусловлено существованием особых анортозитовых магм, а связано с условиями существования магматических очагов — их малой глубиной, замедленностью охлаждения и восстановительным характером флюидной фазы. Вряд ли можно согласиться с мнением названных авторов о том, что этот специфический режим непосредственно связан с ранними этапами эволюции Земли, так как хорошо известны позднепротерозойские массивы габбро-анортозитов, в принципе, не уступающие значительно по масштабу раннедокембрийским. В то же время, специфика этого режима скорее указывает на условия растяжения, сопровождавшиеся утонением коры и увеличением термического градиента, т. е. на условия континентального рифтогенеза. Вероятно, в пользу высказанного предположения свидетельствуют и свойственные анортозитам различных регионов несколько повышенные инициальные значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равные 0,703—0,705 [по Богатинову и др., 1984], которые указывают на формирование соответ-

ствующих расплавов за счет обогащенной мантии или на контаминацию сиалическим материалом в основании коры.

Практически все известные раннедокембрийские массивы габбро-анортозитового типа после своего формирования подверглись тектоническому перемещению и сейчас располагаются в основании крупных систем тектонических покровов, образованных породами нижней коры. Реконструкции тектонической эволюции соответствующих регионов указывают на связь процессов надвигообразования с коллизионными обстановками. Палеогеодинамическое моделирование эволюции северо-востока Балтийского щита позволяет реконструировать их размещение в пределах тылового и фронтального надвиговых поясов. По-видимому, возможно размещение габбро-анортозитов и в связи с коллизионными поясами, сформировавшимися в результате предполагаемой А. Крёнером внутриконтинентальной коллизии.

Как и еще во многих случаях, отсутствие в фанерозое габбро-анортозитовых тел, сопоставимых по размерам и другим особенностям с докембрийскими, может быть связано с ограниченностью эрозионного среза фанерозойских структур.

2.5.3. ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ РАССЛОЕННЫХ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВ НА ПРИМЕРЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Результаты последовательных палеогеодинамических реконструкций раннедокембрийской эволюции северо-востока Балтийского щита [Минц, 1993] охарактеризованы в гл. 9.

В рамках общей коллизионной модели для раннего протерозоя выделены исходно образованные архейскими структурно-вещественными комплексами микроконтиненты: Кольский, Беломорский и Карельский, а также Центральнo-Финляндский микроконтинент собственно раннепротерозойского возраста. Микроконтиненты разделены сложными коллизионными поясами, образованными латеральными рядами закономерно сочетающихся структурных элементов, включающих сутурные (шовные) зоны и краевые области микроконтинентов (см. рис. 9.7, 10.7).

Расслоенные мафит-ультрамафиты перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формации, сформировавшиеся на начальной стадии раннепротерозойского рифтогенеза, четко фиксируют зоны раскола позднеархейского континента. Они сохранились весьма ограниченно и почти исключительно — в краевых частях континентальных плит, пододвинутых под сутурные зоны (в пределах пассивных окраин плит). В рамках коллизионной модели эта особенность может быть объяснена уничтожением тел аналогичных мафит-ультрамафитов в результате преобразования пассивных окраин в активные по мере развития субдукции океанической лито-

сферы. Тела, сохранившиеся в пределах пассивных окраин пододвинутых плит, участвуют во взбросо-надвиговых деформациях в обстановке континентальной коллизии и общего сжатия коры (см. рис. 9.6).

Раннепротерозойские расслоенные мафит-ультрамафиты являются одним из важных и потенциально высокопродуктивных рудоносных комплексов Cu-Ni металлогенической провинции восточной части Балтийского щита (месторождения Мончегорского рудного поля, рудопоявления г. Генеральской, Ластьявр и в массивах Олангской группы на территории РФ, поясов Кеми-Суханко и Койлисмая в Финляндии [Медно-никелевые..., 1985]). В связи с этими массивами установлены также повышенные концентрации элементов платиновой группы [Медно-никелевые. . ., 1985; Гроховская, Лапутина, 1988], (рис. 2.17).

Время внедрения интрузивов в пределах Печенга-Варзугского и Северо-Карельского поясов близко совпадает, что неоднократно отмечалось геологами и геохронологами: 2436 ± 56 млн лет [Новые данные. . ., 1990; Пушкарев и др., 1985; Alapieti, 1982].

Геохимические особенности, в частности, распределение РЗЭ в лейкократовых габбро и габбро-норитах массива Панских тундр свидетельствует о кумулятивном характере этих пород. Все массивы этого типа характеризуются несколько пониженным $\epsilon Nd(T)$ — от $-2,0$ до $-2,3$. По мнению Ю. А. Балашева и др. [Новые данные. . ., 1990], это, наряду со свойственным подобным интрузивам повышенным инициальным значением $^{87}Sr/^{86}Sr$, равным 0,702, свидетельствует об их формировании за счет обогащенного мантийного источника. Стабильность изотопных характеристик на значительной территории подтверждает это объяснение. С другой стороны, данные об обогащенности соответствующего мантийного источника литофильными элементами удачно согласуется с выдвигаемым представлением о формировании соответствующих расплавов в обстановке начала континентального рифтогенеза.

Особенности тектонических деформаций и латеральных тектонических перемещений тел перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формации в рамках геодинамической модели раннепротерозойской эволюции связываются с обстановкой сжатия и тектонического скупивания коры в результате закрытия Печенга-Имандра-Варзугского микроокеана и континентальной коллизии. При этом, интрузивные тела очевидно, первоначально располагавшиеся симметрично относительно оси рифта, сохранились лишь в пределах пододвигавшейся с севера (в современных координатах) пассивной окраины Кольской континентальной плиты (см. рис. 9.6). Выдавливание достаточно жестких пластинообразных тел мафит-ультрамафитов в результате дало их относительно крутое залегание, тектоническое перемещение по подстилающим породам, фрагментирование первоначально единых тел.

Время тектонических процессов, связанных с континентальной

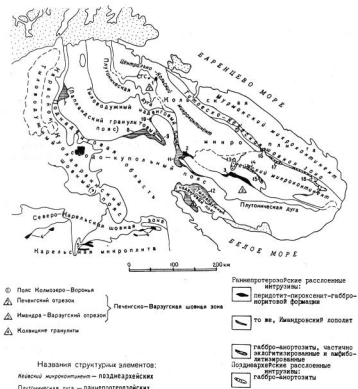


Рис. 2.17. Размещение раннедокембрийских расслоенных тел мафит-ультрамафитов габбро-перидотитовой и габбро-анортозитовой групп формаций относительно палеогеодинамических структур северо-востока Балтийского щита.

Цифрами обозначены массивы: раннепротерозойской перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формации: 1 — горы Генеральской, 2 — Монче-плутон, 3 — массивы Федорово-Панских Тундр, 4 — пояс Кемь-Суханко, 5 — пояс Койласмаа, 6 — Олангская группа массивов; раннепротерозойской габбро-анортозитовой формации: 7 — Васкойоки, 8 — Юрийокский и Вуймский массивы, 9 — Сальнотундровский массив и массив горы Пыршин-Оайвиш, 10 — горы Вулвара, 11 — Главного Хребта, 12 — Кандалакша-Кольских Тундр; позднерайской габбро-анортозитовой формации: 13 — Цагинский, 14 — Медвежьеозерский, 15 — Щучьеозерский, 16 — Потчмеварек, 17 — Магази-Мусюр, 18 — Ачерйокский.

коллизией, отвечает интервалу 2,1—1,75 млрд лет (см. гл. 9—9.1).

Породы формации габбро-анортозитов образуют пластинообразные, преимущественно отчетливо расслоенные тела, распола-

гающиеся в подошвенных частях систем тыловодужных тектонических покровов, образованных высокометаморфизованными породами нижней и средней коры, выдвигание которых к поверхности начиналось в условиях сжатия в обстановке субдукции и завершалось в течение коллизионного этапа.

В формацию габбро-анортозитов (габбро-лабрадоритов [Юдин, 1980]) обычно принято объединять ряд массивов близкого состава и структурного положения [Магматические..., 1985], которые, в действительности, в соответствии с особенностями структурного положения и изотопно-геохронологическими характеристиками образуют минимально две вполне самостоятельные группы: позднеархейскую (2,6—2,45 млрд лет) и раннепротерозойскую. Имеющиеся оценки возраста раннепротерозойских габбро-анортозитов несколько разнятся и могут указывать на неодновременность размещения пластинообразных тел габбро-анортозитов: массив Васкойоки — 1,91 млрд лет и массив Главного хребта — 2,13—2,02 млрд лет. Необходимо оговорить, что данные по массиву Главного хребта характеризуются довольно значительной погрешностью — $\pm 0,15$ — $0,25$ млрд лет, и, по ряду причин, не вполне достоверны [Пушкарев и др., 1978; Birck, Allegre, 1973]. До недавнего времени без существенных оговорок принималась магматическая природа ранней генерации цирконов, по которым был датирован массив Васкойоки [Bernard—Griffiths e. a., 1984], однако в результате отмеченных выше работ ГИ КНЦ РАН (сообщение В. В. Балаганского, Ю. А. Балашева и др. (1993), оценки возраста ряда массивов этой группы, полученные изохронными методами U-Pb по магматическим цирконам и Sm-Nd по породе в целом, составили 2,40—2,46 млрд лет. Время формирования раннепротерозойских расслоенных интрузивных тел двух формационных типов (габбро-перидотитов и габбро-анортозитов) практически совпало, габбро-анортозиты, по-видимому, лишь незначительно моложе. Эти данные, безусловно, несут в себе определенное противоречие. Оно является тем более очевидным, что структурная приуроченность по-разному датированных габбро-анортозитов рассматриваемого типа одинакова (основание системы тектонических покровов Лапландско-Колвицких гранулитов). С другой стороны, структурные позиции габбро-анортозитов и габбро-перидотитов совершенно различны (см. гл. 1). По-видимому, этот вопрос еще ждет более обоснованного решения.

Группа позднеархейских массивов приурочена к обрамлению Кейвской структуры: Магази́н-Мусюр, Ачерйокский, Пачинский, Ельозерский, Щучьеозерский и Цагинский. Несколько отличное положение занимает массив г. Потчеварек, по большинству признаков также относящийся к этой группе. Вторая группа включает раннепротерозойские массивы и пластинообразные тела, располагающиеся в подошве ансамбля тектонических покровов Лапландско-Сальнотундровских и Кандалакша-Колвицких грану-

литов: Вулвара, Пыршин-Оайвиш, Вуим-Эльгорас, Яврозерский, Колвицкий и Кандалакшский [Магматические..., 1985] (см. рис. 2.17).

Пластинообразные тела позднеархейских габбро-анортозитов прерывистой, а в некоторых участках непрерывной полосой окаймляют Кейвскую структуру (см. рис. 2.17). В рамках представлений об отсутствии существенных латеральных перемещений в тектонической эволюции раннедокембрийских структур [Загородный, Радченко, 1983], эти тела рассматривались в качестве серии наклонно или полого залегающих дайкообразных интрузивов, внедрившихся в связи с несколькими взаимно пересекающимися зонами глубинных разломов. Новые данные структурно-геологического содержания и оценка вероятного глубинного строения Кейвской структуры с учетом актуалистических аналогий с позиций тектоники плит [Минц, 1992; Минц и др., 1992] позволили рассматривать тела габбро-анортозитов в качестве фрагментов единого пластинообразного тела. Морфология и размеры тела определяются его размещением в пределах протяженного взбросо-надвига, сформировавшегося в коллизийной обстановке в условиях общего сжатия и соответствующего сокращения латеральных размеров и увеличения мощности коры в процессе столкновения Мурманской плиты и Кейвского микроконтинента (см. рис. 9.11). В пользу подобной трактовки свидетельствуют: 1) непрерывность тела габбро-анортозитов, обнажающегося вдоль восточного и северо-восточного ограничения Кейвской структуры (вдоль ее границы с Мурманской плитой); 2) запрокинутое залегание крыльев сопряженных син- и антиформных складок, образованных деформированными габбро-анортозитами близ северо-восточного ограничения Кейвской структуры; 3) установленное геологическими и геофизическими методами пологое залегание структурно связанных пластинообразных тел Щучьеозерского и Цагинского массивов близ юго-западного ограничения Кейвской структуры; 4) отсутствие тел аналогичных габбро-анортозитов вне контакта с породами, выполняющими Кейвскую структуру.

Геохимические особенности габбро-анортозитов обрамления Кейвской структуры в целом обычны для пород этого типа: характерны низкие содержания легких и тяжелых РЗЭ при незначительном относительном обогащении ЛРЗЭ и значительная положительная Eu-аномалия. Величина K/Rb отношения для пород Ачерйокского, Щучьеозерского и Патчемварекского массивов варьирует в интервале 120—600, что несколько выше значений, установленных для анортозитов ранних этапов развития Земли, которые редко превышают 100, но ниже, чем в габбро-анортозитах расслоенных мафит-ультрамафитовых комплексов (1500—1800) [Simmons, Hanson, 1978]. В целом геохимические особенности свидетельствуют об образовании пород габбро-анортозитовой формации в качестве кумулятов при дифференциации

базальтовых или несколько более кислых известково-щелочных магм.

С массивами позднеархейской габбро-анортозитовой формации Кольского полуострова связаны проявления высокованадиевого титано-магнетитового оруденения. В Цагинском массиве окисное оруденение сопровождается убогой сульфидной вкрапленностью.

Раннепротерозойские массивы и пластинообразные тела габбро-анортозитов и сформировавшихся в результате их перекристаллизации кристаллосланцев располагаются в подошве ансамбля тектонических покровов Лапландско-Сальготундровских и Кандалакша-Колвицких гранулитов. Общая оценка геологической структуры позволяет утверждать, что тектонические покровы, сохранившиеся сегодня, представляют собой эрозионные останцы некогда значительно более обширной системы тектонических покровов (см. рис. 2.17). В их основании расположена зона тектонического меланжа, включающая деформированные породы подошвенного комплекса, в верхней части которого располагаются пластинообразные тела подвергшихся метаморфизму габбро-анортозитов. В местах относительно крутого (до $50-60^\circ$) залегания волнисто-изогнутой подошвы ансамбля тектонических покровов они превращены в эклогитоподобные кристаллосланцы. Расположенные ниже «по разрезу» гранатовые амфиболиты (так называемой кандалакшской свиты) одними исследователями рассматриваются в качестве метаморфизованных габброидов нижних уровней расслоенных интрузивных тел, другие считают, что они сформированы в результате преобразования основных гранулитов.

В целом метагаббро-анортозиты подошвенного комплекса имеют химический состав, обычный для пород этого типа. Как существенно лагнотоклазовые (метаанортозиты), так и меланократовые разновидности пород (метагаббро-анортозиты и гранатовые амфиболиты) характеризуются относительно пониженными концентрациями TiO_2 (0,3—0,4 % и 0,9—1,4 % соответственно). Распределения РЗЭ (см. рис. 2.14) подтверждают принадлежность рассматриваемых пород типу расслоенных габбро-анортозитовых плутонов. Согласно Е. В. Шаркову, по составу эндоконтактных зон рассматриваемых тел габбро-анортозитов, отождествляемых с зонами закалки, исходный расплав отвечал высокоглиноземистому известково-щелочному андезито-базальту [Анортозиты..., 1984].

Подчеркнем некоторые дополнительные особенности распределения и строения габбро-анортозитов, характеризующие специфику их геологической приуроченности к основанию ансамбля тектонических покровов. К числу наиболее крупных (с запада на восток) относятся (номера массивов, рис. 2.17): массив Васкойоки (7) — крупное линзовидное тело на территории Финской Лапландии; пластовые тела метагаббро-анортозитов, превращенных практически полностью в кристаллические сланцы (в том числе,

эклогитоподобные) в районе р. Яурийоки и оз. Явр и далее до района г. Чильтальд (8); пластовые тела того же типа, расположенные на юго-западном и северо-восточном склонах Сальных Тундр (9), включая массив г. Пыршин-Оайвиш на северо-востоке Сальных Тундр — относительно крупную расслоенную интрузию с начальными проявлениями эклогитизации; частично амфиболизированные габбро-анортозиты массива г. Вулвара (10) на западном берегу Верхнетуломского водохранилища; габбро-анортозитовый массив пластовой формы Главного хребта (11) — один из крупнейших на Кольском полуострове; крупные пластовые тела метаанортозитов и метагаббро-анортозитов Кандакшских и Колвицких тундр (12), практически нацело превращенных в кристаллические сланцы (в том числе, эклогитоподобные).

Кристаллосланцы (8), (9) и (12) массивов практически лишены достоверных признаков их первично-магматической природы. Напротив, габбро-анортозиты массивов (7), (10), (11), а также массив г. Пыршин-Оайвиш обычно не обнаруживают признаков существенной метаморфической перекристаллизации. Сошлемся на особенности этих образований, свидетельствующие в пользу их общей первично-магматической природы и последующего превращения части из них в глубоко перекристаллизованные кристаллосланцы.

Тело метагаббро-анортозитов на северо-восточном склоне Сальных Тундр, непосредственно примыкающее с юго-востока к массиву габбро-анортозитов г. Пыршин-Пайвиш, имеет линзовидно-пластовую форму и протягивается на расстояние около 18 км при мощности 0,2—1,5 км. Оно залегает между подстилающими гранатовыми амфиболитами и перекрывающими двупироксен-плагиоклазовыми кристаллосланцами (основными гранулитами). Его центральная часть сложена крупнозернистыми метаанортозитами, ближе к контактам они постепенно сменяются металеикогаббро-анортозитами и металеикогаббро. Граница этих пород и двупироксеновых кристаллосланцев четкая, несмотря на то, что и те и другие породы претерпели динамометаморфизм в условиях гранулитовой фации и по структурным особенностям представляют собой бластомилониты.

Массив г. Пыршин-Оайвиш — крупный (около 100 кв. км) расслоенный интрузив. Его центральная часть образована почти неизмененными гигантозернистыми лабрадоритами и крупнозернистыми габбро-лабрадоритами, а эндоконтактовая часть — габбро- и габбро-норитами, превращенными в амфиболиты. Породы массива неравномерно метаморфизованы: практически неметаморфизованные разности располагаются в центральной части массива, сильнее метаморфизованные — в краевых частях и в виде отдельных узких зон с признаками интенсивных деформаций внутри массива. Для метаморфизованных габбро-лабрадоритов характерно появление венцовых структур (каймы граната и амфи-

бола вокруг клинопироксена) и поокисление плагиоклаза (от Pl_{59-60} до Pl_{40-45}), характеризующих начальные преобразования в направлении эклогитизации пород.

Подобные же проявления начальной стадии эклогитизации наблюдаются и вдоль западного контакта массива Главного хребта, где породы превращены в бластомилониты, а также в габброндах, в поле развития гранатовых амфиболитов так называемой каскамской свиты [Кременецкий, 1979].

Понятно, что в свете сказанного границы между основными структурными и породными ассоциациями должны рассматриваться в качестве тектонических.

Имеющаяся геохронологическая информация о возрасте раннепротерозойских расслоенных тел габбро-анортозитового и габбро-перидотитового типов свидетельствует об их близком по времени внедрении и размещении в коре в начале раннепротерозойского геодинамического цикла, т. е. в обстановке континентального рифтогенеза. Габбро-анортозиты как будто бы несколько запаздывали. Место и условия становления интрузивов обоих типов заметно различаются по глубине и по положению относительно оси рифтогенной области. Соответственно различны время и условия их тектонического размещения. Тела перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формации во многих случаях сохраняют интрузивные контакты с породами гнейсо-мigmatитового комплекса, которые, судя по характеру метаморфизма, во время внедрения отвечали среднему уровню коры. Учитывая размещение габбро-анортозитов в основании покровов, образованных гранулитам нижней коры, и их тектоническое совмещение с альпинотипными гарцбургитами — отторженцами верхней мантии (см. гл. 2—2.3.3), интрузивные тела габбро-анортозитов размещались в основании континентальной коры. Общая оценка геологической ситуации свидетельствует в пользу предположения о сопряжении интрузивов перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формации с осевой частью рифтогенной области, тогда как габбро-анортозиты, формировавшие тела более значительных размеров, возможно, тяготели к краевой части рифтогена. Тектоническое размещение тех и других расслоенных тел связано с завершающей стадией геодинамического цикла — с обстановкой коллизии и общего сжатия. При этом расслоенные тела перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формации тесно связаны со структурами сутурных зон. Габбро-анортозиты испытали значительно более существенные перемещения, деформации и метаморфические преобразования и вошли в качестве важного элемента в ансамбли тыловодужных тектонических покровов (см. гл. 2—2.3.3).

Постоянная ассоциация габбро-анортозитов аналогичного типа с тектоническими покровами, образованными высокометаморфизованными (как правило, гранулитовыми) комплексами, указывает на их первоначальное размещение в основании конти-

нентальной коры. Однако размещение габбро-анортозитовых магм в основании коры задолго до проявления гранулитового метаморфизма, в предлагаемой трактовке связываемого с процессами над зоной субдукции (см. гл. 2—2.3.3), не находит удовлетворительного объяснения. Вероятно, эта проблема еще ждет своего решения.

2.5.4. КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

Подчеркнем методические особенности палеогеодинамических реконструкций эволюции раннедокембрийских тел расслоенных мафит-ультрамафитов:

различные петрологические типы расслоенных комплексов формируются, как правило, в различных геодинамических обстановках или в различных структурах в рамках общей геодинамической обстановки;

последовательное моделирование геодинамической эволюции расслоенных комплексов возможно только в рамках региональных палеогеодинамических реконструкций;

наряду с петрологическими и структурно-геологическими исследованиями важная роль принадлежит высокоточным изотопно-геохронологическим исследованиям.

МЕТОДЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ РЕГИОНОВ

Глава 3. МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРИНЦИПЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Основные принципы геодинамического анализа при региональных геологических исследованиях изложены в ряде методических пособий и различных публикациях [Геодинамические..., 1989; Межеловский, 1990; Гусев и др., 1991; Зоненшайн, Кузьмин, 1993 и др.], дополняющих друг друга. Геодинамический анализ — сравнительно новый раздел региональных геологических исследований, опыт его проведения относительно невелик и настоящее руководство акцентирует внимание исследователей на различных аспектах его теории и практики, базируясь в значительной степени на собственном, неизбежно ограниченном опыте.

Уточним необходимые определения [Гусев и др., 1991; Межеловский, 1990].

Геодинамический анализ — актуалистические подходы к историко-геологическим реконструкциям, базирующимся на позициях современного мобилизма и включающим оригинальные по содержанию и последовательности приемы и способы научных и практических исследований (новые методы) и их совокупности (прогрессивные технологии). Как последовательная система исследований геодинамический анализ включает: определение геодинамических обстановок формирования геологических тел и выделение геодинамических комплексов; проведение палинспастических геодинамических реконструкций (для раннего докембрия — практически только качественных); разработку геодинамических моделей (палеогеодинамические реконструкции) формирования ассоциаций геологических тел, геологических структур и регионов.

Геодинамическая обстановка — запечатленный в геодинамическом или структурно-вещественном комплексе результат глубинных и (или) поверхностных геологических процессов (магматических, седиментологических, деформационных и др.), обусловленных латеральными и вертикальными движениями литосферных плит, микроплит, блоков и пластин, потоков вещества и энер-

гии в условиях глобальных силовых полей, определяющих особенности процессов на дивергентных, конвергентных и трансформных границах плит и внутри них.

В соответствии с характером геодинамических процессов на границах и внутри плит выделяется ряд типовых геодинамических обстановок, формирующихся в рамках эволюционирующей геодинамической системы: 1) горячих точек (мантийных плюмажей), включая магматизм океанических островов; 2) континентальных рифтов и связанных с их эволюцией пострифтовых осадочных бассейнов — внутриконтинентальных впадин; 3) океанических рифтов (срединно-океанических хребтов, спрединговых зон) и связанных с их эволюцией абиссальных котловин и пассивных континентальных окраин; 4) субдукционных островодужных систем и активных континентальных окраин, включая более частные ситуации, такие, как области задугового рифтогенеза и тыловодужного надвигообразования; 5) коллизионных поясов, включая фронтальные и тыловодужные надвиговые системы и магматические пояса; 6) зон трансформных разломов. При увеличении детальности исследований эти обстановки распадаются на все более частные ситуации.

Структурно-вещественный комплекс (СВК) — комплекс минеральных масс, совокупность геологических тел или отдельное геологическое тело, отличающиеся от смежных с ним геологических объектов значениями вещественных и структурных характеристик (составом пород, особенностями строения разрезов, характером внутренней структуры, типом вторичных изменений и др.) и являющиеся индикатором определенной геодинамической обстановки).

Геодинамический комплекс — естественная ассоциация СВК, образующая закономерные пространственно-временные сочетания, свойственные определенным типам геодинамических обстановок.

Различаются первичные и вторичные геодинамические комплексы: первичные — результат пороодообразования в определенной геодинамической обстановке; вторичные — результат преобразования и (или) тектонического перемещения пород, образующих первичный комплекс. Поясним на примере: офиолиты и ассоциирующие с ними океанические осадки (первичный геодинамический комплекс) являются индикатором геодинамической обстановки океанического спрединга. Та же ассоциация, испытавшая тектоническое перемещение в качестве составной части олистостромового комплекса, является вторичным геодинамическим комплексом. При этом олистострома в целом — новый первичный геодинамический комплекс, индикатор обстановки сближения, характерный для деструктивных границ плит.

Геодинамическая модель — пространственно-временная конструкция геодинамических процессов и соответствующих им обстановок, характеризующая причинно-следственные связи дина-

мических и кинематических параметров движений и взаимодействий литосферных плит, микроплит, блоков, а также особенности пространственного распределения СВК и их ассоциаций.

Модели геодинамических обстановок геологического прошлого (ретроспективные модели или палеогеодинамические реконструкции) представляют собой результат интерпретации конкретной геологической ситуации через сопоставление ее в целом (или отдельных частей) с типовыми моделями современных геодинамических обстановок (или с их фрагментами); ретроспективные модели отражают также взаимные перемещения и взаимодействия литосферных плит, микроплит и блоков и связанные с ними взаимные наложения сменявших друг друга геодинамических обстановок.

Модели имеют объемный характер. Их графическим отражением служат геодинамические карты, схемы, глубинные разрезы, палеогеодинамические схемы, профили и т. п.

Геодинамическая карта — картографическое изображение структурно-геологического строения участка земной коры, отражающее распределение по площади и на глубину геодинамических комплексов и входящих в их состав СВК, результаты структурно-метаморфических преобразований (СМП), характеристики вещественного состава и возраста конкретных геологических тел, кинематику и возраст структурных форм. Для районов со сложной и длительной геологической эволюцией целесообразно составление отдельных карт, отвечающих последовательным временным интервалам (временным срезам). Содержание и форма исполнения той или иной геодинамической карты определяются конкретными особенностями исследуемых регионов. Рекомендации по проведению геодинамического картирования и методическим принципам составления и оформления геодинамических карт приведены в работе [Гусев и др., 1991].

Палеогеодинамические схемы — в отличие от геодинамических карт показывают реконструированные геодинамические комплексы и их взаимное расположение в определенный момент геологического времени.

Реконструкцию палеогеодинамических обстановок (разработку ретроспективных геодинамических моделей) рекомендуется выполнять в следующей последовательности: 1) определение степени соответствия наблюдаемых СВК типизированным современным или кайнозойским эталонам соответствующих геодинамических обстановок, опознание СВК-индикаторов; 2) оценка характера структурно-метаморфических преобразований (СМП) и их соответствия типовым объектам; 3) анализ пространственных и временных соотношений СВК, СМП и характера образуемых ими структурных ансамблей (включая выявление зональностей различного типа и т. п.); 4) оценка глубинного строения исследуемого региона; 5) обобщение, включающее разработку вариантных интегральных геодинамических моделей формирова-

ния и эволюции геологических структур, отражающих эволюцию геодинамических режимов в пространстве и времени; выбор наименее противоречивой модели и (в случае необходимости) постановка работ по ее проверке.

При проведении геодинамических исследований раннедокембрийских регионов дополнительные задачи возникают в связи с необходимостью: реконструкции протолитов метаморфических толщ; разделения собственно интрузивных (магматических) и ультраметаморфических СВК; исследования проявлений метаморфической и деформационно-метаморфической зональности. Палинспастические реконструкции, выполняемые на базе палеомагнитных исследований, роль которых при геодинамическом анализе фанерозойских образований весьма значительна, в случае раннего докембрия являются качественными и реально могут быть использованы лишь для геодинамических построений глобального масштаба.

Палеогеодинамические реконструкции обычно осуществляются для определенного временного интервала (временного среза). Рациональная последовательность моделирования предполагает последовательное осуществление реконструкций от более молодых геотектонических циклов к более древним, что позволяет постепенно «снимать» более молодые СВК, наложенные преобразования и тектонические перемещения, восстанавливая, по мере возможности, исходные пространственные и структурные взаимоотношения более древних СВК. Тем не менее, приходится констатировать, что интенсивные деформации и метаморфизм на определенной стадии делают подобные реконструкции невозможными. В этом случае, весьма характерном для раннего докембрия, следует обратиться к моделированию геодинамических обстановок метаморфических и деформационных событий, отказавшись от реконструкции дометаморфических событий. Необходимо иметь в виду, что высокометаморфизованные, мигматизированные и гранитизированные горно-породные ассоциации, в большинстве случаев формируются на уровнях средней и нижней коры, которые не доступны наблюдениям в молодых обстановках. Это неизбежно снижает уровень достоверности реконструкций. Для повышения достоверности в подобных случаях особенно важен комплексный многоаспектный подход, вовлечение в анализ независимых признаков. Чрезвычайно важной представляется информация регионального плана, т. е. результаты анализа структурных ансамблей и латеральных рядов геологических структур. Ниже мы постараемся проиллюстрировать эти соображения конкретными примерами реконструкций крупных фрагментов Балтийского и Украинского щитов.

Глава 4. СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ — ИНДИКАТОРЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК; ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИХ ОПОЗНАВАНИЯ

Структурно-вещественные комплексы, наиболее четко связанные лишь с определенными геодинамическими обстановками, получили название **комплексов-индикаторов** (например, комплекс параллельных даек формируется только в условиях длительного стабильного растяжения, когда новые порции расплава постоянно внедряются в породы предыдущих актов раскрытия вулканического канала, т. е. только в обстановке океанического спрединга). При этом многие СВК, которые могут быть встречены в нескольких обстановках, различаются «индикаторными» особенностями состава, прежде всего на тонком геохимическом уровне (например, толенты срединных океанических хребтов, континентальных рифтов и островодужные достаточно надежно могут быть разделены по содержаниям и особенностям распределения РЗЭ и ряда редких элементов). Во многих случаях индикаторами оказываются формации, включающие различные СВК, которые, будучи взяты раздельно, индикаторами не являются (например, кислые вулканы в составе резко контрастной бимодальной вулканической формации являются индикатором обстановки рифтогенеза, тогда как в составе непрерывной базальт-андезит-липаритовой серии они отвечают островодужной или окраинно-континентальной обстановкам).

Между тем, комплексы-индикаторы, позволяющие получить однозначное решение задачи (подобно комплексу параллельных даек), относительно редки. Область применения индикаторов формационного типа также зачастую ограничена. Поэтому в последние годы, по мере накопления базового материала по типовым геодинамическим обстановкам, все более широкое признание находят **геохимические методы палеогеодинамических реконструкций**. Их роль особенно возрастает при исследовании метаморфизованных и частично собственно метаморфических горных пород, пользующихся преобладающим распространением в раннедокембрийских регионах. Характеристика геохимических методов реконструкций и обзоры специальных дискриминационных диаграмм приведены во многих руководствах и методических пособиях [Кузьмин, 1985; Зоненшайн и др., 1976; Геодинамические. . ., 1989; Гусев и др., 1991]. Это позволяет нам ограничиться здесь лишь некоторыми замечаниями.

1. Необходимо подчеркнуть, что геохимические особенности комплексов-индикаторов отнюдь не являются отражением только лишь неких чисто статистических закономерностей распределения

редких элементов. Сегодня в результате геолого-петрологических исследований горно-породных ассоциаций различных типов и обстановок формирования, совместно с данными экспериментальных и теоретических петрологических исследований, убедительно показано, что распределение многих редких элементов весьма чувствительно к особенностям проявления и эволюции петрологических процессов таким, как:

состав, степень обедненности (деплеированности) или обогащенности мантийного источника, подвергавшегося парциальному плавлению;

термодинамические параметры выплавления магматических расплавов из мантийного источника и соответствующая степень парциального плавления;

особенности магматической кристаллизации, перечень и состав подвергающихся фракционированию расплавов и минеральных фаз;

роль флюидов и метасоматических явлений;

ассимиляция коровых материалов различного состава, происхождения и возраста и некоторые другие [Рингвуд, 1981].

Понятно, что при таком количестве неизвестных получить однозначные решения петрологических «уравнений» трудно, а во многих случаях и невозможно. Ситуация несколько упрощается тем, что многие редкие элементы имеют избирательную чувствительность только лишь к процессам определенного типа. В качестве примера сошлемся на поведение Ti и во многих случаях изоморфных с ним Nb и Ta в процессах парциального плавления мантийных источников. При «сухом» плавлении — таком, которое реализуется при формировании океанических толентов в срединных центрах, содержание этих элементов в толентах определяется соответствующими коэффициентами распределения минерал — расплав. Эти элементы являются несовместимыми (некогерентными) относительно мантийных ультрамафитов и преимущественно перераспределяются в появляющийся расплав уже при малой степени парциального плавления. С этим связано относительное обогащение Ti, Nb и Ta толентов, сформировавшихся на значительных глубинах (что возможно в условиях повышенного теплового потока) и малой степени парциального плавления, т. е. толентов внутриокеанических (океанические острова) и внутриконтинентальных горячих точек, континентальных рифтов и траппов; наложением подобных условий определяется формирование обогащенных океанических толентов E-типа. Напротив, при «влажном» плавлении мафит-ультрамафитов в условиях флюидных (существенно водных) потоков, значительная часть Ti, Nb и Ta сохраняется в рестите, благодаря высокой устойчивости рутила в этих условиях. Этим процессом определяются пониженные концентрации перечисленных элементов в островодужных толентах, формирующихся при плавлении над зоной субдукции, где интенсивный флюидный поток формируется в резуль-

тате дегидратации пород погружающейся океанической плиты. Как предполагается, перенос этих (и ряда других элементов) в мантию является одним из факторов формирования участков обогащенных пород в мантии, что может в дальнейшем оказывать дополнительное влияние на состав внутриплитных магм [Рингвуд, 1981; Ringwood, 1990].

К числу некогерентных элементов, являющихся главными индикаторами мантийно-коровых процессов, относятся крупно-ионные литофилы (КИЛ): K, Rb, U, Th, легкие РЗЭ, а также Ba, Sr, средние и тяжелые РЗЭ; сюда же относятся элементы с высокозарядными ионами (ВЗИ): Zr, Nb, Ta, Ti, Y, P. В качестве когерентных элементов принято рассматривать, главным образом, элементы группы железа: Mn, V, Cr, Co, Ni. В рассматриваемом аспекте особый интерес представляет поведение РЗЭ, химические свойства которых постепенно меняются при переходе от наиболее легкого элемента (La) к наиболее тяжелому (Lu), что позволяет использовать всю группу в качестве «растянутой индикаторной шкалы». Особую роль играет поведение Eu, специфика которого определяется его переменной валентностью (+2 и +3).

Некогерентные элементы легко фракционируют, их концентрации значительно варьируют в породах различного происхождения; в ходе магматической деятельности они обычно первыми выносятся в более высокие уровни коры. Именно отклонение от этого правила для ВЗИ элементов (особенно Ti, Nb, Ta) в условиях влажного плавления делает их особенно чувствительными индикаторами при дискриминации океанических и островодужных толеитов.

Длительная эволюция системы «кора—мантия» привела к относительному (по сравнению с хондритовым эталоном) обеднению (деплетированности) некогерентными элементами преобладающей части современной мантии (так называемый источник типа N-MORB). Этим процессом в значительной степени объясняются определенные различия в составе эффузивных мафитов в раннем докембрии и в фанерозое. Результатом этого процесса является, в частности, отсутствие в раннем докембрии базальтов океанического N-типа (N-MORB), место которых занимают толеиты переходного T-типа (T-MORB).

В современных петрологических исследованиях очень важное место занимает изучение распределения и фракционирования стабильных, в том числе радиогенных, изотопов ряда элементов в магматических и флюидно-гидротермальных системах (прежде всего, Sr, Nd, Pb, также Hf, Be и ряда других). Их поведение определяется иными законами, по сравнению с химическими элементами. Поэтому наиболее эффективным средством дискриминации продуктов различных петрологических процессов и соответствующих геодинамических обстановок является совместный анализ геохимических и изотопно-геохимических данных. К сожалению, приходится констатировать, что в отечественной геологической науке изотопные методы занимают очень скромное

место вследствие неразвитости инструментально-приборной базы, отсутствие которой в настоящее время в определенных ситуациях существенно ограничивает уровень достоверности реконструкций.

Итак, из вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

1. Распределение редких элементов в изверженных породах определяется особенностями петрологических процессов. Совокупность же этих особенностей определяется геодинамической обстановкой процесса. Поэтому нельзя согласиться с утверждениями типа: «особенности геохимии пород определяются не геодинамической обстановкой, а глубиной и степенью парциального плавления или флюидонасыщенностью» и т. п., поскольку оценка глубины и степени парциального плавления как раз и должны быть учтены при реконструкции геодинамической обстановки магматического процесса.

2. При исследовании даже слабо измененных пород следует учитывать возможную подвижность элементов при процессах преобразования и метаморфизма пород. В условиях низких P, T , согласно К. Конди, может быть принята следующая классификация элементов: мало- или неподвижные — TiO_2 , Na_2O , Y , P_2O_5 , Zr , Zn , V , Sc , Hf , Nb , Ta , Co , (суммарное Fe), (Cr) , (Sr) , (Ni) , (Cu) ; высокоподвижные — K , Cs , Rb , H_2O , SiO_2 , CaO , Al_2O_3 , MgO , F , Cl , CO_2 , Th , U , (Ba) .

Особенно остро стоит вопрос оценки степени изохимичности метаморфизма средних и высоких ступеней, что имеет принципиальное значение при геодинамическом анализе раннедокембрийских регионов. По-видимому, универсального ответа на данный вопрос нет. В тех случаях, когда это возможно (при наличии выраженной метаморфической зональности и сохранности слабо метаморфизованных пород), следует экспериментально оценивать уровень подвижности—инертности элементов-индикаторов. В остальных случаях наиболее эффективным средством повышения надежности реконструкций является использование возможно более широкого круга индикаторов. Кроме того, установлено, что в условиях заведомо аллохимических преобразований типа гранитизации, мигматизации, энтербитизации и т. п. даже внешне и петрографически сохранные реликты (скиалиты) субстрата подвержены заметным геохимическим изменениям, что делает эти породы непригодными в качестве индикаторов. Здесь нет общих рецептов, однако осторожность в оценках совершенно необходима. В конкретных примерах реконструкций, приведенных ниже, в необходимых случаях мы обосновываем то или иное отношение к этой проблеме.

3. При использовании геохимических методов реконструкций метаморфических пород, полностью утративших геологические или микроструктурные признаки своего происхождения (эффузивы — интрузивы), необходимо иметь в виду, что геохимические особенности даже комагматичных и близких по составу, но раз-

нофациальных образований могут существенно различаться, прежде всего в результате протекающих в интродуцированных расплавах процессов фракционирования, ассимиляции и т. п. В то же время опубликованные дискриминационные диаграммы составлены именно для эффузивных образований и их применение к интрузивным образованиям недопустимо. Исключение могут составить лишь субвулканические тела, условия становления которых сколько-нибудь существенно не отличаются от таковых для эффузивов.

4. Необратимая планетарная эволюция системы «кора—мантия» в течение геологической истории Земли приводит к определенным изменениям состава мантийных и коровых пород, а также к снижению термодинамических параметров петрологических процессов. На этом основываются высказываемые сомнения в пригодности фанерозойских геохимических эталонов при геодинамическом анализе даже слабо метаморфизованных раннедокембрийских пород (например, пород зеленокаменных поясов, метаморфизм которых не превышает пренит-пумпеллиновой фации, интрузивных пород и т. п.). Эта проблема может быть решена только эмпирически, т. е. в результате оценки геохимических особенностей комплексов-индикаторов в составе раннедокембрийских комплексов, геодинамическую принадлежность которых удастся оценить независимыми геологическими методами. В частности, геохимические особенности раннепротерозойских офиолитов исследованы на примерах ассоциаций, включающих комплексы параллельных даек — офиолиты Кайнуу в поясе Йормуа, Центральная Финляндия [Kontinen, 1987]; офиолиты Пуртуник — в поясе Кейп-Смит, Канадский щит [Scott, Bickle, 1991]. Геодинамическая природа раннедокембрийских гранитоидов в ряде случаев может быть оценена на основе комплексного анализа (см. гл. 2—2.3).

Оценка масштаба эволюции возможна лишь при сопоставлении геодинамически однотипных образований. В противном случае различия пород, определяющиеся разными условиями формирования, могут быть ошибочно приняты за результат эволюционных изменений. Тем более ошибочными являются попытки, оценив некий средний состав мафитовых вулканитов зеленокаменных поясов, сопоставлять его с составами мафитов конкретных обстановок и интерпретировать расхождения как свидетельство специфической раннедокембрийской обстановки формирования этих структур, принципиально отличной от любых фанерозойских обстановок. Еще К. Конди [Condie, 1981] убедительно показал, что в разрезах зеленокаменных поясов участвуют породы различного генезиса, формировавшиеся в различных геодинамических обстановках, что лишает практического смысла использование геохимических параметров, взятых без расчленения или усредненных относительно пояса в целом, для геодинамического анализа.

5. Необходима корректность при использовании геохимических дискриминационных диаграмм. Безусловно обязательным является соблюдение граничных условий применимости входной геохимической информации в отношении уровней концентраций элементов или их отношений требуемым пределам, допустимого объема выборки.

Недопустимо прямое использование аналитических данных при указании на необходимость пересчета анализа на безводную основу и т. п.; использования диаграмм для иных типов пород, чем это было сделано при разработке диаграммы.

Итак, повторим, что геохимические методы идентификации комплексов-индикаторов геодинамических обстановок полностью сохраняют свою значимость при геодинамическом анализе раннедокембрийских регионов, однако их применение должно быть квалифицированным и корректным. Пример геодинамического анализа СВК Муйского сегмента Витимо-Байкальского пояса наиболее полно приведен в гл. 15.

Глава 5. ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ В КАЧЕСТВЕ ИНДИКАТОРА ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

Каждому типу эталонных геодинамических обстановок свойственны специфические термодинамические условия и определенная зональность проявления метаморфических преобразований горно-породных ассоциаций, формирующихся или подвергающихся тектоническому размещению и деформации [Кейльман, Пучков, 1987 и др.].

Для региональных структур растяжения, в первую очередь для срединно-океанических хребтов, характерны региональные низкотемпературные минеральные преобразования, связанные с непрерывной (рециклинговой) промывкой их конвейером морских вод. Для разрезов океанической коры (как в современных океанах, так и в качестве офиолитовых комплексов) типичен зеленокаменный тип метаморфизма. Преобразования в верхних частях разрезов (в пределах комплекса пиллоу-лав и отчасти параллельных даек) происходят в условиях пренит-пумпеллиновой фации, которая на более глубоких уровнях сменяется условиями зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Характер зональности метаморфизма океанической коры зависит от скорости спрединга. В медленно спрединговых хребтах типа Срединно-Атлантического изотерма 500 °С опускается до верхней мантии, чем обусловлена серпентинизация мантийных гарцбургитов.

В быстро спрединговых хребтах эта изотерма никогда не достигает нижней части коры, в результате нижняя кора и мантия не подвергаются гидратации. Особенности магматизма и метаморфизма задуговых бассейнов определяются низкой скоростью спрединга и относительно низким тепловым потоком [Магуама, Liou, 1988]. Кроме того, вследствие длительного взаимодействия пород океанической коры с циклически обращающейся по трещинам морской водой, в породах океанического дна широко проявлены метасоматические преобразования, такие, как спилитизация и пропилитизация мафитов и серпентинизация ультрамафитов.

Метаморфические преобразования, подобные проявленным в породах океанического дна, сохраняются в центральных частях архейских и раннепротерозойских зеленокаменных поясов, не затронутых наложенной метаморфической зональностью, связанной с воздействием гранитоидов. В этих частях мафитовые вулканиты обычно сохраняют текстурные особенности пиллоулав. Уровень метаморфизма отвечает пренит-пумпеллитовой фации.

Характер преобразований в связи с континентальным рифтогенезом исследован значительно слабее, так как в современных активных рифтах уровни метаморфизма в целом остаются скрытыми от наблюдений. Вместе с тем, некоторые из герцинских метаморфических поясов в силу ряда соображений рассматриваются как результат метаморфических процессов в средней или нижней коре в условиях растяжения, то есть рифтогенеза. Термодинамические параметры метаморфизма свидетельствуют об интенсивных тепловых потоках, результатом которых явились высокоградиентные условия. К числу наиболее полно исследованных структур этого типа относится позднегерцинская Северо-Пиренейская рифтовая зона. Рифтогенный характер зоны определяется ее структурными особенностями и проявлениями на заключительной стадии щелочного магматизма. Термобарометрические исследования позволили реконструировать тектоническую эволюцию, включающую статический гранулитовый метаморфизм (700—750 °C) гнейсов в условиях средней коры (15—20 км) при умеренно высоком термальном градиенте (45—55 град/км), что, по мнению М. де Сан-Бланко с коллегами, также указывает на условия растяжения. Последующее растяжение привело к утонению коры примерно на 5 км, чем было определено возрастание термального градиента до 65 град/км. По мере усиления деформаций в пределах пологой зоны на глубине 5—10 км сформировались милониты и ультрамилониты при $T = 500$ °C и в условиях максимального термального градиента (100 град/км) [De Saint Blanquat et al., 1990].

Метаморфические серии подобного типа пользуются достаточно широким распространением в раннем докембрии (см. гл. 9—9.2). Важно подчеркнуть, что, как и в фанерозое, они при-

сутствуют наравне с низкоградиентными сериями (см. ниже). Это важное обстоятельство является указанием на определяющую роль вариаций тепловых потоков, связанных с определенными типами геодинамических обстановок, а не с предполагаемым высоким тепловым потоком в раннем докембрии. Это не исключает того, что более высокие значения суммарной теплогенерации в мантии могут накладывать определенный отпечаток на древние коровые процессы [Глебовицкий и др., 1985].

Деструктивным границам плит свойствен более широкий спектр метаморфических процессов. Непосредственно в связи с зонами субдукции часто проявлен низкоградиентный глаукофан-сланцевый метаморфизм, которому подвергаются породы, образующие верхний край погружающейся океанической плиты. По мере погружения, глаукофан-сланцевый метаморфизм сменяется амфиболитовым повышенных давлений и далее — эклогитовым метаморфизмом. Эклогиты и эклогитоподобные породы в сочетании с глаукофановыми сланцами широко развиты в зонах активных континентальных окраин, где ими образованы преимущественно бластотектониты по различным породам, в частности по терригенным и офиолитовым породам аккреционных призм. 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 процессом субдукции. Его проявления во многих случаях связаны с местами быстрого тектонического утолщения коры, обусловленного значительными по глубинности процессами надвигообразования — поддвижения и образования крупных шарьяжей коры [Кейльман, Пучков, 1987; Сомин, 1987]. Эти явления весьма характерны для обстановок активных континентальных окраин и в еще 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 отторженцы верхней мантии.

Вероятно, к числу образований названного типа следует относить гранулитовые пояса, известные с раннего докембрия до позднего фанерозоя (например, шарьяжная гранулитовая пластина зоны Ивреа-Вербано в Альпах с возрастом 140—180 млн лет, подстилающаяся пластинообразным телом гипербазитов мантийного типа, которая геофизическими методами прослеживается до границы «кора—мантия» [Беляевский, 1981]). В основании мощных шарьяжей, формирующихся в результате перемещения нижней коры, обычно наблюдаются проявления эклогитового метаморфизма.

В породах, подстилающих крупные надвиговые пластины, в связи со становлением подобных коро-мантийных надвигов может возникать обратная метаморфическая зональность — так называемый базальный ореол, который характеризуется нараста-

нием температуры, а по некоторым данным и давления, снизу вверх. Источником тепла и избыточного давления являются сами перемещающиеся покровы — отторженцы низов коры и верхней мантии, транспортирующие энергию глубоких недр на близповерхностные уровни (подошвенный метаморфизм) [Кейльман, Пучков, 1987]. Проявления обратной метаморфической зональности являются, таким образом, важным индикатором крупных надвиговых перемещений. Именно такая интерпретация может быть предложена гранулитовым поясам раннего докембрия, в параавтохтоне которых наблюдается подобная зональность. В качестве примера назовем Лапландский гранулитовый пояс на северо-востоке Балтийского щита (см. гл. 2—2.4.1).

Для тыловых областей островных дуг и активных континентальных окраин характерен зональный высокоградиентный метаморфизм (высокотемпературный метаморфизм умеренных и малых давлений) с зональным распределением условий от гранулитовой до зеленосланцевой фации. По У. Эрнсту [Ernst, 1974], подобный метаморфизм накладывается 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 и частичного плавления погружающейся океанической коры и перекрывающего его мантийного клина.

Следует отметить, что заметные проявления метаморфизма этого типа можно наблюдать лишь при достаточно значительном эрозионном срезе, тогда как в близповерхностных условиях он ограничивается узкими зонами роговиков в экзоконтактах интрузивных массивов. Наиболее выразителен высокоградиентный зональный метаморфизм при высокой степени эродированности тыловых частей активных окраин (при эрозионном срезе, достигающем 15—20 км), где наблюдается постепенный переход от перемещенных, собственно интрузивных, гранитоидов к образованиям типа гранит-мигматитовых куполов и к проявлениям мигматизации и гранитизации. Однако более подробно эти процессы удастся исследовать на раннедокембрийских глубоко эродированных структурах (гранит-мигматитовых поясах) (см. гл. 2—2.3). Однако в силу неизбежных альтернативных толкований они не могут рассматриваться в качестве эталонных объектов.

Глава 6. АНАЛИЗ СТРУКТУРНЫХ АНСАМБЛЕЙ ПРИ РЕКОНСТРУКЦИЯХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

Структурные ансамбли представляют собой ряды взаимосвязанных структурных элементов, образованные закономерно сочетающимися геодинамическими комплексами. Они, совместно

с эталонными СВК, являются индикаторами геодинамических обстановок, применяемыми при выполнении палеогеодинамических реконструкций.

Орогенные покровно-складчатые области (пояса) геологического прошлого, которые являются непосредственным объектом геодинамического моделирования, при всем многообразии подобных структур, в первом приближении могут быть разделены на три типа: 1) пояса, осевые части которых представляют собой деформированные континентальные палеорифты; 2) орогенные пояса островодужного или окраинно-континентального типа; 3) палеоколлизийные зоны, отвечающие обстановкам столкновения различных типов и масштабов.

Для поясов окраинно-континентального (кордильерского [Новая... , 1974] типа симметрия и направление надвигообразования являются дивергентными. В надвигообразовании 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 (типа столкновения по [Новая... , 1974]) надвигообразование характеризуется преобладающим направлением — в сторону поглощаемой плиты. Окраинно-континентальные орогенные пояса, сформировавшиеся ранее или формирующиеся в настоящее время в связи с активными зонами субдукции, имеют весьма ограниченное распространение на территории России. 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 которых является система горных хребтов и плоскогорий Центральной Азии.

Отметим, что покровно-складчатые области (пояса) геологического прошлого образованы ассоциациями СВК, которые отвечают последовательным этапам развития этих поясов, в той или иной степени преобразованных в результате метаморфизма и деформаций, особенно интенсивно проявляющихся 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 событий.

Необходимо добавить, что при анализе структурных ансамблей с целью палеогеодинамических реконструкций специальное внимание должно уделяться: 1) выделению надвиговых структур различного типа и ранга, оценке вероятного масштаба и рекон-

струкции направлений тектонического транспорта, установлению последовательности отдельных этапов надвигообразования в общей последовательности тектонических событий; 2) выявлению различных видов зональности (структурной, магматической, метаморфической).

В пределах раннедокембрийских регионов главным объектом реконструкций оказываются древние покровно-складчатые пояса коллизионного типа. Как мы постараемся продемонстрировать ниже на конкретных примерах, в пределах этих поясов удается распознать латеральные структурные ряды, подобные наблюдаемым в пределах фанерозойских поясов. Вместе с тем продолжительностью геологической эволюции раннедокембрийских структур определяется, как правило, многократное их участие в коллизионных событиях раннедокембрийского и более молодых возрастов. В условиях глубоких уровней коры, вскрытых эрозионным срезом щитов, результатом подобных многократных деформаций и метаморфизма являются сложные складчатые структуры метаморфических толщ, которые особенно характерны для плит, пододвигавшихся в процессе континентальной коллизии (в результате А-субдукции).

Глава 7. РАЗРАБОТКА ИНТЕГРАЛЬНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ РЕГИОНОВ

Синтез данных, получаемых в результате изучения структурно-вещественных комплексов, метаморфических преобразований, особенностей деформаций и СВК — индикаторов геодинамических обстановок, а также особенностей глубинного строения, позволяет обратиться к разработке интегральных геодинамических моделей. Эта процедура, безусловно, представляет собой процесс творческий, который вряд ли можно проводить в соответствии с какими бы то ни было жесткими рецептами. Примеры, интересные в методическом плане, приведены в работах Л. П. Зоненшайна и др. (1976, 1990), А. Миясиро, К. Аки, А. Дж. Шенгера (1985). Особый интерес в методическом плане представляет реконструкция эволюции Уральского палеоокеана [История..., 1984].

Разработка моделей и реконструкции регионального уровня (на основе опыта исследований на геодинамических полигонах) включает ряд последовательных операций.

1. Выбор границ объекта геодинамического моделирования (размеры подобной территории, как правило, существенно превышают размеры непосредственно исследуемого района). В ка-

честве границ регионов покровно-складчатого строения рекомендуется принимать ограничения системы соответствующих палеоконтинентов.

2. В качестве модели наиболее верхнего, современного, временного среза составляется, хотя бы в общих чертах, «мгновенная» кинематическая модель (в виде соответствующей карты-схемы) [Гусев и др., 1991].

3. Выделение последовательных временных срезов, отвечающих конечным стадиям основных этапов геологической и геодинамической эволюции региона, и реконструкции каждого среза в отдельности от более молодых к более древним с последовательным снятием наложенных в последующие этапы преобразований и восстановлением исходного положения блоков, микроплит и литосферных плит в целом.

4. Реконструкцию палеогеодинамических обстановок и их эволюции для каждого в отдельности временного среза удобно проводить в следующей последовательности: а) устанавливаются основные этапы геодинамической эволюции региона, обосновывается выбор той эпохи, для которой осуществляется реконструкция; б) проводится тектоническое районирование и на этой основе корректируются параметры структурных ансамблей; в) реконструируются палеогеодинамические обстановки формирования структурных ансамблей (на основе выделенных в процессе предшествующего геодинамического анализа геодинамических комплексов, СВК и СМП — индикаторов геодинамических обстановок); г) в итоге разрабатывается интегральная геодинамическая модель (палеогеодинамическая реконструкция), которая представляется в виде комплекта палеогеодинамических карт-схем (для раннего докембрия — в условных размерах и координатах), разрезов, в том числе реконструированных, кинематических схем и т. д.

Безусловно, разработка интегральной модели оказывает обратное влияние на оценку геодинамических обстановок конкретных структур и процессов. Оптимальным оказывается последовательный системный подход: модельные разработки на базе теоретических представлений и обобщения ранее полученных материалов — выявление проверяемых следствий модельных построений — полевые и лабораторные исследования для проверки этих следствий — доработка или отбраковка вариантов моделей — повторный анализ следствий и дополнительные исследования, вплоть до получения наиболее непротиворечивого варианта.

**ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ
СЕВЕРО-ВОСТОКА БАЛТИЙСКОГО ЩИТА**

**Глава 8. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ
ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИНДИКАТОРОВ
ПРИ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ
РЕКОНСТРУКЦИЯХ ОБСТАНОВОК
ФОРМИРОВАНИЯ И МЕТАМОРФИЗМА
ГНЕЙСОВЫХ КОМПЛЕКСОВ
(НА ПРИМЕРЕ КЕЙВСКОЙ СТРУКТУРЫ)**

В предыдущих главах неоднократно подчеркивалось, что наиболее последовательно и без сколько-нибудь значительных предварительных оговорок геохимические методы опознавания комплексов-индикаторов геодинамических обстановок могут быть применены при исследовании слабо метаморфизованных горно-породных ассоциаций. Вместе с тем, геохимические исследования зональных метаморфических комплексов позволяют полагать, что в отсутствие признаков метасоматических преобразований, концентрации большинства редких элементов даже в породах эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций не отличаются существенно от их содержания в исходных породах. Исключение составляют наиболее подвижные элементы: K_2O , Cs, Rb, Th, U, отчасти CaO, MgO, Al_2O_3 ; подвержена изменениям степень окисленности Fe. Однако составы метаморфических пород существенно меняются, если они подвергаются аллохимическим метасоматическим преобразованиям. В частности, породы субстрата, наблюдаемые в виде палеосомы в мигматитах, даже при внешне хорошей сохранности, отличаются достаточно заметными изменениями химизма, особенно в отношении редких и рассеянных элементов. Использование подобных образований для реконструкции дометаморфического протолита и, тем более, в качестве индикаторов геодинамических обстановок не рекомендуется.

Результаты последовательных палеогеодинамических рекон-

струкций позднеархейской эволюции северо-востока Балтийского щита [Минц, 1992] охарактеризованы в гл. 9—9.2. Латеральный ряд позднеархейских структур в северо-восточной части Кольского полуострова включает: 1) континентальную микроплиту, образованную фрагментами Центрально-Кольского и Кейвского микроконтинентов, пододвигавшуюся к северо-востоку под Мурманскую микроплиту; 2) Титовско-Кейвскую шовную зону, в пределах которой фрагментарно сохранились вулканогенно-осадочные комплексы, характеризующиеся особенностями химизма и частичной сохранностью реликтов исходных структур базальтоидов островодужного, океанического или континентально-рифтового типа; 3) надвигавшуюся Мурманскую микроплиту, интерпретируемую в качестве глубоко эродированной активной континентальной окраины (см. рис. 9.11, 9.12).

Метаморфические преобразования пород Кейвской структуры связаны не только с позднеархейскими, но и с последующими раннепротерозойскими геодинамическими обстановками. Модель раннепротерозойской эволюции северо-востока Балтийского щита [Минц, 1993] охарактеризована в гл. 9—9.1. В течение раннего протерозоя наиболее активные тектонические процессы миновали территорию Кейвской структуры. Однако, как будет показано ниже, общее растяжение в начальной стадии раннепротерозойского геодинамического цикла сопровождалось формированием внутриконтинентального бассейна осадконакопления на территории Кольской плиты и, в частности, в пределах Кейвской структуры. Во время последовательных стадий раннепротерозойской коллизии подверглись реактивизации главные позднеархейские швы Кольской плиты, в частности, по границе Мурманской микроплиты и Кейвского микроконтинента. С этими явлениями связаны процессы раннепротерозойского метаморфизма кейвских пород.

Последовательная смена геодинамических обстановок в раннем докембрии северо-востока Балтийского щита и соответствующие латеральные перемещения плит в связи с рифтогенезом, раскрытием и последующим закрытием в результате субдукции интраплитных океанических бассейнов и коллизией континентальных микроплит отражены на схемах (см. рис. 9.6, 9.7, 9.11, 9.12).

Ниже, в качестве примера, рассмотрено использование данных геохимических исследований с целью палеогеодинамических реконструкций обстановок формирования позднеархейских и раннепротерозойских гнейсовых и сланцевых комплексов Кейвской структуры; приведен пример интерпретации метаморфической зональности, продемонстрированы возможности применения изотопно-геохронологических данных при разработке интегральной модели структурной и метаморфической эволюции.

Геологическое строение. Кейвская структура, расположенная в центральной части Кольского полуострова, отчетливо выделяется среди сопредельных геологических образований (рис. 8.1). Вы-

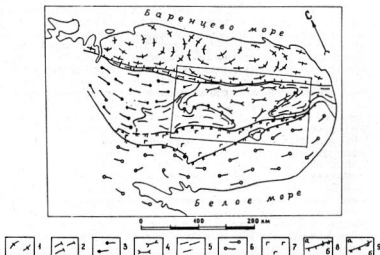


Рис. 8.1. Главные тектонические структуры восточной части Кольского полуострова.

Позднеархейские структуры: 1 — Мурманская микроплита; 2 — Титовско-Кейвская шовная зона; 3 — Центральнo-Кольский микроконтинент; 4—5 — Кейвский микроконтинент: 4 — комплексы пород параавтохтона; 5 — комплексы пород тектонических покровов. *Раннепротерозойские структуры:* 6 — Беломорская микроплита; 7 — Печенга-Варзугская шовная зона. Главные тектонические границы взбросо-надвигового характера: 8 — позднеархейские: а — в нормальном залегании, б — опрокинутые; 9 — раннепротерозойские: а — в нормальном залегании, б — опрокинутые. Контур соответствует территории рис. 8.2

полняющие ее позднеархейские структурно-вещественные комплексы своеобразны, многие из них не имеют близких аналогов в пределах Кольского полуострова (рис. 8.2). В разрезе метаморфических толщ Кейвской структуры принято выделять (снизу вверх):

лебяжинскую серию, образованную лейкократовыми гнейсами (кислыми метаэффузивами) при подчиненной роли амфиболитов и биотит-амфиболовых плаггиосланцев (метаэффузивов основного и среднего составов);

кейвскую и песчовотундровскую серии, сложенные сланцами (метаморфизованными продуктами дезинтеграции и переотложения пород подстилающего разреза или развитых в обрамлении Кейвской структуры) [Белолипецкий и др., 1980; Мирская, 1976].

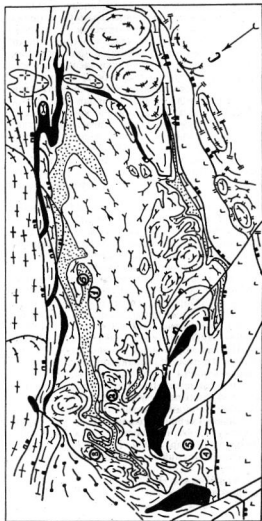
Своеобразие Кейвской структуры определяется также и широким распространением в ее пределах щелочных гранитов и гнейсо-гранитов, достаточно специфичных по составу и струк-

турно-текстурным признакам (кейвские щелочные граниты). Одними исследователями утверждается их интрузивная природа [Батиева, 1976], другими — метасоматическая [Сидоренко, Ожогин, 1975], третьи предполагают, что щелочные граниты сформировались в результате своеобразной гранитизации [Федоров, Федорова, 1978]. Вместе с тем, было показано, что особенности внутреннего строения тел щелочных гранитов, в частности, их структурно-текстурные особенности (широко проявленная ритмически повторяющаяся вещественная расслоенность, в большинстве случаев согласный или субсогласный характер контактов и др.), свидетельствуют о метаморфической природе этих пород в их современном виде. При этом метасоматические процессы, сопровождавшиеся значительными перемещениями вещества, по-видимому, не играли сколько-нибудь существенной роли при их формировании [Гендлер и др., 1980]. Современный облик этих своеобразных пород более всего отвечает представлению о щелочных гнейсах, которые могли сформироваться в результате близкого к изохимическому метаморфизма кислых эффузивов или аркозов.

Располагающаяся в основании кейвского разреза * лебяжинская серия в своей нижней части образована амфибол-биотитовыми и биотитовыми гнейсами, слюдяными и кварцитовидными сланцами коловайской (кинемурской) толщи. Они перекрыты амфиболитами, биотит-амфиболовыми плагиосланцами и двуслюдяными гнейсами патчервундровской (усть-югоньской) толщи. Верхняя часть серии образована кислыми породами лебяжинской свиты: биотитовыми (обычно с гранатом) гнейсами и плагиогнейсами (метавулканитами [Мирская, 1976] риодацитового и трахириодацитового состава). Суммарная мощность лебяжинской серии составляет приблизительно 3500 м. Согласно залегающая выше кейвская серия включает (снизу вверх) червуртскую и выхчуртскую свиты. Первая образована в основании гранатавралитовыми сланцами (метаморфизованными туффитами и конгломератами), в верхней части — углеродистыми ставролитсодержащими кианитовыми сланцами (метапелитами). Выхчуртская свита представлена кварцитами и углеродистыми плагиоклаз-кианит-ставролитовыми сланцами (метапсаммитами и метапелитами). Мощность кейвской серии — около 1500 м. Обе серии обычно относят к верхнему архею и включают в состав лопийского комплекса [Белолипецкий и др., 1980]. Последний перекрывается раннепротерозойскими (сумийскими) породами песчовундровской серии.

По мнению В. Г. Загородного и А. Т. Радченко [1983], верхнеархейские породы кейвской серии залегают на лебяжинских

* Разрез, приведенный ниже, в целом соответствует «Региональной стратиграфической схеме докембрийских образований Советской части Балтийского щита», принятой во ВСЕГЕИ и ПГО «Севзапгеология» в 1982 г.



0 50 100 km



Рис. 8.2. Геологические строение Кейвской структуры.

1—10 — поздний архей: 1 — мигматитовый комплекс Мурманской микролиты; 2 — гнейсо-гранулитовый комплекс Центрально-Кольского микроконтинента; 3—8 — комплекс пород Кейвского паравотуинской области: 3 — амфиболиты патчиритундровской свиты, 4 — гранит-биотитовые, частью — биотит-амфиболовые гнейсы лебжанской свиты, 5 — Кейвские эгирин-арфведсонитовые (реоморфизованные) гнейсы, 6—7 — комплекс пород тектонических покровов, наложенных на Кейвский параавтохтон: 6 — биотитовые гнейсы; 7 — габбро-анортозиты; 8 — реоморфизованные эгирин-арфведсонитовые граниты Белых Тундр; 9 — порфирабластические граниты Колывайского комплекса; 10 — амфиболито-гнейсовый комплекс Титовско-Кейвской шовой зоны, 11—13 — ранний протерозой: 11 — сланцевый комплекс кейвской серии; 12 — метавулканы Печенга-Имандра-Варзугской шовой зоны; а — зеленосланцевой фации, б — амфиболитовой фации; 13 — Нижнепонойский и Южно-Варзугский комплексы позднеархейских мигматитов, реоморфизованных в раннем протерозое; 14 — геологические границы стратиграфические и интрузивные; 15—20 — тектонические границы: 15—16 — позднеархейские; 15 — надвиги в нормальном (а) и в запрокинутом (б) залегании, 16 — взбросо-надвиги, 17 — раннепротерозойские в нормальном (а) и в запрокинутом (б) залегании; 18 — позднеархейские надвиги, реактивированные в раннем протерозое; 19 — границы мигматитовых куполов, четко (а) и нечетко (б) выраженные; 20 — палеозойские сбросо-сдвиги.

Цифры в кружках — участки геохимического опробования: 1 — Шууртурта (гнейсы лебжанской свиты); 2, 3 — Западные Кейвы (реоморфизованные Кейвские щелочные гнейсы); 4 — Белые Тундры (реоморфические щелочные граниты); 5 — Верхнепонойский биотитовые гнейсы; 6 — Шууртурта (сланцы кейвской серии).

гнейсах с крупным стратиграфическим несогласием. Ряд исследователей видит в особенностях этой границы также и признаки углового несогласия и развития коры выветривания [Бекасова и др., 1975; Головенок, 1977; Мирская, 1976]. Наконец, приведенные ниже геохронологические и геологические данные определенно указывают на принадлежность к раннему протерозою не только песчовотундровской, но и кейвской серии [Минц и др., 1992].

Сланцы кейвской серии незакономерно обогащены углеродом. Значительная часть углеродистого вещества приурочена к метаосадкам первично терригенного типа, в исходном составе которых несомненно присутствовал каолинит [Бельков, 1963; Мележик и др., 1988; Предовский, 1970; Соколов и др., 1958]. В разрезе преобладают отложения с первоначально горизонтально-слоистыми текстурами. Отмечавшаяся рябь волнения [Бельков, 1963] свидетельствует о спокойном гидродинамическом режиме и умеренной глубине бассейна (порядка 150—200 м) [Мележик и др., 1989]. Результаты химикобитуминологического анализа свидетельствуют о высокой степени метаморфического преобразования исходного органического вещества. Несмотря на метаморфизм амфиболитовой фации, углеродистое вещество кианитовых сланцев —

тонкодисперсное и практически целиком относится к структурно упорядоченному графиту [Мележик и др., 1988]. Углерод является изотопно-легким ($\delta^{13}\text{C}$ от $-25,8$ до $-42,6^{\circ}_{\text{‰}}$), «биологического уровня» [наши данные; Бельков, Петрисье, 1971; Сидоренко, Сидоренко, 1975], принимая в качестве стандарта биогенного углерода значения $\delta^{13}\text{C}$ в интервале от -35 до $-20^{\circ}_{\text{‰}}$ [Галимов, 1981].

Полученные данные существенно отличаются от значения $\delta^{13}\text{C}$, равного $-7^{\circ}_{\text{‰}}$, принятого в качестве стандарта для мантийного углерода [Галимов, 1981 и др.]. Вместе с тем, значения $\delta^{13}\text{C}$, свойственные флюидам гранитных расплавов, также могут достигать больших отрицательных величин — вплоть до $-35^{\circ}_{\text{‰}}$ [Ковалишин, Мамчур, 1990; Мамчур, 1978].

Геологическая ситуация, в частности пластовый характер залегания кейвских сланцев, высокое содержание углерода и отсутствие непосредственных признаков флюидного воздействия на сланцы гранитондных расплавов, позволяют поддерживать представление о биологическом происхождении изотопно-легкого углерода кейвских сланцев [Бельков, Петрисье, 1971; Сидоренко, Сидоренко, 1975].

Кейвская структура характеризуется широким распространением «щелочных гранитов» или, по нашей оценке, — щелочных эгирин-арфведсонитовых гнейсов. По валовому химическому составу эти породы наиболее близки изверженным породам интрузивной или эффузивной фации соответствующего состава. Вместе с тем, некоторые геологические особенности кейвских щелочных гнейсов позволяют предположить их эливулканогенную природу. Сюда относятся следующие особенности внутреннего строения и вещественного состава массивов «щелочных гранитов» [Минц, и др., 1984]:

отсутствие характерной для гранитных массивов прототектонической трещиноватости; «взамен» на аэрофотоизображениях, например, Верхнепонойского массива дешифрируются структурные линии, протягивающиеся на километры, а иногда и на десятки километров; при этом дешифрируются складчатые структурные формы, свойственные осадочным или метаморфическим толщам;

согласное залегание и частичное переслаивание пачек «гранитов» и гранат-биотитовых гнейсов; отдельные прослои «гранитов» протягиваются на первые десятки километров, нередко выходят за пределы массива, непрерывно продолжаясь во вмещающие гнейсы;

существование согласно залегающих прослоев и пачек «щелочных гранитов», различающихся минералогическим, а иногда и химическим составом;

отсутствие предполагавшейся до проведения детального картирования зональности массивов с концентрацией более кислых разностей в их центральных частях и более основных в эндо-

контактах, связывавшейся с интрузивным размещением «щелочных гранитов» [Подольский, 1973; Щелочные. . ., 1958];

отсутствие экзоконтактовых изменений пород при одновременной четкости и резкости границ «щелочных гранитов» и лебяжинских гнейсов.

Вероятным протолитом щелочных эгирин-арфведсонитовых гнейсов могли явиться отложения пирокластических потоков (игнимбриты и спекшиеся туфы) [Минц и др., 1992]. В пределах фанерозойских вулканических поясов подобные отложения образуют обширные покровы, их выдержанная слоистость — один из важнейших диагностических признаков [Росс, Смит, 1963; Сперанская, 1964; Минц, 1978]. Протяженность отдельных покровов может составлять километры и десятки километров, достигая 100 км. При этом «однородность строения (единообразие) туфовых покровов на огромном протяжении и площади — весьма важный критерий для их распознавания. Эта однородность . . . не характерна ни для туфов выпадения, ни для лавовых пород кислого состава и редко встречается в покровах лав среднего состава» [Росс, Смит, 1963, с. 407].

В предлагаемой трактовке кейвские щелочные гнейсы рассматриваются как часть дометаморфического осадочно-вулканического разреза. Их место в стратиграфической последовательности, с учетом данных о переслаивании, совпадает с местом лебяжинских гранат-биотитовых гнейсов.

Современная геологическая структура, сформированная с участием щелочных гнейсов, характеризуется наличием куполовидных структурных форм с гнейсовидными щелочными гранитами в ядре, поздними пегматитами и грейзенизированными инъекциями в приконтактовой зоне. Анализ геологической ситуации в целом позволяет заключить, что щелочные породы были реоморфизованы, испытали пластическое течение и, возможно, вторичное плавление, вероятно, уже в процессе наиболее ранних метаморфических преобразований и неоднократно впоследствии [Минц и др., 1992; Минц, 1993].

Принято считать, что кейвские «щелочные граниты» прорывают или преобразуют позднеархейские породы метаморфических толщ до лебяжинской свиты включительно, но нигде не воздействуют на породы кейвской и песцовотундровской серий. С этой точки зрения, время внедрения щелочных гранитов относится к интервалу между отложением гнейсов лебяжинской и сланцев кейвской серий. Учитывая характер последних (преимущественно переотложенные продукты дезинтеграции и выветривания), это должно свидетельствовать о перерыве между названными сериями [Белолипецкий и др., 1980]. Такому выводу противоречат данные структурного порядка [Минц и др., 1992], полученные в результате специализированного картирования в западной части Кейвской структуры.

1. Метаморфическая перекристаллизация щелочных гнейсов (крупнозернистых «щелочных гранитов») и биотит-амфиболовых плагиогнейсов устьегоньской толщи с образованием кристаллизационной сланцеватости, общей для обоих типов пород и не закономерно ориентированной по отношению к их границам раздела, нередко под прямым углом к границе. Делимость пород, связанная с этой гнейсовидностью, способствовала формированию мелкогрядового рельефа; гряды ориентированы в том же направлении, непрерывно прослеживаются на местности и на аэрофотоматериалах и не зависят от расположения большей части геологических границ (рис. 8.3).

2. Сланцы кейвской и песчовотундровской серий в пределах Западных Кейв выполняют узкие килевидные синклинали сложных очертаний в плане. Эти синклинали по ряду признаков представляют собой межкупольные структуры, тогда как купола образованы реоморфизованными щелочными гнейсами (см. рис. 8.2).

3. Небольшие тела мелкозернистых щелочных гранитов имеют четко выраженные интрузивные контакты, пересекающие метаморфическую кристаллизационную сланцеватость; граниты интенсивно окварцованы (грейзенизированы).

Анализ региональной структуры свидетельствует в пользу покровно-складчатого строения Кейвской структуры и ее обрамления (см. гл. 9—9.2, рис. 9.11). Аллохтоны, в основании которых располагаются пластинообразные тела габбро-анортозитов, деформированы в результате последующих тектонических событий (гл. 2—2.5.3).

Кейвским щелочным эгирин-арфведсонитовым гнейсам практически идентичны по составу щелочные граниты Белых Тундр [Батиева, 1976] (см. рис. 8.2). Последние характеризуются гипидоморфнозернистой (магматической) микроструктурой, в отличие от гранобластовых, типично метаморфических структур щелочных гнейсов, массивной или слабогнейсовидной текстурой и признаками секущего залегания. Пересечение щелочными гранитами Белых Тундр пород Верхнепонойского фрагмента крупного тектонического аллохтона, который в процессе раннепротерозойской коллизии был надвинут на территорию Кейвского микроконтинента со стороны Мурманского блока (Мурманской микроплиты) [Миц, 1992], позволяет предполагать, что эти граниты сформировались в результате вторичного расплавления щелочных гнейсов и внедрения палингенного магматического расплава в породы перекрывающего аллохтона.

К числу пород, специфичных для Кейвской структуры, относятся также лейкократовые биотитсодержащие тонкозернистые гнейсы и, судя по структурно-текстурным особенностям, гнейсы-бластомилониты, которые в составе надвинутого аллохтона тектонически перекрывают породы Кейвской структуры. Гнейсы подобного типа обнажаются в обрамлении структуры, где их традиционно включают в состав кольской серии [Белопицкий

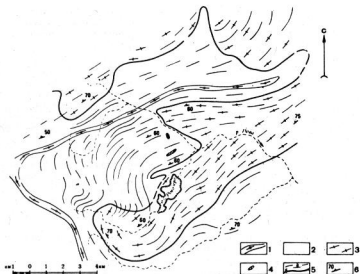


Рис. 8.3. Структурные соотношения известково-щелочных и щелочных гнейсов (участок Западные Кейвы).

1 — двуслюдяные гранатосодержащие сланцы, частью сланцы-бластомилолиты кейвской и песчовотундровской серий; 2 — гнейсы лебяжинской и усть-югоньской серий; 3 — реоморфизованные щелочные гнейсы; 4 — интрузивы реоморфических щелочных гранитов; 5 — граница щелочных гнейсов («кейвских щелочных гранитов») с лебяжинскими гнейсами (а), структурные линии, дешифрирующиеся на аэрофотоснимках (б); 6 — ориентировка гнейсовидности.

и др., 1980]. В непосредственном северном обрамлении Кейв эти гнейсы, как правило, сильно изменены метасоматическими процессами. Их неизменные разности известны в районе Белых Тундр, в пределах Верхнепонойского фрагмента аллохтона (см. рис. 8.2).

Магматической модели противостоит также идея о формировании кейвских «щелочных гранитов» в результате щелочного метасоматоза. Своим возникновением эта идея в значительной степени обязана распространенности в пределах Кейвской структуры субщелочных «гнейсов-метасоматитов». Эти породы развиваются преимущественно по лебяжинским гнейсам, образуя с ними постепенные переходы. По структурно-текстурным особенностям они близки замещаемым гнейсам, отличаясь от них большей массивностью и гомогенностью. В породах, испытавших более интенсивное замещение, гранат и биотит исчезают, уступая

место гастрингситу. В отдельных участках появляется эгирин. В зависимости от предполагаемого генезиса, исследователи при-сваивали этим породам различные наименования — «щелочные метасоматиты», «щелочные гнейсы», «гнейсы-метасоматиты», «гнейсо-сланцы» и т. п. Эти породы рассматривались то в качестве экзоконтактовых образований относительно массивов «щелочных гранитов» [Батиева, 1976], то в качестве щелочных метасоматитов, предшествовавших внедрению щелочных гранитов [Белолипецкий и др., 1980]. Предполагалось также, что они могут отвечать внешней части зоны метасоматических преобразований, конечным результатом которых явились собственно щелочные граниты [Сидоренко, Ожогин, 1968]. К вопросу о генезисе гнейсов-метасоматитов мы вернемся.

Характер и возраст ранних метаморфических преобразований пород лебяжинской свиты остается до настоящего времени дискуссионным. По общему уровню (ставролит-кианитовая суб-фация и эпидот-амфиболитовая фация) метаморфизма породы лебяжинской серии практически тождественны особенностям метаморфизма пород кейвской и песцовотундровской серий. В них не установлены признаки более раннего метаморфизма. Поэтому обычно принимается, что вулканиты лебяжинской серии либо не подверглись архейскому метаморфизму, либо он был существенно низкотемпературным [Метаморфизм..., 1986]. Добавим, что возможен также вариант, согласно которому поздне-архейские метаморфические преобразования были изофациальны с последующим раннепротерозойским метаморфизмом.

Наблюдаемая в настоящее время метаморфическая зональ-ность Кейвской структуры, охватывающая раннеархейские мета-вулканиты и раннепротерозойские метаосадки, соответствует кианит-ставролит-двуслюдяной субфации [Фации..., 1990]. Лишь в южной части структуры намечается постепенное умень-шение степени регионального метаморфизма с северо-запада на юго-восток до уровня, близкого эпидот-амфиболитовой фации, что проявляется в исчезновении ставролитсодержащих парагенезисов в метаосадках. Для высокоглиноземистых сланцев харак-терны парагенезисы $Ki+Mu+Kv+Gr$ и $Ki+St+Mu+Kv+Gr$. Реакционные взаимоотношения типа: $KiI \rightarrow Анд \rightarrow KiII$ свидетель-ствуют о временных вариациях термодинамических условий и преобладании условий низкоградиентной (Т/Р) кианит-силли-манитовой фациальной серии. Порфиروبластовые (часто мега-бластовые) разности сланцев представляют собой бластомило-ниты.

Купола реоморфизованных щелочных гнейсов, как отмечено выше, отчетливо деформируют уже претерпевшие низкоградиент-ный метаморфизм породы всех трех серий — лебяжинской, кейв-ской и песцовотундровской. Сами же щелочные гнейсы не имеют признаков низкоградиентных минеральных преобразований. В их экзоконтактах парагенезисы кианит-ставролит-двуслюдяной

субфации сменяются контактово-метаморфической зональностью, включающей силлиманитсодержащие ассоциации.

Геохронология. Согласно результатам изотопного датирования, Pb-Pb изохронный возраст по валовым пробам гнейсов лебяжинской серии в восточной части Кейвской структуры равен 2780 ± 100 (230) млн лет; возраст черных кианитовых сланцев червуртской свиты кейвской серии, определенный тем же методом, равен 1600 ± 120 (310) млн лет; возраст цирконов из порфиробластических гранитов Коловайского массива, пересекающих лебяжинские гнейсы (по некоторым данным развивающихся по ним), оценивается в 2620 ± 30 (70) млн лет при времени наложенного процесса 130 ± 65 (150) млн лет (U-Pb метод с конкордией) [Пушкарев, 1990]. Оценка возраста ставролит-кианитовых сланцев червуртской свиты Rb-Sr изохронным методом, вероятно, отвечающая времени формирования осадков, составила 2230 ± 100 (280) млн лет [Пушкарев и др., 1978]. Полученные нами оценки возраста метаморфизма кейвских сланцев, по-видимому, отвечают различным стадиям этого процесса: 2100 ± 20 (50) млн лет (U-Pb возраст образцов пород по верхнему пересечению с конкордией) и 1790 ± 50 (100) млн лет (Pb-Pb изохрона по породам, минералам и кислотным вытяжкам из них). Вероятно, второму этапу метаморфизма сопутствовал процесс щелочного метасоматоза, результатом которого явилось формирование субщелочных гнейсов-метасоматитов. Соответствующая оценка возраста получена для микроклинизированных гранат-биотитовых гнейсов лебяжинской свиты по образцам, отобранным южнее полосы кейвских сланцев в районе г. Шууурта (Большие Кейвы): 1725 ± 20 (50) млн лет (Pb-Pb изохрона по валовым пробам, выщелатам и остаткам после выщелачивания) [Милиц и др., 1992].

Полученные в прежние годы датировки кейвских щелочных гранитов варьируют от 1068 до 2590—2680 млн лет (Th-Pb, U-Pb и Pb-Pb методы) [Батиева, 1976]. Термин «щелочной гранит», видимо, в полной мере применим только к наиболее глубоко преобразованным в результате реоморфизма и частичного плавления разностям щелочных гнейсов, возраст которых (Pb-Pb изохронный метод) составляет 1770 ± 15 (40) млн лет [Пушкарев и др., 1978]. Согласно последней оценке Ю. Д. Пушкарева, учитывавшего весь комплекс имевшихся геохронологических данных, возраст формирования кейвских щелочных гранитов (или протолита щелочных гнейсов, согласно нашим представлениям) равен или превышает 2450 млн лет. Все более молодые датировки этих пород, согласно его оценке, связаны с последующими геологическими событиями [Пушкарев, 1990].

**СРЕДНИЕ СОСТАВЫ ПОРОД АМФИБОЛИТО-
КОМПЛЕКСОВ КЕЙВ**

Пород- ные ком- плек- сы	Число проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
1а	15	55,78	1,13	13,88	3,63	8,75	0,19	3,46	7,34	3,23
1б	6	61,81	0,94	12,93	2,29	7,64	0,16	2,52	4,70	2,82
2	24	70,52	0,44	13,15	2,39	3,93	0,08	0,26	2,15	2,82
		0,47	0,22	0,24	0,13	0,17	0,01	0,07	0,17	0,16
3	11	72,90	0,34	13,02	1,48	1,44	0,04	0,56	2,25	4,06
		0,29	0,02	0,23	0,13	0,14	0,02	0,10	0,13	0,12
4	15	73,60	0,42	10,54	1,57	4,28	0,07	0,22	1,15	3,83
		0,42	0,03	0,31	0,20	0,50	0,01	0,04	0,10	0,15
5	11	73,14	0,38	11,72	1,15	2,90	0,05	0,28	1,45	3,89
		0,39	0,03	0,18	0,11	0,21	0,01	0,08	0,09	0,14
6	15	70,16	0,40	12,65	1,66	4,56	0,09	0,40	2,39	3,77
		0,49	0,02	0,39	0,18	0,26	0,01	0,07	0,20	0,18

Числитель — среднее арифметическое содержаний (вес. %), знаменатель — Mg' — магнезиальности.

Породные комплексы (1а, 1б — по [Белолыпецкий и др., 1980], остальные — (метаандезит-базальты), 1б — биотит-амфиболовые гнейсы (метаандезиты); 2 — гнейсы (метатрахирриодациты—метариолиты; 4 — кейвские эгирин-арфведсоновитовые реоморфические граниты Белых Тундр; 6 — гастингситовые гнейсы-мета-

Геохимия. Средние составы пород гнейсо-амфиболитового и гнейсо-щелочно-гранитного комплексов Кейвской структуры охарактеризованы в табл. 8.1 (породообразующие элементы) и в табл. 8.2 (редкие элементы и РЗЭ). Средние составы пород сланцевого комплекса кейвской серии приведены в табл. 8.3 (породообразующие элементы) и 8.4 (редкие элементы и РЗЭ). Полное соответствие гнейсов составам протолита не является очевидным. Тем не менее в отсутствие признаков метасоматических преобразований концентрации большинства редких элементов в гнейсах, по-видимому, отвечают их содержаниям в исходных породах. Из числа проанализированных элементов исключение могут составлять Rb, а также Sr, Cr и Ni.

Коловайская (кинемурская) толща в основании разреза образована преимущественно метаосадочными породами. Наиболее близкие по составу метазффузивам биотитовые гнейсы, по-видимому, представляют собой метаморфизованные туффы с кислым

ГНЕЙСОВОГО И ГНЕЙСО-ГРАНИТНОГО
СКОЙ СТРУКТУРЫ

K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	П. п. п.	Сумма	CO ₂	H ₂ O	d	Mg'	Na ₂ O + K ₂ O	Na ₂ O K ₂ O
1,11	—	—	—	98,50	—	—	0,45	0,22	4,34	2,91
2,10	—	—	—	97,91	—	—	0,56	0,20	4,92	1,34
4,16	0,11	0,02	0,31	100,34	0,08	0,11	0,70	0,08	6,98	0,77
0,25	0,04	0,01	0,04		0,03	0,11	0,02	0,02	0,28	0,08
3,77	0,09	0,02	0,30	100,27	0,11	0,10	0,83	0,31	7,83	1,12
0,18	0,01	0,003	0,08		0,09	0,01	0,01	0,04	0,16	0,10
4,44	0,07	0,05	0,06	100,31	0,01	0,09	1,06	0,07	8,27	0,88
0,19	0,01	0,02	0,02			0,01	0,04	0,01	0,28	0,05
4,89	0,05	0,03	0,22	100,15	0,11	0,12	1,00	0,11	8,78	0,82
0,24	0,01	0,01	0,09		0,07	0,01	0,03	0,02	0,29	0,07
3,84	0,11	0,02	0,15	100,21	0,01	0,14	0,82	0,12	7,61	1,09
0,24	0,02	0,01	0,03			0,01	0,04	0,02	0,34	0,14

стандартная ошибка среднего содержания. Коэффициенты: d — агаптитности,

по нашим данным): 1а—1б — патчервтундровская свита; 1а — амфиболиты гранат-биотитовые гнейсы лебяжинской свиты (метариодациты); 3 — биотитовые гнейсы (метатрахиролиты—метапантеллериты); 5 — эгирин-арфведсонит-соматиты.

и средним материалом и полимиктовые песчаники. Перекрывающие их плагиоамфиболиты патчервтундровской свиты, в том числе биотитсодержащие, согласно аналитическим данным представляют собой метаандезито-базальты [Белолипецкий и др., 1984]. Амфибол-биотитовые плагиосланцы, по тем же данным, отвечают по составу метаандезитам (см. табл. 8.1, рис. 8.4). Приведенные диаграммы демонстрируют отчетливый разрыв в петрохимических характеристиках обеих разностей, прежде всего по содержанию SiO₂ и уровню содержаний Na₂O. Особенностью метавулканитов патчервтундровской свиты является относительно высокая титанистость (TiO₂=0,71—1,46 % в породах андезит-базальтового, 0,77—1,27 % — андезитового состава; среднее содержание — 1,07 %).

Биотитовые (преимущественно с гранатом) и биотит-амфиболовые гнейсы лебяжинской свиты (породы известково-щелочной серии, преимущественно метариодациты, крайние составы отве-

СРЕДНИЕ СОДЕРЖАНИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ АМФИБОЛИТО-ГНЕЙСОВОГО
И ГНЕЙСО-ГРАНИТНОГО КОМПЛЕКСА КЕВЬСКОЙ СТРУКТУРЫ

Породные комплексы	B	Rb	Ba	Sr	Y	Zr	Hf	Nb	Ta	Th	La	Ce	Sm
2	16,1	177,5	1250	144	39,6	422,9	12,3	13,9	1,34	15,6	56,0	113	10,0
	1,2 (8)	8,4 (8)	120 (24)	18 (24)	3,7 (24)	7,5 (7)	0,3 (7)	2,6 (7)	0,10 (7)	0,7 (7)	6,7 (14)	13 (14)	1,2 (14)
3	11,4	174	493	152	11,5	241	7,56	11,1	1,19	17,0	14,1	58,1	3,14
	0,3 (11)	11 (11)	35 (11)	12 (11)	1,8 (11)	10 (9)	0,34 (9)	1,2 (9)	0,19 (9)	1,3 (9)	2,1 (9)	3,6 (9)	0,29 (9)
4	24,9	303	142	50	219	1440	23,6	27,3	1,76	41,0	81,0	167	19,3
	6,6 (14)	37 (13)	32 (15)	11 (15)	84 (15)	620 (8)	3,8 (7)	2,8 (8)	0,23 (7)	16,0 (8)	14,0 (7)	30 (7)	4,1 (7)
5	10,9	251,8	145	40,0	53,0	642	18,9	21,5	1,74	20,0	56,1	142	11,7
	0,6 (11)	5,2 (11)	15 (11)	1,3 (11)	3,4 (11)	25 (8)	0,9 (8)	1,8 (8)	0,23 (8)	1,2 (8)	5,6 (8)	6 (8)	0,7 (8)
6	17,5	335	637	74,5	290	338	10,1	—	0,93	14,5	35,0	89	7,1
	0,5 (2)	125 (2)	119	9,0 (11)	240 (11)	13 (4)	0,5 (3)	—	0,06 (3)	0,09 (4)	6,4 (3)	16 (3)	1,4 (3)

Породные комплексы	Eu	Tb	Yb	Lu	Sn	Mo	Pb	Zn	Sc	V	Cr	Co
2	1,74	1,54	5,12	0,758	6,63	2,63	42,4	114	11,9	9,7	31,5	4,3
	0,17 (14)	0,20 (12)	0,48 (14)	0,092 (14)	0,66 (24)	0,40 (24)	6,3 (24)	16 (24)	3,5 (14)	2,1 (24)	6,1 (24)	0,5 (24)
3	0,537	0,680	2,10	0,327	5,36	1,27	28,9	33,6	5,39	52,4	30,2	4,09
	0,047 (9)	0,042 (9)	0,10 (9)	0,025 (9)	0,59 (11)	0,14 (11)	2,3 (11)	2,8 (11)	0,23 (9)	5,3 (11)	7,3 (11)	0,37 (11)
4	1,27	3,44	10,1	1,94	18,3	2,80	131	177	1,57	7,9	41,1	4,13
	0,16 (7)	0,51 (7)	1,3 (7)	0,24 (7)	4,4 (15)	0,55 (15)	47 (15)	17 (15)	0,10 (7)	2,0 (15)	5,1 (15)	0,99 (15)
5	0,903	2,26	6,35	0,113	8,27	2,27	39,7	88,2	3,09	19,0	109	3,64
	0,048 (8)	0,20 (8)	0,27 (8)	0,061 (8)	0,63 (11)	0,14 (11)	3,6 (11)	6,4 (11)	0,09 (11)	8,2 (11)	37 (11)	0,43 (11)
6	1,40	1,20	3,63	0,567	6,6	1,73	63	131	6,09	290	29,0	3,45
	0,26 (3)	0,18 (3)	0,42 (3)	0,050 (3)	2,9 (11)	0,14 (11)	40 (11)	48 (11)	0,76 (11)	240 (11)	24,0 (11)	0,37 (11)

Породные комплексы	Ni	Eu/Eu'	(La/Yb) _n	(La/Sm) _n	(Tb/Lu) _n	K/Rb	Rb/Sr	Ta/Nb	Zr/Hf
2	27,2	0,62	7,9	3,84	1,53	218	2,49	0,090	34,5
	9,8	0,07	1,0	0,33	0,26	19	0,39	0,012	0,9
	(24)	(12)	(14)	(14)	(12)	(8)	(8)	(7)	(7)
3	7,7	0,48	4,6	2,78	1,41	184	1,23	0,107	31,5
	1,8	0,04	0,7	0,26	0,10	8	0,12	0,015	1,7
	(11)	(9)	(9)	(9)	(9)	(11)	(11)	(9)	(9)
4	10,2	0,21	5,5	2,77	1,16	138	7,9	0,075	36,5
	1,9	0,02	0,6	0,25	0,07	14	1,3	0,006	3,4
	(15)	(7)	(7)	(7)	(7)	(13)	(13)	(7)	(7)
5	11,3	0,23	6,0	3,03	1,32	162	6,4	0,081	34,2
	2,9	0,01	0,5	0,27	0,06	9	0,3	0,008	2,3
	(11)	(8)	(8)	(8)	(8)	(11)	(11)	(8)	(8)
6	13,5	0,59	6,5	3,10	1,37	130	4,66	0,052	35,2
	3,0	0,02	0,7	0,07	0,14	50	0,46	0,008	0,1
	(11)	(3)	(3)	(3)	(3)	(2)	(2)	(4)	(3)

Обозначения комплексов см. в табл. 8.1.

Числитель — среднее арифметическое содержание (г/т), знаменатель — стандартная ошибка среднего содержания, в скобках — количество проб.

чают трахириодацитам, дацитам и риолитам (см. табл. 8.1, 8.2, рис. 8.4, б, в). По сравнению с вулканитами близкого состава различных геодинамических обстановок, лебяжинские метариодациты наиболее близки риодацитам активных континентальных окраин, в частности, игнимбритам Центральных Анд [Kusmaue e. a., 1977; Noble e. a., 1979]. От родственных по составу пород энсиматических островных дуг [Магматические..., 1987] они отличаются более высокими концентрациями крупноионных литофильных элементов (K, Ba, Sr), а также элементов с высокозарядными ионами, в частности Zr. От вулканитов континентально-рифтовой области (Кенийского рифта) [Weaver e. a., 1972] они отличаются относительно низким уровнем щелочности, значительно более высокими концентрациями Ba и Sr, пониженным содержанием Zr и существенно более низкой концентрацией Nb. Метариодациты характеризуются умеренным средним уровнем содержания PЗЭ ($La=56,0$ г/т, при крайних значениях 19,3 и 90 г/т), умеренным уровнем фракционирования ($La/Yb_n=7,9$) при относительно высоком среднем уровне концентраций ТРЗЭ ($Yb=5,12$ г/т). Характерна также умеренная отрицательная Eu-аномалия (среднее значение $Eu/Eu'=0,62\pm0,07$). В целом и по распределению РЗЭ породы также близки умеренно-кислым эффузивам активных окраин континентов. Тренды РЗЭ указывают на наличие двух групп пород (рис. 8.5): 1) практически без Eu-аномалии ($Eu/Eu'=0,9-1,1$); 2) с заметной отрицательной Eu-аномалией ($Eu/Eu'=0,3-0,7$, среднее $=0,48$). Концентрации породообразующих и редких элементов в метариодацитах обеих групп аналогичны, отличием является более значительная роль Na и пониженная роль K в составе щелочей при незначительном снижении их суммарного содержания в породах второй группы ($Na_2O=2,83$ и $3,49\%$, $K_2O=5,15$ и $3,96\%$ в породах первой и второй групп соответственно). По содержанию и соотношению щелочей, равно как и по особенностям распределения РЗЭ породы второй группы ближе охарактеризованным ниже щелочным гнейсам, чем более калиевые гнейсы первой группы.

Кейвские щелочные эгирин-арфведсонитовые гнейсы также рассматриваются нами как часть дометаморфического осадочно-вулканогенного разреза [Минц и др., 1984]. По валовому составу они располагаются на стыке полей риолитов, трахириодацитов, трахириолитов, пантеллеритов и комендитов (см. табл. 8.1, 8.2, рис. 8.4). Преобладающая часть образцов принадлежит породам повышенной щелочности среднее значение коэффициента агпаитности (см. рис. 8.4 а), равно $1,06\pm0,04$. Кейвские щелочные гнейсы характеризуются более высокими концентрациями SiO_2 , по сравнению с лебяжинскими известково-щелочными гранат-биотитовыми гнейсами, что указывает на более высокую степень эволюции соответствующих расплавов. Соотношения концентраций щелочей в щелочных и известково-щелочных гнейсах близки, однако суммарное содержание щелочей в первых заметно

СРЕДНИЕ СОСТАВЫ ПОРОД СЛАНЦЕВАТОГО

Породные комплексы	Число проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	9	62,48	0,93	29,40	0,64	1,72	0,03
		1,85	0,10	1,50	0,20	0,45	0,01
2	5	60,20	0,72	33,97	0,47	0,96	0,03
		2,98	0,09	2,93	0,21	0,48	0,01
3	6	75,10	0,50	12,59	2,46	2,99	0,06
		1,39	0,11	0,76	0,63	0,63	0,02
4	6	87,55	0,23	6,36	0,74	0,98	0,02
		2,09	0,05	0,99	0,25	0,25	0,01

Числитель — среднее арифметическое содержаний (вес. %), знаменатель —

Породные комплексы: 1 — сланцы высокоглиноземистые низкоуглеродистые; 4 — кварциты.

выше (средние значения = 8,27 и 6,98 % соответственно). Возрастание коэффициента агпаитности связано также со снижением уровня содержаний Al₂O₃ в щелочных гнейсах (в среднем 10,54 и 13,14 % соответственно).

Уровень содержаний редких элементов в щелочных гнейсах, по сравнению с известково-щелочными, также закономерно отличается: выше содержания Rb, Y, Zr, Hf, Nb, Ta, Th, Sn, Pb, а также Cr; ниже — Ba, Sr, Sc, Ni; не имеют существенных отличий концентрации B, V, Co.

Распределение РЗЭ в кейвских щелочных гнейсах (см. табл. 8.2, рис. 8.5 *в*), опробованных в пределах Западно-Кейвского массива (рис. 8.2), характеризуется сравнительно высоким общим уровнем (La = 48—160, Yb = 5,9—15,0 г/т) и резкой отрицательной Eu-аномалией (среднее Eu/Eu' = 0,21 ± 0,02). Незначительность разброса аналитических результатов позволяет предполагать и ограниченность влияния процессов привноса—выноса вещества в ходе метаморфических преобразований вулканогенной толщи Кейвской структуры.

Близкими закономерностями распределения РЗЭ (с умеренно или слабо дифференцированными трендами, характеризующимися нормированными отношениями La/Yb порядка 2—10 при содержаниях La 100—200 до 1000—2000 хондритовых стандартов и Eu/Eu' = 0,01—0,05 до 0,2) и некоторых других некогерентных редких элементов характеризуются многие щелочные (агпаитовые) и субщелочные (как правило, со щелочными темноцветными минералами) и плюмазитовые гранитоиды, а также неко-

КОМПЛЕКСА КЕЯВСКОЙ СЕРИИ

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	П. п. п.	Сумма	CO ₂	H ₂ O
0,75	1,12	0,92	1,03	0,14	0,02	1,27	100,45	0,05	0,13
0,20	0,13	0,25	0,22	0,03	0,01	0,17		0,02	0,02
0,61	0,88	0,44	0,38	0,13	0,01	1,78	100,56	0,05	0,08
0,23	0,18	0,27	0,10	0,05	0,002	0,44		0,02	0,01
0,60	1,74	0,79	2,22	0,06	0,06	1,07	100,23	0,02	0,17
0,12	0,52	0,36	0,29	0,02	0,04	0,21		0,01	0,03
0,76	1,12	0,27	1,27	0,03	—	0,89	100,23	0,23	0,14
0,49	0,58	0,05	0,33	0,004	—	0,32		0,18	0,02

стандартная ошибка среднего содержания.

2 — сланцы высокоглиноземистые умеренноуглеродистые; 3 — сланцы слюдястые;

торые высококалиевые (аляскиновые) граниты. Те же особенности свойственны, как принято считать, испытавшим наиболее глубокую эволюцию, разностям щелочных, субщелочных и агпайтовых риолитов и риодацитов, формирующим обычно отложения пирокластических потоков (игнимбритов, спекшихся и сваренных туфов) и связанные с ними гипабиссальные тела. К этому типу относятся, в частности, риолиты (игнимбриты и сваренные туфы) области задугового (тыловодужного) растяжения Провинции Басейнов и Хребтов запада Северной Америки, где они входят в состав бимодальной ассоциации, включающей, помимо кислых пород, базальты, в том числе субщелочные, фонолиты, оливин- и лейцитсодержащие андезитов-базальты [Магматические..., 1987; Фелпс, 1983; Lipman, 1988; Thompson e. a., 1986].

Аналогичным распределением РЗЭ характеризуются высококремнистые агпайтовые породы (щелочные граниты, комендиты, пантеллериты), связанные с зонами континентально-рифтового магматизма и магматическими ареалами горячих точек. Уровень содержания РЗЭ здесь несколько варьирует, однако общей особенностью является незначительный уровень фракционирования (нормированное значение $La/Yb=2-10$) и значительная отрицательная Eu-аномалия ($Eu/Eu'=0,03-0,35$ до 0,5) [Ермолов и др., 1988; Магматические..., 1987]. Специфической особенностью этих пород является существенно повышенный уровень концентраций крупноионных литофилов и, в особенности, высоковалентных элементов: Nb — 90—130 до 400, Ta — 4—5, Y — до 200—400, Zr — до 1000—2000 г/т.

ТАБЛИЦА 8.4

СРЕДНИЕ СОДЕРЖАНИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ СЛАНЦЕВОГО КОМПЛЕКСА КЕЙВСКОЙ СЕРИИ

Породные комплексы	B	Rb	Ba	Sr	Y	Zr	Hf	Ta	Th	La
1	15	25	$\frac{232}{41}$ (9)	$\frac{82}{17}$ (9)	$\frac{76}{14}$ (9)	840	$\frac{2,58}{0,64}$ (4)	$\frac{1,68}{0,56}$ (4)	$\frac{27,5}{8,9}$ (4)	$\frac{95}{19}$ (7)
2	н/о	н/о	$\frac{108}{22}$ (5)	$\frac{44}{14}$ (5)	$\frac{68}{17}$ (5)	н/о	$\frac{2,80}{0,86}$ (3)	$\frac{2,03}{0,17}$ (3)	$\frac{22,8}{6,1}$ (3)	$\frac{65}{12}$ (5)
3	$\frac{7,5}{1,5}$ (2)	$\frac{135}{25}$ (2)	$\frac{550}{50}$ (5)	$\frac{56}{1}$ (5)	$\frac{64}{7}$ (5)	$\frac{345}{5}$ (2)	н/о	н/о	н/о	н/о
4	$\frac{15,0}{3,0}$ (4)	$\frac{70}{20}$ (3)	$\frac{300}{85}$ (6)	$\frac{43}{11}$ (6)	$\frac{22,7}{5,9}$ (6)	$\frac{203}{70}$ (3)	н/о	н/о	н/о	н/о

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 8.4

Породные комплексы	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Sn	Mo	Pb	Zn	Sc
1	<u>230</u>	<u>20,7</u>	<u>2,37</u>	<u>3,39</u>	<u>7,4</u>	<u>1,34</u>	<u>11,3</u>	<u>5,56</u>	<u>52</u>	<u>180</u>	<u>22,3</u>
	44	3,9	0,31	0,64	1,3	0,30	1,9	0,99	10	39	4,0
	(7)	(7)	(7)	(7)	(7)	(7)	(9)	(9)	(9)	(9)	(9)
2	<u>154</u>	<u>14,1</u>	<u>1,76</u>	<u>2,08</u>	<u>6,48</u>	<u>1,00</u>	<u>13,8</u>	<u>5,20</u>	<u>77</u>	<u>166</u>	<u>13,0</u>
	27	3,1	0,28	0,18	0,95	0,15	2,4	0,37	23	74	2,1
	(5)	(5)	(5)	(5)	(5)	(5)	(5)	(5)	(5)	(5)	(5)
3	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	<u>6,4</u>	<u>4,0</u>	<u>29</u>	<u>240</u>	<u>6,6</u>
							1,5	1,1	11	130	1,6
							(5)	(5)	(5)	(5)	(5)
4	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	<u>4,67</u>	<u>6,8</u>	<u>31,2</u>	<u>70</u>	<u>6,0</u>
							0,80	3,6	9,8	19	1,0
							(6)	(6)	(6)	(6)	(6)

Породные комплексы	V	Cr	Co	Ni	Eu/Eu'	(La/Yb) _n	(La/Sm) _n	(Tb/Lu) _n	K/Rb	Rb/Sr
1	162	81	11,3	58	0,38	8,9	2,79	1,84	230	36,1
	36 (9)	14 (9)	4,2 (9)	28 (9)	0,05 (7f)	1,5 (7)	0,24 (7)	0,28 (7)		
2	99	81	15,0	40	0,42	6,5	2,94	1,46		
	26 (5)	13 (5)	11,0 (5)	15 (5)	0,06 (5)	0,6 (5)	0,23 (5)	0,18 (5)		
3	22,4	47,2	6,20	46					135	4,50
	8,3 (5)	7,6 (5)	0,66 (5)	16 (5)						
4	26	50	4,8	36					230	2,07
	12 (6)	11 (6)	1,3 (6)	12 (6)						
									5	0,83
									(2)	(2)
									30	0,90
									(3)	(3)

Обозначения породных комплексов см. в таблице 8.3.

Числитель — среднее арифметическое содержания (г/г), знаменатель — стандартная ошибка среднего содержания, в скобках — количество проб.

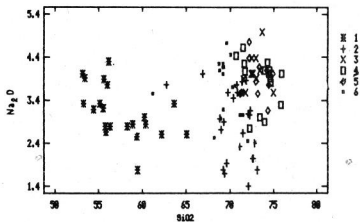
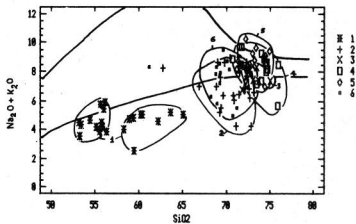
Сравнение уровней концентраций редких элементов в кейвских щелочных гнейсах и в щелочных кислых вулканитах зон растяжения свидетельствует о большей близости щелочных гнейсов вулканитам тыловых зон растяжения активных континентальных окраин по сравнению с вулканитами континентальных рифтов. Критическим показателем являются концентрации высоковалентных элементов, в частности, содержание Nb. Его величина в изверженных породах окраинно-континентальных зон растяжения, формирующихся над зонами субдукции, существенно ниже, чем в породах континентальных рифтов. Например, концентрация Nb в кислых щелочных вулканитах базальт-комендитовой ассоциации Провинции Бассейнов и Хребтов составляет 6—70 г/т [Noble e. a., 1979] тогда как содержание Nb в пантеллеритах Кенийского рифта существенно выше — 222—377 г/т [Baker e. a., 1977; Weaver e. a., 1972]. Теоретическое объяснение этому явлению предложено А. Е. Рингвудом [Ringwood, 1990].

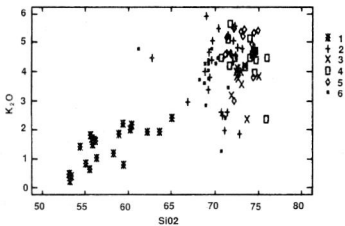
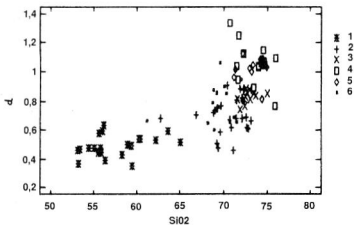
Содержание Nb в кейвских щелочных гнейсах (27,3 г/т) указывает на вероятное формирование их протолита в обстановке растяжения активной континентальной окраины.

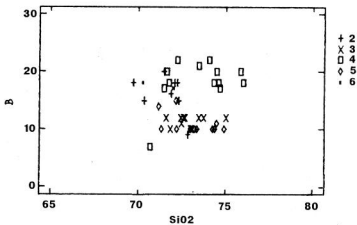
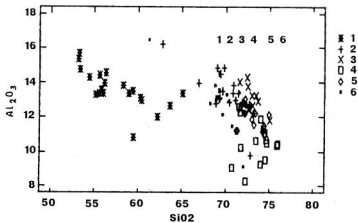
Кейвским щелочным гнейсам близки по содержаниям главных и редких элементов и трендам РЗЭ щелочные эгирин-арфведсонитовые граниты Белых Тундр (см. табл. 8.2, рис. 8.2, 8.5 з). Специфической особенностью щелочных гранитов Белых Тундр является их относительная обогащенность V и Cr (см. табл. 8.2, рис. 8.4).

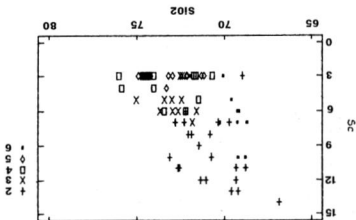
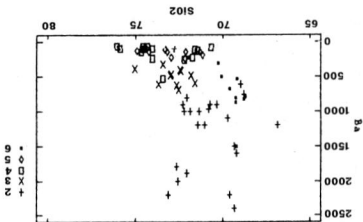
Распределением РЗЭ, близким типу щелочных гнейсов, характеризуются также лейкократовые биотитсодержащие тонкозернистые гнейсы (частью гнейсы-бластомилониты), тектонически (в составе надвинутого аллохтона) перекрывающие породы Кейвской структуры. Гнейсы опробованы в пределах Верхне-Понойского фрагмента аллохтона (см. табл. 8.1, 8.2, рис. 8.2, 8.4). По валовому составу они отвечают трахидацил-трахириолитам или риолитам (преимущественно субщелочной, частью — известково-щелочной серии), средняя величина коэффициента аглаитности равна 0,83 и никогда не превышает 1. Хотя содержание SiO_2 в этих гнейсах аналогично таковому в щелочных гнейсах и щелочных гранитах, по содержаниям большинства порообразующих элементов и значениям петрохимических параметров биотитовые гнейсы занимают приблизительно промежуточное положение между известково-щелочными и щелочными гнейсами. Петрохимическая специфика биотитовых гнейсов, по сравнению с остальными типами кислых пород, состоит в более высоком значении показателя $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (1,12 против 0,77—0,88), низких содержаниях Fe и повышенной магnezиальности Mg' (среднее значение 0,31 против 0,07—0,12).

По средним содержаниям редких элементов биотитовые гнейсы, как правило, близки известково-щелочным гранат-биотитовым гнейсам, отличаясь от них большей однородностью (послед-









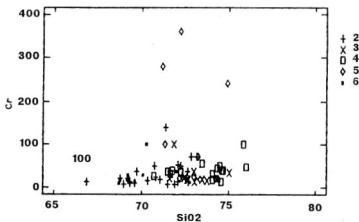
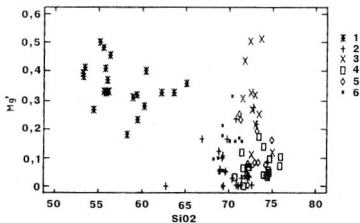
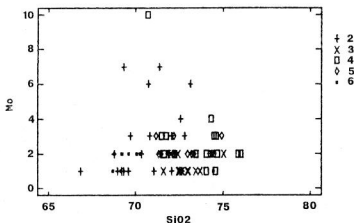
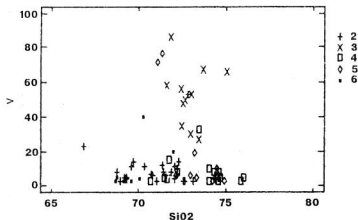
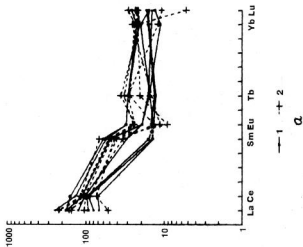
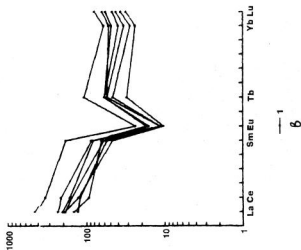


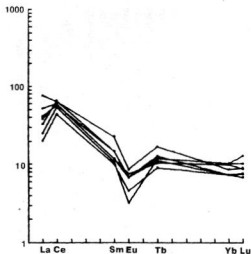
Рис. 8.4. Геохимические особенности пород амфиболито-гнейсового и гнейсо-гранитного комплексов Кейвской структуры.

Диаграммы: $\text{SiO}_2\text{—Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$; SiO_2-d (коэффициент аглитности), $\text{SiO}_2\text{—Na}_2\text{O}$; $\text{SiO}_2\text{—K}_2\text{O}$; $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3$; $\text{SiO}_2\text{—Sc}$; $\text{SiO}_2\text{—B}$; $\text{SiO}_2\text{—Ba}$; $\text{SiO}_2\text{—Mg}$; $\text{SiO}_2\text{—V}$; $\text{SiO}_2\text{—Cr}$; $\text{SiO}_2\text{—Mn}$.

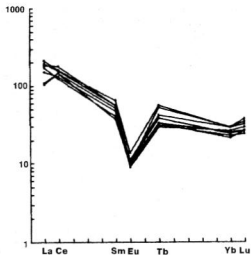


1 — амфиболиты (метаандезито-базальты) и биотит-амфиболовые гнейсы (метаандезиты) патчеритундровской свиты; 2 — гранат-биотитовые гнейсы (метариодациты) лебяжинской свиты; 3 — биотитовые гнейсы (метатрахирриодациты метариолиты); 4 — Кейвские эгирин-арфведсонитовые гнейсы (метатрахирриодациты, метапантеллериты); 5 — эгирин-арфведсонитовые реоморфические граниты Белых Тундр; 6 — гадингситовые гнейсы-метасоматиты.





— 1
б



— 1
2

Рис. 8.5. Распределение РЗЭ в гнейсах и гранитах Кейвской структуры.

а — гранат-биотитовые гнейсы лебяжинской свиты с распределением РЗЭ: 1 — I типа, 2 — II типа (пояснения в тексте); б — биотитовые гнейсы-бластомилониты; а — кейвские эгирин-арфведсонитовые гнейсы; б — реоморфические эгирин-арфведсонитовые граниты Белых Тундр.

няя, может быть, связана с незначительностью размеров участка опробования). Исключением являются существенно повышенные содержания V, выделяющие эти гнейсы среди остальных кислых пород Кейвской структуры (см. табл. 8.2, рис. 8.4).

Распределение РЗЭ в этих породах подобно трендам РЗЭ в кейвских щелочных гнейсах и щелочных гранитах Белых Тундр, хотя общий уровень концентраций существенно ниже (рис. 8.5 а): $\text{Ce} = 58,1$, $\text{Yb} = 2,10$ г/т, $\text{La/Yb}_n = 4,6$, $\text{Eu/Eu}' = 0,48$. Многие пробы гнейсов данного типа отличаются неожиданно низкими значениями содержаний La. Аналогичные соотношения концентраций La и Ce характерны и для части проб щелочных гранитов Белых Тундр (см. рис. 8.5 з).

В связи с существованием альтернативных гипотез генезиса кейвских «щелочных гранитов», специальный интерес представляло исследование геохимических особенностей «гнейсов-метасоматитов», рассматриваемых некоторыми исследователями [Сидоренко, Ожогин, 1975; Федоров, Федорова, 1978] в качестве проявления промежуточной стадии преобразования гранат-биотитовых гнейсов в щелочные граниты. Сопоставление составов гнейсов-метасоматитов и лебязинских гранат-биотитовых гнейсов, с одной стороны, гнейсов-метасоматитов и щелочных гнейсов (в нашем понимании) — с другой, позволяет считать (рис. 8.6):

1. По содержаниям петрогенных элементов, гнейсы-метасоматиты очень незначительно отличаются от замещаемых ими гранат-биотитовых гнейсов. Наиболее заметным отличием является возрастание содержания щелочей от 6,98 до 7,61 % при одновременном возрастании отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ от 0,77 до 1,09. Формирование гнейсов-метасоматитов сопровождается незначительным снижением степени окисления железа. Различие в содержании щелочей и характере щелочности между гранат-биотитовыми и щелочными гнейсами имеет ту же направленность, причем их максимальная суммарная концентрация характерна для щелочных гнейсов (8,27 %). Однако по величине $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ щелочные гнейсы занимают промежуточное положение между предыдущими типами пород. Как гнейсы-метасоматиты, так и щелочные гнейсы характеризуются несколько более низкой степенью окисления железа по сравнению с гранат-биотитовыми гнейсами. При этом как суммарное содержание железа, так и магнезиальность Mg' пород практически не различаются.

Распределение фигуративных точек на диаграммах $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O}$, $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ и $\text{SiO}_2 - \text{Mg}'$ (см. рис. 8.4) подтверждает сказанное. Вместе с тем, на этих диаграммах поля точек, отвечающих составам гранат-биотитовых гнейсов и гнейсов-метасоматитов, практически совпадают. При этом поля, отвечающие гнейсам-метасоматитам, не являются связующим звеном между полями гранат-биотитовых и щелочных гнейсов.

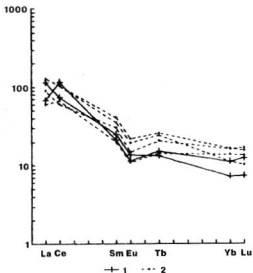


Рис. 8.6. Перераспределение P39 в процессе щелочного метасоматоза гранат-биотитовых гнейсов лебяжинской свиты.

1 — гранат-биотитовые гнейсы; 2 — гастингситовые гнейсы-метасоматиты.

Последнее обстоятельство связано также и с равенством концентраций SiO_2 в гранат-биотитовых гнейсах и гнейсах-метасоматитах при более высокой кремнеземистости щелочных гнейсов. Средняя величина коэффициента апгаитности гнейсов-метасоматитов несколько выше, чем для гранат-биотитовых гнейсов (соответственно 0,82 и 0,70), оставаясь ниже 1,0.

2. Сопоставление содержаний проанализированных редких элементов показывает, что содержания некоторых из них в гранат-биотитовых гнейсах, гнейсах-метасоматитах и щелочных гнейсах сколько-нибудь значительно не различаются: таковы B, Sn, V, а также халькофильные элементы Pb, Zn, Mo, Sc. Содержания высоковалентных элементов Zr, Hf, Nb, Ta, а также Th в гранат-биотитовых гнейсах и гнейсах-метасоматитах близки, тогда как содержания этих элементов в щелочных гнейсах существенно выше (см. табл. 8.1, 8.2, рис. 8.4). Значения геохимических показателей K/Rb и Rb/Sr возрастают в процессе щелочного метасоматоза, а Ta/Nb — уменьшаются. В результате гнейсы-метасоматиты по величине этих показателей занимают промежуточное положение между гранат-биотитовыми гнейсами и щелочными гнейсами и

гранитами. Значения отношения Zr/Hf во всех типах пород близки.

3. Тренды РЗЭ для гранат-биотитовых гнейсов и гнейсов-метасоматитов практически не отличаются (см. табл. 8.2, рис. 8.6). Несколько более высокий общий уровень содержаний РЗЭ в гранат-биотитовых гнейсах, вероятно, определяется локальностью участков опробования метасоматитов. Двукратное опробование переходов от гранат-биотитовых гнейсов к гнейсам-метасоматитам обнаружило общую тенденцию небольшого накопления РЗЭ в метасоматитах при сохранении характера распределения. Средние значения Eu/Eu' в гранат-биотитовых гнейсах и гнейсах-метасоматитах соответственно равны 0,62 и 0,59.

Напротив, тренды РЗЭ в щелочных гнейсах и щелочных гранитах значительно отличаются от предыдущих. Отличия состоят в более высоком уровне содержаний как легких, так и тяжелых РЗЭ, и особенно резко проявляются в величине отрицательной Eu -аномалии. Средние Eu/Eu' в кейвских щелочных гнейсах и щелочных гранитах Белых Тундр соответственно равны 0,21 и 0,23.

Для изучения состава содержания редких элементов и распределения РЗЭ в кейвских сланцах геохимическими исследованиями были охвачены: 1) высокоглиноземистые ставролит-кианитовые сланцы с примесью углеродистого вещества ($<1\%$ углерода); 2) те же сланцы с более значительной примесью углерода ($1-3\%$); 3) мусковитовые сланцы, частью гранатсодержащие, и двуслюдяные сланцы; 4) мусковитовые кварциты (см. табл. 8.3, 8.4). Анализы РЗЭ получены только для высокоглиноземистых сланцев. Химический состав этих сланцев ($SiO_2=49,3-71,0\%$, $Al_2O_3=24,4-44,9\%$) свидетельствует об их формировании в результате метаморфизма глинистых отложений с существенным содержанием каолинита [Бельков, 1963; Головенко, 1977]. Слюдяные сланцы и кварциты, по-видимому, представляют собой сопряженные псаммитовые отложения [Михайлов, 1975].

Концентрации редких элементов в кейвских сланцах в целом отвечают их среднему уровню в подстилающих гнейсах. Исключение составляют халькофильные элементы Co , Ni , Mo , Pb , Zn , Sc , а также V , образующие повышенные концентрации в высокоглиноземистых сланцах. Причиной обогащения сланцев перечисленными элементами (см. табл. 8.4) является восстановительная обстановка среды осадконакопления, а также, возможно, сорбция металлов и их соединений пелитовыми и углистыми частицами.

Исследованные образцы высокоглиноземистых сланцев характеризуются в целом близким распределением РЗЭ (рис. 8.7). При некоторых различиях распределений в конкретных образцах, все они относительно обогащены ЛРЗЭ и имеют отрицательную Eu -аномалию ($Eu/Eu'=0,2-0,7$), несколько менее резкую в образцах с более высоким содержанием углерода. Концентрации

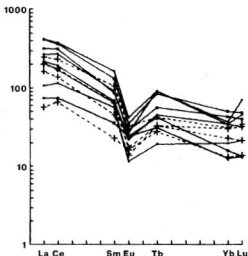


Рис. 8.7. Распределение РЗЭ в высокоглиноземистых сланцах кейвской серии.

Сплошные линии — низкоуглеродистые сланцы (менее 1 % С); пунктир — умеренно углеродистые сланцы (1—3 % С).

ТРЗЭ также высоки (как правило, в пределах 20—70-кратного обогащения относительно хондритового стандарта). Имеющиеся различия позволяют разделить проанализированные образцы на 2 группы: 1) с более низким уровнем содержаний РЗЭ ($La = 20,8—38,9$ г/т); 2) с более высоким содержанием РЗЭ ($La = 59,4—153$ г/т). Степень фракционирования умеренная, существенно ниже для пород первой группы, чем для второй (La/Yb_n соответственно 4,4—5,3 и 6,8—16,3). Породы первой группы характеризуются относительно высоким содержанием кварца — до 50 %, тогда как в породах второй группы его количество не превышает 20 %. В целом характер распределения в породах первой группы близок распределению РЗЭ в постархейских глинистых сланцах Австралии (PAAS) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Относительное обогащение Eu более углеродистых разновидностей сланцев, очевидно, указывает на переход Eu в восстановительных условиях, определявшихся наличием свободного углерода, в двухвалентное состояние и его избирательную сорбцию частицами пелитового или органического вещества.

Происхождение протолитов, геодинамические обстановки формирования и метаморфизма пород Кейвской структуры. Приве-

денные геохимические материалы подтверждают представления о метаэффузивной природе амфиболито-гнейсового комплекса Кейвской структуры, выдвигавшиеся ранее на основе геологических и петрохимических данных. Кроме того, эти данные позволяют более достоверно реконструировать особенности протолита щелочных гнейсов.

Эволюция магматизма характеризуется переходом от андезито-базальтового и андезитового вулканизма ранней стадии к риодацит-риолитовому магматизму нормальной и повышенной щелочности поздней стадии (см. рис. 8.4 а, табл. 8.1). При этом, как на ранней стадии эволюции проявления андезито-базальтового и андезитового, так и на поздней стадии — известково-щелочного риодацитового и щелочного риолитового магматизма, по-видимому, не являются отражением развития конкретных магматических очагов. Скорее всего, в обоих случаях они представляют собой относительно независимые ветви магматического процесса. В случае магматизма ранней стадии на это указывает независимость таких петрохимических параметров, как Mg' и содержания Na_2O и наличие разрыва в значениях SiO_2 в выделенных группах пород (см. рис. 8.4 а). Для магматизма поздней стадии характерны четко проявленная положительная корреляция щелочности и кремнекислотности при синхронном формировании главных петрохимических типов.

Полученные данные о распределении РЗЭ в щелочных гнейсах являются свидетельством первично-магматического (не метасоматического) генезиса протолита. Поведение РЗЭ в процессах гранитизации также характеризуется существенно иными закономерностями, как это показано в гл. 2—2.3 на примере пород мигматит-гранитного комплекса Мурманского блока. Учитывая геологические особенности, в частности, характер расслоенности щелочных гнейсов, вновь полученные геохимические данные свидетельствуют в пользу эффузивной природы их протолита.

Сопоставление геохимических особенностей метаэффузивов кислого состава позволяет отметить некоторые тенденции магматической эволюции:

повышение агпайтности пород достигалось как за счет роста концентраций щелочей, так и за счет снижения содержания Al_2O_3 в более кислых разностях;

возрастание роли Na_2O при сохранении или некотором снижении общего количества щелочей сопровождалось появлением и ростом дефицита Eu;

в целом, увеличение содержаний SiO_2 сопровождается ростом уровня концентраций РЗЭ и углублением отрицательной Eu-аномалии; при этом в конкретных горно-породных разностях рост SiO_2 , напротив, приводит к некоторому снижению общего уровня РЗЭ;

по сравнению с известково-щелочными собственно щелочные разности кислых метаэффузивов характеризуются более высоким

уровнем концентраций некогерентных элементов, таких как Rb, Y, Zr, Hf, Nb, Ta, Th, Sn, но не более низким Ba и Sr;

распределение РЗЭ в кейвских щелочных гнейсах идентично известным распределениям РЗЭ в агпантовых и плюмазитовых высококремнистых эффузивах и гранитах зон растяжения в тыловых частях активных континентальных окраин или в пределах континентальных рифтов; умеренное содержание Nb в кейвских щелочных гнейсах (27,3 г/т) указывает на вероятное формирование их протолита в обстановке растяжения активной континентальной окраины.

Геологические и геохимические особенности метавулканитов Кейвской структуры плохо согласуются с часто выдвигаемыми предположениями о формировании пород подобного типа в связи с далеко зашедшей эволюцией известково-щелочных магм. На сомнительность подобных связей указывает отсутствие сколь-нибудь значительных объемов известково-щелочных пород основного или среднего составов, равно как и отсутствие отчетливых эволюционных рядов умеренно кислых и кислых вулканитов. Вместе с тем, такие геохимические особенности метавулканитов, как умеренно повышенные содержания высоковалентных элементов и, в частности, Nb и характерное распределение РЗЭ позволяют реконструировать геодинамическую обстановку формирования соответствующих магм, указывая на вероятную зависимость их состава от процессов, связанных с субдукцией океанической литосферы и преобразованием нижней коры активной континентальной окраины.

В гл. 2—2.3 нами изложены соображения, позволяющие предполагать наличие генетических связей между изверженными породами кислого и умеренно кислого состава с распределениями РЗЭ с глубокой отрицательной Eu-аномалией (подобно реконструированным в пределах Кейвской структуры) и гранитоидами «серогнейсового» типа, в процессе эволюции которых формируются распределения РЗЭ со значительной положительной Eu-аномалией.

Обращаясь к раннедокембрийскому этапу геологической истории, необходимо отметить, что изверженные породы архейского возраста с распределениями РЗЭ того же типа, что и в метавулканитах Кейв, пользуются относительно небольшим распространением, однако их роль среди кислых изверженных пород достаточно заметна. В качестве примеров могут быть названы низкоглиноземистые трондьемитовые гнейсы ларамийского батолита Вайоминг [Condle, 1969] кварц-полевошпатовые гнейсы (метариодациты) Узб-Каньон, Вайоминг [Баркер и др., 1983], граниты Пиени-Киконваара обрамления пояса Кухно, Финляндия [Högneman et al., 1988], обогащенные трондьемиты Флавианского плутона в пределах зеленокаменного пояса Абитиб, Канада [Paradis et al., 1988]. Наиболее древним указанием на существование гранитоидов с отрицательной Eu-аномалией, по-видимому,

являются сланцы супергруппы Понгола ($Eu/Eu' = 0,62 - 0,93$) с возрастом 3,0 млрд лет. Их формирование связывают с эрозией соответствующих гранитоидов, сформировавшихся в пределах Каапвальского кратона более 3,0 млрд лет назад (по некоторым данным — 3,5—3,3 млрд лет назад) [Wronkiewicz, Condie, 1990]. Таким образом, позднеархейские метавулканисты Кейв не являются редким исключением.

Рассмотрение геохимических особенностей гнейсов-метасоматитов Кейвской структуры показывает, что щелочной метасоматоз не привел к значительному изменению состава замещаемых пород. Метасоматиты в главных чертах наследуют особенности известково-щелочных гранат-биотитовых гнейсов. Содержания большинства проанализированных редких элементов в гранат-биотитовых гнейсах, гнейсах-метасоматитах, щелочных гнейсах и гранитах Кейв сколько-нибудь существенно не различаются. С другой стороны, по содержаниям Zr, Hf, Ta и Nb субщелочные гнейсы-метасоматиты явно не занимают некоего среднего положения в ряду «известково-щелочные гнейсы — субщелочные гнейсы-метасоматиты — щелочные гнейсы», как того следовало бы ожидать в соответствии с идеей метасоматического генезиса щелочных гнейсов («щелочных гранитов»), равно как и с идеей интенсивного экзоконтактного метасоматоза. Вместе с тем, по значениям отношений K/Rb, Rb/Sr, Ta/Nb гнейсы-метасоматиты как раз оказываются в «средней позиции». Несомненно, определенные черты геохимического сходства магматического и метасоматического процессов формирования кремнекислых пород в условиях повышенной щелочности являются одним из главных исходных пунктов идейных расхождений выдвигавшихся ранее петрогенетических гипотез. Поэтому наиболее существенным доводом в пользу независимости процессов формирования щелочных гнейсов и щелочных гранитов Кейв, с одной стороны, и субщелочных гнейсов-метасоматитов, с другой стороны, являются возрастные и геохронологические соотношения соответствующих образований. Оценка возраста микроклинизации, характеризующая время формирования субщелочных гнейсов-метасоматитов, равна 1725 ± 20 (50) млн лет, тогда как оценка времени формирования протолита щелочных гнейсов (вулканитов соответствующего состава, согласно последним данным Ю. Д. Пушкарева, учитывавшего весь комплекс имеющихся геохронологических определений, равна или превышает 2450 млн лет [Пушкарев, 1990]. Геохронологические данные об относительно молодом возрасте гнейсов-метасоматитов согласуются с их приуроченностью к тектоническим нарушениям коллизионного этапа, в частности, к северо-кейвскому тектоническому шву, соединяющему Мурманскую и Кейвскую микроплиты. Вместе с тем, формирование гнейсов-метасоматитов, по-видимому, является отражением затухающих процессов гранитообразования в нижней коре испытывавшего коллизию Кейвского микроконтинента в конце раннего протерозоя.

Данные, характеризующие изотопный состав углерода кейвских сланцев, свидетельствуют об экзогенной природе дометаморфического протолита сланцев и о биогенной природе содержащегося в них углерода. Очевидно также, что формирование кейвских сланцев включало химическое выветривание, денудацию и переотложение пород подстилающих комплексов [Головенок, 1977].

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что протолит кейвских сланцев, вероятнее всего, формировался за счет химического выветривания, денудации и переотложения подстилающих пород Кейвской структуры, прежде всего лебяжинских гнейсов (метариолитов—метадацитов), кейвских щелочных гнейсов (метаморфизованных отложений пирокластических потоков риолитового щелочного состава). Остается неясным, испытали ли перечисленные породы метаморфические преобразования ко времени формирования коры выветривания или же эти породы подверглись выветриванию еще в своем первозданном виде. Результаты геохронологических исследований не позволяют однозначно ответить на этот вопрос.

Непонятно также, могли ли участвовать в формировании коры выветривания щелочные граниты типа гранитов Белых Тундр или тонкозернистые гнейсы, участвующие в строении аллохтона. Природа последних, располагающихся «выше по разрезу аллохтона» относительно пластинообразных тел габбро-анортозитов, также остается неясной. Они могут быть как метаморфизованными осадками типа кейвских сланцев, так и метаморфизованными породами зоны тектонического меланжа, сформировавшимися за счет метавулканитов подстилающего комплекса при надвигании тектонической пластины Мурманского блока на территорию Кейвской структуры.

Несомненно, должна быть отвергнута возможность формирования протолита кейвских сланцев за счет пород мигматит-гранитного комплекса Мурманского блока, характеризующихся высокодифференцированными трендами РЗЭ, часто с положительной Eu-аномалией. Во всяком случае, если примесь подобного материала в составе протолита и имела, доля его была достаточно незначительной.

Геодинамическая обстановка накопления осадочного материала, послужившего впоследствии протолитом кейвских сланцев, с учетом данных о близком расположении источников сноса материала, отмеченных признаков спокойного гидродинамического режима и умеренной глубины бассейна осадконакопления (порядка 150—200 м) [Мележик и др., 1988], а также данных об изотопном составе графита, свидетельствующим о его биогенном происхождении, по-видимому, отвечала внутриплитному осадочному бассейну. Отсутствие необходимых геохронологических данных позволяет предположить, что возникновение этого бассейна было связано с началом рифтогенного растяжения в пределах

Печенга-Имандра-Варзугской зоны в начале раннего протерозоя.

Реконструируемая последовательность геологических событий включает: 1) формирование вулканогенной толщи, образованной основными, средними, кислыми щелочными и умеренно кислыми вулканитами; 2) метаморфизм неуставленной интенсивности; 3) формирование и переув коры выветривания, осадконакопление; 4) низкоградиентный (Т/Р) метаморфизм кианит-ставролитовой субфации — образование кейвских кристаллических сланцев за счет осадочных пород; синхронные с ним повторный метаморфизм подстилающих сланцы метавулканитов и реоморфизм щелочных гнейсов, с образованием куполовидных структур крупнозернистых «щелочных гранитов», с последующей деформацией сланцев и формированием межкупольных синклиналей; 5) выплавление и размещение в окружающих породах интрузивных тел мелкозернистых щелочных гранитов. В этой последовательности формирование вулканогенной толщи и ее первый метаморфизм отчетливо отделены во времени от реоморфизма и структурообразования щелочных гнейсов формированием и переотложением коры выветривания.

Геодинамическая обстановка раннего (позднеархейского) метаморфизма, если таковой имел место, могла быть связана как с повышенным тепловым потоком в пределах магматической дуги активной окраины, так и с последующим тектоническим перекрытием вулканогенных толщ тектоническими покровами в обстановке столкновения Кейвской и Мурманской плит. Однако говорить об индикаторной роли этого метаморфизма, разумеется, не приходится.

Низкоградиентный (Т/Р) характер второго метаморфизма указывает, с учетом геологической ситуации в целом, на преобразование пород Кейвской структуры в поднадвиговой области, чем существенно поддерживается предположение о реактивации позднеархейских надвиговых структур во время раннепротерозойской коллизии.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

Таким образом, проведенный геодинамический анализ позволяет охарактеризовать следующие особенности эволюции Кейвской структуры:

1. Длительное (поздний архей—ранний протерозой) формирование Кейвской структуры характеризовалось сменой процессов вулканизма и осадконакопления процессами тектонических деформаций и метаморфизма, а также реоморфизма и гранитообразования.

2. Позднеархейский магматизм в пределах Кейвского микроконтинента, по-видимому, протекал в геодинамической обстановке,

подобной обстановкам в пределах активных континентальных окраин фанерозоя. Начальный этап вулканизма (около 2,8 млрд лет назад) характеризовался извержениями андезито-базальтового и андезитового состава. Последовавшему затем этапу отвечали массовые извержения пирокластических потоков, сформировавших отложения кислого состава известково-щелочной и щелочной (частично субщелочной) серий, обособленных как по составу, так и в пространстве. Те и другие отложения формировались, в целом, синхронно, образуя в краевых частях соответствующих ареалов участки тесного переслаивания в разрезе. Геохимические особенности щелочных метавулканитов указывают на их вероятную приуроченность к областям задугового растяжения.

Кейвские щелочные граниты представляют собой щелочные гнейсы, сформировавшиеся, как можно предполагать, в результате метаморфизма изверженных пород (отложений пирокластических потоков) кислого щелочного состава.

Состав кислых лав как щелочной, так и известково-щелочной серий, по-видимому, определялся процессами корового магмообразования; при этом ряд важнейших геохимических особенностей возникавших расплавов, в частности их редкоземельная и редкоземельная специфика, может получить объяснение в предполагаемом поглощении коровыми расплавами флюидных потоков, первоначально возникавших в связи с дегидратацией океанической литосферы в зоне субдукции и затем преобразованных в результате активных геохимических процессов в области гранитизации.

3. Формирование фронтального надвигового пояса по границе с Мурманской микроплитой с сопутствующим внедрением высокоглиноземистых расплавов, образовавших тела габбро-анортозитов, размещенных в подошве системы тектонических покровов (позднеархейская коллизия Кейвской и Мурманской микроплит), происходило в интервале 2,6—2,45 млрд лет назад.

4. Формирование осадков, образовавших дометаморфический субстрат кейвских сланцев, отвечает этапу внутриплитного растяжения примерно 2,2 млрд лет назад. Сопоставление трендов распределения РЗЭ в породах Кейвской структуры и ее обрамления свидетельствует о том, что источником сноса материала при образовании протолита кейвских сланцев служили породы Кейвской структуры, преимущественно кислые щелочные вулканиты, впоследствии или уже к моменту формирования коры выветривания превратившиеся в щелочные гнейсы. Сопоставление особенностей трендов РЗЭ позволяет предполагать, что в период корообразования кислые породы щелочного состава на эрозионной поверхности количественно преобладали над породами нормальной щелочности.

5. Вероятное отсутствие в составе кейвских сланцев материала, источником которого могли бы явиться мигматиты и

гранитоиды Мурманского блока, можно считать свидетельством того, что к рассматриваемому моменту геологической истории последние не были обнажены, по крайней мере, в непосредственной близости от существовавшего в тот период Кейвского осадочного бассейна. Наряду с локальным характером распространения кейвских сланцев, четко ограниченных контуром Кейвской структуры, отмеченные особенности могут указывать на пространственную обособленность этой структуры (Кейвского микроконтинента) в течение названного периода.

6. Особенности изотопного состава углерода кейвских сланцев, в частности его существенно «биологический уровень», как и известные особенности химического и минералогического составов, также геологического положения этих сланцев свидетельствуют об экзогенной природе их дометаморфического протолита и о биогенном происхождении углерода.

7. Раннепротерозойские метаморфические преобразования вулканогенно-осадочных толщ в пределах Кейвской структуры, по-видимому, протекали в две стадии — 2,1 и 1,8 млрд лет назад, отвечавшие периодам сжатия и надвигообразования.

8. Завершающий этап надвигообразования в условиях сжатия, связанного с раннепротерозойской коллизией, сопровождался щелочным метасоматозом, результатом которого явилось формирование гастингситовых гнейсов-метасоматитов — 1,7 млрд лет.

В заключение еще раз подчеркнем главные методические особенности палеогеодинамических реконструкций гнейсо-сланцевого комплекса Кейвской структуры:

метаморфизм пород вплоть до амфиболитовой фации, в отсутствие метасоматических преобразований, мигматизации и гранитизации, не приводит к существенным изменениям распределений в породах большинства породообразующих и редких элементов, что позволяет использовать геохимические признаки для реконструкции протолитов метаморфических пород и геодинамических обстановок формирования этих протолитов;

достаточно детальные изотопно-геохронологические данные позволяют обосновать последовательность, а также корреляцию сопряженных геодинамических обстановок, что позволяет существенно повысить достоверность интегральной модели;

при разработке интегральной модели должны быть использованы и взаимно увязаны оценки геодинамических обстановок формирования первичных горно-породных ассоциаций, их метаморфизм и тектонические перемещения;

разработка интегральной модели эволюции геодинамических обстановок при формировании даже крупных геодинамических структур требует учета более общих моделей, охватывающих регион в целом.

Глава 9. ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ РАННЕДОКЕМБРИЙСКОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА — ПРИМЕР РАЗРАБОТКИ ИНТЕГРАЛЬНОЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

9.1. РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Главные тектонические структуры коры восточной части Балтийского щита, охватывающие Карело-Кольский регион России, Центральную и Северную Финляндию, северо-восток Швеции и Норвегии (рис. 9.1, 9.2), сформировались в основном в течение позднеархейского и раннепротерозойского этапов геологической истории.

В основу предлагаемых палеотектонических реконструкций [Минц, 1993] раннепротерозойского этапа формирования континентальной коры Балтийского щита положено сопоставление раннедокембрийских структурно-вещественных ассоциаций и образуемых ими структурных ансамблей с соответствующими параметрами типовых геодинамических обстановок, выделяемых согласно теории тектоники плит. Как мы стремились показать выше, нет никаких принципиальных возражений, которые бы препятствовали применению такого подхода (метода индикаторов) к анализу геологических ситуаций раннего докембрия, хотя границы применимости теории тектоники плит к исследованию процессов геологического прошлого не могут быть однозначно определены.

Основные черты современной структуры древнейшей (восточной и северо-восточной) части Балтийского щита сформировались в течение позднеархейского и раннепротерозойского этапов геологической истории. Существо и масштабы постраннепротерозойских структурных и вещественных преобразований, безусловно, достаточно значительны. Тем не менее, локальность проявления позволяет пренебречь ими при разработке палеотектонических реконструкций раннедокембрийской эволюции региона [Минц и др., 1989].

Пододвинутая Кольская микроплита в значительной степени сохранила особенности позднеархейских ассоциаций и структурных ансамблей. Ниже мы кратко остановимся на некоторых особенностях раннепротерозойских структурно-метаморфических преобразований в ее пределах.

Осевая структурная зона Кольского полуострова — пояс Пе-

ского щита в раннем протерозое, моделирующие пространственные и динамические соотношения Лапландского гранулитового пояса и осадочно-вулканогенного пояса Печенга—Имандра—Варзуга в рамках концепции тектоники плит [Barbey e. a., 1984; Berthelsen, Marker, 1986; Normann e. a., 1980; Marker, 1985, 1990; Минц, 1992, 1993; Минц и др., 1987, 1989].

Ниже рассмотрена модель раннепротерозойской эволюции коры Кольского полуострова, предполагающая смену геодинамических обстановок в рамках полного цикла Уилсона (модель сутурной зоны [Минц и др., 1989; Минц, 1993]), которая представляет собой дальнейшее развитие модели континентального рифтогенеза, развивавшейся нами ранее [Минц и др., 1987, 1989].

Латеральный ряд закономерно сочетающихся раннепротерозойских структур Кольского полуострова с северо-востока на юго-запад включает следующие элементы (см. рис. 9.1, 9.6, 9.7): 1) пододвигавшуюся Кольскую микроплиту, объединившую структурные элементы позднеархейской коллизионной зоны; 2) шовную зону (сутуру) Печенга—Имандра—Варзуга, образованную моноклинально наклоненными, преимущественно к юго-западу, вулканогенно-осадочными комплексами (отдельные элементы разреза этих комплексов характеризуются формационными и геохимическими признаками их накопления в геодинамических обстановках континентально-рифтового, срединно-океанического, островодужного и/или окраинно-континентального типов [Кольская..., 1984; Кременецкий, Овчинников, 1986; Marker, 1985]); 3) надвигавшуюся Беломорскую континентальную микроплиту, образованную архейскими породами, практически повсеместно подвергшимся структурным и метаморфическим преобразованиям в результате наложения раннепротерозойских процессов.

Остановимся на характеристике шовной зоны. Наиболее полно исследована Печенгская структура, располагающаяся на ее северо-западном фланге. В северном крыле структуры пройдена Кольская сверхглубокая скважина. В последнее время получены новые данные, существенно расширяющие сведения о геохимических особенностях комплексов—индикаторов также и Имандра-Варзугского отрезка шовной зоны.

Породы в разрезе Печенгской структуры метаморфизованы в условиях, варьирующих от пренит-пумпеллиновой до эпидот-амфиболитовой и на ограниченной территории — амфиболитовой фации. Разрез структуры начинается луостаринской серией — осадочно-вулканогенной толщей, которая, как принято считать, согласно или с незначительными перемещениями вдоль контакта перекрывает южный край Кольской микроплиты [Кольская..., 1984; Кременецкий, Овчинников, 1986; Мележик, Предовский, 1982]. Формированию печенгского разреза предшествовало размещение расслоенного мафит-ультрамафитового интрузива перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формации г. Генеральской [Магматические..., 1985]. Конгломераты в основании разреза



Рис. 9.2. Геологическое строение северо-востока Балтийского щита.

1—9 — поздний архей: 1—2 — раннеархейские образования, подвергшиеся интенсивной переработке в позднем архее — 1 — в пределах Карельской и Беломорской микроплит; 2 — в межкупольных зонах Мурманской микроплиты — мигматиты, скиалиты амфиболитов, редко основных гранулитов; 3 — мигматиты, гранитоиды (купола, своды); 4 — граниты, гранодиориты; 5 — амфиболиты, гнейсы мигматизированные; 6 — кислые и основные гранулиты, высокоглиноземистые гнейсы, мигматиты; 7 — гранат-биотитовые гнейсы (кислые метазфизиты) и щелочные гнейсы («щелочные граниты», кислые щелочные метазфизиты); 8 — мигматиты со скиалитами амфиболитов, гнейсов; 9 — габбро, габбро-анортозиты; 10—29 — ранний протерозой: 10 — гранат-ставролит-кианитовые сланцы, амфиболиты, частично мигматизированные; 11 — щелочные габбро; 12 — расслоенные мафит-ультрамафиты; 13 — щелочные граниты (подвергшиеся вторичному плавлению щелочные гнейсы); 14 — купола реоморфизованных щелочных гнейсов; 15 — мафитовые вулканиты и осадочные породы рифтового типа (рифтогенез на активных окраинах); 16 — мафитовые вулканиты океанического типа, подчиненно-вулканокластические осадочные породы; 17 — мафитовые и умеренно-кислые вулканиты островодужного типа, вулканокластические и вулканомиктовые осадочные породы; 18 — вулканогенно-осадочные толщи, преимущественно мафитовые вулканиты, не расчлененные относительно обстановок формирования; 19 —

(телевинская свита), близ северо-восточного края структуры, где они непосредственно перекрывают эродированные породы интрузива, включают обломки мафит-ультрамафитов. Еще несколько расслоенных тел подобного же типа располагается в других участках также в лежащем (северном) боку пояса Печенга—Имандра—Варзуга (Монча-Плутон, массивы Федоровых и Панских тундр). Аналогичную структурную позицию занимают тела расслоенных мафит-ультрамафитов, располагающиеся в лежащем (южном) боку Северо-Карельского осадочно-вулканогенного пояса, представляющего собой шовную зону, связывающую Беломорский и Карельский микроконтиненты (интрузивные пояса Кеми-Суханко и Койлисмаа на территории Финляндии и Олангские интрузии, продолжающие пояс Койлисмаа на территории России, см. рис. 2.17). Многочисленные оценки возраста этих тел практически совпадают, составляя примерно 2,45 млрд лет [Новые..., 1990; Пушкарев и др., 1978; Alapieti, 1982; Nuhma, Sacco, 1987]. Их внедрение, по-видимому, отвечало началу раннепротерозойских внутриконтинентальных тектонических процессов в обстановке растяжения, обусловивших формирование породных ассоциаций континентально-рифтового типа. Судя по формационному составу и геохимическим особенностям горно-породных ассоциаций (неопубликованные данные), помимо названных интрузивных тел и перекрывающих их конгломератов в обстановке того же типа, вероятно, формировалась значитель-

граниты, диориты; 20 — кислые и основные гранулиты; 21—22 — габбро-анортозиты, габбро, частично эклогитизированные (21), преобразованные в гранатовые амфиболиты (22); 23 — альпинотипные ультрамафиты (дуниты, гарибургиты), 24 — двуслюдяные ксанитовые гнейсы, амфиболиты, преимущественно гранатосодержащие; 25 — гнейсы ксанит-гранатовые, гранатовые амфиболиты (позднеархейские породы т. н. «беломорского комплекса», вторично метаморфизованные в раннем протерозое); 26—28 — мигматиты, гнейсы и гранитоиды, формирующие купольно-сводовые структуры — преимущественно реоморфизованные гнейсы (26), преимущественно мигматиты (27), преимущественно гранитоиды (28); 29 — порфировидные граниты, граводиориты (интрузивы, купола). 30 — поздний протерозой: песчаники, гравелиты, сланцы. 31—33 — палеозой: 31 — южная граница тектонических покровов Норвежских каледонид; 32 — нефелиновые сиениты; 33 — щелочные ультрамафиты, карбонатиты. 34—40 — геологические границы и тектонические нарушения: 34 — стратиграфические и интрузивные границы; 35 — ограничения сводовых и купольных структур; 36 — палеозойские сдвиги, частью раннепротерозойские, вторично активизированные в палеозое; 37—39 — позднеархейские разломы — дуговые взбросы (37), дуговые сбросы (38), главные и второстепенные надвиги (39); 40 — раннепротерозойские надвиги, главные и второстепенные (в правой части 39 и 40 показаны границы надвигов в опрокинутом залегании). Структурные подразделения: 1 — Кольская микроплита, ее составляющие, объединившиеся в результате позднеархейской коллизии (Мурманская микроплита 1М, Центрально-Кольский микроконтинент 1ЦК, Кейвский микроконтинент 1К, сутурный пояс Колмозеро—Воронья 1КВ); 2 — Карельская микроплита; 3 — Беломорская микроплита; 4 — раннепротерозойские сутурные зоны и их фрагменты: Печенгско-Варзугская (Печенгская структура 4П, пояс Имандра—Варзуга 4В), Северо-Карельская СК, пояс Карасёйок 4Ка, Куолаярвинская структура 4Ку; 5 — раннепротерозойские тыловодужные надвиги: тектонические покровы Лапландско-Сальютундровских и Кандалакша-Колвицких гранулитов.

ная часть осадочных и вулканогенных толщ в основании разрезов Северо-Карельского пояса.

Ранее считалось, что первая вулканогенная толща в разрезе луостаринской серии (маярвинская свита), в составе которой преобладают мафитовые лавы, сформировалась в континентальных условиях и согласно перекрывает подстилающие конгломераты. Однако петро- и геохимические характеристики низко-Ti андезито-базальтов (TiO_2 0,6—1,04*), преобладающих в составе этой толщи; дифференцированное распределение РЗЭ, демонстрирующее обогащение легкими РЗЭ (La 17—35 (45—93)_n**) при умеренном обеднении тяжелыми РЗЭ (Yb 1,6—8,2 (6,5—33)_n) с умеренной Eu-аномалией (Eu/Eu' 0,5—0,8); пониженные концентрации Zr и особенно Nb (соответственно, 90—230 и 2,9—5,6) — с наибольшей вероятностью свидетельствуют об их формировании в результате вулканической активности островодужного типа***.

Породы второй вулканогенной толщи (пиртиярвинская свита) включают высоко-Ti мафитовые вулканы (TiO_2 1,1—1,8) и более кислые вулканы до дацитов включительно, варьирующие по щелочности от известково-щелочных до субщелочных разновидностей (муджириты). Мафитовые лавы умеренно обогащены РЗЭ (La — 17—19 (45—50)_n, Yb — 1,9—3,8 (7,6—15)_n) и характеризуются отрицательной Eu-аномалией (Eu/Eu' — около 0,8) и повышенными концентрациями Nb (7—17). Осадочные породы, подстилающие эту вулканогенную толщу (кувернерйокская свита) и перекрывающие ее (лучломпольская свита), образованы терригенными (в значительной степени красноцветными аркозовыми и кварцевыми метапсаммитами) и карбонатными (песчанистыми и строматолитовыми доломитами и известняками) породами. Анализ геохимических особенностей терригенных осадков позволяет отметить резкое повышение солености вод палеобассейна. Пик палеосолености совпадает с признаками протозапоритности, выраженной в появлении альбитсодержащих доломитов, магнезита и метапелитов повышенной магнезиальности [Мележик, 1987; Мележик, Предовский, 1982; Предовский, 1980]. Повышенная щелочность базальтоидов и их геохимическая специфика наряду с характером ассоциирующих осадков и реконструируемыми условиями седиментации позволяют предполагать образование этой осадочно-вулканогенной формации в континентально-рифтовых условиях.

Породы луостаринской серии перекрыты толщей толеитовых базальтов никельской серии (заполярининская и матертинская свиты), представленной преимущественно пиллоу-лавами с гео-

* Здесь и далее — значения содержаний: TiO_2 , SiO_2 , K_2O , Na_2O — в вес. %, Zr, Nb, РЗЭ, K, Rb, Cr, Ni — в г/т.

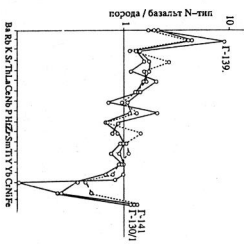
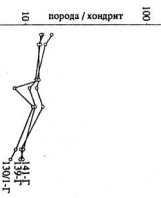
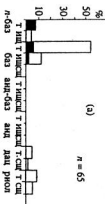
** Содержания РЗЭ в виде отношений к хондритовому стандарту [Тейлор, Мак-Ленан, 1988]; (La/Yb)_n — отношения нормированных содержаний.

*** Для примера приведены только выборочные геохимические диаграммы.

химическими характеристиками океанических базальтов Т- и Е-типа: слабо дифференцированным распределением РЗЭ с содержаниями, варьирующими в пределах от 15—30 до 8—13 хондритовых стандартов ($\text{La } 6,1\text{—}12$ ($16\text{—}32$)_n; $\text{Yb } 2,1\text{—}2,9$ ($8,4\text{—}11,6$)_n; $(\text{La}/\text{Yb})_n$ — около 1,5—2,5; Eu/Eu' — около 0,85) (рис. 9.3).

Представления о тектоническом или нормально-стратиграфическом перекрытии пород луостаринской серии пиллоу-лавами никельской серии за более чем 50-летний период геологического изучения Печенгской структуры неоднократно обсуждались геологами. На наш взгляд, данные полевых наблюдений, а также материалы, полученные в результате бурения Кольской сверхглубокой скважины, достаточно убедительно свидетельствуют в пользу тектонической природы контакта между пиллоу-лавами и аркозовыми гравелитами подстилающей лучломпольской свиты [Казанский и др., 1985; Кольская..., 1984]. В разрезе толеитовых пиллоу-лав незакономерно распределены линзовидные покровы (потоки) пикритов, нередко со структурами подобными спинифекс в приконтактных частях [Кольская..., 1984; Смолькин и др., 1987; Смолькин, Шарков, 1989; Hanski, Smolkin, 1989]. Пикриты характеризуются высокими значениями TiO_2 (в среднем 2,30) и повышенными концентрациями РЗЭ ($\text{La } 15\text{—}34$ ($40\text{—}90$)_n; $\text{Yb } 1,5\text{—}1,7$ ($6\text{—}7$)_n), при высокой степени дифференцированности последних ($(\text{La}/\text{Yb})_n$ — порядка 10) [Смолькин и др., 1987; Смолькин, Шарков, 1989] (рис. 2.3 в). В разрезе пиллоу-лав присутствует также выдержанный по мощности прослой кислых витро-кристаллокластических туфов с признаками подводно-оползневых деформаций. Структурно-текстурные особенности этих пород позволяют рассматривать их в качестве подводных отложений пирокластических потоков, распространявшихся над поверхностью водного бассейна. Содержание кремнезема в туфах варьирует широко, достигая в наиболее кислых разностях 75—80 % (максимальные концентрации SiO_2 , превышающие 80 %, по-видимому, связаны с окремнением пород). Распределение РЗЭ в этих туфах напоминает таковое в пикритах, отличаясь еще большей дифференцированностью ($\text{La } 65\text{—}120$ ($170\text{—}320$)_n; $\text{Yb } 2,4\text{—}4,2$ ($10\text{—}17$)_n; $(\text{La}/\text{Yb})_n$ — около 20) и наличием резкой отрицательной Eu-аномалии (Eu/Eu' — около 0,6) (рис. 9.3 г). По своим геохимическим характеристикам пикриты сопоставимы с продуктами внутриплитного магматизма. Тесная ассоциация с толентами океанического типа позволяет рассматривать их в качестве производных вулканизма океанических островов. Источником извержений кислых пирокластических потоков охарактеризованного типа также могли быть вулканические аппараты океанических островов или прилегающих континентальных окраин. Сходство спектров РЗЭ в пикритах и кислых туфах делает первое предположение более привлекательным.

Присутствующие в разрезе никельской серии осадочные породы неравномерно распределены по разрезу, образуя мощную



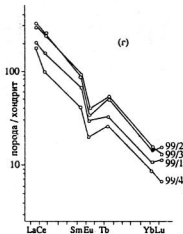
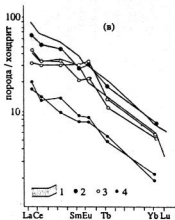


Рис. 9.3. Печенгская структура раннепротерозойской сутуриной зоны. Метавулканиды материнской свиты (базальты океанического Т-типа; пикритобазальты и отложения пепловых потоков дацитового, липаритового составов внутриплитного типа); расчлененные мафит-ультрамафиты печенгского никеленосного комплекса (внутриплитного типа).

(а) — распределение петрохимических типов метавулканидов. Типы пород: п-баз — пикрито-базальты; баз — базальты; анд-баз — андезит-базальты; анд — андезиты; дац — дациты; риол — риолиты. Петрохимические серии: т — толентовая, ищ — известково-щелочная; сщ — субщелочная. Черным цветом обозначены высоко-Mg разновидности (пикрито-базальты — 14–20 % MgO, базальты — 8,5–17 % MgO); (б) — распределение РЗЭ и геохимические спектры базальтов (Г-130/1 — известково-щелочной базальт; Г-139 и Г-141 — толентовые базальты); (в) — распределение РЗЭ в мафит-ультрамафитах: 1 — ферропикритобазальтах, 2 — габбро, 3 — пироксенитах, 4 — перидотитах (верлитах) по [Смолякин и др., 1987]; (г) — распределение РЗЭ в отложениях пепловых потоков липаритового состава.

толщу в ее средней части (ждановская свита или так называемая «продуктивная» толща Печенгской структуры). В составе толщи преобладают вулканокластические осадки и пирокластика, практически повсеместно, хотя и неравномерно обогащенные углистым веществом и сингенетическими сульфидами [Кольская, 1984; Мележик, Предовский, 1982]. Характерный для подстилающих ассоциаций аркозовый материал здесь почти совершенно исчезает, сохраняясь в виде изолированных линз гравелитов и конгломератов, возможно, представляющих собой отложения подводных конусов выноса.

В отношении условий осадконакопления «продуктивной» толщи выдвигаются различные оценки. Структурно-текстурные особенности значительной части осадков позволяют считать их аналогами современных глубоководных турбидитов [Негруца, 1984].

В строении «продуктивной» толщи есть ряд дополнительных особенностей, важных для понимания условий ее формирования и размещения. Толща вмещает многочисленные тела рудоносных габбро-верлитов, с которыми связано медно-никелевое оруденение Печенгского рудного поля. Примечателен факт исключительной избирательности в размещении тел габбро-верлитов, более 90 % которых располагается в пределах разреза «продуктивной» толщи. Исключение составляют немногочисленные тела, залегающие среди пиллоу-лав, подстилающих «продуктивную» толщу. По особенностям состава габбро-верлиты коррелируются с пикритами, образующими линзовидные покровы среди толентовых пиллоу-лав [Смолюкин и др., 1987; Hanski, Smolkin, 1989] (см. рис. 9.3 а). Согласно или субсогласное и пологосекущее положения тел габбро-верлитов в «продуктивной» толще, отсутствие высокотемпературных экзоконтактных изменений во вмещающих породах и относительная ограниченность эндоконтактных изменений самих «интрузивных» тел, а также, как правило, тектонический или «тектонизированный» характер их границ позволяют рассматривать совокупность осадочных и магматических пород в разрезе «продуктивной» толщи в качестве чешуйчато-надвиговой системы, подобной аккреционным призмам активных континентальных окраин и островных дуг.

В целом, размещение габбро-верлитов и пикритов в пределах разреза, образованного породами океанического типа, геохимические особенности этих пород, а также устанавливаемые в ряде случаев признаки интрузивного внедрения габбро-верлитовой магмы в осадки позволяют предполагать, что формирование пикрит-габбро-верлитовой ассоциации (возможно, включающей и отложения риолит-дацитовых пепловых потоков) было результатом магматической деятельности, аналогичной современному вулканизму океанических островов. Габбро-верлиты в предлагаемой модели рассматриваются в качестве субвулканических образований. Пучковое распределение тел габбро-верлитов в разрезе «продуктивной» толщи позволяет выдвинуть предположение о по-

добии реконструируемых вулканических построек асейсмичным подводным хребтам, параллельным трансформным разломам Атлантического океана. Предположение о формировании тел габбро-верлитов в очаговой зоне океанических островов и об их тектоническом размещении в период закрытия океанического бассейна позволяет удачно объяснить исключительную концентрацию этих тел в пределах «продуктивной» толщи (аккреционной призм) в результате своеобразного «сдирания» этих выступов подводного рельефа совместно с перекрывающими осадками в процессе субдукции океанической плиты [Минц и др., 1989; Минц, 1993].

Наконец, комплекс пород, образованный преимущественно углистыми, двуслюдяными, биотит- и амфиболсодержащими сланцами с прослоями и линзами низко- и высоко- T_i известково-щелочных базальтов и щелочных базальтоидов в разрезе южного крыла Печенгской структуры, сопоставляется с проявлениями вулканизма окраинно-континентального типа (в широком смысле, т. е. включая и обстановки задугового растяжения) [см., например, Marker, 1985].

Близкой последовательностью смены породных ассоциаций характеризуется разрез Имандра-Варзугского отрезка осадочно-вулканогенного пояса. Магматические образования континентально-рифтового типа представлены здесь упоминавшимися выше расчлененными мафит-ультрамафитами массивов Ластьявр, Федоровой и Панских тундр и Имандровского интрузива [Магматические..., 1985]. Первые три из перечисленных массивов тектонически перекрыты надвинутыми осадочно-вулканогенными толщами. Взаимоотношения этих толщ с породами Имандровского интрузива не ясны, но, вероятнее всего, имеют тот же характер.

В основании осадочно-вулканогенного разреза (пурначская и кукшинская свиты) Имандра-Варзуги участвуют известково-щелочные и толеитовые базальтоиды, умеренно обогащенные TiO_2 (1,0—1,9, близкие E-типу MORB и базальтам задуговых бассейнов по распределению РЗЭ: $(La\ 4,6-9,6\ (12-25)_n)_1$; $Yb\ 2,3-39\ (9-16)_n$; $(La/Yb)_n\ 1,3-16$; Eu/Eu' (0,7—0,9). По содержанию Nb (3,3) толеиты близки N-MORB (рис. 9.4). При близком петрохимическом сходстве их с низко-К базальтами, участвующими в трапповых ассоциациях, они отличаются от последних низкими содержаниями крупноионных литофильных (КИЛ) элементов и легких РЗЭ. Относительно высокие содержания Ti и элементов с высокозарядными ионами (ВЗИ) в пурначских толеитах отличают их от типичных пород островодужных серий. Наличие Eu-минимума, в принципе, не характерно для океанических базальтов, однако подобные распределения РЗЭ встречены в толеитах осевой части Красноморского молодого океанического рифта. Видимо, наличие Eu-минимума может свидетельствовать о «несовершенстве» процесса на начальной стадии формирования магматической системы спредингового хребта,

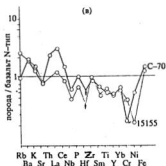
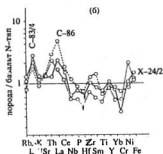
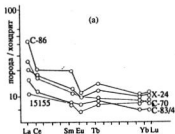


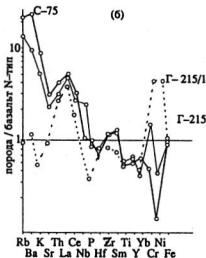
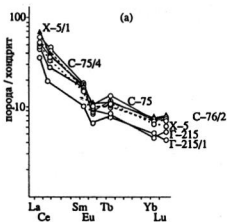
Рис. 9.4. Имандра-Варзугская структура раннепротерозойской сутурной зоны. Метатоленты кукшинской свиты (океанического Т-типа).

Распределение РЗЭ (а) и геохимические спектры метатолентов в западной (б) и восточной (в) частях Имандра-Варзугской структуры.

когда достижение расплавами поверхности было затруднено, чем обеспечивалась дифференциация магм, включающая, в том числе, и фракционирование плагиоклаза.

Дополнительная специфика метабазальтов кукшинской свиты состоит в несколько пониженных концентрациях ВЗИ элементов, что сближает их с породами островодужных серий (см. рис. 9.4). В сочетании с отмеченными выше характеристиками это может быть истолковано как свидетельство формирования базитов в обстановке задугового спрединга над зоной субдукции. Характер осадочных пород и миндалекаменные текстуры лав свидетельствуют об относительной близости береговой линии и источников сноса и о мелководности бассейна, то есть о его относительно небольших размерах.

Выше располагаются преобладающие в разрезе Имандра-Варзугского отрезка осадочно-вулканогенные толщи островодужного формационного и геохимического типа (сейдореченская, полисарская свиты). Относящиеся к ним вулканы представлены преимущественно низко-Тi андезито-базальтами (TiO_2 0,69—1,07), умеренно обогащенными легкими РЗЭ (La 18—25 (48—66)), с умеренными отрицательной Eu аномалии (Eu/Eu' 0,5—0,8), с умеренными содержаниями Nb (3,0—5,1) и Zr (110—140) (рис. 9.5). В подчиненном количестве присутствуют низкощелочные дациты и ограниченно — андезиты. В строении



9.5. Имандра-Варзугская структура раннепротерозойской сutureной зоны. Метаандезит-базальты сейдореченской свиты (островодужного типа).

Распределение РЗЭ (а) и геохимический спектр (б) метаандезит-базальтов в западной части Имандра-Варзугской структуры.

верхней половины этой части разреза (полисарская свита) наряду с андезитобазальтами охарактеризованного типа большую роль играют низко-Ti высоко-Mg (коматитовые) базальты, относительно обедненные K, Sr, Zr и обогащенные Cr и Ni, и высоко-Mg андезитобазальты. Распределение РЗЭ в коматитовых базальтах характеризуется незначительным обогащением ЛРЗЭ, обеднением ТРЗЭ и незначительной Eu аномалией ($La_{6,3-8,4}$ (17—22)_n; $Yb_{1,1-1,5}$ (4,6—6)_n; Eu/Eu' — ок. 0,9). По характеру и набору пород эта часть Имандра-Варзугского разреза коррелируется с нижней частью Печенгского разреза (маярвинская свита). Геохимические характеристики вулканитов островодужного типа не позволяют достоверно провести более детальную классификацию. Менее обоснованной представляется реконструкция энзиматической островодужной системы, учитывая данные, свидетельствующие об ограниченных размерах океанического бассейна. Более реальным кажется предположение о существовании энсиматической островной дуги, которая, тем не менее, судя по преимущественно базитовому характеру вулканизма и значительной роли высоко-Mg пород, не достигла высокой степени зрелости. Терригенный характер осадконакопления (с диапазоном от зрелых сейдореченских метапсаммитов и метапелитов до конгломератов полисарской свиты) не противоречит предлагаемой интерпретации.

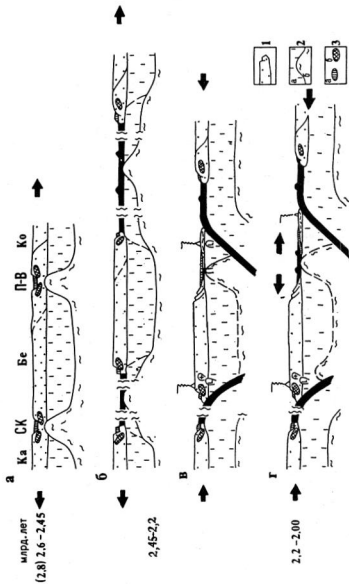
Перекрывающая островодужную серию осадочно-вулканогенная толща умбинской свиты коррелируется с аналогичными образованиями пирттиярвинской свиты Печенги. Нижняя часть вулканогенного разреза сложена metabазальтами, включающими мощные покровы пикритов и пикрито-базальтов. В верхней части разреза возрастает количество пород среднего состава. Они представлены массивными и флюидалными туфолавами и игнимбритоподобными породами. Среди вулканогенных образований верхне-умбинской подсвиты выделяются также трахибазальты и трахиандезиты. Преобладающие в разрезе обогащенные TiO_2 (1,12—1,48) известково-щелочные и субщелочные базальты умеренно обогащены легкими и обеднены тяжелыми РЗЭ (La_{21-26} (56—69)_n; $Yb_{0,9-1,7}$ (3,6—7)_n; $(La/Yb)_n$ 8—20). В отличие от подстилающих островодужных толщ, высоко-Mg разности относительно обогащены TiO_2 (1,32—1,44). Осадочные породы представлены разнообразными хемогенными (карбонатными, первично-кремнистыми), дифференцированными терригенными (кварцевыми и аркозовыми метапсаммитами, гидрослюдистыми метапелитами) и туфогенными породами. Высказанные выше соображения о вероятной геодинамической обстановке формирования пирттиярвинской свиты в полной мере относятся и к интерпретации пород умбинской свиты. Однако учитывая особенности подстилающих толщ, включающих в пределах Имандра-Варзугской структуры не только мощные толщи островодужного, но и океанического типа, резонно предположить, что обстановка континентально-рифтового типа была структурно и генетически связана

с задуговой областью растяжения в тылу активной континентальной окраины.

Наконец, южное крыло Имандра-Варзугской структуры, сохранившееся лишь в ее центральной части, образовано переслаивающимися сланцами, мафитовыми (в том числе, Т- и Е-типа MORB), среднего и кислого состава лавами (ильмозерская свита, самингская и панареченская свиты и соленоозерская толща томингской серии). Преобладают вулканиты островодужного геохимического типа. Панареченские базальты петрохимически близки океаническому типу, но при низких значениях K_2O/Na_2O характеризуются «неокеаническими» величинами отношений K/Rb (70—300) и пониженными концентрациями Cr и Ni . Распределения РЗЭ в базитах повышенной щелочности, средних и кислых эффузивов отличаются от предыдущих более высоким уровнем содержаний, особенно легких РЗЭ (La — до 100 хондритовых стандартов), и появлением отрицательной Eu аномалии (Eu/Eu' в трахиандезито-базальтах — порядка 0,6; в дацитах и риолитах — 0,16—0,25).

Учитывая «смешанный» геохимический тип толеитовых базальтов и их сочетание с эффузивами среднего и кислого состава, наиболее приемлемым вариантом представляется отнесение толщи в целом к окраинно-континентальному типу в широком смысле, включая проявления магматизма тыловых зон растяжения. Нетрудно видеть, что характеристики верхних частей разреза Имандра-Варзугской и Печенгской структур близки. Отличие состоит в отсутствии в пределах Имандра-Варзуги мощной толщи пиллоулав, подобных породам никельской серии Печенги. Тем не менее, в разрезе томингской серии участвует так называемая соленоозерская толща, образованная вулканокластическими углистыми осадками того же типа, что и осадки «продуктивной» толщи Печенги. Чрезвычайно важно, что эти породы вмещают линзовидные тела габбро-верлитов, также аналогичные рудоносному комплексу Печенгского рудного поля. По-видимому, соленоозерская толща представляет собой редуцированный вариант никельского разреза в пределах Имандра-Варзугской структуры. Как и в предыдущем случае, габбро-верлиты могут рассматриваться в качестве фрагментов корневой зоны вулканических построек океанических островов.

Располагающаяся южнее Печанга-Имандра-Варзугского осадочно-вулканогенного пояса Беломорская континентальная микроплита образована сложно и многократно деформированными породами, метаморфизованными в гранулитовой и амфиболитовой фации. В строении реконструируемой коллизонной зоны Беломорский «микроконтинент» играет роль надвигавшейся континентальной микроплиты (рис. 9.6, 9.7; см. рис. 9.1, 9.2). Наиболее приближенная к осадочно-вулканогенному поясу часть «микроконтинента» шириной 30—60 км, в пределах которой размещаются многочисленные гранитно-купольные структуры, интерпретирует-



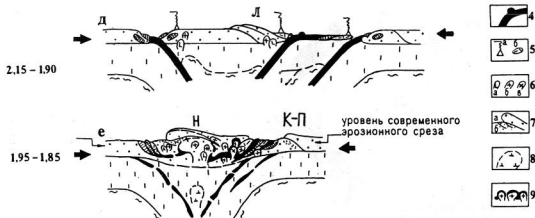


Рис. 9.6. Реконструкция последовательности геодинамических обстановок формирования коллизионных структур раннего протерозоя северо-востока Балтийского щита (разрез).

Обстановка растяжения: континентальный (а) и океанический (б) рифтогенез. Обстановка сжатия: последовательные стадии закрытия микроокеанов в процессе субдукции (в, г); последовательные стадии континентальной коллизии (д, е).

1 — континентальная кора; 2 — литосферная мантия (а), астеносфера (б); 3 — породы ассоциации континентальных рифтов: осадочно-вулканогенные комплексы (а), интрузивные тела расслоенных мафит-ультрамафитов (б); 4 — океаническая кора, вулканические постройки океанических островов; 5 — проявления вулканической деятельности (а), осадочно-вулканогенные комплексы (б) активных окраин континентов; 6 — проявления магматизма над зоной субдукции: габброидного (а), гранитоидного (б), диоритонидного (в); 7 — тектонические покровы (а), чешуйчато-надвиговые структуры и низкоградиентный метаморфизм поднадвиговых зон (б); 8 — мантийные астенолиты в тылу активных континентальных окраин; 9 — коллизионные гранит-мигматитовые и гранито-гнейсовые купола, увлекающие вверх фрагменты океанической литосферы.

Буквенные обозначения: зеленокаменные пояса (сутурные зоны) — Северо-Карельский (СК) и Печенга-Варзугский (П-В); микроконтиненты — Карельский (Ка), Беломорский (Бе), Колыский (Ко); тектонические покровы — Лапландский (Л) и Кейвско-Поросозерский (К-П); свод сложного строения — Нотозерский (Н).



2,20-2,00 млрд. лет



В

2,15-1,90 млрд. лет



Г

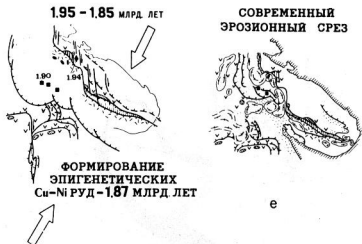


Рис. 9.7. Реконструкция последовательности геодинамических обстановок формирования коллизионных структур раннего протерозоя северо-востока Балтийского щита (план).

Обстановка растяжения: континентальный рифтогенез, внедрение расслоенных тел мафит-ультрамафитов (а); раскрытие Печенга-Варзугского и Циркум-Карельского микроокеанов, формирование океанической литосферы (б). Обстановка сжатия: субдукция океанической литосферы микроокеанов, формирование систем активных континентальных окраин (островных дуг?), развитие задугового спрединга с формированием океанической литосферы задуговых бассейнов и вулканических построек океанических островов (в); закрытие Печенга-Варзугского и Циркум-Карельского микроокеанов в процессе субдукции, формирование аккреционных призм, включающих отторженцы океанической литосферы и фрагменты вулканических построек океанических островов (в том числе, тела габбро-верлитов — корневые зоны вулканических построек островов), начало формирования тыловодужных надвиговых систем, выводящих к поверхности тела мафитов и ультрамафитов, ранее размещенных в основании активной континентальной окраины (г); коллизия Кольского, Карельского и Беломорского микроконтинентов, фрагментирование и подъем мафит-ультрамафитов субдукционированной океанической литосферы вследствие «всплывания» гранито-гнейсовых и гранит-мигматитовых куполов, гидротермально-метасоматические преобразования и формирование эпигенетических сульфидных медно-никелевых руд (д). Современный эрозионный срез (е).

1 — континентальная кора; 2 — океаническая кора, трансформные разломы и связанные с ними вулканические постройки океанических островов; 3 — фрагменты тектонических покровов океанической коры; 4 — реликты породных ассоциаций континентальных рифтов, осевые зоны рифтогенеза; 5 — породные ассоциации островных дуг и активных континентальных окраин; 6 — субдукция океанической литосферы; 7 — гнейсовые, мигматитовые и гранитоидные купола и своды; 8 — области высокобарного поднадвигового метаморфизма; 9 — надвиги и трансформные сдвиги; 10 — аккреционная система Свектофенского океана; 11 — тела расслоенных мафит-ультрамафитов; 12 — мафиты и ультрамафиты: тела, перемещенные тыловодужными надвигами (а), интрузивы в связи с континентальными (пассивными) отрезками трансформных разломов (б), фрагменты субдукционированной океанической литосферы, испытавшие подъем вследствие «всплывания» куполов (в); 13 — возраст размещения мафит-ультрамафитов.

ся в качестве эродированной окраинно-континентальной плутонической дуги. Спектры РЗЭ в гранитоидах купола Шуони подтверждают предложенную аналогию [Цюнь, 1989]. Природа располагающихся в пределах этой полосы тел метаультрамафитов (преимущественно, серпентинитов гарцбургитового, реже — верлитового состава) в рассматриваемом аспекте исследована недостаточно. Возможно, часть из них является собственно интрузивными образованиями. Однако преобладающая часть метаультрамафитов, согласно данным о характере контактов тел и об их внутренней структуре, испытала значительные деформации и будинаж в процессе тектонического размещения. Эти особенности, а также преимущественное расположение тел в краевых зонах куполов и в межкупольных синформах позволяют полагать, что метаультрамафиты могли быть фрагментами океанической литосферы, аккретированной во фронтальной части надвигавшейся континентальной микроплиты вынесенными затем в верхние уровни коры «на плечах» всплывавших мигматит-гранитных куполов (см. рис. 9.6).

Далее к югу располагаются тектонические покровы Лапландско-Сальнотундровских и Кандалакша-Колвицких гранулитов (см. рис. 9.1, 9.2, 9.6, 9.7), представляющих собой эрозионные останцы некогда значительно более обширной системы покровов [Минц, 1993; Минц и др., 1989]. Сопряженное с ними положение занимают породы поднадвиговой области. Непосредственно подстилающая покровы зона тектонического меланжа образована двуслюдяными с кшанитом кристаллосланцами-бластомилонитами, биотит-амфиболовыми гнейсами и амфиболитами и включает пластинообразные тела метагаббро-анортозитов. Во фронтальной части покрова и, возможно, в других участках относительно крутого (до 50—60°) залегания волнисто-изогнутой подошвы надвига габбро-анортозиты замещены эклогитоподобными кристаллосланцами. Ниже «по разрезу» метагаббро превращены в гранатовые амфиболиты. В некоторых случаях эклогитизация подвергаются и основные гранулиты [Шарков, 1982].

Зона тектонического меланжа включает также пластинообразные тела ультрамафитов Нотозерского пояса [Виноградов, 1971], ориентированные согласно с генеральным направлением сланцеватости вмещающих пород. Проявления контактового метаморфизма отсутствуют. Оливин гарцбургитов и дунитов характеризуется признаками мантийных деформаций [Добржинская, 1989]. Перечисленные особенности позволяют рассматривать ультрамафиты Нотозерского пояса в качестве отторженцев верхней мантии.

Детальная характеристика Лапландского гранулитового пояса и палеогеодинамическая реконструкция его эволюции приведены в гл. 9—9.1.

Наконец, еще далее к югу на удалении от сегодняшних границ эрозионных останцов тектонических покровов гранулитов располагаются породы беломорского комплекса позднеархейского воз-

раста (мigmatизированные амфиболиты преимущественно гранат-содержащие, кианитсодержащие гнейсы, биотитовые и биотит-гранатовые гнейсы), образующие систему наклоненных к северо-востоку чешуйчатых надвигов и запрокинутых к юго-западу изоклинальных складок. Хорошо известной особенностью этих пород является специфический характер структурно-метаморфических преобразований в условиях амфиболитовой фации низкоградиентной (Т/Р) кианит-силлиманитовой серии [Фации. ., 1990; Володичев, 1990 и др.], интенсивно проявившихся в конце раннего протерозоя (около 1,85 млрд лет назад — U-Pb метод по цирконам) [Бибикова, 1989; Лобач-Жученко и др., 1972; 1986]. Согласно альтернативной точке зрения [Володичев, 1990; Горохов и др., 1983], структурно-метаморфические преобразования этого типа свойственны продолжительному этапу позднеархейской-раннепротерозойской эволюции беломорского комплекса в интервале 2,95—2,02 млрд лет, т. е. на протяжении почти 1 млрд лет. Это мнение опирается на данные Rb-Sr метода по породе в целом. Учитывая особенности применявшихся методов геохронологических исследований и геодинамическую позицию процессов метаморфизма, нам представляется более обоснованной первая точка зрения.

Кратко охарактеризованные выше особенности состава и метаморфизма пород Беломорской микроплиты и особенности образуемого этими породами структурного ансамбля позволяют интерпретировать их как результат геологических процессов во фронтальной (магматическая дуга) и в тыловой (система тыловодвужных надвигов) областях активной континентальной окраины, получивших дальнейшее развитие в результате последующей коллизии Кольской и Беломорской континентальных микроплит (см. рис. 9.6, 9.7). Структурные и метаморфические особенности пород беломорского комплекса мы интерпретируем как непосредственное следствие их преобразования в условиях раннепротерозойской поднадвиговой области (см. гл. 2—2.4). При этом перевернутый тип метаморфической зональности пород параавтохтона [Шарков, 1982; Norgmann e. a., 1980] связывается с соответствующим распределением температур в подошве тектонического покрова, образованного породами нижней коры, сохранявшими значительные запасы глубинного тепла. Предполагается, что мощность тектонических покровов (ныне в значительной степени эродированных) могла достигать 10—20 или даже 30 км, судя по оценкам параметров метаморфизма [Фации..., 1990; Шарков, 1982; Norgmann e. a., 1980; Marker, 1990]. Одним из следствий надвигообразования должно было быть относительно быстрое погружение сжатой коры, чем, в частности, могут быть объяснены низкоградиентные метаморфические преобразования пород поднадвиговой области. Предлагаемая интерпретация согласуется с присутствием в области распространения пород беломорского комплекса мелких изолированных тел альпинотипных ультрама-

фитов, подобных Нотозерским, маркирующих положение подошвы системы тектонических покровов.

Дополнительные усложнения структурного ансамбля Беломорской микроплиты связаны с тыловодужным поясом гранит-мигматитовых и гнейсовых сводов и куполов, сформировавшихся в результате гранитообразования и реоморфизма скученной континентальной коры.

Отметим еще одну примечательную особенность размещения тектонических покровов гранулитов: в более широком региональном плане они приурочены к той из микроплит в восточной части Балтийского щита, которая, как можно предполагать, подвергалась максимальным сжимающим напряжениям в период коллизии, поскольку Беломорская плита оказалась зажатой между двумя зонами субдукции, погружавшимися навстречу друг другу (см. рис. 9.6).

Определенные усложнения в относительно простую модель вносятся наложением раннепротерозойских структурно-метаморфических преобразований на архейские породы пододвигавшейся Кольской микроплиты. Раннепротерозойские преобразования горных пород в зоне сочленения позднеархейских Мурманской микроплиты и Кейвского микроконтинента [Пушкарев и др., 1985] протекали в условиях низкотемпературных субфаций амфиболитовой фации низкоградиентной кианит-силлиманитовой серии. Эти преобразования уместно связывать с возобновлением надвигаобразования в связи с ремобилизацией шовной зоны позднеархейского возраста (см. рис. 9.6, 9.7), на завершающей стадии закрытия Печенга-Варзугского океана и раннепротерозойской коллизии. Проявления низкоградиентного диафтореза установлены также и в породах Центрально-Кольской зоны [Фации..., 1990], где они, по-видимому, также связаны с повторной активизацией позднеархейских взбросо-надвиговых структур.

Таким образом, раннепротерозойский коллизионный пояс Кольского полуострова может рассматриваться в качестве региональной структуры, сохранившей фрагменты породных ассоциаций, формировавшихся в течение последовательных стадий полного геодинамического цикла (цикла Уилсона). Последовательные стадии эволюции раннепротерозойских геодинамических обстановок в восточной и северо-восточной частях Балтийского щита отражены на рис. 9.6, 9.7. Датирование этих стадий опирается на результаты геохронологических исследований с применением изохронных U-Pb, Pb-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd методов [Авакян и др., 1991; Бибикова, 1989; Горюхов и др., 1983; Минц и др., 1989; Пушкарев и др., 1978, 1985, 1988; Скуфьин и др., 1986; Тугаринов, Бибикова, 1980; Цюнь и др., 1988; Bernard-Griffiths et al., 1984; Merilainen, 1976] и их обобщение в рамках предложенной модели. Последовательность событий включает:

1. Континентальный рифтогенез (внедрение расслоенных ма-

фит-ультрамафитов с сингенетической вкрапленностью медно-никелевых сульфидов) — 2,49—2,40 млрд лет назад.

2. Последовавшее за ним раскрытие линейного океанического бассейна (Печенга-Варзугского микроокеана) — на датировано.

3. Субдукцию океанической литосферы в южном направлении (в современных координатах), возможно, завершившуюся почти полным исчезновением океанического бассейна (формирование островодужных андезитобазальтов, размещение щелочных гранитов в тыловодужной области) — 2,36—2,22 млрд лет назад.

4. Рифтогенез, фиксирующий начало растяжения в задуговой области (к югу от сформировавшихся окраинно-континентальных и островодужных серий предыдущего этапа) — около 2,15 млрд лет назад. Примечательно, что эта дата с минимальными отклонениями повторена при датировании целого ряда событий. Сюда относятся: щелочной вулканизм пирттиярвинской свиты Печенгской структуры; ранний гранитоидный магматизм окраинно-континентального типа и, возможно, реоморфизм и куполообразование в породах пододвигавшейся Кольской плиты; умеренно-высокоградиентный метаморфизм гранулитовой фации 1-го этапа метаморфизма пород Лапландского гранулитового пояса [Hörmann *et al.*, 1980; Meriläinen, 1976], образовавших позднее тыловодужные надвиги.

5. Формирование океанической коры задуговых бассейнов, сопровождавшееся ростом вулканических построек океанических островов (как можно предположить, связанных с трансформными разломами раскрывавшегося бассейна): излияния и интрузии Cu-Ni-носных пикритовых лав и извержения кислых пирокластических потоков — 2,02—1,98 млрд лет; мафит-ультрамафитовый магматизм близкого петрогеохимического типа в связи с континентальными продолжениями трансформных разломов на сопредельной территории Кольской плиты (дайки Нясюкского пояса, массив Карикъявр с сингенетической вкрапленностью Cu-Ni сульфидов) — 1,97—1,94 млрд лет.

6. Окраинно-континентальный магматизм, свидетельствующий о субдукции литосферы задуговых бассейнов под окраину Беломорской микроплиты, который характеризуется теми же датами (гранитоиды южного обрамления Печенга-Имандра-Варзугского пояса) — 2,02—1,94 млрд лет.

Приведенные оценки возраста свидетельствуют о том, что на общем фоне относительно медленной тектонической эволюции раскрытие и последующее закрытие задуговых бассейнов осуществлялось в относительно быстром темпе, и бассейны, вероятно, не достигали сколько-нибудь значительных размеров.

7. Процессы переходного этапа от сближения к коллизии континентальных микроплит (формирование тыловодужного надвигового пояса, сопровождавшееся выведением горных пород из области гранулитового метаморфизма, и мафитовый магматизм в тылу (?) активной окраины) — 1,95—1,90 млрд лет.

8. Континентальную коллизию, возраст которой непосредственно зафиксирован временем тектонического размещения покровов Лапландских гранулитов; наиболее достоверной оценкой времени этого события является оценка возраста поднадвигового низкоградиентного метаморфизма — 1,85 млрд лет. Этот период характеризуется также процессами переотложения рудного вещества и формированием богатых эпигенетических Cu-Ni руд Печенгского и Аллареченского рудных районов (1,87 млрд лет). Процессы сводообразования в пределах утолщенной коры в поднадвиговой области, следовавшие за надвигообразованием, к сожалению, остались не датированными. Локально куполо- и пегматитообразование в поднадвиговой области характеризуются оценками возраста 1,77—1,67 млрд лет. Близкие датировки свойственны наиболее поздним проявлениям низкоградиентного метаморфизма в связи с реактивированными надвиговыми зонами пододвигавшейся Кольской микроплиты.

Широкий интервал значений возраста характеризует моменты размещения в результате куполообразования или интрузии порфировидных плагиомикроклиновых, частью аляскитовых гранитов, традиционно рассматриваемых в качестве заключающих раннепротерозойский цикл эндогенной активности: 2,11—1,82 млрд лет (несколько более молодые даты были получены Rb-Sr изохронным методом, согласно Ю. Д. Пушкареву и др. (1978), отмеченное расхождение связано с относительно более поздним закрытием Rb-Sr изотопных систем этих гранитоидов).

Таким образом, раннепротерозойский цикл геодинамической активности охватил весьма значительный временной интервал — приблизительно с 2,45 до 1,70 млрд лет назад, продолжительностью около 750 млн лет. В том числе, продолжительность 1-й стадии (завершившейся прежде начала задугового растяжения 2,15 млрд лет назад) составила около 250 млн лет, продолжительность 2-й стадии — около 500 млн лет.

9.2. ПОЗДНЕАРХЕЙСКИЙ ЭТАП

Палеогеодинамические реконструкции позднеархейского «временного среза» сопряжены с более значительными трудностями, по сравнению с исследованиями раннепротерозойского уровня, прежде всего, вследствие интенсивного преобразования позднеархейских породных ассоциаций в результате раннепротерозойских процессов. Наиболее значительным и глубоким преобразованиям подобного рода подверглись породы Беломорской микроплиты, перекрытой тектоническими покровами гранулитов, тогда как Кольская и Карельская микроплиты в значительной степени сохранили особенности позднеархейских ассоциаций и структурных ансамблей.

Степень изученности позднеархейских ассоциаций Северо-Востока Балтийского щита (северной части Кольского полуострова) в рассматриваемом аспекте уступает изученности раннепротерозойских. Вместе с тем, морфологическое подобие позднеархейских и раннепротерозойских структур Кольского полуострова позволяет перенести полученные оценки с более молодых структур на более древние.

В раннем докембрии Северо-Атлантического кратона, включающего территорию Балтийского щита, наряду с позднеархейскими образованиями, в ряде участков обнаружены также и продукты раннеархейских метаморфических и магматических процессов с возрастными более 3,5—3,3 млрд лет (максимально — до 3,85—3,8 млрд лет [Bridgwater, Schiotte, 1990; Jahn e. a., 1984]). Древние даты на территории Балтийского щита установлены в Юго-Восточной Карелии, в пределах Водлозерского блока. Цирконы наиболее ранней генерации в амфиболитах и ортогнейсах имеют возраст $3,5 \pm 0,1$ млрд лет, при этом возраст самого раннего метаморфического события (возраст «метаморфических» цирконов) — 3,3 млрд лет [Bibikova e. a., 1990]. Тем не менее, реальность выделявшегося многими исследователями на территории Кольского полуострова, Беломорья и Северной Карелии раннего архея (саамия), то есть пород и процессов с возрастом более 3,1 млрд лет, остается дискуссионной, так как полученные оценки возраста древнейших метаморфических пород и гранитоидов этого региона не превышают названной величины [Пушкарев, 1990].

Можно лишь предполагать, по аналогии с положением гранитоидов подобного типа в последующих циклах раннедокембрийской геодинамической эволюции, что древнейшие тоналитовые и трондьемитовые гнейсы с возрастом 3,1—2,8 млрд лет, установленные на территории Кольского полуострова и Финской Лапландии [Новые данные..., 1990; Пушкарев, 1990; Daly, Mitrofanov, 1990; Jahn e. a., 1984], завершают долопийский (раннеархейский) цикл развития.

В пределах остальной части Балтийского щита признаки существования раннеархейской континентальной коры отсутствуют [Gaal, Gorbatshev, 1987]. Более того, данные по изотопии Nd в коровых породах центральной части Балтийского щита свидетельствуют об их формировании в раннем протерозое за счет мантийного источника. Уровень участия в пороодообразовании дезинтегрированных архейских пород в виде терригенных осадков оценивается в пределах до 10 %, что рассматривается как указание на полное отсутствие архейской коры за пределами восточной части щита [Patchett e. a., 1986].

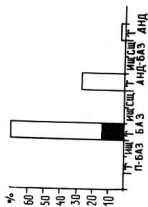
Латеральный ряд позднеархейских структур в северо-восточной части Кольского полуострова с юго-запада на северо-восток включает (см. рис. 9.2): 1) сложно построенную континентальную микроплиту, образованную фрагментами Центрально-Кольского и

Кейвского микроконтинентов, погружающихся к северо-востоку под Мурманскую микроплиту; 2) Титовско-Кейвскую шовную зону, в пределах которой фрагментарно размещены вулканогенно-осадочные комплексы, метаморфизованные в амфиболитовой фации, но сохраняющие особенности химизма и реликты структур исходных пород, моноклинально погружающуюся к северо-востоку [Вревский, 1989; Никитин, 1980]; 3) надвинутую Мурманскую микроплиту.

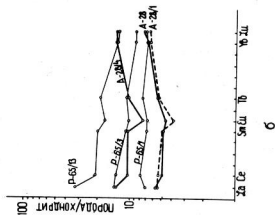
Позднеархейские образования, выполняющие Титовско-Кейвскую шовную зону, наиболее полно сохранились в пределах одного из ее отрезков, обычно именуемого «пояс Колмозеро—Воронья». Заметим, что эта часть сутурной зоны по особенностям строения («тектоническая» моноклираль) и составу слагающих пород имеет несомненное сходство с раннепротерозойской шовной зоной Печенга—Имандра—Варзуга (см. гл. 9—9.1). В разрезе метаморфической толщи важную роль играют амфиболиты, частично сохраняющие текстурные признаки лав. Располагающиеся в основании «разреза» амфиболиты полмостундровской свиты отвечают по составу низко-К толентам и породам андезито-базальтового состава (SiO_2 52—53 %). Амфиболиты состава толентовых базальтов по петрохимическим особенностям сопоставимы с базальтами океанического типа или с траппами. Геохимические особенности (согласно как ранее опубликованным, так и вновь полученным данным) — низкие содержания КИЛ-элементов и легких РЗЭ при слабой дифференцированности (La 8—30, (22—82)_n; (La/Yb 1—2.5), низкие концентрации Nb, Sr и Ni свидетельствуют о близости к океаническим базальтам типа Т- или E-MORB (рис. 9.8).

В верхней части разреза, наряду с амфиболитами толентового состава, большую роль играют высоко-Mg, низко-Ti породы, отвечающие по составу коматитовым базальтам. Они характеризуются несколько более низким уровнем содержаний РЗЭ и их практически недифференцированным распределением (La 5.5—14 (15—38)_n; (La/Yb)_n — около 1). От амфиболитов толентового состава их отличает и небольшая Eu-аномалия ($\text{Eu/Eu}'$ 0.8—0.95). Перечисленные признаки определяют сходство коматитовых базальтов с породами бонинитовой серии, которое подчеркивается низкими содержаниями Nb, Hf и Zr. Таким образом, геодинамическая обстановка формирования верхней части разреза пояса Колмозеро—Воронья сопоставима с обстановками энсиматических островных дуг. Участвующие в строении верхней части разреза перидотитовые коматиниты, характеризующиеся низкими концентрациями РЗЭ, по-видимому, формировались за счет источника мантийного происхождения [Вревский, 1989]. Поэтому их присутствие не противоречит предложенной интерпретации.

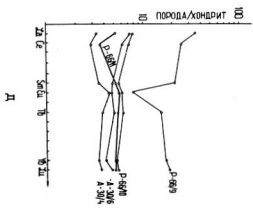
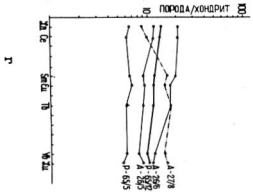
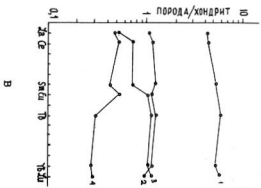
В целом общее моноклинальное залегание пород в пределах пояса Колмозеро—Воронья и наличие признаков океанического и островодужного магматизма позволяет рассматривать ее в качест-

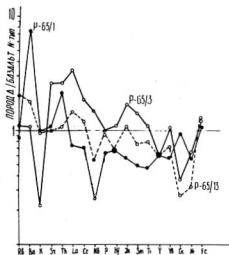


а

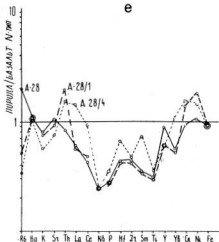


б





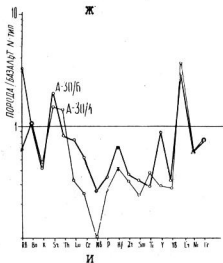
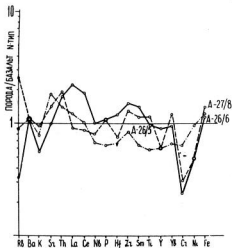
e



3

Рис. 9.8. Пояс Колмозеро-Воронья. Петрогеохимические и геохимические канических (?) тел габбро-амфиболитов.

a — распределение петрохимических типов метавулканитов (амфиболитов)



особенности амфиболитов (метавулканитов) полмостундровской свиты и субвул-
полмостундровской свиты в южном крыле пояса (серии: т — толентовая, иш —

ве сутурной (шовной) зоны чешуйчато-надвигового строения [Никитин, 1980], сформировавшейся подобно раннепротерозойскому поясу Печенга—Имандра—Варзуга.

Наиболее характерной чертой Мурманской микроплиты, располагающейся непосредственно к северо-востоку от Титовско-Кейвской шовной зоны, является повсеместное проявление интенсивной массовой гранитизации и куполообразования. Возраст гранитизации в центральной части Мурманской микроплиты и метаморфизма в пределах шовной зоны совпадают: 2,8—2,7 млрд лет (U-Pb и Pb-Pb изохронные методы по циркону и по породе в целом) [Лобач-Жученко и др., 1986; Минц и др., 1982; Пушкарев и др., 1978; Jahn *et al.*, 1984]. Отмечено снижение оценок возраста в юго-восточном направлении — до 2,6—2,4 млрд лет [Пушкарев и др., 1978; Минц и др., 1982].

Подробная характеристика и геодинамический анализ структурно-вещественных комплексов Мурманской микроплиты приведены в гл. 2—2.3, где показано, что состав и взаимоотношения пород гранит-мigmatитового комплекса позволяют рассматривать эту микроплиту как глубоко эродированную активную континентальную окраину позднеархейского возраста.

В пределах континентальной микроплиты, образующей юго-западный лежащий бок Титовско-Кейвской шовной зоны, по особенностям глубинного строения и составу породных ассоциаций реконструируются два самостоятельных микроконтинента: Центральнo-Кольский и Кейвский (см. рис. 9.2).

На протяжении длительного времени Центральнo-Кольская гранулитовая область рассматривалась в качестве древнейшего

известково-щелочная, сщ — субщелочная; типы пород: п-баз — пикрито-базальты, баз — базальты, анд-баз — андезито-базальты, анд — андезиты; зачернены высоко-Mg разности (8,5—17 % MgO);

б — распределения P3Э в метавулканитах полмостундровской свиты (океанический и островодужный комплексы): тонкие линии — амфиболиты южного крыла пояса: P-65/1 — коматитовый базальт, P-65/3 — андезито-базальт, P-65/13 — толент; толстые линии — амфиболиты северного крыла пояса: А-28, А-28/1, А-28/4 — коматитовые базальты);

а — в метакоматиттах северного крыла по [Смолякин и др., 1987]: 1 — коматитовый базальт; 2 — пироксенитовый коматит; 3—4 — перидотитовые коматиты;

г, д — распределения P3Э в метаморфизованных породах субвулканических тел (силлов?), связанных с метавулканитами полмостундровской свиты (океанический и островодужный комплексы): г — в габбро-амфиболитах толентового состава в пределах южного крыла; д — в габбро-амфиболитах состава коматитовых базальтов в пределах северного крыла (Оленийский хр.);

е, ж, з, и — распределения редких элементов в амфиболитах и габбро-амфиболитах полмостундровской свиты (океанический и островодужный комплексы): е, ж — в породах южного крыла (преимущественно океанический комплекс): е — в амфиболитах (метатолентах), ж — в габбро-амфиболитах (толентового состава); з, и — в породах северного крыла (островодужный комплекс): з — в коматитовых метабазальтах, и — в габбро-амфиболитах состава коматитовых базальтов.

складчатого ядра Балтийского щита [Бондаренко, Дагелайский, 1968; Горяинов, 1980]. В последние годы были получены данные, свидетельствующие о ее чешуйчато-надвиговом строении. Основу этих данных составили результаты дешифрирования космо- и аэрофотоизображений [Баржицкий, 1988; Минц и др., 1987; Минц, 1992] и результаты структурных (в том числе, микроструктурных) исследований [Добржинская, 1989]. Согласно полевым наблюдениям, контакты между тектоническими пластинами, образованными породами различного состава, выполнены blastsмилитами (рис. 9.9); в зонах контактов нередки характерные муллион-структуры (рис. 9.10).

В целом породы в пределах Центрально-Кольского микроконтинента слагают мощный чешуйчато-надвиговый «ансамбль», в строении которого чередуются пластины, последовательно погружающиеся в северо-восточном направлении. Моноклиальный в целом характер залегания тектонических пластин осложнен пологими складками. Последние, по-видимому, определяются сдвиговыми деформациями, связанными с перемещениями вдоль раннепротерозойских разломов субмеридионального простирания.

Тектонические пластины Центрально-Кольского чешуйчато-надвигового «ансамбля» образованы пироксен-плагноклазовыми кристаллосланцами, энтербитами, силлиманит-, гранат- и частью кордиерит- и изредка шпинельсодержащими гнейсами гранулитовой и амфиболитовой фаций, гранатсодержащими и безгранатовыми амфиболитами, с прослоями и линзами железистых кварцитов и с включениями небольших тел плутонических пород, варьирующих по составу от пироксенитов до тоналитов. Все перечисленные разновидности пород неравномерно мигматизированы, местами гранитизированы и включают тела и участки гранитоидов.

Для гранулитовых разностей метаморфического комплекса установлены три главных температурных этапа минералообразования: 670, 565 и 500 °C. Пик регионального метаморфизма характеризуется первой из перечисленных температур, последующие отвечают регрессивным преобразованиям, проявившимся в локальных зонах [Фонарев и др., 1989]. Согласно К. Х. Авакяну, главный этап гранулитового метаморфизма характеризуется параметрами: 680 ± 30 °C и $6,2 \pm 1,2$ кбар, в «переходной зоне» эти значения равны: 645 ± 25 °C и $5,0 \pm 0,9$ кбар. Рассчитанные средние геотермические градиенты составляют примерно 31 град/км и 36 град/км соответственно. Оценки условий второго этапа метаморфизма в гранулитовой зоне составили: 590 ± 24 °C, $3,5 \pm 0,5$ кбар, 48 град/км [Авакян, 1992]. Таким образом, гранулитовый метаморфизм Центрально-Кольского «ансамбля» характеризовался умеренными давлениями и умеренно-градиентным режимом, что существенно отличает его от низкоградиентного метаморфизма раннепротерозойского Лапландского пояса (см. гл. 2—2,4). Приведенные оценки скорее указывают на мета-

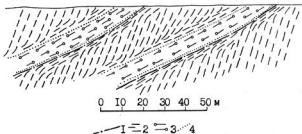


Рис. 9.9. Центрально-Кольский надвиговой пояс. Взаимоотношения тектонических пластин, образованных гранулитам. Схематическая зарисовка обнажения, междуречье Колы и Туломы.

1 — надвиги; 2 — неравномерно эндербитизированные двупироксен-плагноклазовые кристаллосланцы; 3 — силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы (метасоматически преобразованные blastsмилоныты); 4 — границы петрографических разностей пород.

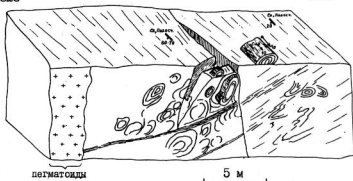


Рис. 9.10. Центрально-Кольский надвиговой пояс. Строение подошвы надвинутой пластины. Схематическая зарисовка обнажения, междуречье Колы и Туломы (зарисовка В. Я. Гольцвегера и М. В. Минца).

Пластические деформации в подошве надвинутой пластины сопровождались «закатыванием» фрагментов пород надвигавшейся и подстилавшей пластин (соответственно эндербитов и силлиманит-гранат-биотитовых гнейсов), перекристаллизацией и переориентировкой породообразующих минералов, формированием линейности, поперечной относительно направления тектонического транспорта (наблюдается по расположению «иглолечек» силлиманита). Ориентировка линейности показана штрихами на субгоризонтальной поверхности рельефа и на цилиндрических поверхностях «закаванных» фрагментов пород.

морфические преобразования утоненной коры (условия растяжения) и относительно высокий тепловой поток, т. е. на условия, подобные континентальному рифтогенезу.

Согласно К. Х. Авакяну [1992], геохимические особенности основных разновидностей пород позволяют предполагать, что протолиты метаморфитов включали ряд широко варьирующих по составу изверженных пород и парапороды типа глинистых осадков.

Для геодинамической интерпретации структуры Центрально-Кольского микроконтинента существенны следующие ее особенности: признаки обстановки растяжения и умеренного теплового потока в период метаморфических преобразований (см. выше); признаки общего сжатия в период тектонического размещения метаморфических пород и формирования чешуйчато-надвигового ансамбля [Добержинецкая, 1989]; региональная ориентировка надвиговых пластин в преобладающей части области, характеризующаяся падением к северо-востоку под структуры Титовско-Кейвской шовной зоны и Мурманской микроплиты. Искажения этой региональной структуры связаны с более поздними складчатыми деформациями тектонических пластин.

Позднеархейские (около 2,8 млрд лет) кислые известково-щелочные и щелочные породы Кейвского микроконтинента подробно охарактеризованы в главе 8. Там же приведены результаты геодинамического анализа обширной структурно-геологической и особенно геохимической информации.

Геохимические особенности метавулканической ассоциации Кейв свидетельствуют о ее формировании в условиях рифтогенной обстановки. Относительно слабо повышенный уровень содержания индикаторных редких элементов, прежде всего Nb и Zr, указывает на приуроченность процессов рифтогенеза к тыловой области активных континентальных окраин. Преобладающая часть кислых вулканитов (как известково-щелочной, так и щелочной серии), по-видимому, была сформирована в результате извержений пирокластических потоков, отложения которых образовали протяженное вулканическое плато, подобно вулканическим накоплениям тыловых районов Американских Кордильер или области оз. Таупо в Новой Зеландии.

Породы были деформированы и метаморфизованы в процессе позднеархейской коллизии. Позднее они были вовлечены в повторные преобразования в ходе раннепротерозойской коллизии (1,8—1,7 млрд лет), что проявилось, в частности, в реоморфизме и куполообразовании наиболее легкоплавких пород — кислых щелочных гнейсов. Часть из них, очевидно, подверглась плавлению в более значительной степени, в результате чего щелочно-гранитные расплавы образовали ряд интрузивных внедрений в перекрывающие породы (в том числе, в тектонически надвинутые толщи).

Структуры Кейвского микроконтинента круто погружаются под

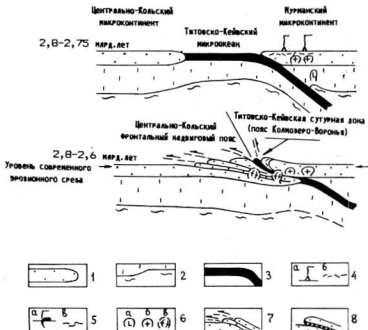
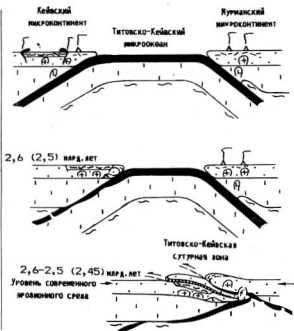


Рис. 9.11. Реконструкция последовательности геодинамических обстановок формирования коллизионных структур позднего архея северо-востока Кольского полуострова.

Обстановка сжатия: субдукция океанической литосферы Титовско-Кейвского микроокеана, развитие активных континентальных окраин, коллизия Центрально-Кольского, Кейвского и Мурманского микроконтинентов.

чешуйчато-надвиговой ансамбль Центрально-Кольского микроконтинента и относительно полого в направлении шовной зоны и Мурманской микроплиты. Фрагменты тектонических покровов, надвинутых на Кейвский микроконтинент со стороны Мурманской микроплиты, сохранились на современном эрозионном срезе (см. рис. 8.2). Последовательность этапов замыкания Титовско-Кейвского микроокеана и континентальной коллизии, отвечающих приращению Центрально-Кольского и Кейвского микроконтинентов к Мурманской микроплите, подчеркивается и особенностями размещения пластинообразных тел позднеархейских габбро-анортозитов (см. гл. 2—2.5.3). Они повсеместно располагаются в основании тектонических покровов, перекрывающих Кейвский



тинентов, формирование систем фронтальных тектонических покровов.

1 — континентальная кора; 2 — океаническая кора; 3 — фрагменты тектонических покровов океанической коры; 4 — структурно-вещественные комплексы активных континентальных окраин; 5 — субдукция океанической литосферы; 6 — мигматитовые и гранитоидные купола; 7 — надвиги и трансформные сдвиги.

микроконтинент, но отсутствуют в «разрезах» системы тектонических чешуй Центрально-Кольского надвигового пояса.

В целом структурная картина свидетельствует об относительно более позднем приращении Кеевского микроконтинента к ранее сформированной коллизиионной системе. С этим же, по-видимому, связаны и более молодые датировки гранитоидов и амфиболитов в юго-восточной части Мурманской микроплиты, отмеченные выше.

Суммируя характеристики главных структурных элементов позднеархейской области в северной части Кольского полуострова, можно отметить наличие признаков тектонического развития, которое в рамках теории тектоники плит отвечает второй половине цикла Уилсона: 1) закрытие в результате субдукции Титов-

ско-Поросозерского океанического бассейна; 2) последовательное приращение к Мурманской микроплите Центрально-Кольского и Кейвского микроконтинентов. Предшествующая часть цикла не зафиксирована в известных к настоящему времени данных: формирование океанического бассейна в равной степени возможно в результате раскола раннеархейского кратона или в результате сближения совершенно самостоятельных континентальных фрагментов (рис. 9.11, 9.12).

Датирование отдельных стадий эволюции опирается на результаты геохронологических исследований с применением изотопных U-Pb, Pb-Pb, Rb-Sr методов и метода модельного Pb и их обобщение в рамках коллизионной модели. Последовательность событий включает:

метаморфизм гранулитовой фации (датированный в пределах Центрально-Кольской области) в обстановке растяжения (рифтогенеза) 2,93—2,76 млрд лет назад [Авакян и др., 1991; Avakyan et al., 1990; Пушкарев и др., 1978, 1979];

континентальную коллизию (обстановка сжатия); ее начало (приращение Центрально-Кольского микроконтинента) может быть обозначено возрастом амфиболитового метаморфизма пород зоны Колмозеро-Воронья — 2,78—2,73 млрд лет [Лобач-Жученко и др., 1986; Минц и др., 1982] и возрастом плагиомигматизации и гранитообразования — 2,78—2,68 млрд лет [Пушкарев и др., 1978];

позднюю стадию коллизии (приращение Кейвского микроконтинента), по возрасту плагиомикроклиновых мигматизации и гранитообразования — 2,63—2,56 млрд лет [Пушкарев и др., 1978; Пушкарев, 1990; Цюнь, 1989].

Дата 2,79 млрд лет (Pb-модельный возраст железистых кварцитов Оленегорского месторождения) [Пушкарев, 1990], возможно, соответствует времени осадконакопления во внутриконтинентальной (рифтогенной) области или на пассивной окраине.

Геодинамический механизм раздавливания фронтальных частей погружающихся в процессе коллизии континентальных плит и выдавливания чешуй и пластин, образованных породами нижней и средней коры, навстречу погружающейся плите, вероятно, был близок механизму формирования мощных надвиговых ансамблей Альпийско-Гималайского пояса.

9.3. КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

Опыт реконструкций геодинамических обстановок в раннедокембрийской геологической эволюции Кольского полуострова свидетельствует о возможности достаточно непротиворечивого сопоставления структурно-вещественных ассоциаций и структурных ансамблей раннего протерозоя с ассоциациями и ансамблями фанерозоя и современных геодинамических обстановок в соответ-

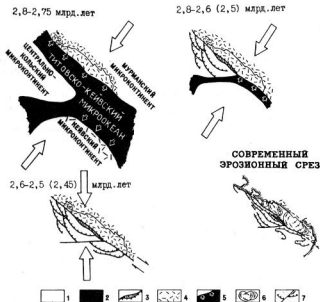


Рис. 9.12. Реконструкция последовательности геодинамических обстановок формирования коллизионных структур позднего архея северо-востока Кольского полуострова.

Обстановка сжатия: субдукция океанической литосферы Титовско-Кейвского микроокеана, развитие активных континентальных окраин, коллизия Центрально-Кольского, Кейвского и Мурманского микроконтинентов, формирование систем фронтальных тектонических покровов.

1 — континентальная кора; 2 — океаническая кора; 3 — фрагменты тектонических покровов океанической коры; 4 — структурно-вещественные комплексы активных континентальных окраин; 5 — субдукция океанической литосферы; 6 — мигматитовые и гранитоидные купола; 7 — надвиги и трансформные сдвиги.

ствии с теорией тектоники литосферных плит. По особенностям строения и размерам раннепротерозойский коллизионный пояс Кольского полуострова (учитывая его продолжение в фундаменте Русской плиты) в целом вполне сопоставим с аналогичными структурами фанерозоя. Нетрудно, например, заметить значительное сходство латеральных рядов раннепротерозойских структур Кольского полуострова (с северо-востока на юго-запад) и палеозойских структур Урала (с запада на восток): метаморфический пояс Урал-Тау — зеленокаменные породы погружающегося к вос-

току Тагильского синклиория — гранитно-купольные структуры Урало-Тобольского антиклинория.

Более сложно оценить специфику раннедокембрийской геодинамики. Несколько неожиданной является относительно большая продолжительность и замедленность раскрытия океанических бассейнов, реконструируемых в раннем протерозое Кольского полуострова. Возможно, эта особенность каким-то образом связана с окраинным (задуговым?) характером этих бассейнов. Наконец, как неоднократно отмечалось ранее, в качестве специфической черты раннедокембрийских зеленокаменных поясов весьма ограничено участие андезитов в вулканогенных разрезах окраинно-континентального и/или островодужного типа, что, по-видимому, связано с особенностями раннепротерозойской субдукции (имея в виду режим РТ-условий, размеры и скорость движения плит и др.). Для более детальной разработки этой проблемы необходимы дополнительные исследования.

Главная методическая особенность разработки модели раннедокембрийской геодинамической эволюции Кольского полуострова и Северо-Востока Балтийского щита в целом состоит в последовательном применении приемов, ставших в определенной степени стандартными [Гусев и др., 1991 и др.]:

- исследование формационных и геохимических особенностей относительно слабо метаморфизованных структурно-вещественных комплексов зеленокаменных поясов с целью выявления геодинамических комплексов индикаторов;

- оценка характера структурно-метаморфических преобразований и их сопоставление с эталонными объектами;

- рассмотрение пространственных и временных взаимоотношений структурно-вещественных комплексов, зональности и структурной приуроченности метаморфических преобразований с целью сопоставления с эталонными объектами;

- исследование особенностей строения и метаморфической эволюции гранулитогнейсовых комплексов для реконструкции их дометаморфической истории и выявления геодинамических обстановок метаморфизма и тектонического размещения;

- исследование структурных и геохимических особенностей гранит-мigmatитовых комплексов с целью реконструкции геодинамических обстановок их формирования;

- анализ изотопно-геохронологической информации для датирования ключевых структурно-вещественных ассоциаций, метаморфических и деформационных событий и обоснования последовательности и продолжительности основных этапов геодинамической эволюции;

- качественные палинспастические реконструкции;

- обобщение, позволяющее получить интегральную геодинамическую модель формирования геологических структур региона, отражающую эволюцию геодинамических режимов.

**НЕКОТОРЫЕ ПРАКТИЧЕСКИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ
РЕЗУЛЬТАТОВ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ
РЕКОНСТРУКЦИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА
БАЛТИЙСКОГО ЩИТА**

**Глава 10. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ
ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ
ПРИ ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЯХ (НА ПРИМЕРЕ
СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД
КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА)**

В соответствии со сложившимися в СССР в 60—80-е годы теоретическим и практическим подходами главным инструментом металлогенического анализа является структурно-формационный метод. Его фундаментальные основы были заложены В. А. Обручевым, С. С. Смирновым и Ю. А. Билибиным. Дальнейшее развитие этого метода обязано работам В. И. Смирнова, А. Д. Щеглова, Л. Н. Овчинникова, Г. А. Твалчрелидзе, В. А. Кузнецова, Д. В. Рундквиста, Е. А. Радкевич, Е. Т. Шаталова и др. исследователей. В рамках метода принято, что основу прогнозно-металлогенических построений составляют «формационные карты, нагрузка которых должна обеспечивать отражение соответствующих элементов надрудного, рудовмещающего и пострудного пространства. Специфика формационных карт определяется типом металлогенических формаций и моделями объектов прогноза и поисков» [Бородаевская и др., 1987]. В целом металлогенические исследования традиционно ориентируются прежде всего на поиск эмпирических связей между процессами рудообразования и особенностями геологического строения и эволюции рудоносных регионов. Последующее прогнозирование опирается на широкое использование аналогий. Применение в практическом прогнозировании собственно теоретических разработок в области рудообразования в настоящее время ограничено.

Значительная часть современных металлогенических разрабо-

ток в России продолжает базироваться на геосинклинальной геотектонической концепции, практически полностью утратившей признание в зарубежной геологической науке. В результате смены парадигмы и с появлением теории тектоники литосферных плит появилось и развивается геодинамическое (плито-тектоническое) направление металлогенических исследований [Силлитое, 1974а, 1974б; Соукинс, 1974; Митчел, Гарсон, 1984; Ковалев, 1978; 1985]. На нынешнем этапе металлогенические исследования на базе тектоники плит сосредоточены, прежде всего, на рассмотрении эмпирических региональных закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых в связи с геодинамическими обстановками различных типов. Чрезвычайно интересные собственно теоретические исследования основ металлогении с плито-тектонических позиций проводятся И. И. Абрамовичем с коллегами [Абрамович, Клушин, 1987], однако результаты этих исследований пока не получили широкого практического применения. Опирающийся на исследование оруденения и процессов рудообразования в современных и молодых геодинамических обстановках актуалистический подход к моделированию (реконструкции) геодинамических обстановок рудообразования позволяет существенно повысить достоверность реконструкций. Дальнейшее развитие геодинамического направления металлогенических исследований связано с переходом к средним и крупномасштабным прогнозно-металлогеническим разработкам, вплоть до локального прогнозирования.

Палеогеодинамические реконструкции выдвигаются в качестве фундаментальной основы и при разработке моделей формирования и локализации месторождений полезных ископаемых. Согласно Л. Н. Овчинникову [1988], «геодинамика — основа всякого рудообразования», генетическая модель месторождения «должна отражать тип геодинамического процесса, в ходе или вследствие которого возникают различные рудные формации».

Главные задачи металлогенических исследований включают: 1) определение условий локализации оруденения и 2) оценку масштаба оруденения [Абрамович, Клушин, 1987]. Соответственно, главные задачи прогнозирования сводятся: а) к предсказанию места локализации и б) к определению масштаба оруденения.

До настоящего времени основным направлением решения названных задач остается путь эмпирических обобщений. «Задачи металлогенического анализа решаются путем установления постоянно наблюдаемых ассоциаций продуктов рудообразования с определенными геологическими формациями... Для полной характеристики любого процесса рудонакопления необходимо учитывать источники вещества, энергии, транспортирующие агенты и среду рудоотложения. Существенное значение имеет установление не только природы источника рудного вещества (первоисточника), но и определение промежуточных источников, так

или иначе сопоставляемых с соответствующими формациями» [Принципы и методы. . ., 1987].

Внедрение результатов геодинамического (плито-тектонического) анализа в прогнозно-металлогенические исследования, в первую очередь, должно осуществляться в рамках совершенствования формационного метода. Согласно И. И. Абрамовичу и И. Г. Клушину (1987) это предполагает следующие методические особенности.

1. Выделение и типизация структурно-формационных и соответствующих им металлогенических зон и объектов более высоких рангов должно сочетаться с реконструкцией геодинамических обстановок геологического прошлого. Этим будут существенно повышены качество и достоверность выделения конкретных формаций и, что особенно важно, — их естественных ассоциаций и, соответственно, самих структурно-формационных зон.

2. Необходимо учитывать, что связи рудных и геологических формаций являются далеко не однозначными (перспективные рудные формации не всегда сопровождаются связываемыми с ними рудными формациями, напротив, нередко устанавливается наложение рудных формаций на «чуждые» им геологические формации). Все более уверенным становится представление о том, что на распределение рудного вещества в земной коре важное (если не определяющее) влияние оказывает распределение температур, напряжений и вещественных неоднородностей в мантии. Методом изучения и реконструкции этих мантийных состояний является своего рода «внутриформационный анализ», т. е. изучение латеральной изменчивости составов магматических формаций, позволяющее судить о градиентах температур и давлений и других особенностях глубинных процессов, связанных с такими параметрами, как угол наклона палеозон субдукции, скорости палеоспрединга и субдукции и т. п.

Тектоника плит в принципе позволяет разрабатывать теоретически обоснованные, не опирающиеся априорно на эмпирические закономерности направления металлогенических исследований и прогнозирования. Однако подобные разработки пока еще не нашли широкого практического применения.

Таким образом, на сегодняшнем уровне в качестве ключевой проблемы выступает разработка геолого-генетических моделей месторождений конкретных рудно-формационных типов в конкретной геодинамической обстановке, что должно обеспечить переход от регионального к крупномасштабному и локальному уровням металлогенических исследований и прогнозирования.

10.1. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Промышленное медно-никелевое оруденение Балтийского щита сосредоточено преимущественно в его северо-восточной части, в пределах Кольского полуострова. Менее значительное по масштабам, но также подвергающееся промышленной эксплуатации оруденение располагается в пределах Центральной и Южной Финляндии. Рудопоявления медно-никелевых руд известны в Юго-Восточной и Северной Карелии. Новейшие представления о закономерностях формирования и размещения оруденения суммированы в международной монографии «Медно-никелевые месторождения Балтийского щита» (1985). Согласно традиционным представлениям российских авторов монографии, «этот тип оруденения всегда тесно связан с материнскими массивами, а размещение контролируется складчатыми и разрывными структурами карелид... наиболее вероятным представляется, что в докембрии восточной части Балтийского щита медно-никелевое рудообразование приурочено к единому свекокарельскому периоду... В свекокарельское время на Балтийском щите существовали и эволюционировали разнообразные эндогенные режимы и условия, в том числе характерные для никеленосных провинций мира. Это, в первую очередь, режимы, обеспечивающие формирование мощных внутрикратонных эпиплатформенных вулканоплутонических систем», которые «определены как рифтогенные. Тектоническая зональность, сформированная при их развитии, контролировала, по всей видимости, интенсивность и состав вулканизма, размещение формаций базит-гипербазитов, их металлогеническую специализацию. Все проявления медно-никелевого оруденения сконцентрированы, главным образом, в пределах нескольких структурно-формационных зон или поясов, которые традиционно называются никеленосными или потенциально никеленосными районами» [Медно-никелевые..., 1985, с. 26—27]. Наши представления первоначально развивались в том же русле [Минц и др., 1987].

Иных взглядов придерживаются финские коллеги: «Предполагается, что никелевые пояса являются результатом нескольких субдукций океанической коры под архейский континент. Вероятно, они представляют собой глубоко эродированные части древних толентовых островных дуг. Между никелевыми поясами и архейским кратоном отлагались породы краевых бассейнов. За толентовыми островными дугами формировались андезитовые островные дуги над субпараллельной зоной главной субдукции, которая, возможно, возникла далеко на западе...» [Там же, с уточнением перевода по Nickel-copper..., 1985, p. 155].

Для конкретизации этих общих оценок применительно к медно-никелевому оруденению Кольского полуострова последовательно рассмотрим геодинамические модели и модели рудообразования различных уровней.

Реконструкция геодинамической эволюции восточной части Балтийского щита в раннем протерозое. Выше была охарактеризована коллизионная модель геологической эволюции и формирования структуры Кольского полуострова в раннем протерозое (см. гл. 9—9.1). Привлечение дополнительной информации [Геология Карелии, 1987; Медно-никелевые..., 1985; Marker, 1985, 1990; Gaal *et al.*, 1989; Berthelsen, Marker, 1986; Kontinen, 1987; Park, 1984; Пушкарев и др., 1978, 1984; Новые данные..., 1990 др.] позволили дополнить эту модель, распространив ее на всю территорию восточной части Балтийского щита.

Восточная часть Балтийского щита (ВЧБЩ) включает его древнее ядро, основные составные элементы которого сформировались в течение архея. Раннепротерозойский этап эволюции завершился формированием центральной части Балтийского щита и кардинальным преобразованием архейских структур и породных ассоциаций ВЧБЩ. Раннепротерозойская эволюция началась с раскола позднеархейского континента. В результате оказались обособленными микроконтиненты, образованные исходно архейскими структурно-вещественными комплексами: Кольский, Беломорский и Карельский; юго-западнее (в современных координатах) в результате последующих процессов сформировался Центрально-Финляндский микроконтинент собственно раннепротерозойского возраста. Микроконтиненты разделены сложными коллизионными поясами, включающими сутурные зоны (пояса) и краевые области микроконтинентов (рис. 10.1, см. рис. 9.6 и 9.7).

Региональные закономерности размещения и геодинамические обстановки формирования раннепротерозойских сульфидных медно-никелевых руд. Раннепротерозойские месторождения сульфидных медно-никелевых руд ВЧБЩ сосредоточены в пределах коллизионных поясов, будучи связанными с телами мафит-ультрамафитов варьирующего состава различного происхождения, которые размещены в геологических структурах в результате интрузивных и тектонических процессов (табл. 10.1). К этим породам, как правило, приурочены сингенетические относительно бедные, по преимуществу вкрапленные руды. Формирование богатого эпигенетического оруденения, как это неоднократно было показано исследователями медно-никелевых месторождений Кольского полуострова, связано с последующими процессами мобилизации и концентрации рудного вещества.

Промышленное медно-никелевое оруденение на северо-востоке Балтийского щита сосредоточено в пределах трех рудных райо-

**ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ
СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА**

Возраст, мрд лет	Геодинамическая обстановка	Геологические процессы	Сингенетиче- ские руды	Эпигенетические руды	Месторождения
1,85 (1,80)	Континентальная коллизия	<p>Гидротермально-метасома- тические преобразования ма- фит-ультрамафитов и син- генетических вкрапленных сульфидных руд (структурный контроль кольцевыми и ду- говыми разрывами, формирую- щимися в связи со сводо- и куполообразованием)</p> <p>Тектоническое размещение мафит-ультрамафитов с син- генетической рудной вкрап- ленностью: а) фрагментирование и подъем мафит-ультрамафитов океани- ческой плиты в результате «всплывания» гранит-мigmatи- товых куполов б) выдвигание к поверхности тыловодужными надвигами Лапландского пояса тел ма- фит-ультрамафитов на осно- вании активной континенталь- ной окраины</p>		Густовкрапленные, брекчиевые и сплошные руды: залежи и жилы в телах мафит-ультра- мафитов и во вмещаю- щих породах в связи с субсогласными текто- ническими зонами	<p>Печенгское и Алларечен- ское рудные поля, Мон- чегорское (?)</p> <p>Аллареченское рудное поле, месторождения ти- па Коталахти</p> <p>Ловноозерское</p>
1,95—2,0	Субдукция	а) тектоническое размещение			

керы задуговых бассейнов	фрагментов построек океанических островов в чешуйчатонадвинутых структурах аккреционных призм	б) формирование океанической коры задуговых бассейнов в рециклинговых гидротермально-метасоматические процессы преобразования океанической коры	?	Гидротермально-метасоматические залежи в породах, вмещающих мафит-ультрамафиты	Оутокумпу
2.15—2.2	Океанический срединг	а) формирование океанической коры задуговых бассейнов; магматизм океанических островов в связи с зонами трансформных разломов (пикритовые лавы, габбро-верланты очаговых зон) б) размещение мафит-ультрамафитов в связи с континентальными продолжениями трансформных разломов	Вкрапленные руды и придонные залежи То же	Печенгское рудное поле, рудопроявления Солонозерского участка	Карикъяар
2.45	Континентальный рифтогенез	Внедрение расслоенных тел мафит-ультрамафитов: а) в пределах континентального рифтогенеза б) в межрифтовых зонах	То же	Мончегорское, пояс Кемь-Суханко-Койлис-маа-Оланга Бураковский массив	

нов: Печенгского, Аллареченского и Мончегорского. По запасам руд, особенно богатых, эти районы играют ведущую роль и в пределах щита в целом. Вплоть до настоящего времени при характеристике генетических и структурных взаимосвязей между ними обычно ограничиваются констатацией их общей приуроченности к региональной металлогенической зоне Печенга—Имандра—Варзуга [Горбунов и др., 1978; Медно-никелевые..., 1985]. Вместе с тем, для каждого из названных рудных районов и соответствующих рудных полей устанавливается свой петрографический и петрохимический тип потенциально рудоносных интрузивов, а закономерности структурной приуроченности конкретных рудных тел всякий раз оказываются уникальными, характерными для каждого данного рудного поля в отдельности [Горбунов и др., 1978; Зак и др., 1972, 1982; Зак, 1980]. При современном уровне изученности установленные закономерности удается использовать лишь для принятия решений о полноте описывания участков, выявленных в результате площадных поисковых работ с применением геохимических и геофизических методов. Эффективность использования этих закономерностей в практическом прогнозировании является весьма невысокой. Многие генетические аспекты названной проблемы, в частности, взаимосвязь оруденения с особенностями геологического строения и место оруденения в истории формирования региона до настоящего времени остаются недостаточно изученными, а предлагаемые решения — дискуссионными.

Не нашло решения в рамках традиционной модели и сосредоточение наиболее значительных промышленных концентраций в пределах Печенгско-Аллареченского участка, занимающего поперечное положение относительно региональных поясов северо-западного простираения. Роль факторов, определяющих «поперечное» размещение рудных полей, подчеркивается локализацией в пределах той же «поперечной» структуры и более мелкого Ловноозерского месторождения и сопровождающих его рудопроявлений, приуроченных к тектоническим покровам Лапландско-Колвицкого гранулитового пояса.

Между тем, в связи с активной горнопромышленной деятельностью проблема обнаружения промышленных сульфидных медно-никелевых руд в северо-западной части Кольского полуострова стала в последние годы исключительно злободневной.

Сопоставление модели раннепротерозойской плитно-тектонической эволюции востока Балтийского щита и данных о размещении рудных объектов позволяет дополнить эту модель обстановками формирования и размещения потенциально рудоносных мафит-ультрамафитовых тел и соответствующим образом классифицировать проявления медно-никелевого оруденения ВЧБЩ (см. табл. 10.1, см. рис. 10.1). По месту, занимаемому в геологической структуре, характер которой определен реконструкциями в рамках раннепротерозойской плитно-тектонической эволюцион-

ной модели (см. гл. 9—9.1), особенностям состава и строения оруденелые и потенциально рудоносные мафит-ультрамафиты ВЧБЩ образуют группы:

интрузивные расслоенные тела перидотит-пироксенит-габброноритов, прорывающие породы пододвигавшихся континентальных плит, как правило, непосредственно приуроченные к краям сутурных зон и представляющие собой реликты континентальнорифтовых образований (номера массивов согласно рис. 2.17, — массив г. Генеральской (1) в северо-восточном обрамлении Печенгской структуры, Монча-плутон (2) и массивы Федорово-Панских тундр (3) в пределах Кольской плиты; пояса Кеми-Суханко (4), Койлисмаа (5), Оланга (6) в северной части Карельского микроконтинента);

тела габбро-верлитов среди осадочно-вулканогенных толщ океанического типа (типа коры задуговых бассейнов) — предположительно, фрагменты океанических островов, размещенные непосредственно в пределах сутурных зон (Печенгское рудное поле, мафит-ультрамафиты Соленоозерского участка Имандра-Варзугской зоны);

мелкие интрузивные тела и дайки габбро-плагиолерцолитов, формировавшихся в связи с продолжениями трансформных разломов на территории микроконтинентов (Нясюкские дайки, массивы Карикъяврской группы);

бескорневые будинированные тела варьирующих по составу мафит-ультрамафитов, по крайней мере, частично представляющих собой захваченные при куполообразовании фрагменты пород сутурных зон (см. гл. 9—9.1 и гл. 11), приуроченные к зонам гранитоидных и мигматит-гранитных и гнейсовых куполов в пределах активных окраин и коллизионных поясов надвигавшихся континентальных плит; тела мафит-ультрамафитов этого типа размещены преимущественно в межкупольных синклиналях и краевых частях куполов, подвергаясь воздействию гранитондов (Аллареченское рудное поле в северной части Беломорской микроплиты, пояса Коталахти и Кульмякоски по периферии Центрально-Финляндского микроконтинента);

метаморфизованные в гранулитовой фации тела мафит-ультрамафитов, включенные в тыловодужные тектонические покровы (вебстерит-габбро-нориты Ловноозерского типа и габбро-лерцолит-пироксениты Лапландского пояса). Мафит-ультрамафиты рудного района Оутокумпу и связанные с ними месторождения, по-видимому, занимают промежуточное положение относительно образований 2-й и 3-й групп.

Модель раннепротерозойской геодинамической эволюции, включающая тектонические перемещения (в том числе, субдукцию и надвигание крупных тектонических пластин) в юго-западном (в современных координатах) направлении, поперечном относительно регионального простирания сутурной зоны, как нам представляется, позволяет найти логичное объяснение отмечен-

ному выше «поперечному» размещению главных рудных объектов Кольского полуострова. Ниже мы рассмотрим эту часть модели более подробно.

Большинство исследователей, занимавшихся и занимающихся проблемами формирования сульфидных медно-никелевых руд, единодушны в оценке ведущей роли мафит-ультрамафитовых расплавов в переносе рудных компонентов из мантии к верхним уровням земной коры и в формировании первичных (сингенетических) руд (в условиях месторождений Кольского полуострова — преимущественно вкрапленного типа).

Вместе с тем, по проблеме генезиса богатых (сплошных и брекчиевидных) эпигенетических руд существуют значительные разногласия. Традиционным является представление о первично-магматическом происхождении эпигенетических руд [Смирнов и др., 1968], сочетающееся обычно с теми или иными оценками возможности дополнительного обогащения расплавов серой. С другой стороны, геологические особенности большинства месторождений медно-никелевых руд Кольского полуострова свидетельствуют о значительном временном разрыве между формированием син- и эпигенетических руд, зафиксированном деформациями (будинажем) и метасоматическими преобразованиями ультрамафитов, несущих первичную сульфидную вкрапленность, в связи с размещением гранито-гнейсовых и гранит-мigmatитовых куполов. В пределах Аллареченского района установлены пересечения ультрамафитов жилами пегматоидных гранитов, брекчиевидные руды Печенги включают обломки метаморфизованных ультрамафитов и метаморфогенных силикатных жил [Горбунов и др., 1978; Зак и др., 1972, 1982; Проскуряков и др., 1981].

Данные подобного рода привели к появлению представлений о гидротермальном или метаморфо-метасоматическом способе формирования эпигенетических руд Кольского полуострова за счет переотложения первично-вкрапленных сульфидных руд и извлечения в сульфидную фазу силикатного никеля [Проскуряков и др., 1981]. Аналогичные представления о генезисе сульфидных медно-никелевых руд были выдвинуты и при исследованиях месторождений некоторых других рудных районов [Медно-никелевые. . . , 1985; Mehnert, 1975; Park, 1984; Garuti e. a., 1986].

Итак, подчеркнем, формирование и размещение богатых эпигенетических руд в месторождениях Кольского полуострова, очевидно, определяется сочетанием двух групп факторов: 1) особенностями размещения никеленосных мафит-ультрамафитовых интрузивов варьирующего состава и возраста, вмещающих первичную рудную вкрапленность; 2) закономерностями проявления рудоконцентрирующих гидротермально-метасоматических процессов, по-видимому, связанных тем или иным способом с деятельностью флюидных систем мантийного и (или) корового уровня.

Рациональное прогнозирование новых месторождений суль-

фидных медно-никелевых руд в пределах Кольской металлогенической провинции и новых рудных тел в пределах известных рудных полей должно быть нацелено на прогнозирование мест сочетания благоприятных факторов обеих групп [Минц, 1990].

10.2. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД ПЕЧЕНГСКО-АЛЛАРЕЧЕНСКОГО УЧАСТКА

Палеогеодинамические реконструкции Печенгско-Аллареченского участка. В пределах Печенгско-Аллареченского участка Кольской металлогенической провинции сосредоточены основные месторождения сульфидных медно-никелевых руд, определяющие одно из главных направлений деятельности горнодобывающей промышленности региона. Месторождения сгруппированы в пределах Печенгского и Аллареченского рудных полей; рудопоявления распространены в пределах несколько более обширных площадей, структурно и генетически однородных с территориями рудных полей (см. рис. 10.1).

Печенгское рудное поле. В рамках развиваемой геодинамической модели (см. гл. 9—9.1) пояс Печенга—Имандра—Варзуга интерпретируется в качестве сутурной зоны. Эта модель позволяет рассматривать верхнюю часть вулканогенно-осадочного «разреза» Печенгской структуры (т. е. породы так называемой никельской серии) в качестве аккреционной призмы. Последняя включает: 1) тектонические клинья офиолитов (толентовых пиллоу-лав 3-го и 4-го вулканических покровов) — отторженцев океанической коры; 2) чешуйчато-надвиговый комплекс «продуктивной толщи», образованный туфогенно-осадочными породами, накапливавшимися, как предполагается, на склонах океанических островов и в пределах преддугового желоба или прогиба; линзовидными телами, представляющими собой разорванные и будинированные фрагменты вулканических построек океанических островов (вулканические потоки и туфы пикритов и породы корневой зоны островов — расслоенные габбро-верлиты с геохимическими характеристиками внутриплитных образований (см. рис. 9.3).

В настоящее время в пределах Печенгского рудного поля зафиксировано более 220 тел, относимых к габбро-верлитовой формации (рис. 10.2). Преобладающая часть их сосредоточена в отложениях так называемой ждановской свиты или «продуктивной толщи», образуя до 25 % этого сложного комплекса. Почти все тела, сопровождающиеся промышленным оруденением, сосредоточены в пределах Западного и Восточного рудных узлов. В пер-

вом они приурочены к верхам «продуктивной толщи», во втором, напротив, располагаются в ее низах. Тела габбро-верлитов образуют четыре так называемых «пучка», т. е. структурно-связанных групп [Горбунов и др., 1978]. Наиболее отчетливо выделяются пучки, соответствующие Западному и Восточному рудным узлам. В пределах каждого из пучков тела, располагающиеся западнее, занимают несколько более высокое положение в «разрезе продуктивной толщи». Тела габбро-верлитов имеют, как правило, пластообразную форму, повторяющую складчатую структуру вмещающих пород. Размеры тел по простиранию варьируют от 100 до 6000 м, редко более, по падению они прослежены до 300—2000 м, в большинстве случаев без признаков выклинивания. Для всех массивов характерно падение под углами 30—60°, направленное к центру Печенгской структуры, что соответствует в целом характеру залегания вмещающих их мощных «межпластовых» пологопадающих нарушений, представляющих собой тектонические поверхности, сопровождаемые явлениями смятия, дробления и брекчирования пород. В ряде мест эти нарушения занимают секущее положение относительно структуры вмещающих пород.

В целом «продуктивная толща» представляет собой своего рода слоеный пирог, сложенный метаморфизованными в пренит-пумпеллиитовой фации сульфидизированными вулканогенно-осадочными образованиями турбидитного типа, разделенными субсогласными тектоническими поверхностями, «нашпигованный» в пределах нескольких уровней субсогласными телами безрудных габбро-диабазов и никеленосных габбро-верлитов. Контакты тел обоих типов в большинстве случаев тектонические или «тектонизированные»; в некоторых случаях установлены интрузивные взаимоотношения.

Внутреннее строение никеленосных массивов определяется степенью дифференцированности. Недифференцированные тела, как правило, сложены либо измененными перидотитами (верлитами), либо габбро. Дифференцированные массивы образованы чередованием (снизу вверх) амфибол-хлоритовых пород, серпентинитов, серпентинизированных перидотитов (верлитов), пироксенитов и габбро, причем большая часть перечисленных разностей присутствует далеко не во всех массивах. Основной объем массивов (до 70 %) составляют серпентиниты и серпентинизированные перидотиты. Мафитовые дифференциаты характеризуются практически полным отсутствием рудной вкрапленности, которая сосредоточена исключительно в перидотитах.

Петро- и геохимические особенности габбро и верлитов, образующих никеленосные тела, практически идентичны коррелирующим особенностям пикритовых лав, включенных в разрезы толентовых пиллоу-лав, подстилающих и перекрывающих «продуктивную толщу» (см. гл. 9—9.1, см. рис. 9.3).

Размещение тел габбро-верлитов, образующих своеобразные

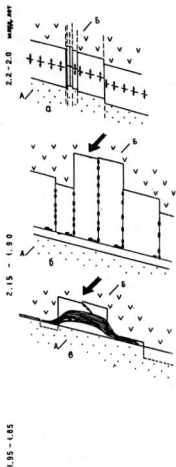
«пучки» в пределах аккреционной призмы, позволяет высказать предположение об исходном размещении океанических островов в виде цепочек или небольших надводных или подводных «хребтов», в связи с зонами трансформных разломов, подобно аналогичным структурам Атлантического океана. Возможная последовательность приращения «цепочек» палеоостровов к надвигающейся с юга (в современных координатах) Беломорской континентальной микроплите, с учетом смены направлений относительных перемещений микроплит при растяжении и последующем сжатии, проиллюстрирована на рис. 10.3. Предложенный вариант реконструкции позволяет объяснить реальные закономерности пространственного распределения габбро-верлитовых тел Печенгского рудного поля, образующих упомянутые пучки (см. рис. 10.2). В пределах каждого из пучков тела, располагающиеся западнее, занимают несколько более высокое положение в «разрезах продуктивной толщи». Кроме того, находит логичное объяснение более чем 90%-ная приуроченность габбро-верлитов к вулканогенно-осадочным породам «продуктивной толщи». Получают согласованное объяснение также и структурные особенности размещения габбро-верлитов, образующих крутопадающие секущие тела в связи с дугообразно-изогнутой зоной Пахта-Коласйокского разлома в пиллоу-лавах третьей вулканогенной толщи, образованной толентами океанического типа. В этом плане существенно также то, что тела габбро-верлитов Соленоозерского участка (см. рис. 10.1) в западной части зоны Имандра—Варзуга, представляющие собой единственный достаточно полный аналог пород Печенгского рудного поля, также тесно сконцентрированы в пределах туфогенно-осадочной толщи, аналогичной «продуктивной толще» Печенги, и не выходят за ее пределы.

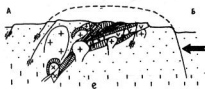
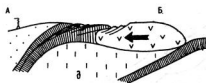
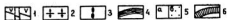
Аллареченское рудное поле. Массивы мафит-ультрамафитов, включаемые в Аллареченское рудное поле или расположенные за его пределами, структурно приурочены к южному обрамлению Печенгской структуры, а за пределами рассматриваемого здесь района — к южному обрамлению пояса Печенга—Имандра—Варзуга в целом (см. рис. 10.1). Эта область частично отвечает эродированному основанию активной окраины Беломорской микроплиты, преимущественно же может быть отнесена к зоне плутонической дуги и к тыловодужному купольному поясу раннепротерозойской коллизионной зоны (см. рис. 9.1, 9.2). Закономерности пространственного распределения мафит-ультрамафитов не вполне определены. Тем не менее, общая тенденция достаточно отчетлива: большинство из них сконцентрировано в краевых частях (в том числе в верхней, сводовой части) гранит-мigmatитовых куполов. В пределах рудного поля расположены месторождения Аллареченское и Восток, в его обрамлении — рудопроявления Хихна, Рунийоки, Хутоярви, Аннамское и ряд более мелких.

Тела мафит-ультрамафитов в южном обрамлении Печенгской

Рис. 10.3. Реконструкция истории формирования геологической структуры Печенгско-Аллареченского рудного района (слева — планы, справа — разрезы; возрастная периодизация, в млрд лет).

1 — система рифтообразующих и трансформных разломов в пограничной области задугового океанического бассейна (см. рис. 9.6, 9.7); 2 — ось спрединговой зоны; 3 — трансформные разломы океанической коры и «цепочки» океанических островов; 4 — чешуйчато-надвиговая система аккреционной призмы; 5 — кора: а — океаническая (только на планах), б — континентальная; 6 — океаническая кора (на разрезах); 7 — вулканические постройки океанических островов с вулканогенно-терригенными осадками на склонах; 8 — проявления окраинно-континентального вулканизма (а) и соответствующие осадочно-вулканогенные комплексы (б); 9 — гранит-мигматитовые и гранито-гнейсовые купола; 10 — направление тектонического транспорта; 11 — структура Печенгско-Аллареченского свода (на разрезе).





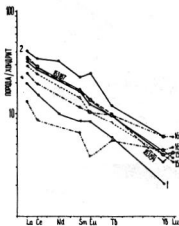
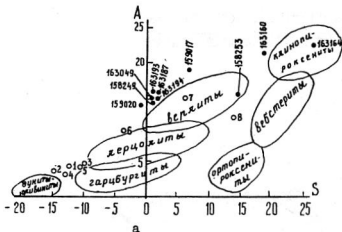


Рис. 10.4. Адареченская структура. Петрогеохимические особенности метакверцандитов месторождения Восток (предполагаемых аналогов габбро-вернитов океанических островов), во время коллизии перемещенных к верхним уровням коры в результате испаривания гранит-мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов.

а — место гипербазитов месторождения Восток (металерцолиты, метаверлиты, частично метаклинопироксениты-метагabbро в петрохимической классификации гипербазитов по В. А. Барсукову и Л. В. Дмитриеву [Классификация... 1981]

структуры, как принято считать, принадлежат гипербазитовой и перидотит-габбро-норитовой формациям [Зак, 1980]. Число выявленных массивов никеленосной гипербазитовой формации достигает 380. Большинство из них связано со структурами Хихнаираинского и Аллареченского гранит-мigmatитовых куполов, образуя группы по 5—10 тел, часто залегающих в нескольких этажах. Более 40 известных массивов не обнажаются на поверхности и подсечены буровыми скважинами. Размеры массивов невелики: по простиранию — 100—2000 м, по падению тела обычно прослежены на 100—200 м, отдельные массивы — до 1000 м при мощности 5—200 м. Форма тел, как правило, пласто- или линзообразная с признаками будинирования; контакты — тектонические или «тектонизированные».

Породы гипербазитовой формации представлены главным образом серпентинитами, реже амфиболитами; по составу их принято относить к оливинитам, гарцбургитам, пироксеновым оливинитам. Дифференцированный характер массивов проявлен слабо и часто выражен в приуроченности пироксенитов к подошве и оливинитов — к кровле массива (перевернутое положение относительно нормального). В большинстве случаев гипербазиты преобразованы гидротермально-метасоматическими процессами с образованием серпентинитов, флогопит-актинолитовых сланцев и амфиболитов. Заметим, что во многих случаях состав пород принимался в соответствии с минеральным составом (по метаморфическим минералам), что могло послужить источником ошибок. Во всяком случае, проанализированные нами образцы гипербазитов из рудоносных массивов в пределах месторождения Восток в большинстве случаев оказались верлитами и ни разу — гарцбургитами (образцы представлены В. Я. Кушнером). Геохимические особенности, в частности, распределение РЗЭ в этих образцах аналогичны особенностям верлитов Печенгского комплекса (!) (рис. 10.4).

Массивы перидотит-габбро-норитовой формации числом более 100 выявлены в краевых частях купольных структур южного обрамления Печенги. Они имеют относительно крупные размеры, по сравнению с телами гипербазитовой формации: протяженность по простиранию достигает 1000 м при мощности до 550 м.

Незатитые кружки — средний состав гипербазитов Аллареченского района [Зак и др., 1972]; *затитые кружки* — гипербазиты месторождения Восток (образцы предоставлены В. Я. Кушнером, Печенгская ГРП, приведены номера образцов); *б* — тренды РЗЭ для гипербазитов месторождения Восток. Для сравнения показаны тренды РЗЭ для печенгских габбро-верлитов [Смолякин и др., 1987]: 1 — перидотит, 2 — пироксенит.

Средние составы метабазитов Аллареченского района [Зак и др., 1972]: 1 — гарцбургит, 2 — оливинит, 3—4 — серпентинизированные гипербазиты, 5—7 — амфиболитизированные гипербазиты, 8 — амфибол-флогопитовая порода, состав гипербазитов месторождения Восток: 163049 — метаперидотит, 159017, 163187, 163194 — серпентин-хлорит-амфиболовые породы, 158249, 158253, 163164 — амфиболовые породы, 159020, 163160, 163193 — флогопит-амфиболовые породы.

Массивы изредка дифференцированы: в подошве залегают пироксеновые оливиниты и перидотиты, в средней части — пироксениты, в верхней — габбро-нориты или габбро. Однако чаще они сложены одной или двумя разностями. Породы также претерпели вторичные преобразования в виде серпентинизации, флогопитизации, хлоритизации и оталькования.

Мафит-ультрамафиты южного обрамления Печенгской структуры, как нам представляется, могут рассматриваться в качестве фрагментов океанической литосферы, подвергшихся тектоническому подъему на «плечах» всплывавших гранит-мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов. Сходство составов пород этих куполов с гнейсами и мигматитами кольской серии на протяжении многих лет заставляло исследователей рассматривать их как «выступы фундамента». Оно же, с учетом структурных особенностей, позволяет предполагать их возникновение в результате реоморфизма пород пододвинутой Кольской континентальной плиты. Кроме того, в гл. II показано, что развиваемые представления о глубинном строении южного крыла Печенгской структуры, равно как и южного обрамления Печенга-Варзугского пояса в целом, могут быть успешно согласованы с особенностями физических полей в рамках непротиворечивой объемной модели верхней коры Кольского полуострова.

Печенгско-Аллареченская кольцевая структура. Важным элементом геологического строения Печенгско-Аллареченского участка раннепротерозойской коллизийной зоны является концентрическая система дуговых, полукольцевых и кольцевых разломов, надежно отдешифрованная на аэрофотоснимках и идентифицированная на местности (рис. 10.5). Разломы большего радиуса, имеющие периклинальное падение, по-видимому, представляют собой сбросы, относительно которых опущены внешние кольцевые зоны. Напротив, разломы меньшего радиуса, преимущественно в пределах собственно Печенгской структуры, характеризуются центриклинальным падением и связаны с погружением центрального кольцевого блока [Минц, Колпаков, 1984; Минц и др., 1984]. В рамках развиваемой модели система кольцевых разломов связывается с завершающим этапом формирования коллизийной структуры, утолщением коры и образованием сводового Печенгско-Аллареченского поднятия в результате всплывания гранит-мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов. Кольцевые сбросы в центральной части свода, т. е. непосредственно в пределах Печенгской структуры, вероятно, могли быть вызваны проседанием его центральной части, испытывавшей максимальные растягивающие напряжения при сводообразовании.

Модель формирования медно-никелевого оруденения Печенгского и Аллареченского типов. *Обстановки формирования и размещения никеленосных мафит-ультрамафитов в пределах Пе-*

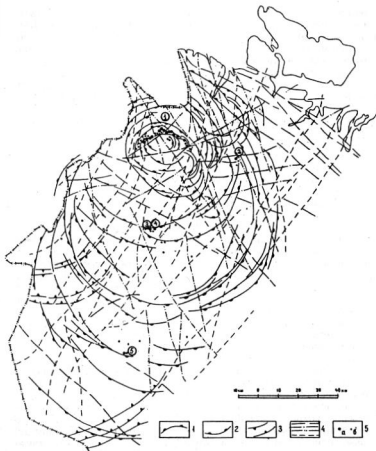


Рис. 10.5. Размещение медно-никелевого оруденения относительно кольцевых разломов Печенгско-Аллареченского свода.

1—2 — дуговые и кольцевые сбросы, связанные с формированием Печенгско-Аллареченского свода; 1 — с подъемом центрального блока, 2 — с опусканием центрального блока; 3 — дуговые сбросы, связанные с формированием свода Инари (расположенного к западу от Печенгско-Аллареченской структуры); 4 — сбросо-сдвиги различной ориентировки; 5 — медно-никелевое оруденение: месторождения (а), рудопроявления (б).

Цифры в кружках: 1 — Печенгское рудное поле; 2—5 — месторождения Карикъявр (2), Аллареченское (3), Восток (4), Ловноозерское (5).

ченгско-Аллареченского района (равно как и в пределах остальной территории Кольского полуострова и восточной части Балтийского щита в целом) в связи с последовательными стадиями и этапами геодинамической эволюции региона охарактеризованы выше. Было, в частности, продемонстрировано разнообразие не только состава и формационной принадлежности потенциально никеленосных тел, но и геодинамических обстановок их формирования и последующего размещения в коллизионных структурах.

Закономерности проявления рудоконцентрирующих гидротермально-метасоматических процессов связываются, как отмечалось выше, с деятельностью флюидных систем мантийного и/или корового уровня, одним из результатов функционирования которых явились перемещение или привнос серы. Первоначальным источником серы медно-никелевых руд, в соответствии с результатами изотопных исследований [Пушкарев и др., 1984], является мантия.

Зафиксировано несколько типов локализации сульфидоносных пород помимо собственно первично-вкрапленных медно-никелевых руд: 1) непосредственно в пределах сутурной зоны (зеленокаменного пояса) как в виде первичной вкрапленности в осадочных и туфогенных прослоях, обычно обогащенных органическим веществом [Мележик, Предовский, 1982], так и в виде рассеянной метасоматической вкрапленности в эффузивных породах и жиллообразных телах колчеданов в связи с мелкими разрывами и зонами трещиноватости; 2) в южном обрамлении Печенгской структуры (над субдуцированной океанической литосферой) — преобладающая часть сульфидной минерализации представлена здесь метасоматическими залежами в зонах разрывных нарушений различных типов, в том числе дугообразных и полукольцевых срывов по контактам всплывавших гранитоидных и мигматитовых куполов (часть этих колчеданов, возможно, представляет собой деформированные залежи эксгальационно-осадочного происхождения, согласно оценке Н. Н. Балабонова (1984); 3) связанный с зонами пологих тектонических нарушений, разделяющих отдельные покровы лапландских гранулитов; 4) в виде участков интенсивно сульфидизированных пород привязанный к зонам дуговых и полукольцевых разломов большого радиуса, участвующих в строении Печенгско-Аллареченского свода [Миц, Колпаков, 1984], при пересечении ими как пород Печенгской структуры, так и в ее обрамлении.

Во всех перечисленных случаях образование более высоких концентраций серы связано, очевидно, с ее поступлением с глубины и перераспределением в коре в зонах повышенной проницаемости. Это относится как к метасоматически сульфидизированным породам, так и к формированию первичных эксгальационно-осадочных концентраций сульфидов близ мест высачивания гидротермальных растворов на дне бассейнов осадконакопления. В свою очередь, преимущественное (нередко исключи-

тельное) развитие сульфидизированных пород в южном обрамлении сутурного пояса в рамках коллизийной модели может указывать на ремобилизацию серы, связанной с осадками и магматическими породами погружавшейся океанической литосферы.

Анализ взаимного расположения месторождений и рудопроявлений Печенгского, Аллареченского и Ловноозерского районов относительно дуговых и полукольцевых разломов Печенгско-Аллареченского свода свидетельствует о несомненной тенденции приуроченности абсолютного большинства месторождений и рудопроявлений эпигенетических руд к участкам этих разломов [Милиц др., 1984; Милиц, Колпаков, 1984] (см. рис. 10.5).

Модель формирования эпигенетического медно-никелевого оруденения. Месторождения Печенгского рудного поля образуют субсогласные линзовидные и пластовые залежи протяженностью до 1,5 км при мощности от 0,2 до примерно 100 м. Относительно бедные сингенетические вкрапленные руды обычно приурочены к подошве рудоносных («рудоматеринских») линзовидных и субпластовых тел габбро-верлитов, реже образуют в них маломощные висячие горизонты. Густовкрапленные, прожилковые, брекчиевидные и сплошные богатые эпигенетические руды приурочены к зонам пологих нарушений (зонам дробления), субсогласным с залеганием вмещающих туфогенно-осадочных пород, обычно также вблизи подошвы тел габбро-верлитов. При этом зоны дробления достигают максимальной мощности в местах флексурных перегибов этих зон. Формирование последних структурно и, по-видимому, генетически связано с перемещениями блоков относительно крутопадающих дуговых и полукольцевых разломов. В соответствии с развиваемой моделью рудовмещающие тектонические зоны представляют собой поверхности чешуйчатых надвигов, формировавшихся в процессе аккрецирования фрагментов океанической коры и перекрывавших ее осадков (см. рис. 10.3). Используя эти зоны, залежи эпигенетических руд «отщепляются» от подошвы тел габбро-верлитов и ответвляются во вмещающие породы. В разрезах рудного поля видно, что места «отщепления» рудных залежей обычно связаны с участками флексурных перегибов [Горбунов и др., 1978]. Удаление рудных залежей от контактов материнских массивов может достигать 400—500 м.

Несмотря на очевидную тесную взаимосвязь рудоносных массивов, вмещающих сингенетическую вкрапленность, с рудными телами, образованными брекчиевидными и сплошными эпигенетическими рудами, особенности структурного контроля за их размещением заметно различаются, причем эти различия не ограничиваются удалением рудных залежей от контактов интрузивов. Располагаясь в пределах одних и тех же субсогласных зон дробления, чем определяется в целом совпадение направлений простирания и падения магматических и рудных тел, послед-

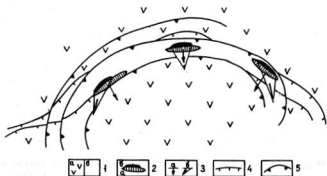


Рис. 10.6. Принципиальная схема соотношения направлений падения тел габбро-верлитов и склонений рудных тел в пределах Печенгского рудного поля.

1 — осадочно-вулканогенные комплексы Печенгской структуры: толстовые пиллоу-лавы океанического типа — а, вулканогенно-осадочный комплекс аккреционной призмы «продуктивной толщи» — б; 2 — тела габбро-верлитов в структуре аккреционной призмы — а, размещенные в их подошве тела эпигенетических медно-никелевых руд — б; 3 — направления склонения тел габбро-верлитов — а, рудных залежей — б; 4 — надвиги (поддвиги), ограничивающие чешуйчато-надвиговую систему аккреционной призмы; 5 — кольцевые сбросы.

ние систематически характеризуются склонением, отличным от склонения массивов [Петрова, Соколов, 1988] (рис. 10.6). При этом направления склонения и падения габбро-верлитовых тел совпадают и ориентированы приблизительно под прямым углом по отношению к соответствующим участкам дугообразного изгиба Печенгского рудного поля по направлению геометрического центра структуры. Напротив, направления склонения рудных тел в пределах Западной группы месторождений уклоняются к западу от направления склонения тел габбро-верлитов, образуя с ними угол, приближающийся к прямому. В свою очередь, рудные тела в пределах месторождений Восточной группы уклоняются к востоку в сравнении с падением и с совпадающими с ним склонением тел габбро-верлитов. Наконец, склонения «интрузивов» и рудных тел в центральной части Печенгского рудного поля совпадают. Обращает на себя внимание приблизительное совпадение направлений склонения рудных тел с простиранием близкорасположенных фрагментов дуговых и полукольцевых разломов наименьшего радиуса (5—10 км). Следовательно, пластообразные тела сплошных и брекчиевидных руд, располагаясь в пределах субогласных с залеганием вмещающих пород зон дробления, в то же самое время ориентируются вдоль пересекающих эти зоны крутопадающих дуговых разломов.

Как отмечено выше, разнообразные породы в зонах дуговых и полукольцевых разломов в значительной степени сульфидизированы (преимущественно пирротинизированы), вплоть до образования залежей сплошных или густовкрапленных колчеданов (в частности, интенсивная сульфидизация толентов четвертого покрова Печенги юго-западнее месторождения Каула установлена поисково-разведочными работами Печенгской ГРП). Такого же рода соотношения собственно в пределах Печенгского рудного поля маскируются обилием неравномерно распределенных колчеданных руд, однако установлено, что максимальная обогащенность пирротином в сочетании с пиритом характерна, прежде всего, для районов месторождений, приуроченность которых к зонам дуговых разломов отмечена выше.

Таким образом, принципиальная схема формирования богатых сульфидных медно-никелевых руд может быть представлена следующим образом:

1. Источником рудного вещества были мафит-ультрамафитовые магматические расплавы мантийного происхождения, проникавшие в кору в условиях последовательной смены геодинамических обстановок растяжения: а) континентального рифтогенеза (расслоенные мафит-ультрамафиты мончегорского типа г. Генеральской); б) задугового спрединга, сопровождавшегося формированием океанической литосферы с включением магматических тел специфического состава, образовавших вулканические постройки типа океанических островов (соответственно: пикриты и габбро-верлиты Печенгской структуры; серпентинизированные гарцбургиты и верлиты Аллареченского района — предполагаемые отторженцы океанической литосферы). Потенциальная рудность этих расплавов реализовалась в формировании сингенетической вкрапленности медно-никелевых сульфидов и в собственном породам этого состава повышенным содержаниям силикатного никеля [Зак и др., 1972, 1982].

2. Формирование эпигенетических руд осуществлялось за счет извлечения рудных компонентов из первичных сульфидов, а также из Ni-содержащих силикатов [Зак и др., 1982]. Концентрация рудного вещества достигалась при участии процессов перераспределения серы, имеющейся во вмещающих породах и выносимой из сульфидизированных пород субдуцированной плиты. Особенности распределения сульфидизированных пород позволяют предполагать, что пути движения серонесущих флюидов в значительной степени определялись полукольцевыми и дуговыми разломами, формировавшимися в условиях растяжения в связи со сводообразованием, проникавшими на значительную глубину и пересекавшими участки и зоны первичного обогащения безрудными сульфидами.

Дополнительные пути движения серонесущих флюидов формировались, судя по обычному размещению колчеданных тел и интенсивно сульфидизированных пород в пределах дуговых и коль-

цевых разломов, обрамляющих купола, в связи с продвижением к поверхности гранит-мigmatитовых и гранито-гнейсовых куполов. Непосредственным следствием их всплывания должны были быть длительно существовавшие высокопроницаемые трубообразные системы нарушений. Вместе с тем, согласно оценке В. И. Смирнова и др. (1968), температурные условия и высокий окислительный потенциал гранитизации должны полностью исключать возможность формирования сульфидных медно-никелевых месторождений, а также и вероятность сохранения ранее возникших месторождений. Однако реально наблюдаемые особенности зон, обрамляющих купола, и определенный разрыв, существовавший между областью всплывания куполов и областью гранитизации, позволяет все же рассматривать этот «транспортный канал» в качестве вероятного варианта.

Дуговые и полукольцевые разрывы отмеченных типов выступают в качестве важных рудоконцентрирующих структур.

3. Важнейшим следствием охарактеризованного механизма должно быть многоэтажное расположение рудных тел как в пределах Печенгского, так и Аллареченского рудных полей [Минц, Колпаков, 1984; Минц и др., 1991], что находит свое подтверждение в результатах поисково-разведочных работ последних лет [Кушнер, 1988].

10.3. НАПРАВЛЕНИЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ПЕЧЕНГСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ

В соответствии с модельными разработками может быть проведена и охарактеризована металлогеническая зональность Западной части Кольской металлогенической провинции [Минц и др., 1989; Минц и др., 1991] (рис. 10.7). Ареалу никеленосных раннепротерозойских структур здесь отвечает Печенгско-Аллареченская концентрически-зональная металлогеническая область. Ее центральной части соответствует Печенгская подобласть, включающая дугообразное в плане Печенгское рудное поле. Части сводового поднятия, обрамляющего Печенгскую структуру, отвечает Аллареченская подобласть, включающая одноименное рудное поле.

Поисковые работы в пределах Печенгско-Аллареченской области на уровне современного эрозионного среза могут быть ориентированы на выявление новых рудных объектов Печенгского, Аллареченского или иных известных типов. Однако проводившиеся здесь в течение многих лет детальные геологосъемочные и поисковые работы оставляют мало надежд на выявление новых потенциально рудоносных магматических тел на уровне современного эрозионного среза или на малой глубине. Основные перспективы дальнейших поисковых работ следует связывать с об-

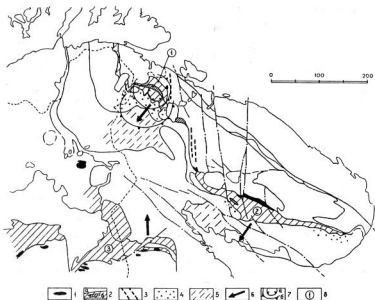


Рис. 10.7. Рудоконтролирующие факторы и металогеогенная зональность Кольской медно-никелевой провинции (геологические контуры соответствуют рис. 9.2).

1 — интрузивные тела расслоенных мафит-ультрамафитов, внедренные или тектонически размещенные близ нижних границ сутурных зон в пределах пододвинутых континентальных микроплит, сопровождающиеся оруденением мончегорского типа; 2 — осадочно-вулканогенные комплексы сутурных зон — а, вмещающие фрагменты чешуйчато-надвиговых систем аккреционных призм — б (с включениями габбро-верлитов с оруденением печенгского типа); 3 — интрузивные тела мафит-ультрамафитов в связи с континентальными продолжениями трансформных разломов, сопровождающиеся оруденением карикьювского типа; 4 — участки континентальной микроплиты, перекрывающие субдцированную океаническую кору с фрагментами аккреционных призм, характеризующиеся размещением гранит-мигматитовых куполов, «выносивших» к верхним уровням коры фрагменты осадочно-вулканогенных и интрузивных образований субдцированной океанической коры, в том числе с проявлениями оруденения аллареченского типа; 5 — участки задуговых тектонических покровов, перемещавших к верхним уровням коры мафит-ультрамафитовые тела с оруденением ловноозерского типа; 6 — направления субдукции; 7 — кольцевые сбросы Печенгско-Аллареченского свода, контролирующие метаморфо-метасоматические преобразования, определившие формирование залежей эпигенетических руд печенгского и аллареченского типов большого радиуса, с подъемом центрального блока — а, меньшего радиуса, с погружением центрального блока — б; 8 — фрагменты сутурных зон: 1—2 — зона Печенга—Имандра—Варзуга (1 — Печенгская структура, 2 — Имандра-Варзугская структура), 3 — Северо-Карельская зона.

наружением ранее не выявленной рудоносности в связи с известными телами мафит-ультрамафитов, а также с глубокими горизонтами известных рудных полей:

1. В рамках развиваемой модели удастся ограничить районы, где потенциальная рудоносность магматических тел могла быть реализована благодаря концентрации и переотложению рудного вещества в процессе гидротермально-метасоматической переработки, приводящей к формированию богатых эпигенетических руд. Потенциально рудоносные зоны выделяются в связи с участками дуговых и полукольцевых разломов, а также с ограничениями гранит-мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов. Располагающиеся в пределах этих зон тела мафит-ультрамафитов следует подвергнуть дополнительному опоскованию с использованием рационального комплекса методов.

2. Пересечение габбро-верлитовых тел крутопадающими разрывами, прежде всего, как было показано выше, дуговыми и полукольцевыми, формировавшимися на стадии сводообразования в обстановке континентальной коллизии, создает наиболее благоприятные условия для формирования богатых эпигенетических руд. Для выявления новых рудных тел на глубоких горизонтах Печенгского рудного поля необходимы: достоверная оценка особенностей размещения на глубине тел габбро-верлитов и выявление мест их пересечения зонами дуговых и полукольцевых рудоконцентрирующих разломов. Решение этих задач требует применения специального комплекса исследований. В частности, для решения первой задачи целесообразно использовать детальное моделирование процесса аккреции океанических островов и проверку полученной модели с использованием методов геолого-геофизического моделирования. Весьма вероятным, как было отмечено выше, является многостажное расположение рудных залежей, которые могли сформироваться в том числе и за счет габбро-верлитов, безрудных на уровне современного эрозионного среза (рис. 10.8).

3. Дополнительные перспективы, вероятно, связаны с возможностью обнаружения оруденения типа Оутокумпу, значительно удаленного от «рудоматеринских интрузивов». Эти перспективы могут быть реализованы как в пределах Печенгского рудного поля, так и в пределах южного крыла Печенгской структуры.

Выдвинутые на базе палеогеодинамических реконструкций предложения затрагивают соответствующие направления крупномасштабного (на уровне современного эрозионного среза) и локального (на глубоких горизонтах Печенгского рудного поля) прогнозирования.

10.4. КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

1. В результате последовательного рассмотрения закономерностей распределения рудоносных мафит-ультрамафитов,

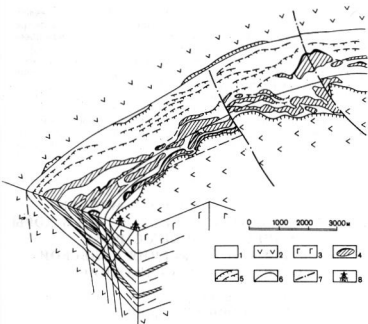


Рис. 10.8. Блок-диаграмма Печенгского рудного поля: прогнозируемые закономерности размещения рудных тел на нижних горизонтах Печенгского рудного поля.

1—5 — чешуйчато-надвиговый комплекс реконструированной аккреционной призмы: 1 — туфогенно-терригенные породы «продуктивной толщи», 2 — метатоленты (пиллоу-лавы) третьего покрова, 3 — то же четвертого покрова, 4 — линзовидные тела мафит-ультрамафитов корневой зоны океанических островов, 5 — зоны надвигов; 6 — дуговые и кольцевые сбросы; 7 — линейные разломы; 8 — разведочные скважины.

месторождений и проявлений сульфидных медно-никелевых руд на территории восточной части Балтийского щита в рамках палеогеодинамических (плитно-тектонических) реконструкций удалось наметить региональные закономерности размещения и геодинамические обстановки формирования раннепротерозойских рудоносных мафит-ультрамафитов и месторождений сульфидных медно-никелевых руд восточной части Балтийского щита.

2. Повышение детальности анализа, в свою очередь, позволило разработать палеогеодинамические реконструкции Печенгско-Аллареченского участка, включающего Печенгское и Аллареченское рудные поля.

3. Методическая последовательность выполненного прогноз-

но-металлогенического моделирования может быть представлена в виде технологической цепочки: геодинамическая модель региона — региональная металлогеническая модель и региональный прогноз — геодинамические модели рудоносных структур — моделирование геодинамических обстановок и механизмов формирования первичных и обогащенных рудных концентраций в пределах рудоносных структур и рудных полей.

Отметим, что неизбежная поливариантность палеогеодинамических реконструкций предполагает подобную же вариантность прогнозно-металлогенических построений. Этим определяется необходимость при исследованиях конкретных регионов не столько пытаться найти «единственно верное» решение, сколько, выделив наиболее непротиворечивые модели, наметить очередность их проверки в ходе поисковых и поисково-разведочных работ.

Глава 11. ТРЕХМЕРНАЯ МОДЕЛЬ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕЙ КОРЫ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА, ВКЛЮЧАЯ РАЙОН БУРЕНИЯ КОЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ

11.1. МЕТОДИКА ОБЪЕМНОГО ГРАВИТАЦИОННОГО ПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Обычно применяемые способы трехмерного моделирования, опирающиеся на решение обратной задачи гравirazведки, позволяют получать многовариантные сочетания аномалообразующих объектов. Введение дополнительных условий (ограничение аномалообразующих объектов сейсмическими границами, учет некоторых геологических данных и др.) позволяет уменьшить вариантность получаемого ответа. Окончательное решение обычно принимается в результате геологического истолкования результатов относительно формального подбора плотностных объектов, сочетание которых удовлетворяет наблюдаемому гравитационному полю. На этом пути приоритет, безусловно, остается за результатами геофизических наблюдений.

В данной работе сформулирован и реализован нетрадиционный подход к моделированию, в большей степени ориентированный именно на совместное истолкование геофизических и геологических данных. В этом подходе более значительная роль отведена геологическим данным и гипотезам о геотектонической эволюции и глубинном строении региона (геологическим моделям и палеогеодинамическим или палеотектоническим реконструкциям). В качестве отправной точки была использована трехмерная геологическая модель, представленная в виде геологических карт

для различных глубинных уровней изучаемого региона, а задача гравитационного моделирования была сформулирована как проверка этой модели на соответствие наблюдаемому гравитационному полю и последующее ее уточнение.

Гравитационное моделирование предполагает получение решения обратной задачи гравиметрии, в общем случае не характеризующегося единственностью и поэтому требующего привлечения дополнительных критериев при выборе из множества возможных так называемого «оптимального» решения [Страхов, 1979]. Это «оптимальное решение» должно обеспечивать совпадение расчетного (модельного) поля с наблюдаемым и наилучшим образом соответствовать априорной информации, которая включает исходную геологическую модель и некоторую оценку ее достоверности. Здесь под оценкой достоверности мы будем понимать условную меру «качества» начальной модели, зависящую от фактической информации, использованной при построении тех или иных фрагментов модели.

Исходя из приведенных соображений, задача гравитационного моделирования может быть сформулирована в следующем виде [Кобрунов, 1981; Страхов, 1978]:

$$\|\Delta g(x, y) - \int_0^H \int \int \sigma_a(\xi, \eta, z) \cdot z \frac{d\xi d\eta dz}{[(x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + z^2]^{1.5}}\| \leq \varepsilon, \quad (1)$$

$$\|\sigma_a(x, y, z) - \sigma_0(x, y, z) \cdot F(x, y, z)\| = \min, \quad (2)$$

$$\sigma_{\min} \leq \sigma_a(x, y, z) \leq \sigma_{\max}, \quad (3)$$

где Δg — редуцированное гравитационное поле, σ_a — искомое распределение плотности в пределах горизонтального слоя мощностью H ; σ_0 — распределение плотности, отвечающее априорным представлениям о строении моделируемой среды; F — некоторая функция, характеризующая «качество» начальной гипотезы. При такой постановке задачи предполагается, что из наблюдаемого поля предварительно редуцировано влияние аномальных источников, залегающих на глубине, большей H , а на глубине H аномальные массы отсутствуют. Вид нормы в уравнении (2) в общем случае не определен и при выборе ее следует руководствоваться критерием экономичности вычислительного алгоритма, реализующего решение системы (1)–(3). В настоящей работе использована формула нормы, определенная в [Раевский, 1983; Раевский, 1984], позволяющая получать решения в трехмерном варианте с помощью простых операций интегрирования.

Мера близости (2) искомого решения к начальному приближению в значительной степени зависит от функции $F(x, y, z)$. Как отмечено выше, эта функция характеризует «качество» начального приближения и представляет собой количественную оценку

меры доверия к исходной геологической гипотезе и отстроенной на ее основе начальной (исходной) плотностной модели. Однако на практике объективно оценить качество информации при прогнозировании глубинного строения региона на основе геологической (геодинамической) эволюционной гипотезы затруднительно, поэтому в рассматриваемом подходе для оценки «качества» начального приближения использовались следующие соображения:

— Кольский полуостров и сопредельные территории достаточно обстоятельно изучены, поэтому представление поверхности в рамках трехмерной модели может считаться в высокой степени достоверным, за исключением отдельных локальных участков;

— при экстраполяции на глубину геологические и плотностные параметры модели в значительной степени утрачивают фактурную основу и, следовательно, доверие к начальной модели с увеличением глубины должно уменьшаться;

— на глубине, близкой к предельной глубине модели, как отмечалось выше, аномальные массы «выравниваются» за счет редукции эффекта глубинных аномалообразующих объектов, что упрощает задачу; кроме того, с увеличением глубины латеральные изменения плотности, свойственные горно-породной среде, не формируют аномалии гравитационного поля, сопоставимые по размерам с аномалиями, определяющимися геологическими объектами аналогичного масштаба в верхней части коры, — соответственно и доверие к заведомо упрощенной начальной плотностной модели возрастает.

С учетом перечисленных соображений при моделировании глубинного строения Кольского полуострова функция «качества» начальной плотностной модели должна иметь вид кривой, минимальные значения которой отвечают приблизительно середине моделируемого «слоя». В данном случае не предполагались латеральные изменения вида этой функции, хотя при достаточном количестве исходных данных такой вариант был бы более предпочтительным [Буянов и др., 1989].

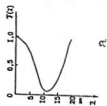
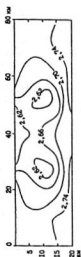
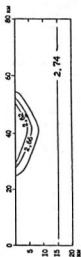
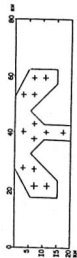
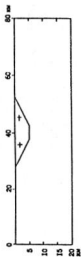
В целом решение задачи (1) — (3) существенным образом зависит от начальной модели и значений функции «качества» F . В этой связи целесообразно рассмотреть влияние этих факторов на результаты моделирования.

Одним из наиболее характерных типов геологических объектов Кольского полуострова являются гранит-мigmatитовые, гранито-гнейсовые и собственно гранитоидные купола, глубинное строение которых достаточно трудно оценить по их представлению на поверхности. Эти структуры образованы относительно низкоплотными и высокопластичными во время формирования породами, «всплывавшими», т. е. перемещавшимися в верхние уровни коры, в периоды тектонической активности. В качестве экспериментального объекта был принят низкоплотный трех-

мерный изометричный объект грибообразной формы (рис. 11.1 а) вверх), имитирующий гранитный купол протыкания. В рамках эксперимента, плотность пород и размеры этой структуры на дневной поверхности считались установленными, а максимальная мощность была ограничена глубиной модельного «слоя». Задача была усложнена наличием вертикального градиента плотности как в пределах аномального объекта, так и во вмещающей среде (см. рис. 11.1 а), имитирующего влияние литостатического давления на плотность горных пород.

При решении обратной задачи функция «качества» начального приближения была принята с учетом вышеизложенных соображений (см. рис. 11.1 а, внизу). Были выбраны два варианта начального приближения, морфологически достаточно существенно отличающиеся от «реального» экспериментального объекта: 1) чашеподобная структура малой мощности (рис. 11.1 б) и такая же структура большой мощности (рис. 11.1 в). Результаты трехмерного моделирования, показанные в виде разрезов (см. рис. 11.1 б, 11.1 в) через ось объекта, демонстрируют уверенное выявление низкоплотных образований, отвечающих боковым частям «реального» объекта, которые не «обнажаются» на поверхности и не предполагались обоими вариантами начального приближения (см. рис. 11.1 б, 11.1 в внизу). Как и следовало ожидать, расчетный и экспериментальный объекты совпадают не полностью. Тем не менее, видно, что исходная информация, включающая характеристику поля силы тяжести, плотности пород на дневной поверхности и мощность слоя, включающего моделируемый объект, позволяет установить главные тенденции распределения аномальных масс в геологическом пространстве — даже при заданной функции F , исходя лишь из самых общих соображений.

При моделировании осуществляется следующая последовательность операций: 1) построение исходной объемной геологической модели верхней коры, опирающейся на комплекс имеющейся геологической и геофизической информации; 2) трансформация исходной геологической модели в начальную трехмерную плотностную модель. Совокупность петроплотностных карт поверхности и погоризонтных срезов образует начальный вариант плотностной модели, преобразуемой далее в трехмерную компьютерную модель; 3) корректировка начальной плотностной модели через согласование ее с наблюдаемым полем силы тяжести — получение итоговой трехмерной плотностной модели; 4) трансформация итоговой плотностной модели в итоговую геологическую модель (корректировка исходной геологической модели); 5) анализ полученных результатов. Принятая последовательность операций иллюстрируется рис. 11.2.



6

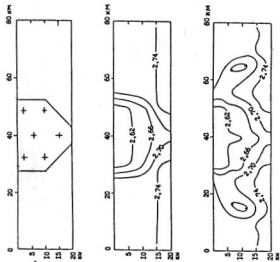
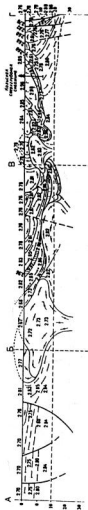


Рис. 11.1. Эксперимент с выявлением изоповерхности объекта грибообразной формы с помощью трехмерного гравитационно-плотностного моделирования (на рисунке представлены разрезы через середину осесимметричных объектов).

а — модель природного изоповерхности объекта грибообразной формы: сверху — геологический разрез, в центре — плотностной разрез, внизу — функция качества $F(z)$; б — 1-й вариант начального приближения в виде чашеобразного изоповерхности объекта малой мощности: сверху — геологический разрез, отвечающий начальному приближению, в центре — исходный плотностной разрез, внизу — расчетный плотностной разрез, отвечающий итоговой модели; в — 2-й вариант начального приближения в виде чашеобразного изоповерхности объекта большой мощности: сверху — геологический разрез, отвечающий начальному приближению, в центре — исходный плотностной разрез, внизу — расчетный плотностной разрез, отвечающий итоговой модели.

РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ А-Б-В-Г
ИСХОДНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ



ИСХОДНАЯ ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ



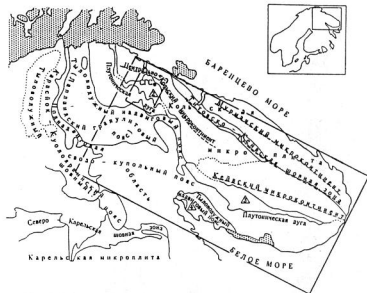


Рис. 11.3. Схема районирования раннедокембрийских структур северо-востока Балтийского щита.

Выделены крапом — пострanneдокембрийские образования. Названия структур: позднеархейские — подчеркнуты пунктиром, раннепротерозойские — не подчеркнуты. Область между Кольской и Карельской микроплитами принадлежит Беломорской микроплите. Единица в кружке: пояс Колмозеро-Воронья; цифры в треугольниках: Печенга-Варзугская шовная зона; отрезки: Печенгский (2), Имандра-Варзугский (3), тыловодужный надвиговой пояс, Колвицкий фрагмент (4); СГС — Кольская сверхглубокая скважина. Прямоугольные контуры соответствуют положению рисунков 11.4 и 11.5 (внешний) и 11.7 (внутренний). Условные обозначения к геологическим картам и схемам на рис. 11.2, 11.3—11.6.

11.2. ОБЪЕМНАЯ МОДЕЛЬ ВЕРХНЕЙ КОРЫ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ (ИСХОДНЫЕ) ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ПЕТРОПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛИ

В геологическом строении северо-восточной части Балтийского щита (Кольского полуострова и прилегающих территорий Карелии, Финляндии и Норвегии — рис. 11.3) участвуют преимущественно архейские и раннепротерозойские образования. Их взаимоотношениями определяется генеральная структура региона. Более поздние (постраннепротерозойские) образования пользуются ограниченным распространением, пострanneпротерозойские —

зойские процессы структурной перестройки внесли относительно небольшие осложнения в региональную структуру. Палеогеодинамические реконструкции геологической эволюции региона в рамках концепции тектоники плит позволили предложить и проанализировать покровно-складчатую модель раннедокембрийских структур Кольского полуострова, охарактеризованную в гл. 9 [Минц, 1992, 1993].

В структурном отношении результаты палеогеодинамических реконструкций позволяют представить кору восточной части Балтийского щита, сформировавшуюся в результате латеральных перемещений и взаимодействия литосферных и коровых плит и микроплит, в виде совокупности наклонно скученных пластин. Зоны тектонического меланжа в отдельных случаях включают отторженцы верхней мантии субконтинентального и субокеанического типов [Добржинская, 1989; Минц, 1992, 1993; Kontinen, 1987]. В строении коры участвуют также системы гранит-мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов, деформирующих чешуйчатые и надвиговые ансамбли.

Соответственно могут быть выделены два типа главных структур коры:

1. Первый тип, включающий два подтипа: системы наклонно скученных плит и микроплит. Первый подтип отвечает чешуйчато-надвиговым ансамблям раннепротерозойских и отчасти позднеархейских шовных зон (зеленокаменных поясов). В пределах Кольского полуострова они представляют собой фрагменты древних коллизионных структур типа офиолитовых сутур фанерозоя. Второй подтип включает мощные надвиговые ансамбли, в пределах которых к уровню современного эрозионного среза выдвинуты горные породы континентальной нижней коры, образующие гранулит-гнейсовые пояса. Срыв тектонических пластин с уровня раздела «кора—мантия» подтверждается оценками термодинамических параметров формирования гранулитов [Fopagev e. a., 1991; Hörmann e. a., 1980] и включением в основание надвиговых ансамблей тектонических отторженцев верхней мантии. Палеогеодинамические реконструкции позволяют рассматривать эти пояса (позднеархейский Центрально-Кольский, раннепротерозойский Лапландский) в качестве фронтального и тылового надвиговых поясов коллизионных систем. Широкая распространенность структур обоих подтипов в современной глубоко эродированной коре Балтийского щита свидетельствует о высокой степени сохранности докембрийской тектонической расслоенности сквозькоровой протяженности.

2. Второму типу коровых структур отвечают мигматит-гранитные и гранито-гнейсовые своды и купола. Их формирование связано с процессами вертикального всплывания легких и пластичных горно-породных масс в пределах зон гранитообразования и реоморфизма. Формирование сводовых и купольных структур

приводило к деформации, протыканию и частичному разрушению наклонно-скупенных ансамблей.

При разработке исходной геологической модели наряду с результатами палеогеодинамических реконструкций геологической эволюции северо-востока Балтийского щита был использован комплекс имевшейся геофизической информации (грави-, магнито-, сейсми- и электроразведочные данные различных уровней детальности). На последующих стадиях объемного моделирования, учитывая, что плотность горных пород тесно связана с их составом и относительно слабо зависит от вариаций термодинамических условий, свойственных в настоящее время средним и верхним уровням коры, предпочтение перед данными других геофизических методов было отдано анализу плотностных и гравиметровых данных.

Предварительная систематизация данных новейших петроплотностных исследований территории Кольского полуострова позволила преобразовать геологическую карту, планы погоризонтных срезов и разрезы, поставив в соответствие всем геологическим контурам их усредненные плотностные характеристики*. При осреднении данных были использованы средневзвешенные значения плотностей (в большинстве случаев в качестве средневзвешенных были приняты среднеарифметические значения плотности образцов всех типов пород, отобранных в пределах выделенных контуров). В отдельных контурах, при недостатке фактических данных, значения плотности были приняты по аналогии с петрофизически более полно изученными участками распространения пород тех же комплексов. Были учтены изменения плотности горных пород с глубиной при значениях P , T , отвечающих условиям существования верхней части современной континентальной коры региона [Баяк, Дьяур, 1987; Волярович и др., 1974, 1978; Волярович, Будников, 1978; Галдин, 1977; Глазнев и др., 1985; Кольская..., 1984; Милановский, 1989; Физические..., 1988] (табл. 11.1).

Исходные варианты геологической и плотностной моделей были разработаны в масштабе 1 : 1 000 000 и представлены в виде: 1) карты палеогеодинамических комплексов Кольского полуострова и сопредельных территорий; 2) петроплотностной карты; 3) системы глубинных геолого-петроплотностных разрезов; 4) геолого-петроплотностных карт-схем погоризонтных срезов для глубин 5, 10 и 15 км**.

* Систематизация петроплотностных данных для территории Кольского полуострова выполнена Н. И. Колпаковым. Данные заимствованы из отчетов и опубликованных материалов МОМКАГЭ ГНПП «Аэрогеология» и ГП «Севзапгеология», из публикаций ГИ КНЦ АН СССР, а также получены в последние годы в ходе региональных геологических исследований МОМКАГЭ и тематических работ ГИ КНЦ РАН.

** При составлении исходных вариантов глубинных геологических разрезов были использованы геолого-геофизические профили, полученные Н. И. Колпаковым с учетом комплекса имеющихся геофизических материалов.

**ПРИРАЩЕНИЕ ПЛОТНОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД (σ , г/см³)
В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ЛИТОСТАТИЧЕСКОГО ДАВЛЕНИЯ (ГЛУБИНЫ)***

Типы пород	Плотность при атмосферном давлении	Давление (МПа)/глубина (км)			
		133/5	270/10	550/20	1000/35
Оливиниты	3,27—3,29	0,005	0,009	0,015	0,020
Перидотиты	3,22—3,32	0,005	0,010	0,018	0,028
Пироксениты	3,12—3,26	0,011	0,016	0,025	0,038
Габбро-нориты	2,87—2,88	0,022	0,030	0,050	0,070
Нориты	2,94—3,03	0,010	0,013	0,024	0,052
Габбро-амфиболиты	3,05	0,004	0,010	0,019	—
Амфиболиты	2,86—3,26	0,018	0,025	0,036	0,055
Эклогиты, эклогитоподобные породы	3,09—3,45	0,010	0,020	0,030	—
Сланцы:					
двупироксеновые, гранатовые, биотит-амфиболовые	2,95—3,07	0,025	0,030	0,036	0,044
гиперстен-биотитовые, биотитовые	2,85—2,92	0,020	0,030	0,050	—
Гнейсы:					
биотитовые	2,65—2,80	0,050	0,056	0,060	0,080
биотит-рогово-обманковые	2,59—2,61	0,014	0,038	0,044	0,080
биотит-гранатовые	3,07	0,008	0,009	0,010	0,030
кварцит-гранатовые	2,99—3,11	0,015	0,020	0,030	0,045
Граниты	2,63—2,68	0,007	0,019	0,035	0,050
Эндербиты	2,76—2,84	0,030	0,039	0,046	—

* Таблица составлена Ф. М. Левитовой (ИМГРЭ). Использованы данные [Бажок, Дьяур, 1987; Воларович и др., 1974, 1978; Воларович, Будников, 1978; Физические свойства..., 1988].

При расчете трехмерной плотностной модели верхней части коры Кольского полуострова были использованы материалы гравиметровых съемок, обобщенные в единую карту гравитационного поля, охватывающую Мурманскую область России, северную часть Финляндии и Северную Норвегию. Эта карта была редуцирована к уровню поля нормальной плотностной модели Земли [Картвелишвили, 1983], что позволило использовать обобщенную плотностную модель северо-запада Балтийского щита и исключить из данных региональный гравитационный фон [Гравитационная..., 1979; Glaznev et al., 1989]. Последнее дало возможность оперировать с абсолютными значениями плотности при решении задачи моделирования.

Параметры вычислительной схемы задавались в соответствии с масштабом исходной геологической модели и детальностью гравиметрических материалов.

На первом этапе вычислений, в результате решения прямой задачи от начальной плотностной модели и вычитания ее модельного поля из редуцированного, было получено разностное поле, отражающее различие между исходной моделью и реальным строением коры региона. Амплитуды аномалий этого разностного поля (величина невязки) в среднем не превышали 40 мГл. При этом для западной части территории они в 2—3 раза меньше, что свидетельствует о хорошей согласованности с гравиметрическими наблюдениями уже начальной плотностной модели этого района. Напротив, для района в пределах Кейвской структуры на востоке Кольского полуострова нескомпенсированность поля начальной модели достигала 60 мГл. Судя по результатам дальнейших вычислительных процедур, это было связано с существенным занижением прогнозируемой плотности пород, образующих глубинные части структуры.

На следующем этапе вычислений было выполнено решение обратной задачи с целью коррекции начальной плотностной модели вплоть до полного ее соответствия наблюдаемому гравитационному полю.

Необходимо сделать некоторые оговорки по поводу толкования полученных результатов:

1) решение базируется на исходной петроплотностной модели и его следует рассматривать как количественно откорректированный вариант последней;

2) решение зависит от таких не вполне контролируемых инструментально факторов, как глубинный фон и нормальная плотностная колонка; любое их изменение приведет к соответствующему изменению результата;

3) более или менее значительное изменение функции $F(z)$ также приведет к изменению решения.

Однако для принципиального изменения характера плотностной модели необходимы радикальные изменения расчетных параметров. При отсутствии оснований для подобных изменений полученные результаты следует рассматривать как оптимальные в рамках принятой геологической модели строения региона.

ИТОГОВАЯ ОБЪЕМНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Объемная модель коры Кольского полуострова

Корректировка исходной геологической модели (приведение ее в соответствие с итоговой трехмерной плотностной моделью) явилась результатом специального анализа. Было учтено, что под влиянием термодинамических условий с глубиной происходит определенное «выравнивание» плотностных характеристик разнотипных горных пород. В частности, низкоплотные породы типа гнейсов, мигматитов и гранитоидов испытывают при погружении на 5—10 км при реальных температурных градиентах повышение

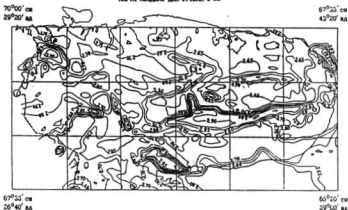
плотности на $0,05—0,08 \text{ г/см}^3$, что существенно выше соответствующего уплотнения мафит-ультрамафитовых пород, редко превышающего в аналогичной ситуации $0,01—0,02 \text{ г/см}^3$ (табл. 11.1). Это обстоятельство дополнительно усложняет разграничение геологических тел различного вещественного состава по полученным оценкам плотности горно-породной среды. Границы, разделяющие плотностные неоднородности, и границы между породами различного состава могут существенно не совпадать. Поэтому итоговая геологическая модель была получена именно в результате корректировки исходной модели, но не путем формального отождествления плотностных неоднородностей на тех или иных глубинах с конкретными геологическими телами. Было, по возможности, учтено то обстоятельство, в силу которого особенности функции «качества» ошибки, внесенные на малой глубине при построении исходной модели, не только не устраняются полностью при компьютерной обработке, но могут, напротив, привести к появлению компенсирующих ложных аномалий в средней или даже в нижней части модельного слоя. Наконец, необходимо подчеркнуть, что незначительные по объему плотностные объекты в нижней части разреза исходной модели оказывают лишь слабое влияние на расчетные значения поля силы тяжести. Поэтому их сохранность в итоговом варианте плотностной модели рассматривалась не в качестве подтверждения существования на глубине соответствующих горных пород, а лишь как указание на непротиворечивость исходного разреза значениям поля силы тяжести.

Основные особенности модели в генерализованном виде иллюстрируются рис. 11.4, 11.5, 11.6. В целом основные представления о строении верхней коры Кольского полуострова, заложенные в исходной модели, сохранены и в итоговом варианте. Структурные рисунки исходной и итоговой моделей коры существенно не различаются. Претерпели изменения значения мощностей и глубин расположения некоторых структурно-вещественных комплексов. В частности, исходные представления о 8—10-километровой мощности гнейсо-щелочногранитного комплекса Кейвской структуры оказались заметно преувеличенными. В итоговой модели мощность этого комплекса составила 5—7 км.

Глубины залегания и ориентировки важнейших структурных поверхностей подверглись определенной корректировке. Как видно на рис. 11.4, 11.5, 11.6, наклонные поверхности, разграничивающие микроплиты, сутурные зоны и системы тектонических покровов в пределах тылового и фронтального надвиговых поясов, в среднем характеризуются относительно небольшими углами падения — порядка 30° .

Более круто (около 45°) погружается Титовско-Поросозерско-Кейвская шовная зона, при посредстве которой сочленяются

КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ
КАРТА КООРДИНАТ ДЛЯ УРОВНЯ 0 м



Мурманская, Центрально-Кольская и Кейвская микроплиты. Однако эти границы, по-видимому, выполаживаются на глубине. Такое выполаживание может быть связано с подъемом наиболее погруженных в процессе коллизии частей плит и микроплит по мере восстановления изостатического равновесия после прекращения процессов субдукции и коллизионного пододвигания континентальных плит. Также весьма круто (более 45°) залегают и

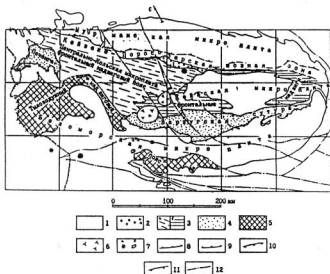


Рис. 11.4. Трехмерная модель верхней части коры Кольского полуострова.

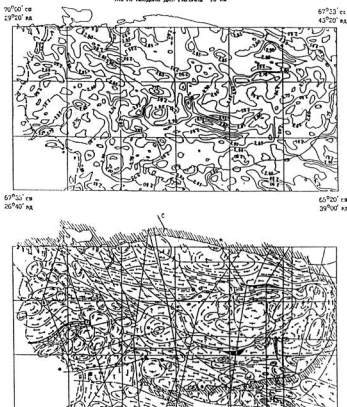
Карты поверхности: сверху (с. 260) — плотностная; внизу (с. 260) — геологическая (условные обозначения — на стр. 272—274); (пересекающие карту прямые и ломаные линии отвечают геологическим разрезам, использованным при разработке модели и блок-схемы рис. 11.6) и тектонического районирования.

Условные обозначения к карте тектонического районирования: 1 — комплексы пород позднерясейских микроплит в автохтонном или параавтохтонном залегании; 2—3 — позднерясейские структуры; 2 — пояс Колмозеро-Воронья (обозначен цифрой 1) в пределах Кейвско-Пороосозерской сугуры; 3 — аллохтонные пластины фронтальных надвиговых поясов: Центрально-Кольского (а), Кейвского (б), 4—5 — раннепротерозойские структуры: 4 — Печенга-Варзугская сугура; 5 — Лапландско-Кольский тыловодужий надвиговой пояс; 6—7 — палеозойские интрузивы центрального типа: 6 — нефелиновых сиенитов, 7 — щелочных ультрамафитов, карбонатитов: установленных на поверхности (а), предполагаемых на глубине (б); 8—11 — важнейшие раннедокембрийские тектонические границы (надвиги и взбросо-надвиги): 8 — позднерясейские; 9 — позднерясейские, реактивированные в раннем протерозое; 10 — раннепротерозойские, ограничивающие сутурные зоны; 11 — раннепротерозойские, ограничивающие тыловодужные надвиговые пояса; 12 — палеозойские сбросы и сбросо-сдвиги.

отдельные тектонические пластины в пределах Центрально-Кольского фронтального надвигового пояса.

В итоговой модели более отчетливо, чем в предварительной, поверхность Кейвской микроплиты под варьирующими углами, но в целом относительно полого погружается под Мурманскую и Центрально-Кольскую микроплиты («активные границы» позднearerхейского Кейвского микроконтинента), а также и под

КАВКАСКИЙ ПОЛУОСТРОВ
ИТОГОВАЯ ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ
КАРТА ИЗОДЕНС ДЛЯ ГЛУБИНЫ 10 км



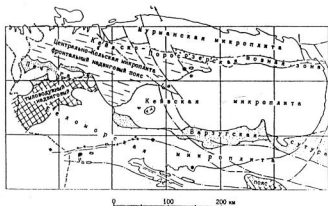


Рис. 11.5. Трехмерная модель верхней части коры Кольского полуострова.

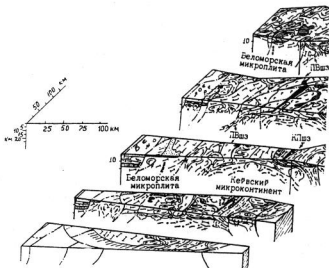
Карты для уровня глубины 10 км: вверх (с. 262) — плотностная; внизу (с. 262) — геологическая (условные обозначения — на стр. 272—274); пересекающие карту прямые и ломаные линии отвечают геологическим разрезам, использованным при разработке модели и блок-схемы рис. 11.6) и тектонического районирования (условные обозначения — см. рис. 11.4).

отсутствовавших в исходной модели. В частности, выявился ряд скрытых на глубине геологических тел малой и умеренной плотности ($2,67\text{--}2,77\text{ г/см}^3$), не предусмотренных исходной моделью, которые, благодаря очевидным аналогиям, отождествляются с неэродированными гранит-мigmatитовыми или гранито-гнейсовыми куполами (см. рис. 11.5). Итоговая модель позволила выявить и первоначально не предполагавшиеся особенности морфологии гранит-мigmatитовых и гранито-гнейсовых куполов. В частности, удастся различить некоторое «отставание» при подъеме («всплывании») куполов их периферических частей и захват относительно плотных реститовых масс, размещающихся между осевой и периферической частями, чем определяется грибообразная в разрезе форма этих структур (на рис. 11.2 — слабо эродированный купол в районе точки Б). Достоверность этих представлений была специально проанализирована нами выше (см. рис. 11.1 и соответствующие пояснения в тексте).

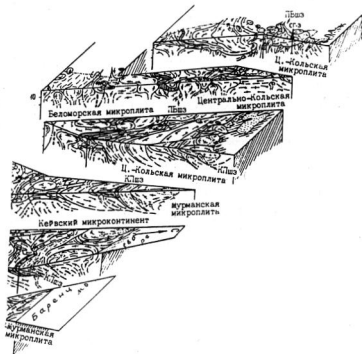
В некоторых участках итоговой плотностной модели по наличию положительных аномалий выявились скрытые на глубине тела плотных пород. Не исключая в принципе возможности их появления в силу заложенных в компьютерной программе условий компенсации недостающих масс (которые могли быть пропущены на верхних уровнях), отметим, что они расположены закономерно — преимущественно в пределах Хибинско-Ловозерской

Рис. 11.6. Объемная геологическая-структурная модель верхней коры Кольского полуострова, блок-схема.

ПВшз — Печенгско-Варзугская шовная зона, КПшз — Кейвско-Поросозерская шовная зона. Линии разрезов показаны на рис. 11.4, 11.5; прочие обозначения на стр. 272—274.



и Ковдорско-Терской тектонических зон, с которыми связано размещение большинства палеозойских тел щелочных ультрамафитов (см. рис. 11.2, 11.4, 11.5). Большинство выявленных тел пространственно связано с рядами щелочных даек и дешифрирующимися на аэрофотоизображениях кольцевыми структурами. С предполагаемыми на глубине телами высокоплотных пород в районе Ковдора могут быть сопоставлены находки вермикулита вне непосредственной связи с собственно Ковдорским массивом (сообщение Б. М. Гринченко). Примечательно, что большинство объектов этого типа, равно как и контролирующие их тектонические зоны, оказались пространственно связанными с границами



Кейвской микроплиты, располагаясь над ее погружением (см. рис. 11.4, 11.5).

В целом итоговая геологическая модель верхней коры Кольского полуострова сохраняет основные черты исходной модели, а появившиеся новые детали расширяют и уточняют ее содержание и обеспечивают достаточно полное согласование с наблюдаемым полем силы тяжести. Понятно, что это не доказывает единственности предложенной модели. Более того, авторы отдают себе отчет в том, что примененная методика и полученные в результате решения не могут выступать в качестве способа обоснования «правильности» развиваемой геологической модели.

Глубинное строение района бурения Кольской сверхглубокой скважины

Как видно на рис. 11.2, исходная геологическая модель коры района бурения Кольской сверхглубокой скважины, предполагавшая сочетание полого погружающегося чешуйчато-надвигового ансамбля с деформирующими его гранит-мigmatитовыми и гранито-гнейсовыми куполами, в процессе плотностного моделирования была откорректирована по наблюдаемому полю без внесения принципиальных изменений. Это обстоятельство позволяет надеяться, что его модельное представление отличается высокой достоверностью. По-видимому, это связано с высокой степенью изученности, а также может свидетельствовать в пользу принятой геологической концепции строения района.

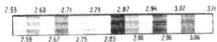
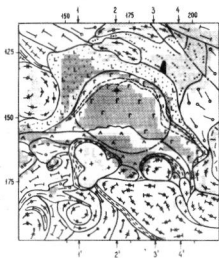
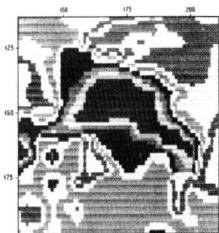
Согласно современным представлениям о геологическом строении района (см. рис. 11.4, рис. 11.7 а), Печенгская структура (в северном крыле которой пройдена Кольская сверхглубокая скважина) и обрамляющие ее образования принадлежат различным структурным планам. Для Печенги характерно «согласное» или согласованное залегание пластообразных тел (тектонических пластин), напротив, структура ее обрамления определяется широким распространением взаимопересекающихся гранит-мigmatитовых и гранито-гнейсовых куполов в сочетании с деформированными породами, испытывавшими в контакте с куполами метаморфо-метасоматические преобразования, выполняющими на современном срезе более или менее сжатые межкупольные синклинали.

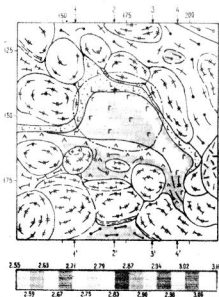
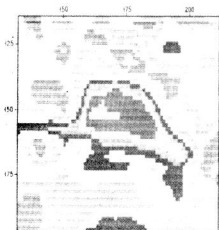
В глубинном строении собственно Печенгской структуры (рис. 11.7) можно различить как бы два структурных яруса: первый, образованный пакетом полого погружающихся тектонических пластин, и второй, отвечающий, как принято было называть, «фундаменту» структуры, образованному пододвинутой Кольской континентальной плитой. Строение «фундамента» принципиально подобно строению Кольской плиты на уровне

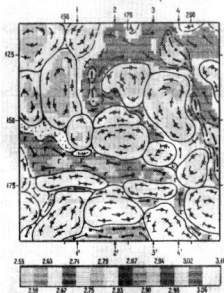
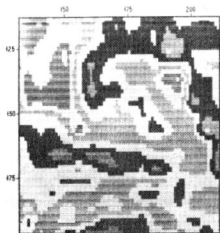
Рис. 11.7. Трехмерная модель верхней коры района бурения Кольской сверхглубокой скважины.

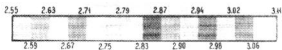
Карты: а — поверхности, б — для уровня глубины 5 км, в — для уровня глубины 10 км (вверху — плотностные, внизу — геологические карты, начерченные поверх плотностных карт); разрезы по линиям: 1—1'; 2—2', проходящей через место бурения Кольской СГС; 3—3'; 4—4' (в каждой паре: вверху — плотностные, внизу — геологические разрезы, начерченные поверх соответствующих плотностных).

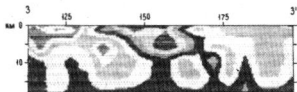
Условные обозначения — на стр. 272—274.












































ОБЪЕМНАЯ МОДЕЛЬ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ КОРЫ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Условные обозначения и плотность горных пород на глубинах 0 и 10 км

Типы пород	Плотность, г/куб. см. уровни глубин:		
	0 км	10 км	
ПАЛЕОЗОЙ			
	Платформенный чехол — осадки на дне Белого моря	2,65	—
Интрузивные тела центрального типа:			
	нефелиновые сиениты	2,68	до 2,80
	щелочные ультрамафиты, карбонаты: а — установленные на поверхности, б — предполагаемые на глубине	3,10—3,20	3,10—3,20
РИФЕЙ			
	Терригенные осадки: а — на континентальной части Кольского п-ова, б — на дне Белого моря	2,58	—
ПОЗДНИЙ АРХЕЙ—РАННИЙ ПРОТЕРОЗОЙ			
Мафит-ультрамафитовые метаэффузивы раннепротерозойские:			
	вулканы преимущественно среднего состава, осадки	2,80—2,85	—
	те же породы, амфиболитизированные	—	2,82—2,87
	вулканы преимущественно основного состава, осадки	2,85	—
	вулканы базальтового и андезито-базальтового состава (часто ниллоу-лавы), осадки	2,89—2,96	—
	те же породы, амфиболитизированные	—	2,90—2,97
Мафит-ультрамафитовые метаэффузивы позднеархейские:			
	амфиболиты, частично биотит-амфиболитовые гнейсы и мигматиты	2,73—2,78	2,80—2,87
	амфиболиты, частично мигматизированные	2,77—2,81	
Гнейсы, сланцы:			
	биотитовые, хлорит-биотитовые	2,68	—
	гранат-биотитовые (кислые метаэффузивы)	2,67	2,75—2,77

	эпиди-арфедсонитовые (кислые пещерные метасфрузы)	2,62	2,68
	биотит-мусковитовые со ставролитом и кинитом	2,84	—
	биотит-мусковитовые с кинитом, с прослойми асфидолитом	2,74—2,82	2,80—2,85
	высокоглиноземистые с силичианитом, рилитом, кордиритом	2,72—2,74	2,75—2,80
	лещиковатые биотитовые (гнейсы-благотомилониты)	2,62	—
	биотитовые (гнейсы-метасоматиты и гнейсы-благотомилониты биотитовые)	2,63—2,65	—
Гранулиты раннепротерозойские:			
	дуинроксен-плагиоклазовые, частично кварциты (основные гранулиты), прослой гранит-силичианитовых (кислых) гранулитов	2,81—2,85	2,85—2,87
	те же породы, частично минтализированные	2,73—2,78	2,80—2,82
Гранулиты позднеархейские:			
	дуинроксен-плагиоклазовые, частично кварциты (основные гранулиты)	2,83	2,80—2,85
	те же породы, частично минтализированные	2,74—2,76	2,80—2,85
	высокоглиноземистые гранит-силичианитовые (кислые гранулиты)	2,74—2,76	2,77—2,80
	основные гранулиты, преобладающие на глубине в виде линейных тел	—	2,85—3,00
	те же породы, преобладающие на глубине в виде изометричных тел	—	2,85—3,00
Мигматиты, мигматит-граниты, реоморфизованные гнейсы раннепротерозойские или реоморфизованные в раннем протерозое:			
	преимущественно биотитовые	2,64—2,67	2,73—2,80
	биотит-рогитовобманковые	2,76—2,77	около 2,80
Мигматиты, мигматит-граниты позднеархейские:			
	преимущественно биотитовые	2,66—2,70	2,75—2,80
	биотит-рогитовобманковые	2,68—2,70	2,77—2,80
	преимущественно мигматит биотит-рогитовобманковые	2,70	около 2,76
Гранитоиды раннепротерозойские:			
	пещерные (реоморфизованные пещерные гнейсы)	2,62	—
	лещико- и мелкокристальные биотитовые порфиобластовые	2,64—2,67	2,66—2,70

Гранитоиды позднеархейские:			
	лейкократовые	2,61—2,65	—
Гранитоиды позднеархейские, раннепротерозойские			
	гранодиориты, диориты	2,62—2,66	—
Мафит-ультрамафитовые интрузивы раннепротерозойские:			
	габбро-щелочные	2,93	—
	расслоенные мафит-ультрамафиты	3,01—3,05	3,01—3,05
	габбро-анортозиты, частично эклогитизированные	2,96—3,20	2,96—3,20
	амфиболиты гранатовые алогоабровые	2,96—3,00	2,96—3,00
	мафит-ультрамафиты алыниотинные	3,08	—
Мафит-ультрамафитовые интрузивы позднеархейские:			
	габбро-анортозиты, частично амфиболитизированные	2,82—2,97	около 2,90
	габбро	2,90	
<hr/>			
	Согласные границы, в том числе тектонические		
	Секунные разломы		
	Линия разреза		
	Кольская сверхглубокая скважина		

ПРИМЕЧАНИЕ:

В рабочем варианте каждому контуру карты масштаба 1 : 1 000 000 отвечает средневзвешенное значение плотности; плотности для глубины 10 км приняты с учетом экспериментальных данных (см. табл. 1).

эрозионного среза, однако роль купольных структур в моделируемом интервале глубин несколько возрастает. При этом структурный рисунок Кольской плиты ниже перекрывающих вулканогенно-осадочных пород Печенги на глубине 10 км согласуется с региональной структурой, что видно, в частности, при сравнении рисунков 11.5 и 11.7.

На примере моделирования разных по глубине срезов погружающегося Печенга-Имандра-Варзугского пояса отчетливо видно преобразование линейного пояса, имеющего чешуйчато-надвиговое строение, в «петельчатую» структуру, которая считается неперменным атрибутом архейских зеленокаменных поясов. Эта особенность более отчетлива в случае Печенгского отрезка (см. рис. 11.7 а—11.7 в). Подчеркнем, что подобная структура,

следовательно, может формироваться в результате «протыкания всплывающими куполами» не только субгоризонтальной, но в равной степени и наклонной плиты, образованной осадочно-вулканогенными горно-породными ассоциациями.

Размеры и вертикальная протяженность структур гранит-мigmatитовых куполов, характерных для южного обрамления Печенги (см. рис. 11.7), делают реальным предположение (выдвинутое в исходной модели) о «всплывании» этих куполов с протыканием погружающегося пакета пластин, образованных теми же породами, что и Печенгская структура на поверхности, включая «продуктивную» толщу. В частности, можно предполагать, что рудоносные ультрамафиты Аллареченского района представляют собой фрагменты Печенгских габбро-верлитов, вынесенных в верхние уровни коры на «плечах» всплывавших куполов. С этим выводом согласуется и преимущественное размещение мафит-ультрамафитовых тел Аллареченского района в кровле (Аллареченское рудное поле) или в краевых зонах (Хихна, Рунийоки и другие рудопроявления) гранит-мigmatитовых куполов.

Оценивая в целом модельное представление геологической структуры района Кольской скважины, отметим, что материалы, полученные при бурении «фундамента» Печенгской структуры, отнюдь не являются некоторой «средней» характеристикой последнего, как это обычно предполагается [Минц, 1992]. По-видимому, скважина пересекла межкупольную область или краевую часть гранит-мigmatитового купола. С этим обстоятельством могут быть связаны многие важные особенности подпеченгского разреза, такие как отсутствие сохранных гранулитовых парагенезисов, незначительная роль собственно гранитоидных пород, преимущественно наклонное залегание сланцеватости и др. Специальный анализ этой проблемы выходит за рамки данной работы.

11.3. КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

1. Полученные результаты трехмерного моделирования следует рассматривать как оптимальные в рамках принятой геологической концепции строения региона.

2. Итоговая модель позволила выявить новые детали морфологии гранит-мigmatитовых и гранито-гнейсовых сводов и куполов, отметить некоторое «отставание» при подъеме («всплывании») их периферических частей и захват относительно плотных реститовых масс, размещающихся между осевой и периферическими частями, чем в итоге определяется грибообразная в разрезе форма этих структур.

В ряде участков по наличию положительных аномалий плотности выявились скрытые на глубине тела плотных пород. Их закономерная приуроченность к Хибинско-Ловозерской и Ковдорско-Терской тектоническим зонам, с которыми связано размещение большинства палеозойских тел щелочных ультрамафи-

тов, позволяет надеяться, что выявленные аномалии не являются артефактом и отвечают реальным горно-породным объектам.

3. При сопоставлении разных по глубине срезом погружающейся Печенга-Имандра-Варзугской сутурной зоны отчетливо видно преобразование линейной чешуйчато-надвиговой структуры раннепротерозойского пояса в «петельчатую» структуру, которая считается неизменным атрибутом архейских зеленокаменных поясов.

4. В глубинном строении собственно Печенгской структуры можно различать два структурных уровня: первый — образованный пакетом полого погружающихся тектонических пластин и второй — отвечающий «фундаменту» структуры, образованному пододвинутой Кольской континентальной плитой.

5. Предложенная и апробированная на примере коры Кольского полуострова методика объемного моделирования может быть использована при исследованиях коры других регионов; можно предполагать, что наибольший эффект может быть получен при моделировании коры щитов и складчатых поясов.

6. Кольская сверхглубокая скважина была пробурена в пределах Печенгского рудного поля, включающего ряд крупных месторождений сульфидных медно-никелевых руд. В пределах сопряженной геологической структуры Аллареченского района в южном обрамлении Печенги также размещается несколько месторождений и рудопроявлений медно-никелевых руд. Прикладная ценность исследований глубинной структуры Печенгско-Аллареченского района в целом определяется возможностью использования их результатов при прогнозно-металлогенических разработках, в том числе в отношении рудоносности глубоких горизонтов рудных полей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абрамович И. И., Клаушн И. Г. Геодинамика и металлогения складчатых областей. Л.: Недра, 1987. 247 с.

Авакян К. Х. Геология и петрология Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области архея. М.: Наука, 1992. 168 с.

Авакян К. Х., Мельников В. Ф., Минеев С. Д. и др. Сравнительный анализ гранулитов Кольского полуострова: геохимия, возраст // Эволюция докембрийской литосферы. Тез. докл. Л.: АН СССР, 1991. С. 148—150.

Андреев В. П. Влияние исходного состава пород на особенности метаморфизма гранулитового комплекса // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 5. М.: Наука, 1979. С. 157—170.

Андреев В. П., Суханов М. К. Анортозиты Сальных тундр (Лапландский гранулитовый пояс Кольского полуострова) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 3. С. 14—26.

Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. 272 с.

Арт Дж. Г. Некоторые элементы-примеси в трондьемитах — их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 99—105.

Архангельский А. Д. Геология и гравиметрия // Избранные труды. Т. 2. М.: Наука, 1954. С. 148—228.

Балабокин Н. Н. Минералогия и геохимия колчеданного оруденения (северо-запад Кольского полуострова). Апатиты: 1984. 158 с.

Баржицкий В. В. Объяснительная записка к Космогеологической карте дочетвертичных образований северо-восточной части Балтийского щита. Масштаб 1 : 1 000 000. Киев: 1988. 86 с.

Баркер Ф., Миллард м. Х. Т., при участии Липпмана П. В. Четыре серии низкотемпературных кислых пород запада США//Трондемита, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 306—319.

Батиева И. Д. Петрология щелочных гранитов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 208 с.

Баюк Е. И., Дьяур Н. И. Изменение некоторых физических свойств пород в процессе деформирования при высоких давлениях//Геофиз. журн. 1987. Т. 9, № 4. С. 52—59.

Баюк Е. И., Левитова Ф. М., Минц М. В. О физической природе сейсмических границ в районе Кольской СГ-3//VIII Всесоюзное совещание по физическим свойствам горных пород при высоких давлениях и температурах. Тез. докл. Ч. 1. Уфа: 1990. С. 10—11.

Бекасова Н. Б., Мирская Д. Д., Пушкин Г. Ю. Этапы и эволюция процессов корообразования в среднем протерозое Кольского полуострова//Докембрийские коры выветривания. М.: Наука, 1975. С. 116—126.

Белошелецкий А. П., Гаскельберг В. Г., Гаскельберг Л. А. и др. Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 240 с.

Бельков И. В. Кварцитовые сланцы свиты Кейв. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 328 с.

Бельков И. В., Петрилья И. А. О природе органического вещества в докембрийских осадочно-метаморфических породах//Международный геохимический конгресс. Тез. докл. Т. 2. М.: 1971. С. 979—980.

Беляев К. Д. Новые данные о структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского полуострова//Проблемы магматизма Балтийского щита. Матер. региональн. петрогр. совещ. Л.: Наука, 1971. С. 218—225.

Бибилова Е. В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 179 с.

Богатиков О. А. Докембрийские анортозитовые ассоциации СССР и их генезис//Геохимия, минералогия, петрография. Докл. XXV сес. МГК. М.: Наука, 1976. С. 373—381.

Богатиков О. А., Биркис А. П. Анортозитовые провинции СССР и их минералогическо-петрографические особенности//Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974. С. 5—20.

Богатиков О. А., Летников Ф. А., Марков М. С., Суханов М. К. Анортозиты и ранние этапы развития Земли и Луны//Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С. 246—271.

Богатиков О. А., Фрих-Хар Д. И. Об образовании анортозитов Луны//Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С. 189—199.

Богатиков О. А., Цветков А. А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 249 с.

Богданова Н. Г. Строение Геранского анортозитового массива (Алданский щит, Становой хребет)//Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С. 112—147.

Борукаев Ч. Б. Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.

Булюков А. Ф., Глазнев В. Н., Раевский А. Б., Скопенко Г. Б. Комплексная интерпретация данных гравиметрии, сейсмометрии и геотермии//Геофиз. журн. 1989. Т. 11, № 2. С. 30—39.

Васин Н. Д., Новицкий Г. П., Суворов Е. А. Результаты работ методами магнитотеллурического профилирования (МТП) и теллурических токов (МТТ) в северо-западной части Кольского полуострова//Геофизические исследования на Балтийском щите. Л.: ЛГИ, 1981. С. 102—107.

Виноградов Л. А., Богданова М. Н., Ефимов М. М. Гранулитовый пояс Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 208 с.

Воларович М. П., Баюк Е. И., Левыкин А. И., Томашевская И. С. Физико-

механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях. М.: Наука, 1974. 223 с.

Воларович М. П., Баюк М. И., Левитова Ф. М., Мараховская Е. И. Скорости продольных волн при высоких давлениях в гранитизированных метаморфических породах//Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1978. С. 8—18.

Воларович М. П., Будников В. А. Отношение скоростей продольных и поперечных волн в сухих и водонасыщенных образцах горных пород при давлениях до 20 кбар//Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1978. С. 58—65.

Володичев О. И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука, 1990. 248 с.

Волохов И. М., Иванов В. М. Лысогорский габбро-пироксенит-дунитовый интрузивный комплекс Западного Саяна. Новосибирск: Изд-во АН СССР, 1963. 102 с.

Волынец О. Н., Хотин М. Ю., Дубик Ю. М. Включения габбро-анортозитов в вулканитах островных дуг и сравнение их с породами материков Луны//Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С. 199—234.

Вревский А. Б. Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы (на примере северо-восточной части Балтийского щита). Л.: Наука, 1989. 143 с.

Гавриленко В. В. Геохимическая эволюция гранито-гнейсовых куполов (на примере Северного Приладожья)//Петрохимическая эволюция магматических формаций. М.: Наука, 1990. С. 145—155.

Галдин Н. Е. Физические свойства глубинных метаморфических и магматических пород при высоких давлениях и температурах. М.: Недра, 1977.

Галимов Э. М. Природа биологического фракционирования изотопов. М.: Наука, 1981. 247 с.

Гендлер В. Е., Гольтвегер В. Я., Кунина Н. М. Новые данные о строении Верхнепенойского массива щелочных гранитов (Кольский полуостров)//Бюл. МОИП. Отд-ние геол. 1980. Т. 55, вып. 5. С. 62—72.

Геодинамические реконструкции. Метод. пособие для региональн. геол. исслед./И. И. Абрамович, А. И. Бурдз, В. Д. Вознесенский и др. Л.: Недра, 1989. 278 с.

Геология Карелии. Ред. В. А. Соколов. Л.: Наука, 1987. 231 с.

Геохимическая эволюция гранитоидов в истории литосферы. Ред. А. А. Беус. М.: Наука, 1993. 263 с.

Гилл Дж. Б., Сток А. Л. Миоценовые низкокальциевые дациты и трондьемиты островов Фиджи//Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 456—470.

Гладких В. С., Гусев Г. С. Петрохимические и геохимические особенности интрузивных низкокальциевых толасситовых базальтов континентов//Докл. АН СССР. 1991. Т. 319, № 5. С. 1202—1205.

Глазнев В. Н., Скопенко Г. Б., Подгорных Л. В. Температура земной коры зоны перехода от Балтийского щита к Баренцевоморской плите//Геофиз. журн. 1985. Т. 7, № 3. С. 58—64.

Глебовицкий В. А., Другова Г. М. Соотношение между гранит-зеленокаменными и гранито-гнейсовыми ареалами//Проблемы докембрийской литосферы. Л.: Наука, 1986. С. 71—80.

Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Московченко Н. И. и др. Типы эндогенных режимов в геоструктурах докембрия//Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985. С. 71—85.

Глуксон А. Стратиграфия и эволюция первичных и вторичных зеленокаменных комплексов: данные по щитам Южного полушария//Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 264—285.

Глуковский М. З., Павловский Е. В. К проблеме ранних стадий развития Земли//Геотектоника. 1973. № 2. С. 3—7.

Головенок В. К. Высокоглиноземистые формации докембрия. Л.: Недра, 1977. 268 с.

Горбунов Г. И., Астафьев Ю. А., Бартеков И. С. и др. Структуры медно-

никелевых рудных полей и месторождений Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978. 160 с.

Горохов И. М., Кутявин З. П., Володичев О. И. и др. Rb-Sr геохронология беломорского комплекса (Западное Беломорье)//Проблемы геохронологии и изотопной геологии. М.: Наука, 1983. С. 32—54.

Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наукова думка, 1979. 248 с.

Гроховская Т. Л., Лалутина И. П. Платиновая минерализация некоторых расслоенных интрузивов Кольского полуострова//Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты: ГИ КФ АН СССР, 1988. С. 69—73.

Гусев Г. С., Минц М. В., Мусатов Д. И. и др. Методика геодинамического анализа при геологическом картировании. М.: Недра, 1991. 204 с.

Добржинская Л. Ф. Деформация магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М.: Наука, 1989. 287 с.

Другова Г. М., Глебовицкий В. А. Гранулитовая фация в условиях диафтореза амфиболитовой фации//Гранулитовая фация метаморфизма. Л.: 1972. С. 221—239.

Дюжиков О. А., Дистлер В. В. и др. Геология и рудоносность Норильского района. М.: Наука, 1988. 278 с.

Ермолов П. В., Владимиров А. Г., Тихомирова Н. И. Петрология пересыщенных кремнеземом агпанитовых щелочных пород. Новосибирск: Наука, 1988. 88 с.

Жамалетдинов А. А. Модель электропроводности литосферы по результатам исследований с контролируемыми источниками поля (Балтийский щит, Русская платформа). Л.: Наука, 1990. 150 с.

Жариков В. А. Проблемы гранитообразования//Вестн. МГУ. Сер. 4 — геол. 1987. С. 25—36.

Жданов В. В. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии. М.: Наука, 1968. 61 с.

Жданов В. В. Гранулиты в западной части Кольского полуострова//Проблемы геологии и петрологии докембрия. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. С. 61—98.

Загнитко В. Н., Луговая И. П. Изотопный состав графита в породах Украинского щита//Минер. журн. 1986. Т. 8, № 1. С. 44—56.

Загнитко В. Н., Луговая И. П. Изотопная геохимия карбонатных и железисто-кремнистых пород Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1989. 314 с.

Загородный В. Г., Предовский А. А. и др. Имандра-Варзугская зона карелид (геология, геохимия и история развития). Л.: Наука, 1982. 280 с.

Загородный В. Г., Радченко А. Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова (состояние изученности и проблемы). Л.: Наука, 1983. 96 с.

Зак С. И. Гипербазитовая формация Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 160 с.

Зак С. И., Кочнев-Первухов В. И., Проскуряков В. В. Ультраосновные породы Ааларченского района, их метаморфизм и оруденение. Петрозаводск: Карелия, 1972. 129 с.

Зак С. И., Макаров В. Н., Кочнев-Первухов В. И. и др. Геология, магматизм и оруденение Печенгского рудного поля. М.: Недра, 1982. 112 с.

Земная кора восточной части Балтийского щита. Ред. В. А. Глебовицкий. Л.: Наука, 1978. 228 с.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1 — 327 с.; т. 2 — 334 с.

Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.

История развития Уральского палеоокеана. Ред. Л. П. Зоненшайн, В. В. Маевенков. М.: ИО АН СССР, 1984. 165 с.

Йегер Э. Rb-Sr метод//Изотопная геология. М.: Недра, 1984. С. 21—35.

Казанский В. И., Боронихин В. А. и др. Соотношения между деформациями,

- метаморфизмом и петрофизическими свойствами пород в Печенгском рудном районе//Внутреннее строение рудокосных докембрийских разломов. М.: Наука, 1985. С. 6—47.
- Карсаков Л. П. Глубинные гранулиты. М.: Наука, 1978. 150 с.
- Картезишвили К. М. Платеарная плотностная модель и нормальное гравитационное поле Земли. М.: 1983. 93 с.
- Кейдман Г. А., Пучков В. Н. Метаморфизм и геодинамика//Геотектоника. 1987. № 6. С. 20—28.
- Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 159 с.
- Кобрунов А. И. О введении ограничений типа неравенств на значения плотности при интерпретации гравиметрических данных//Изв. вузов. Геол. и разн. 1981. № 12. С. 75—81.
- Ковалев А. А. Мобилизм и поисковые критерии. М.: Недра, 1978. 287 с.
- Ковалев А. А. Мобилизм и поисковые критерии. М.: Недра, 1985. 224 с.
- Конашын З. И., Мамчур Г. П. Изотопный состав углерода углекислого газа и метана минералообразующих флюидов//Геохимия. 1990. № 12. С. 1778—1782.
- Кован В. П., Кицда В. И., Ваганов П. А. Редкие элементы в платиноидеях и метабазальтах олекминской серии, Алданский шит//Природные ассоциации серых гнейсов архея. Л.: Наука, 1984. С. 84—94.
- Козлов Н. Е., Нааков А. А., Нерюич М. И. Лапландский гранулитовый пояс — первичная природа и развитие. Апатиты: 1990. 168 с.
- Коллерсон К. Д., Бриджвотер Д. Метаморфическая эволюция раннеархейских толалитовых и троилеитовых гнейсов района Сагалек, Лаборатор//Трондс-мита, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 157—203.
- Колман Р. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
- Кольская сверхглубокая. Ред. Е. А. Козловский. М.: Недра, 1984. 490 с.
- Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
- Конди К. С., Аллен П. Происхождение архейских чарнокитов Южной Индии//Геохимия архея. М.: Мир, 1987. С. 224—249.
- Конюхин Э. Г. Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1986. 225 с.
- Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 2.
- Кориковский С. П. Фации метаморфизма метapelитов. М.: Наука, 1979. 263 с.
- Костин В. А. Гранитондные формации Центрально-Мурманского блока//Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 97—104.
- Космын Ю. А. Тектоника. М.: Недра, 1983. 336 с.
- Кратц К. О., Хильтова В. Я., Будако А. К. Древнейшие гранито-гнейсы: состав, метаморфизм, условия образования//Природные ассоциации серых гнейсов архея. Л.: Наука, 1984. С. 6—16.
- Кремленский А. А. Метаморфизм основных пород докембрия. М.: Наука, 1979. 112 с.
- Кремленский А. А., Овчинников Л. Н. Геохимия глубинных пород. М.: Наука, 1986. 262 с.
- Кренер А. Складчатые пояса и тектоника плит в докембрии//Геология докембрия. Докл. XXVII сес. МГК. М.: Наука, 1984. С. 106—119.
- Крицков А. И. Месторождения платиноидов (геология, генезис, закономерности размещения): Итоги науки и техники. Рудные месторождения. Т. 18. М.: ВИНИТИ, 1988. 132 с.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 388 с.
- Кузьмин М. И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 200 с.
- Кушнер Г. Я. Особенности размещения и перспективы обнаружения медно-никелевого оруденения в Алареченском рудном поле (в свете новых данных)//Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты: ГИ КФ АН СССР, 1988. С. 56—58.

- Лазаренко Е. К., Мамчур Г. П., Шабо Э. В., Квасница В. Н. О метаморфизме докембрийских углеродистых сланцев Кривого Рога (по данным изучения изотопного состава углерода)//Минер. журн. 1979. Т. 1, вып. 2. С. 90—93.
- Ленников А. М., Щека Ж. А. Об эколитоных кристаллических сланцах Джугджурской части Становой зоны//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 2. С. 100—112.
- Лобач-Жученко С. Б., Бибикина Е. В., Левченко О. А., Пушкарёв Ю. Д. Геохронология восточной части Балтийского щита//Методы изотопной геологии и геохронологической шкалы. М.: Наука, 1986. С. 77—134.
- Лобач-Жученко С. Б., Дук В. Л., Крылов И. Н. и др. Геологические и геохимические типы ассоциаций тоналит-трондьемитовых серий архей//Природные ассоциации серых гнейсов архей. Л.: Наука, 1984. С. 72—83.
- Лобач-Жученко С. Б., Кратц К. О., Герлинг Э. П. и др. Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л.: Наука, 1972. 193 с.
- Лутц Б. Г. Магматизм подвижных поясов ранней истории Земли. М.: Наука, 1985. 216 с.
- Ляхницкая И. В., Тузанова Е. В. Региональные и локальные закономерности размещения медно-никелевых сульфидных месторождений. Л.: Недра, 1977. 79 с.
- Ляховский В. А. Влияние напряженного состояния на распределение скоростей сейсмических волн и формирование сейсмических границ в земной коре. Рукопись депонирована в ВИНТИ 12.03.1986, № 1718—В96. 29 с.
- Магматические горные породы. Основные породы. М.: Наука, 1985. 487 с.
- Магматические горные породы. Кислые и средние породы. М.: Наука, 1987а.
- Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987б. 439 с.
- Магматические горные породы. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. 509 с.
- Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Ред. И. В. Бельков. Л.: Наука, 1985. 176 с.
- Магматические формации раннего докембрия территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1980. 283 с.
- Мак-Грегор В. Р. Архейские серые гнейсы и происхождение континентальной коры: данные по району Готхоб, Западная Гренландия//Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 131—156.
- Мамчур Г. П. К геохимии углерода в эндогенных образованиях//Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования. Киев: Наукова думка, 1978. С. 25—33.
- Маракушев А. А. Проблема генезиса расслоенных интрузивов//Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях. М.: Наука, 1979. 352 с.
- Масайтис В. Л., Москалева В. Н., Румянцева Н. А. и др. Магматические формации СССР. Т. 1. Л.: Недра, 1979. 318 с.
- Медно-никелевые месторождения Балтийского щита. Ред. Г. И. Горбунов, Х. Папунен. Л.: Наука, 1985. 329 с.
- Межеловский Н. В. Научно-методические основы прогрессивных технологий региональных геологических исследований. Автореф. докт. дис. М.: МГРИ, 1990. 40 с.
- Мележик В. А. Состав вод докембрийских бассейнов по геохимическим данным//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 9. С. 100—110.
- Мележик В. А., Басалаев А. А., Предовский А. А. и др. Углеродистые отложения ранних этапов развития Земли (геохимия и обстановки накопления на Балтийском щите). Л.: Наука, 1988. 197 с.
- Мележик В. А., Предовский А. А. Геохимия раннепротерозойского литогенеза (на примере северо-востока Балтийского щита). Л.: Наука, 1982. 208 с.
- Меннерт К. Новое о проблеме гранитов. Л.: Изд-во иностр. лит., 1963. 152 с.
- Меннерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М.: Мир, 1971. 120 с.
- Метаморфизм супракrustальных комплексов раннего докембрия. Ред. В. Г. Загородный. Л.: Наука, 1986. 272 с.
- Мигматиты. Ред. Дж. Р. Эшуорт. М.: Мир, 1988. 344 с.
- Милановский С. Ю., Николаевский В. Б. Термомеханический анализ строе-

ния земной коры (вдоль геотраверса Баренцево море — Восточные Альпы)// Физика Земли. 1989. № 1. С. 83—90.

Минц М. В. Игнимбриты: особенности состава и основные проблемы генезиса//Бюл. МОИП Отд. геол. 1978. Т. 53, вып. 4. С. 82—94.

Минц М. В. Общие закономерности размещения и геодинамические обстановки формирования раннепротерозойских месторождений медно-никелевых руд восточной части Балтийского щита (СССР — Кольский полуостров и Карелия, Финляндия, сопредельные территории Швеции и Норвегии)//Металлогения докембрия и метаморфогенное рудообразование. Тез. докл. Ч. 1. Киев: 1990. С. 145—148.

Минц М. В. Палеогеодинамические реконструкции раннего докембрия древнейшей (восточной и северо-восточной) части Балтийского щита//Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН, 1992.

Минц М. В. Палеотектонические реконструкции раннего докембрия восточной части Балтийского щита. 1. Ранний протерозой//Геотектоника. 1993. № 1. С. 39—56.

Минц М. В., Гендлер В. Е., Гольтвегер В. Я. и др. Палеовулканическая реконструкция Кайвской структуры Кольского полуострова//Проблемы осадочной геологии. Вып. 9. М.: Наука, 1984. С. 114—119.

Минц М. В., Житников В. А., Шенкман Е. Я. Геодинамическое моделирование раннепротерозойских структур северо-востока Балтийского щита (к составлению геодинамической карты Кольского полуострова). Препр. М.: ИМГРЭ, 1989. 42 с.

Минц М. В., Колпаков Н. И. Перспективы поисков медно-никелевых руд с учетом новых данных о строении Печенгской структуры//Разведка и охрана недр. 1984. № 10. С. 23—24.

Минц М. В., Колпаков Н. И., Ланев В. С., Русанов М. С. О природе субгоризонтальных сейсмических границ в верхней части земной коры (по данным Кольской сверхглубокой скважины)//Геотектоника. 1987а. № 5. С. 62—72.

Минц М. В., Колпаков Н. И., Ланев В. С. и др. К вопросу о природе внутрикоровых субгоризонтальных сейсмических границ в верхней части земной коры (интерпретация результатов бурения Кольской сверхглубокой скважины)//Докл. АН СССР. 1987б. Т. 296, № 1. С. 71—76.

Минц М. В., Колпаков Н. И., Пузанов В. И. Тектоническая структура Мурманского блока Балтийского щита//Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л.: Наука, 1980. С. 133—145.

Минц М. В., Колпаков Н. И., Шенкман Е. Я. Геодинамическая модель и некоторые особенности формирования и размещения медно-никелевого оруденения Кольского полуострова//Геодинамические модели некоторых нефтегазовых и рудных районов. Л.: Недра, 1987. С. 58—70.

Минц М. В., Колпаков Н. И., Шенкман Е. Я., Чудинова В. Е. Новые данные о Печенгской кольцевой структуре в районе Кольской сверхглубокой скважины//Космогеологическое картирование. Л.: 1984. С. 42—48.

Минц М. В., Кумеев С. С. Полевошпатовая термобарометрия гранитов Кольского полуострова//Полевые шпаты в процессе породообразования. Элиста: 1980. С. 52—65.

Минц М. В., Соботович Э. В., Цюнь О. В. Свинцово-изохронное датирование горных пород Мурманского блока и его обрамления//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 10. С. 5—16.

Минц М. В., Цюнь О. В., Соботович Э. В. Время формирования Лапландских гранулитов, гранит-мigmatитовых куполов и зеленокаменного пояса Печенга—Имандра—Варзуга//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 5. С. 83—91.

Минц М. В., Цюнь О. В., Шенкман Е. Я. К тектонической эволюции Кайвской структуры (Кольский полуостров)//Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 10.

Мирская Д. Д. Древнейшие вулканогенные толщи восточной части Кольского полуострова и возможность их палеовулканических реконструкций//Вулканизм докембрия. Матер. II Всесоюз. палеовулканол. симпоз. Петрозаводск, 2—7 июня 1975 г. Петрозаводск: Карел. ФАН СССР, 1976. С. 18—25.

Митчел А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984. 495 с.

Михайлов Б. М. Эволюция бокситонакопления в геологической истории Земли//Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975. С. 41—55.

Миясиро А., Аки К., Шенгер А. Дж. Орогенез. М.: Мир, 1985. 190 с.

Моралев В. М. Ранние этапы эволюции континентальной литосферы. М.: Наука, 1986. 166 с.

Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н. Анортзитовая формация//Магматические формации СССР. Т. 1. Л.: Недра, 1979. С. 218—228.

Мусатов Д. И., Федоровский В. С., Межеловский Н. В. Тектонические режимы и геодинамика архея (региональные и модельные аспекты). Обзор ВИЭМС. М.: 1983. 42 с.

Негритца В. З. Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1984. 270 с.

Ненахов В. М., Иванников В. В., Кузнецов Л. В., Стрик Ю. Н. Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитондов. М.: 1992. 100 с.

Никитин И. в. Тектоника зоны Колмозеро-Воронья в свете концепции горизонтальных движений//Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л.: Наука, 1980. С. 104—111.

Николаевский В. П. Земная кора, дилатансия и землетрясения//Механика очага и землетрясения. М.: Мир, 1982. С. 133—202.

Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М.: Мир, 1974. 471 с.

Новые данные по геохимии и геохронологии изотопов докембрия Кольского полуострова. Препр. Ред. Ф. П. Митрофанов, Ю. Д. Балашов. Апатиты: ГИ КНЦ АН СССР, 1990. Ч. 1 — 35 с., ч. 2 — 33 с.

Овчинников Л. И. Образование рудных месторождений. М.: Недра, 1988. 255 с.

Павленко В. С. Геохимия и металлоносность палингенных гранитных пород складчатых областей (на примере Западной Монголии). М.: Наука, 1985. 192 с.

Павловский Е. В. Ранние стадии развития земной коры//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 5. С. 23—29.

Павловский Е. В. Происхождение и развитие земной коры материков//Геотектоника. 1975. № 6. С. 3—14.

Павловский Е. В., Марков М. С. Особенности тектоники ранних этапов развития земной коры континентов//Структуры докембрия и связь магматизма с тектоникой. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 5—93.

Петров Б. В., Махрыгина В. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск: Наука, 1975. 342 с.

Питерман Ц. Е. Изотопный состав стронция в позднеархейских—поздне-меловых тоналитах и трондьемитах. Новосибирск: Наука, 1975. С. 106—117.

Подольский Ю. В. К вопросу о генезисе щелочных гранитов в центральной части Кольского полуострова//Докл. АН СССР. 1973. Т. 213, № 5. С. 63—68.

Предовский А. А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты: Кол. ФАН СССР, 1970. 115 с.

Принципы и методы прогноза скрытых месторождений меди, никеля и кобальта/М. Б. Бородаевская, А. И. Кривцов, А. П. Лихачев и др. М.: Недра, 1987. 246 с.

Природные ассоциации серых гнейсов архея. Ред. С. Б. Лобач-Жученко. Л.: Наука, 1984. 198 с.

Прияткина Л. А., Глебовицкий В. А., Шлайфштейн Б. А. О ранних стадиях развития Беломорско-Лапландского метаморфического пояса//Восточная часть Балтийского щита, геология и глубинное строение. Л.: 1975. С. 59—69.

Прияткина Л. А., Шарков Е. В. Геология Лапландского глубинного разлома (Балтийский щит). Л.: Наука, 1979. 127 с.

Проскуряков В. В., Баташев Е. В. и др. Роль процессов метаморфизма в формировании медно-никелевых месторождений//Проблемы петрологии в связи с сульфидным медно-никелевым рудообразованием. М.: Наука, 1981. С. 109—119.

Пушкарёв Ю. Д. Мегациклы в системе кора—мантия. Л.: Наука, 1990. 216 с.

Пушкарёв Ю. Д., Кравченко М. П., Рюнгген Г. И., Смолькин В. Ф. Геохимия изотопов свинца и серы в связи с проблемой генезиса сульфидного медно-никелевого оруденения//Новые данные по месторождениям никеля Кольского полуострова. Апатиты: Кол. ФАН СССР, 1985. С. 72—88.

Пушкарёв Ю. Д., Кравченко Э. В., Шестаков Г. И. Геохронологические реперы докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978. 135 с.

Пушкарёв Ю. Д., Рюнгген Г. И., Смолькин В. Ф., Шуркина Л. К. Геохимия изотопов свинца в связи с особенностями формирования рудообразующих систем никеленосных базит-гипербазитов Кольского полуострова//Изотопная геохимия процесса рудообразования. М.: Наука, 1988. С. 150—166.

Раевский А. Б. Вычислительные аспекты обратной трехмерной задачи гравиметрии для горизонтального слоя с вертикальным градиентом плотности// Геофизические исследования на Европейском Севере СССР. Апатиты: Кол. ФАН СССР, 1983. С. 80—87.

Раевский А. Б. Применение линейных трансформаций при гравитационном моделировании верхней части земной коры на кристаллических щитах (на примере западного района Кольского полуострова). Автореф. канд. дис. М.: ИФЗ АН СССР, 1984. 17 с.

Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.

Росс К. С., Смит Р. Л. Туфы пеплового потока, их происхождение, геологические отношения и идентификация//Проблемы палеовулканизма. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. С. 398—408.

Руб А. К., Руб М. Г., Заяц А. П. Редкоземельные элементы породообразующих минералов гранитоидов как индикаторы их генезиса и рудоносности//Геология руд. м-ний. 1990. № 5. С. 96—100.

Рудные месторождения СССР. Т. 3. М.: Недра, 1978. 496 с.

Сидоренко А. В., Ожогин В. А. Применение аэрофотосъемки для определения первичного генезиса глубокометаморфизованных щелочных пород Кольского полуострова//Докл. АН СССР. 1968. Т. 180, № 3. С. 78—85.

Сидоренко Св. А., Сидоренко А. В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: 1975. 138 с.

Силантоё Р. Модель тектоники плит в применении к процессу образования месторождений медно-порфировых руд//Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М.: Мир, 1974а. С. 335—351.

Силантоё Р. Связь металогеогенических провинций запада Американских континентов с поддвижением (субдукцией) океанической литосферы//Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М.: Мир, 1974б. С. 330—334.

Скуфьян П. К., Пушкарёв Ю. Д., Кравченко М. П. Вулканытты муджнерит-трахитовой формации в Печенгской вулcano-тектонической депрессии//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 1. С. 18—29.

Смирнов В. И., Годлевский М. Н. и др. Генезис эндогенных месторождений. М.: Недра, 1968. 719 с.

Смолькин В. Ф., Вревский А. Б., Хански Е. Эволюция высокомагнезиальных первичных магм северо-востока Балтийского щита//Докл. АН СССР. 1987. Т. 296, № 1. С. 210—214.

Смолькин В. Ф., Шарков Е. В. Высотититанистые пикриты — специфические магматические образования этапа перехода от раннего к позднему докембрию//Докл. АН СССР. 1989. Т. 309, № 1. С. 164—168.

Соколов П. В. Свита Кейв//Геология СССР. Т. 27. Мурманская область. Ч. 1. М.: 1958. С. 180—246.

Сомин М. Л. Метаморфизм высокого давления — низкой температуры и сейсмофокальные зоны геологического прошлого//Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 179—189.

Сорохтин О. Г., Ушаков С. А. Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во МГУ. 1991. 446 с.

Суркин Ф. Сульфидные рудные месторождения и глобальная тектоника (тектоника плит)//Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М.: Мир, 1974. С. 358—376.

- Сперанская И. М. Формация игнимбритов и ее роль в молодом вулканизме Тихоокеанского пояса // Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский: 1964. С. 91—98.
- Страхов В. Н. Об общих решениях задач гравиметрии и магнитометрии // Изв. вузов. Геол. и разв. 1978. № 4. С. 104—117.
- Страхов В. Н. Основные идеи и методы извлечения информации из данных гравитационных и магнитных наблюдений // Теория и методика интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. М.: ИФЗ АН СССР, 1979. С. 146—269.
- Судовиков Н. Г. Метасоматические граниты // Вестн. ЛГУ. 1950. № 10. С. 18—30.
- Тарни Дж., Уивер Б., Друри С. А. Геохимия архейских трондьемитовых и тоналитовых гнейсов Шотландии и Восточной Гренландии // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. Ред. Ф. Баркер. М.: Мир, 1983. С. 204—222.
- Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Тугаринов А. И., Бибикова Е. В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980. 131 с.
- Унксов В. А. Тектоника плит. М.: Недра, 1981. 288 с.
- Фашии метаморфизма восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1990. 144 с.
- Федоров Е. Е., Федорова М. Е. Геологическое строение массивов щелочных гранитов Кольского полуострова и проблема их происхождения // Сов. геология. 1978. № 8. С. 57—68.
- Федоровский В. С. Нижний протерозой Байкальской горной области. М.: Наука, 1985. 200 с.
- Федотов Ж. А. Эволюция протерозойского вулканизма восточной части Печенга-Варзугского пояса (петрохимический аспект). Апатиты: Кол. ФАН СССР, 1985. 119 с.
- Фелпс Д. Петрология, геохимия и происхождение кварц-диорит-трондьемитового комплекса Спарта, Северо-Восточный Орегон // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 396—417.
- Физико-химические модели петрогенеза и рудообразования. Новосибирск: Наука, 1984. 176 с.
- Физические свойства минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах. Справочник. М.: Недра, 1988. 254 с.
- Фонарев В. И., Коников А. Н., Грофчиков А. А., Авакян К. Х. Геологическая термометрия метаморфических комплексов Центрально-Кольской области архей // Кристаллическая кора в пространстве и времени: метаморфические и гидротермальные процессы. Докл. XXVII сес. МГК, С. 29—44. М.: Наука, 1989.
- Хайн В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 510 с.
- Хайн В. Е. Тектоника плит двадцать лет спустя (размышления о прошлом, настоящем и будущем) // Геотектоника. 1988. № 6. С. 3—17.
- Цыонь О. В. Возраст докембрийских пород Пурначской зоны и смежных районов Кольского полуострова // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 1. С. 42—49.
- Цыонь О. В., Миц М. В. и др. Возраст, геохимические особенности и генезис гранитоидов обрамления Печенгской вулкано-тектонической депрессии // Геохимия. 1988. № 7. С. 1012—1019.
- Шарков Е. В. Эколиты в метагаббро-анортозитах Сальных и Колвицких тундр (Кольский полуостров) // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266, № 6. С. 1449—1454.
- Шарков Е. В. Физико-химические аспекты образования анортозитов // Анортозиты Земли и Луны. Ред. М. С. Марков, О. А. Богатилов. М.: Наука, 1984. С. 235—245.
- Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П. Магматизм в истории развития нижнего докембрия // Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969. С. 47—64.
- Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П. Раннедокембрийский магматизм в связи с развитием земной коры // Проблемы докембрийского магматизма. Л.: Наука, 1974. С. 8—16.
- Щелочные породы Кольского полуострова. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1958. 368 с.

Эволюция земной коры и эндогенной металлогенической зональности северо-восточной части Балтийского щита. Гл. ред. И. В. Бельков. Л.: Наука, 1987. 112 с.

Abraiaño T. A., Pastery J. D., Pastery Jr. D. Zambales ophiolite, Philippines. II. Sulphide petrology of the critical zone of the Akoje Massif//Contrib. Miner. Petrol. 1989. V. 103, N 1. P. 64—77.

Alapieti T. The Koillismaa layered igneous complex — its structure, mineralogy and geochemistry, with emphasis on the distribution of chromium//Bull. Geol. Surv. Finl. 1982. N 319. 116 p.

Anhaeusser C. R. The evolution of the early Precambrian crust of Southern Africa//Philos. Trans. Roy. Soc. London. 1973. V. 273, N 1235. P. 359—388.

Art J. G., Barker F., Peterman Z. E., Friedman J. Geochemistry of gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas//J. Petrol. 1978. V. 19. P. 289—316.

Austerheim H., Mørk M. B. E. The lower continental crust of the Caledonian mountain chain: evidence from former deep crustal sections in western Norway//Norg. Geol. Und. 1988. Spec. publ. 3. P. 102—113.

Babcock R. S., Mish P. Origin of Skagit migmatites, North Cascades Range, Washington State//Contrib. Miner. Petrol. 1989. V. 101. P. 485—495.

Baker B. H., Gordon G., Leeman W. e. a. Geochemistry and petrogenesis of a basalt-benmoreite-trachyte suite from the southern part of the Gregory Rift Kenya//Ibid. 1977. V. 64, № 3. P. 67—79.

Barbey P., Convent J. e. a. Petrogenesis and evolution of an Early Proterozoic collisional orogenic belts: the granulite belt of Lapland and the Belomirides (Fennoscandia)//Bull. Geol. Soc. Finl. 1984. 56, pt 1—2. P. 161—188.

Bernard-Griffiths J., Peucat J. J. E. a. Isotopic data (U-Pb, Rb-Sr, Pb-Pb and Sm-Nd) on mafic granulites from Finnish Lapland//Precamb. Res. 1984. V. 23. P. 325—348.

Berthelsen A., Marker M. Tectonics of Cola collision suture and adjacent Archean and Early Proterozoic terrains in the north-eastern region of the Baltic Shield. Pt 1//Tectonophys. 1986. V. 126. P. 31—55.

Bibikova E. V., Mitrofanov F. P., Balashov Y. A., Bogdanova S. V. The age and the extent of the Archean in the eastern Baltic Shield//The second symposium of the Baltic Shield. Abstracts. Lund, Sweden, June 5—7. 1990. P. 16.

Birch J. L., Allegre C. J. Rb-Sr systematics of Montshe Tundra mafic pluton, Kola Peninsula, USSR//Earth Planet. Sci. Lett. 1973. V. 20, № 2. P. 266.

Bradshaw J. Y. Early Cretaceous vein related garnet granulite in Fiordland, southwest New Zealand: a case for infiltration of mantle — derived CO₂ rich fluids//J. Geol. 1989. V. 97. P. 697—717.

Bridgwater D., Schiotte L. Crustal evolution in the North Atlantic craton between 3.9 and 2.5 Ga//The second symposium of the Baltic Shield. Abstracts. Lund, Sweden, June 5—7. 1990. P. 22.

Brouxel M., Lapierre H., Michard A., Albareda F. The deep layers of a paleozoic arc: Geochemistry of the Copley-Balaklala series, northern California//Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V. 85. P. 386—400.

Chappel B. W., Stephens W. E. Origin of infracrustal (I-type) granite magmas//The origin of granites. Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci. 1988. V. 79. P. 71—86.

Chappel B. W., White A. J. R. Two contrasting granite types//Pacific Geol. 1974. V. 29. P. 173—174.

Coleman R. G., Peterman Z. E. Oceanic plagiogranite//J. Geophys. Res. 1975. V. 80. P. 1099—1108.

Condie K. C. Petrology and geochemistry of the Laramie batholith and related metamorphic rocks of Precambrian age, eastern Wyoming//Geol. Soc. Amer. Bull. 1969. V. 80. P. 57—82.

Condie K. C. Archean greenstone belts. Amsterdam: Elsevier, 1981. 434 p.

Cook R. D., Crawford M. L., Omar G. I., Crawford W. A. Magmatism and deformation, southern Revillagigedo Island, southeastern Alaska//Geol. Soc. Amer. Bull. 1991. V. 103. P. 829—841.

- Crawford M. L., Crawford W. A. Magma emplacement in a convergent tectonic orogen, southern Revillagigedo Island, southeastern Alaska//Can. J. Earth Sci. 1991. V. 28. P. 929—938.
- Callers R. L., Graf J. L. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks * ore petrogenesis/Rare earth element geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 275—316.
- Daly J. S., Bogdanova S. Timing of metamorphism in the Lapland granulite belt, Finland//Res Terrae. Metamorphism, deformation and structure of the crust. Ed. P. Tuisku, K. Laajoki. Abstracts. Oulu: 1991. P. 16.
- Daly J. S., Mitrofanov F. P. Late Archean crust from Voche-Lambina area, USSR//The second symposium on the Baltic Shield. Abstracts. Lund, Sweden, June 5—7, 1990. P. 31.
- De Saint Blanquat M., Lardeaux J. M., Brunel M. Petrological arguments for high-temperature extensional deformation in the Pyrenean Variscan crust (Saint Bartelemy Massif, Ariège, France)//Terranes in the Variscan Belt of Europe an Circum-Atlantic Paleozoic orogens. Ed. Ph. Matte: Tectonophys. 1990. V. 177. P. 245—262.
- Dewey J. F., Bird J. Plate tectonics and geosynclines//Tectonophys. 1970. V. 10, № 5/6. P. 625—638.
- Dimroth E., Dressler B. Metamorphism of Labrador trough//Metamorphism in the Canadian Shield: Geol. Surv. Can. Pap. 1978. 78—10. P. 215—236.
- Ewart A., Brothers R. N., Mategen A. An outline of geology and geochemistry and possible petrogenetic evolution of the volcanic rocks of the Tonga—Kermadec—New Zealand island arc//J. Volcanol. Geotherm. res. 1977. V. 2, № 3. P. 205—250.
- Fonarev V. I., Konilov A. N., Graphchikov A. A. Lapland granulite belt (LGB): P—T conditions of metamorphism//Res Terrae. Metamorphism, deformation and structure of the crust. Ed. P. Tuisku, K. Laajoki. Abstracts. Oulu: 1991. P. 16.
- Fyfe W. S. How do we recognize plate tectonics in very old rocks?//Precambrian plate tectonics. Amsterdam: Elsevier, 1981. P. 549—560.
- Gaal G., Berthelsen A., Gorbatshev R. e. a. Structure and composition of the Precambrian crust along the Polar profile in the northern Baltic Shield//Tectonophys. 1989. V. 162. P. 1—25.
- Garuti G., Flandri P., Rossi A. Sulfide composition and phase relations in the Fe-Ni-Cu ore deposits of the Ivrea-Verbano basic complex (Western Alps, Italy)//Miner. Dep. 1986. V. 21, № 1. P. 22—34.
- Glassley W. Fluid evolution and graphite genesis in the deep continental crust//Nature. 1982. V. 295, № 5846. P. 229—231.
- Glaznev V. N., Raevsky A. B., Sharov N. V. A model of the deep structure of the northeastern part of the Baltic Shield based on joint interpretation of seismic, gravity, magnetic and heat flow data//Tectonophys. 1989. V. 162, № 1—2. P. 151—164.
- Glikson A. Y. Uniformitarian assumptions, plate tectonics and the Precambrian Earth//Precambrian plate tectonics. Amsterdam: Elsevier, 1981. P. 91—105.
- Goodwin A. M. Archean plates and greenstone belts//Precambrian plate tectonics. Amsterdam: Elsevier, 1981. P. 105—136.
- Green D. H. Genesis of Archean peridotitic magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonics//Geology. 1975. V. 3. P. 15—18.
- Hanson G. N. Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems//Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1980. V. 8. P. 371—406.
- Hargraves R. B. Precambrian tectonic style: a liberal uniformitarian interpretation//Precambrian plate tectonics. Amsterdam: Elsevier, 1981. P. 21—56.
- Helmstaedt H., Padghem W. A., Brothly J. A. Multiple dykes in lower Cam Group, Jellownknife greenstone belt: evidence for Archean sea-floor spreading?//Geology. 1986. V. 14, № 7. P. 562—566.
- Hormann P. K., Raith M. e. a. The granulite complex of Finnish Lapland: petrology and metamorphic conditions in the Ivalojokey Inarijarvi area//Bull. Geol. Surv. Finl. 1980. № 308. 95 p.

- Horneman R., Hyvarinen T., Niskanen P. The granitoids surrounding and intruding the Kuhmo greenstone belt, Eastern Finland//Geol. Surv. Finl. 1988. Spec. pap. 7. P. 97—121.
- Huhma H., Sakko M. Sm-Nd and Pb isotopic study of Early Proterozoic continental mafic rocks in the Perapohja area, Northern Finland//Proterozoic geochemistry. Abstracts. Lund, Sweden: June 3—16, 1987. P. 47—48.
- Hutchison C. S. Ophiolite in south-east Asia//Bull. Geol. Soc. Amer. 1975. V. 86, № 6. P. 797—806.
- Jahn M., Vidal P., Kroner A. Multichronometric ages and origin of Archean tonalitic gneisses in Finnish Lapland: a case for long crustal residence time//Contrib. Miner. Petrol. 1984. V. 86. P. 398—408.
- Karner G. D., Malts A. B. Gravity anomalies and structure of the lithosphere at mountain ranges//J. Geophys. Res. 1983. V. 88, № 12. P. 10449—10477.
- Kay R. W., Senechal R. G. The rare earth geochemistry of the Troodos Ophiolite Complex//J. Geophys. Res. 1976. V. 81. P. 964—970.
- Kontinen A. An early proterozoic ophiolite — the Jormua maficultramafic complex, northeastern Finland//Precamb. Res. 1987. V. 35, № 1. P. 313—341.
- Kroner A. Precambrian plate tectonics//Precambrian plate tectonics. Ed. A. Kroner. Amsterdam: Elsevier, 1981. P. 57—91.
- Kussmaul S., Hormann P. K., Ploskouka E., Subieta T. Volcanism and structure of South-Western Bolivia//J. Volcanol. Geotherm. Res. 1977. V. 2, № 1. P. 118—132.
- Lipman P. W. Evolution of silicic magma in the upper crust: the mid-Tertiary Latir volcanic field and its cogenetic granitic batholith, northern New Mexico, USA. Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci. 1988. V. 79. P. 265—288.
- Lorand J. R. Preliminary report of the cupro-nickeliferous opaque assemblages in ultramafic rocks from the Bay of Islands ophiolitic complex (Newfoundland)//Ophioliti. 1985. V. 10, № 2—3. P. 256.
- Lorand J. R. The Cu-Fe-Ni sulfide as a possible „impregnation” component in the mantle sequence of the Sumail ophiolite, southern Oman (abstract)//Ophioliti. 1987. V. 12, № 1. P. 252.
- Ludden Y., Hubert C., Garipey C. The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada//Geol. Mag. 1986. V. 123, № 2. P. 153—166.
- Marker M. Early Proterozoic (c. 2000—1900 Ma) crustal structure of the northeastern Baltic Shield: tectonic division and tectogenesis//Norg. Geol. Und. Trondheim. 1985. 403. P. 55—74.
- Marker M. Tectonic interpretation and new crustal modelling along the Polar profile, northern Baltic Shield//Proceedings of the Sixth Workshop on the European Geotraverse (EGT) Project. Strasbourg: 1990. P. 9—22.
- Martin H. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction — zone magmas//Geology. 1986. V. 14. P. 753—756.
- Martin H. Petrogenesis of Archean trondhjemites, tonalites and granodiorites from Eastern Finland: major and trace element geochemistry//J. Petrol. 1987. V. 28, № 5. P. 921—953.
- Maruyama S., Liou J. G. Ocean-floor metamorphism at different tectonic settings//A review on the DSDP drilling projects: EOS. 1988. 69 P. 1403.
- Mehnert K. R. The Ivrea zone//N. Jahr. Miner. Abhand. 1975. B125, № 2. P. 156—199.
- Merilainen K. The granulite complex and adjacent rocks in Lapland, Northern Finland//Bull. Geol. Surv. Finl. 1976. № 281. 129 p.
- Miller F. S. Petrology of San-Marcos gabbro, Southern California//Bull. Geol. Soc. Amer. 1937. V. 448, № 10. P. 1397—1497.
- Moorbath S., Taylor P. N. Isotopic evidence for continental growth in the Precambrian Plate tectonics//Precambrian plate tectonics. Amsterdam: Elsevier, 1981. P. 491—526.
- Nickel-copper deposits of the Baltic Shield and Scandinavian Caledonides. Geol. Surv. of Finland. Bull. 333. Espoo, 1985. 394 p.
- Nikishin A. M., Khain V. E., Lobkovsky L. I. Global evolution of the Earth: possible model//29th International Geological Congress. Abstracts. v. 1. Kyoto, Japan: 1992. P. 2.

- Nisbet E. G., Bickle M. J., Martin A. The mafic and ultramafic lavas of the Belingwe greenstone belt, Rhodesia//*J. Petrol.* 1977. V. 18. P. 521—566.
- Noble D. C., Rigot W. L., Bowman H. R. Rare-earth element content of some highly differentiated ash-flow tuffs and lavas//*Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 1979. № 180. P. 92—103.
- Ocher D. Z., Schopf Z. W., Kvenvolder K. A. Carbon isotopic studies of organic matter in Pre-Cambrian rocks//*Science*. 1972. V. 175. № 11. P. 1246—1248.
- Olsen S. N. Open and closed-system migmatites in the Front Range, Colorado//*Amer. J. Sci.* 1982. V. 282. P. 1596—1622.
- Olsen S. N. Mass-balance and mass-transfer in the migmatites from Colorado Front Range//*Contrib. Miner. Petrol.* 1984. V. 85. P. 30—44.
- Pankhurst R. J., Hole M. J., Brook M. Isotope evidence for the origin of Andean granites//*The origin of granites*. Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci. 1988. V. 79. P. 123—133.
- Paradis S., Ludden J., Gelinas L. Evidence for contrasting compositional spectra in comagmatic intrusive and extrusive rocks of the Late Archean Blake River Group, Abitibi, Quebec//*Can. J. Earth Sci.* 1988. V. 25. P. 134—144.
- Park A. E. Nature, affinities and significance of the Outokumpu assemblage, Eastern Finland//*Bull. Geol. Surv. Finl.* 1984. Pt 1—2. P. 25—52.
- Patchett P. J., Todt W., Gorbatschev R. Origin of continental crust of 1.9—1.7 Ga age: Nd isotopes in the Svecofennian orogenic terrains of Sweden//*Precamb. Res.* 1986. V. 35. P. 145—160.
- Picard C., Giovenazzo D., Lamothe D. Geotectonic evolution by asymmetric rifting of the Proterozoic Cape Smith Belt, New Quebec//*Geosci. Can.* 1989. V. 16. № 3. P. 130—134.
- Precambrian plate tectonics. Ed. A. Kroner. Amsterdam: Elsevier, 1981. 781 p.
- Price R. C., Taylor S. R. The rare earth element geochemistry of granite, gneiss and migmatite from the Western Metamorphic Belt of South-Eastern Australia//*Contrib. Miner. Petrol.* 1977. V. 62, № 3. P. 18—30.
- Proceedings of the Sixth Workshop on the European Geotraverse (EGT) Project. Ed. R. Freeman, St. Mueller. Strasbourg: 1990. 457 p.
- Ringwood A. E. Slab-mantle interactions. 3. Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle//*Chem. Geol.* 1990. V. 82. P. 187—207.
- Roddick J. A., Hutchinson W. W. Setting of the Coast Plutonic Complex, British Columbia//*Pacific Geol.* 1974. V. 8. P. 91—108.
- Rouer O., Lapierre H., Masle G. e. a. Geodynamic implications of Devonian silicic arc magmatism in the Sierra Nevada and Klamath Mountains, California//*Geology*. 1981. V. 17. P. 177—180.
- Scott D. J., Bickle M. J. Field relationships in the Early Proterozoic Purtunig Ophiolite, Lace Watts and Purtunig map areas, Quebec//*Geol. Surv. Can.* 1991. Pap. 91—1C. P. 179—188.
- Scott D. J., St-Onge M. R., Lucas S. B., Helmstaedt H. The 1998 Ma Purtunig ophiolite: imbricated and metamorphosed oceanic crust in the Cape Smith Belt, northern Quebec//*Geosci. Can.* 1989. V. 16, № 3. P. 144—147.
- Sederholm J. I. On granite and gneiss, their origin//*Bull. Com. Geol. Finl.* № 23. 1907.
- Simmons E. C., Hanson G. N. Geochemistry and origin of massif-type anorthosites//*Contrib. Miner. Petrol.* 1978. V. 66. P. 119—135.
- Taipale K. Volcanism in the Archean Kuusmo greenstone belt, eastern Finland//*Geol. Surv. Finl.* 1988. Spec. pap. 4. P. 151—160.
- Tait R. E., Harley S. L. Local processes involved in the generation of migmatites within mafic granulites//*The origin of granites*. Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci. 1988. V. 79. P. 209—222.
- Tarney J. Geochemistry of Archean high grade gneisses, with implications to the origin and evolution of the Precambrian crust//*The early history of the Earth*. Ed. B. F. Windley. London: Wiley, 1976. P. 405—417.
- Taylor H. P., Jr. Oxygen, hydrogen and strontium isotope constraints on the origin of granites//*The origin of granites*. Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci. 1988. V. 79. P. 317—338.

Thompson R. A., Dungan M. A., Lipman P. W. Multiple differentiation processes in early-rift calc-alkaline volcanics, northern Rio Grande rift, New Mexico//J. Geophys. Res. 1986. V. 91, № B6. P. 6046—6058.

Thorpe R. S., Frankis F. W., Moorbath S. Rare earth and strontium isotope evidence concerning the petrogenesis of North Chilean ignimbrites//Earth Planet. Sci. Lett. 1979. V. 42, № 3.

Wasserburg G. I., MacDonald G. E. F., Hoyle F., Fowler W. A. Relative contributions of uranium, thorium and potassium to heat production in the Earth//Science. 1964. 143. P. 465—467.

Weaver B. L. Rare earth element geochemistry of Madras granulites//Contrib. Miner. Petrol. 1980. V. 71. P. 271—279.

Weaver S. D., Seal J. S. C., Gibson J. L. Trace-element data relevant to the origin of trachytic and pantelleritic lavas in the East African Rift System//Contrib. Miner. Petrol. 1972. V. 36, № 3. P. 112—129.

Whalen J. B., Currie K. L., Chappell B. W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis//Contrib. Miner. Petrol. 1987. V. 95, № 4. P. 407—419.

White A. J. R., Chappell B. W. Some supracrustal (S-type) granites of Lachlan Fold Belt//The origin of granites. Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci. 1988. V. 79. P. 169—181.

Windley B. F. The evolving continents. London: Wiley, 1977. 385 p.

Windley B. F. Phanerozoic granulites//J. Geol. Soc. 1981a. V. 138, № 6. P. 745—751.

Windley B. F. Precambrian rocks in the light of the plate-tectonic concept//Precambrian plate tectonics. Amsterdam: Elsevier, 1981b. P. 1—20.

Wronkiewicz D. J., Condie K. Geochemistry and provenance of sediments from the Pongola Supergroup, South Africa: evidence for 3.0 Ga old continental craton//Geochem. Cosmochim. Acta. 1990. V. 53. P. 1537—1549.

**ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ
АЛДАНСКОГО И УКРАИНСКОГО ЩИТОВ,
БАЙКАЛО-ВИТИМСКОГО ПОЯСА**

Глава 12.

**ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
ПРИ ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ АНАЛИЗЕ
РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ
АЛДАНСКОГО ЩИТА**

Геодинамический анализ раннедокембрийских комплексов Алданского щита может выполняться с использованием тех же приемов и методов, что и для геологических комплексов фанерозоя и позднего докембрия, но с обязательным учетом специфических особенностей термодинамики ранней Земли, определяющих направленность ее эволюции и неповторимость тектонических условий ранних стадий развития литосферы. Это положение объясняет широкое развитие в раннем докембрии многих своеобразных ассоциаций, не известных в значительных масштабах в последующие эпохи (базальтово-коматинитовые серии, железистые кварциты, анортозиты, граниты рапакиви и др.), а также определяет необходимость использования для геодинамического анализа таких комплексов, которые хорошо известны и в более молодые эпохи, так как иначе невозможно получить сопоставимые результаты. В числе именно таких образований, в первую очередь, могут быть указаны вулкано-плутонические ультрабазит-базитовые серии и гранитоидные комплексы.

Породы ультрабазит-базитового состава, даже будучи метаморфизованными в самой различной степени, остаются обычно наиболее уверенно диагностируемыми. При слабых изменениях в них удастся реконструкция первичных структур и, таким образом, условий образования; при более значительных деформациях и метаморфизме признаки первичного залегания и структуры утрачиваются, однако петрогеохимические особенности состава пород сохраняются, за исключением случаев наложения процессов ме-

тасоматоза [Моралев, 1986]. Отсюда следует вывод, имеющий методическое значение — петрогеохимические особенности пород ультрабазит-базитового состава могут являться основой для анализа геодинамических условий образования раннедокембрийских комплексов, в том числе и метаморфизованных. Опыт такого рода анализа излагается ниже на примере исследований некоторых раннедокембрийских комплексов Алданского щита.

Специальное исследование метабазитов с целью реконструкции геодинамических условий формирования раннедокембрийских комплексов было выполнено для одной из купольных структур Алданского щита — Суннагинского купола, где метабазиты слагают морфологически четко выраженные секущие (дайковые) тела и встречаются в составе как супракрустального, так и инфракрустального комплексов. К первому из них относится раннеархейская гранулитогнейсовая тимптоно-желтулинская серия, а ко второму — подстилающая ее эндербит-базитовая ассоциация пород суннагинской толщи (рис. 12.1).

Суннагинский эндербитовый купол располагается в северной части Алданского щита, имеет размеры около 300×380 км и является одной из наиболее крупных структур такого типа, определяющих нелинейный стиль тектоники более крупного гетерогенного синалического ядра — Алдано-Станового нуклеара [Глуховский, 1990].

Ядро Суннагинского купола диаметром около 180 км сложено гетерогенным комплексом низкокальциевых и нормально-щелочных эндербитов (вторые преобладают), которые вмещают неравномерно распределенные включения метабазитов самой разнообразной формы и размеров (от микровключений до многометровых будин). Низкокальциевые эндербиты, по сравнению с эндербитами нормальной щелочности, более темные, чаще имеют полосчатую текстуру, в большой степени насыщены включениями метабазитов и по всем характеристикам вполне сопоставимы с эндербитами инфракрустального комплекса западных районов Алданского щита, для которых уран-свинцовым изохронным методом по циркону установлен возраст 3570 ± 60 млн лет [Морозов и др., 1990]. Эндербиты нормальной щелочности обычно более массивные и лейкократовые. Их возраст предполагается таким же, как и у аналогичных пород запада Алданского щита, где он определен U-Pb методом по циркону 3335 ± 3 [Mutman et al., 1992] или 3390 ± 10 млн лет [Морозов и др., 1990].

В обрамлении эндербитового ядра Суннагинского купола развиты породы супракрустального комплекса, в составе которого преобладают метаосадочные породы — гранат-биотитовые, гранат-силлиманит-биотитовые гнейсы, иногда с кордиеритом и графитом. Отмечаются прослои мраморов, кальцифинов и кварцитов. Метабазиты слагают среди них согласные линзовидные или пластовые тела значительной протяженности и мощности (от нескольких до первых сотен метров).

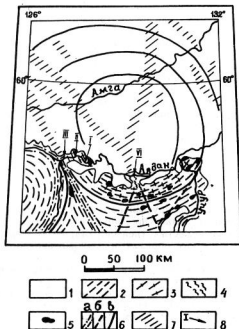


Рис. 12.1. Схема геологического строения Суннагинского купола на Алданском щите:

1 — платформенный чехол вендско-раннепалеозойских осадочных пород; 2 — супракрустальный комплекс гнейсовых серий раннего архея; 3 — инфракрустальный комплекс пород энтербит-базитовой ассоциации раннего архея и катархея; 4 — зоны развития деформированных даек метабазитов; 5 — чарнокитовые и аляскистовые граниты позднего архея — раннего протерозоя; 6 — разрывные нарушения: а — выраженные в магнитном поле, б и в — выявленные на космических снимках: прямые (б) и дуговые (а); 7 — линейные положительные магнитные аномалии, маркирующие предполагаемые пояса даек метабазитов; 8 — места отбора проб метабазитов различных (I—IV) типов.

Среди метабазитов Суннагинского купола выделяются четыре морфогенетических типа.

Первый тип — это метабазиты инфракрустального комплекса, рассредоточенные в пределах энтербитового ядра купола вне зоны линейных магнитных аномалий. Они встречаются в виде разновеликих меланократовых включений неправильной формы в

эндербитах, часто ассоциируя с древнейшими низкокальциевыми эндербитами. Поэтому они рассматриваются как реликты пород древнейшего базитового субстрата, составляющего вместе с низкокальциевыми эндербитами инфракристалльный комплекс пород, интенсивно переработанный в процессе последующей гранитизации.

Второй тип — метабазиты, относящиеся к супракристалльному комплексу. Они локализируются во внешней зоне эндербитового ядра и встречаются в виде включений неправильной формы среди эндербитов, часто в парагенезисе с глиноземистыми гнейсами. Эти метабазиты утратили признаки первичного залегания, а их взаимоотношения с другими породами супракристалльного комплекса нарушены в связи с пластическими и другими деформациями. Относительно них нельзя уверенно заключить, происходят ли они из пластовых тел (типа лавовых потоков либо силлов) или являются деформированными дайками.

Метабазиты **третьего типа** принадлежат стратифицируемым гнейсовым сериям супракристалльного комплекса архея в складчатом обрамлении купола. Они образуют согласные пластовые тела среди глиноземистых гнейсов, кварцитов и карбонатных пород, сохраняя таким образом признаки первичного залегания [Моралев и др., 1987].

Метабазиты **четвертого типа**, представленные мафическими дайками, занимают особое место в структуре Суннагинского эндербитового купола. Они локализованы в осевой субмеридиональной зоне на продолжении линейной положительной магнитной аномалии. Здесь на левом берегу р. Алдан и в долине р. Суннагин встречаются дайкоподобные тела метабазитов мощностью чаще 1—2 реже 30—70 м, секущие по отношению к полосчатости в эндербитах. Контакты с эндербитами резкие, иногда метабазиты осветлены и приобретают мезократовый облик. Часто наблюдаются переходы от дайкоподобных тел к включениям неправильной формы: агматитам, ленточным телам и прочее.

Рассмотрение петрогеохимических особенностей метабазитов необходимо начать с определения в них величин K/Rb отношений, поскольку в метаморфических породах эти отношения обычно остаются в поле значений, нормальных для магматических пород только при изохимическом характере метаморфизма [Gray, 1977]. На диаграмме K/Rb видно, что точки составов исследованных образцов метабазитов всех выделенных типов оказались в поле нормальных значений (рис. 12.2), что указывает на изохимический характер метаморфизма и позволяет ожидать сохранения петрогеохимических параметров первичных магматических пород.

Петрохимические параметры исследованных метабазитов вполне определенно показывают их принадлежность как к толеитовой, так и к известково-щелочной сериям (табл. 12). Близость

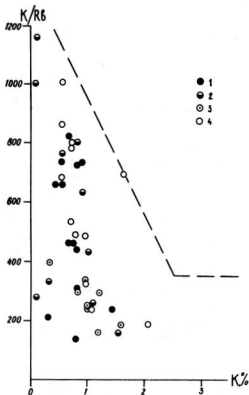


Рис. 12.2. Диаграмма $K/Rb-K$ для метабазитов:

1 — инфракрустального комплекса (I тип); 2 — супракрустального комплекса из включений в энтербитах (II тип); 3 — пластового тела в супракрустальном комплексе (III тип); 4 — мафические дайки (IV тип).

к океаническим породам хорошо выражена на диаграмме AFM, где значительная часть точек попадает в поле океанических базальтов (рис. 12.3). Метабазиты принадлежат как к железистым, так и к магнезиальным толеитам [Jensen, 1976], хотя для пород дайковой группы и супракрустального комплекса может быть отмечено преобладание высокоглиноземистых разностей (см. рис. 12.3).

Использованные диаграммы, так же как и некоторые другие

**СРЕДНИЕ СОСТАВЫ (ОКИСЛЫ — В %,
 РЕДКИЕ И РАССЕЯННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ — В Г/Т)
 МЕТАБАЗИТОВ И ЭНДЕРБИТОВ СУННАГИНСКОГО КУПОЛА**

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	45,26	48,38	50,60	47,42	62,25	70,55
TiO ₂	0,84	0,98	0,70	1,04	0,62	0,47
Al ₂ O ₃	14,00	16,88	14,60	15,80	16,24	13,83
Fe ₂ O ₃	3,44	11,18*	8,70*	4,05	7,09*	3,91*
FeO	9,50	—	—	8,46	—	—
MnO	0,18	0,18	0,20	0,20	0,12	0,10
MgO	10,22	7,71	10,45	7,59	1,97	0,60
CaO	11,55	9,87	10,25	10,20	5,59	2,52
Na ₂ O	2,44	2,69	3,00	2,75	3,74	2,86
K ₂ O	0,96	0,74	1,25	1,04	1,64	4,45
P ₂ O ₅	0,07	0,18	0,25	0,23	0,20	0,20
п. п. п.	0,90	0,57	—	0,65	—	—
Сумма	99,36	99,36	100	99,44	99,46	99,49
Rb	21	21	43	25	31	121
Sr	279	503	396	334	306	229
Ba	130	165	380	296	638	1318
Y	15	16	26	23	27	28
Zr	70	87	98	84	177	228
Cr	722	336	338	165	20	10
Ni	335	110	163	105	21	16
La	8,6	13,1	21	17,8	22	34,6
Ce	18,33	26,40	46	42	45,1	67,4
Nd	10,10	13,02	31	24,45	23,5	35,5
Sm	2,60	3,34	5,9	5,75	4,8	6,1
Eu	0,61	0,08	1,10	1,24	1,3	1,2
Cd	2,78	2,88	5,1	4,56	4,1	3,7
Er	1,45	1,60	2,3	2,00	1,9	2,0
Yb	1,22	1,46	1,90	1,66	1,7	1,8

1 — метабазиты инфракрустального комплекса (14 анализов); 2 — метабазиты супракрустального комплекса (10 анализов); 3 — метабазиты пластового тела (8 анализов); 4 — метабазиты дайковой серии (11 анализов); 5 — низкокальциевые эндрбиты (8 анализов); 6 — эндрбиты нормальной щелочности (15 анализов).

* Fe общ. как Fe₂O₃.

[Моралев, 1986; Моралев и др., 1987], доказывают первичную магматическую природу метабазитов и их принадлежность к петрохимическим сериям пород основного и частично среднего составов, характерным для фанерозойских подвижных поясов [Кузьмин, 1985]. Эти данные, наряду с результатами проверки на степень измененности пород при метаморфизме (см. рис. 12.2), показывают возможность использования петрогеохимических параметров метабазитов для тектонических реконструкций.

Для анализа геодинамических условий образования магматических пород основного состава в настоящее время наиболее

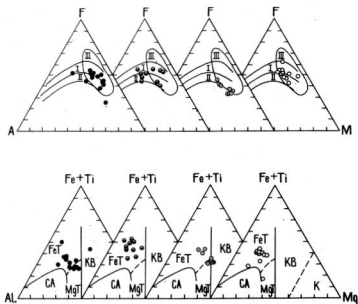
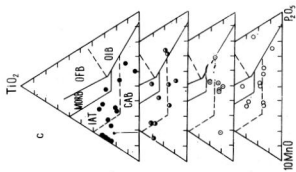
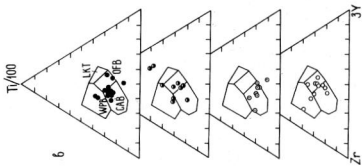
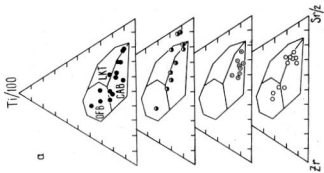


Рис. 12.3. Диаграммы AFM и Al—Fe+Ti—Mg для метабазитов.

Поля базальтов: I — толентовой серии, II — известково-щелочной серии, III — океанических; FeT — железистых толентов, MgT — магнезиальных толентов, CA — известково-щелочной серии, KB — коматинитовых базальтов, K — коматинитов (пироксенитовых и перидотитовых).

Услов. обозн. см. рис. 12.2.

часто используются диаграммы $Ti/100-Zr-Sr/2$ и $Ti/100-Zr-3Y$ [Pearce, Cann, 1973], а также диаграмма $TiO_2-10MnO-P_2O_5$ [Mullen, 1983]. Нанесение на них точек составов метабазитов Суннагинского купола показывает, что большей частью они попадают в поля базальтов океанического дна или известково-щелочных серий (рис. 12.4). Более четко выраженная специфика, проявляющаяся в принадлежности метабазитов к известково-щелочной серии, устанавливается только для метабазитов третьего типа, что несомненно связано с ограниченной представительностью этой группы, характеризующей одно из многих пластовых тел метабазитов. [Моралев и др., 1987]. В целом же существенных различий между метабазитами разных типов не выявляется, для всех них оказывается характерным широкий разброс точек. Последнее может интерпретироваться либо как специфика тектонических условий раннего докембрия, выражающаяся в резкой



Поли базальтов: *OFB* — океанического дна; *SAB* — известково-щелочных; *IAT* — островных дуг; *MORB* — срединно-океанических хребтов; *OIB* — океанических островов; *LKT* — низкокальциевых толентов; *WRB* — внутрилитные толенты. Условные обозначения см. на рис. 12.2.

смене во времени и в пространстве геодинамических обстановок аналогичных фанерозойским, либо как отражение первичной неоднородности состава мантии, степени ее деплетированности и глубины генерации магм в своеобразной и не имеющей прямых аналогов в фанерозое геодинамической обстановке раннего докембрия. Возможно, что частично разброс точек связан и с метаморфическими преобразованиями пород, однако, как указано выше, эти явления не могли существенно изменить реликтовые петрогеохимические характеристики метабазитов.

Надо отметить, что на некоторых диаграммах, используемых для геодинамического анализа, выявляется различие метабазитов инфракрустального и супракрустального комплексов. В качестве примера можно привести диаграмму $Ti/Cr=Ni$ (Becaluva et al., 1979), где точки составов метабазитов инфракрустального комплекса попадают в поле толентов океанического дна, а супракрустального — в поле островодужных толентов (рис. 12.5).

Отличие метабазитов инфракрустального комплекса от метабазитов других выделенных типов еще более отчетливо выступает при анализе распределения в этих породах РЗЭ (рис. 12.6). Метабазиты инфракрустального комплекса характеризуются низкими концентрациями РЗЭ вообще, а элементов цериевой группы особенно, и отличаются низкой степенью дифференцированности. Среднее $(La/Yb)_N=4,17$. Породы остальных типов заметно обогащены РЗЭ, степень их дифференцированности выше $(La/Yb)_N=7,2-7,3$. Все метабазиты отличаются хорошо выраженным европейским минимумом с примерно равным отношением $Eu/Eu'=0,67-0,74$ (рис. 12.6 а).

Объединенное поле спектров РЗЭ метабазитов супракрустального комплекса и мафических даек можно разделить на две части. В целом более низкие концентрации РЗЭ характерны для метабазитов второго типа, условно относимых к супракрустальному комплексу, тогда как поля распределения РЗЭ в метабазитах пластовых тел мафических даек практически сливаются в одно (рис. 12.6 в). Видимо, это явление не случайно. Из других диаграмм (см. рис. 12.2—12.4) метабазиты второго типа действительно почти повсеместно имеют большой разброс точек, по сравнению с другими разновидностями метабазитов. Это может свиде-

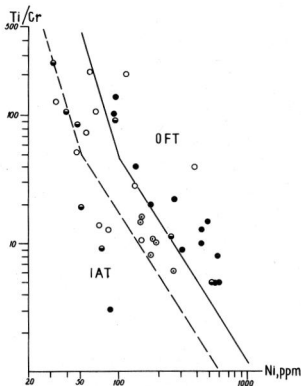


Рис. 12.5. Диаграмма $Ti/Cr-Ni$.

Пунктирная линия разделяет поля толеитов островных дуг (IAT) и океанического дна (OFT). Сплошная линия разделяет поля метабазитов инфракрустального комплекса (I тип) от других метабазитов супракрустального комплекса и мафических даек (типы II, III, IV).

Условные обозначения см. рис. 12.2.

тествовать о том, что среди отобранных образцов пород второго типа могут оказаться и разности, фактически принадлежащие метабазитам как инфракрустального, так и супракрустального комплексов или меланократовым дайкам. Поэтому если исключить из суммарного поля распределения РЗЭ ту часть, которая относится к метабазитам второго типа, то различие в спектрах РЗЭ пород инфракрустального комплекса, с одной стороны, и метабазитов пластовых тел и даек супракрустального комплекса — с другой, становится еще более выразительным (рис. 12.6, с).

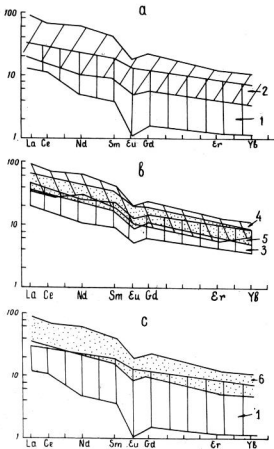


Рис. 12.6. Содержания РЗЭ в метабазитах.

а — метабазиты инфракрустального (I тип) — 1, супра-
 крустального комплекса и мафических даек (II, III, IV типы) —
 2. б — метабазиты супракрустального комплекса из включений
 в эндербитах (II тип) — 3; пластовых тел (III тип) — 4 и
 мафических даек (IV тип) — 5. в — метабазиты инфракру-
 стального комплекса (I тип) — 1 и пластовых тел (III тип)
 и мафических даек (IV тип) — 6.

Вместе с тем, интерпретация этих различий с точки зрения геодинамического анализа не может быть однозначной, так как необходима проверка других факторов петрогенезиса и, в первую очередь, истощенности мантии и степени частичного плавления. Для решения первой задачи пригодна диаграмма $(La/Sm) N-SmN$, поскольку на отношение La/Sm практически не влияют ни характер вторичных изменений, ни прогрессивное плавление, ни условия кристаллизации магм [Конди, 1983]. Именно поэтому это отношение является хорошим показателем деплетированности мантийного материала, из которого выплавлялась родоначальная магма метабазитов.

В нашем случае точки составов метабазитов отчетливо распались на этой диаграмме на два поля (рис. 12.7), однако практически все они оказались вне поля базальтоидов архейских зеленокаменных поясов, не говоря о поле базальтов современных срединно-океанических хребтов. Очевидно, что это свидетельствует о более низкой деплетированности раннедокембрийской мантии и более высокой ее гетерогенности по сравнению с этапом развития зеленокаменных поясов архея и раннего протерозоя.

Анализ величин отношений La/Sm позволяет кроме того оценить относительную степень частичного плавления мантийного материала. На диаграмме $La-Sm$ (рис. 12.8) фигуративные точки метабазитов всех типов концентрируются в секторах островодужных вулcano-плутонических комплексов, но формируют два обособленных поля [Кепежинская и др., 1991]. Метабазиты инфракрустального комплекса имеют более низкие концентрации La и Sm (типичные для раннеостроводужных плутонических серий) по сравнению с основными породами супракрустального и дайкового комплексов, которые обнаруживают сходство с плутоническими сериями собственно островных дуг. Такое положение фигуративных точек фактически на одном тренде, но в разных полях свидетельствует скорее всего о том, что родоначальная магма метабазитов всех выделенных типов выплавлялась из одного источника, но при различной степени частичного плавления мантии: более высокой — для древних базитов и менее высокой — для пород супракрустального комплекса и даек.

Приведенные данные показывают основные трудности, которые приходится рассматривать при анализе геодинамических условий формирования раннедокембрийских комплексов, основанном на изучении петрогеохимических особенностей метабазитов. Положение большинства точек составов метабазитов на многих диаграммах в полях островодужных (известково-щелочных) магматических серий вряд ли может рассматриваться как прямое свидетельство широкого проявления процессов субдукции в раннем докембрии и скорее является следствием слабой истощенности раннеархейской мантии. Важно отметить, что степень деплетированности мантии со временем довольно быстро возрастала,

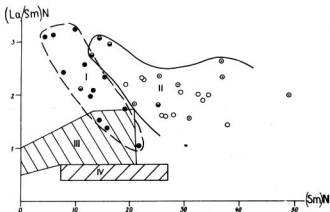


Рис. 12.7. Диаграмма $(La/Sm)_N$ — $(Sm)_N$ для архейских метабазитов Сунагинского купола, зеленокаменных поясов позднего архея и срединно-океанических хребтов.

Поля: I — метабазиты интрукрального комплекса; II — метабазиты супракрустального комплекса и мафических даек; III — толентовых лав, базальтовых и перидотитовых коматитов зеленокаменных поясов Южной Африки, Северной Америки, Австралии; IV — базальтов срединно-океанических хребтов.

Условные обозначения см. рис. 12.2.

очевидно, параллельно с переработкой первичной базитовой коры и ростом мощности древнейшей континентальной коры.

Эта проблема анализировалась и на более широком региональном материале по геохимии метабазитов раннего докембрия [Моралев, Глуховский, 1989], однако полученные выводы оказались близкими. Для метабазитов как интрукрального, так и супракрустального комплексов Алданского щита (обозначаемых с известной долей условности как катархейский и нижнеархейский комплексы) устанавливается большой разброс точек составов, располагающихся в полях океанических и островодужных базальтов. При этом наметилась определенная тенденция распределения метабазитов разных геохимических типов, преимущественно толентового ряда, во внешней и известково-щелочного ряда во внутренней частях Алдано-Станового нуклеара. Вместе с тем, уверенная интерпретация этих отличий как разницы геодинамических обстановок внешних и внутренних частей сиалических ядер, оказалась невозможной, так как между этими частями не обнаружилось отличий в глубине генерации магм одновозрастных (в данном случае интрукрального) комплексов и, напротив, по величинам Rb/Sr отношений в обеих частях нуклеара

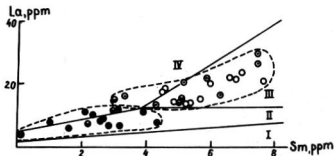


Рис. 12.8. Диаграмма La—Sm для метабазитов.

I—IV — плутонические комплексы: I — океанические, II — раннеостроводужные, III — собственно островодужные, IV — зрелых дуг, активных континентальных окраин и зон коллизии.

Условные обозначения см. рис. 12.2.

выявились значительное со временем увеличение мощности коры.

Важно подчеркнуть, что увеличение мощности коры со времени образования метабазитов интراكрустального (условно относящегося к катархею) комплекса до времени формирования супракрустального (раннеархейского) комплексов устанавливается как для комплексов внешней, так и внутренней частей нуклеара (рис. 12.9). Близкие величины (от 15—20 до 20—30 км) выявляемых приращений коры указывают на ведущую роль процессов вертикального наращивания мощности земной коры континентального типа в раннем докембрии, хотя можно предполагать формирование относительно более мощной коры во внутренних частях нуклеаров [Моралев, Глуховский, 1989] и большую глубину их эрозионного среза.

Петрогеохимические характеристики метабазитов позволяют предполагать определенную эволюцию процессов генерации основных магм супракрустального комплекса и связывать ее с развитием процессов рифтогенеза. Такого рода эволюционные изменения устанавливаются и для некоторых фанерозойских и протерозойских структур и, в частности, для комагматичных даек и базальтов рифтогенной структуры Красного моря [Suayah et al., 1991]. Так высокотитанистые и более магниальные толенты Трога Азам, относящиеся к эмбриональной стадии раскрытия Красноморского рифта, заметно отличаются по геохимическим характеристикам от базальтов заключительной стадии рифтогенеза. Аналогичная закономерность установлена [Глуховский и др., 1992] для базальтоидов ранней и поздней стадий развития асимметричного протерозойского рифта Кейп-Смит Канадского щита (базальты Повангнитак и Чакотат) [Francis et al., 1983; Picard et al., 1989]. Аналогичная тенденция в характере изменения

петрохимических параметров метабазитов дайкового и супракрустального комплексов Суннагинского купола может также рассматриваться как свидетельство того, что формирование этих пород происходило в условиях рифтогенеза на разных этапах этого процесса (начального этапа рифтораскрытия и внедрения даек по зонам радиальных разломов и завершающего этапа, который сопровождался излиянием лавовых потоков и формированием силлов в окаймлении купольного поднятия). Можно думать, что развитие процесса рифтогенеза сопровождалось определенным изменением характера петрогенетических процессов и, в частности, уменьшением глубины генерации магм и увеличением роли корового материала в области магнообразования. Однако очевидно, что эти процессы реализуются при рифтогенезе как в докембрийское, так и настоящее время, в связи с чем петрохимические характеристики раннедокембрийских метабазитов, во всяком случае начиная с пород супракрустального комплекса, отображают и геодинамические обстановки формирования.

Приведенные примеры показывают, что петрогеохимические характеристики раннедокембрийских метабазитов, более древних, чем ультрабазит-базитовые ассоциации зеленокаменных поясов (обычно относящихся к позднему архею—раннему протерозою) во многих случаях не позволяют с достаточной степенью судить о геодинамических обстановках того времени, видимо не всегда и сопоставимы с обстановками и позднего докембрия, — фанерозоя. Общей особенностью этих метабазитов является образование в условиях процесса вертикального наращивания мощности земной коры в результате преобразования базитовой коры и формирования континентальной литосферы. Кроме того, общим для метабазитов раннедокембрийского этапа эволюции Земли является то, что родоначальная магма этих пород генерировалась из единого недеплетированного мантийного источника, но при разной степени частичного плавления вещества мантии — большей на ранней и меньшей на поздней стадиях их формирования. Это имеет важное значение для того, чтобы понимать ограниченность возможностей интерпретаций многих тектоно-магматических диаграмм для прямых аналогий с геодинамическими обстановками фанерозоя и вместе с тем реальной возможностью использования петрогеохимических параметров для корреляции раннедокембрийских комплексов и анализа эволюции петрогенетических и тектонических условий.

Общей геохимической особенностью исследованных архейских метабазитов является также принадлежность к типу субщелочных базальтов, вследствие чего они на многих тектоно-магматических диаграммах попадают в поля пород известково-щелочной серии или базальтов островных дуг. Видимо, это является следствием происхождения родоначальных магм из недеплетированной раннеархейской мантии и не может рассматриваться в качестве доказательства широкого развития процессов суб-

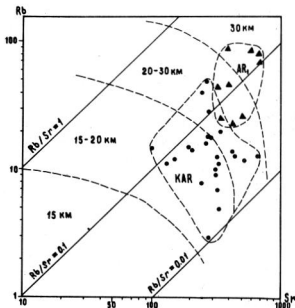
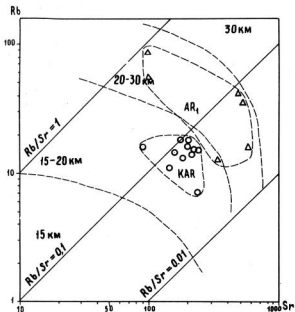


Рис. 12.9. Диаграммы Rb—Sr (по Condie, 1973) для метабазитов внутренней (а) и внешней (б) частей Алдано-Станового

дукции в обстановке сжатия. Геодинамические условия формирования раннеархейских метабазитов, скорее всего, могут быть охарактеризованы как близкие к обстановкам общего рассредоточенного растяжения (тектоника «горячих полей» [Zonenshain et al., 1991]) и, на отдельных этапах эволюции, как рифтогенные.

Другой подход к анализу геодинамических обстановок раннего докембрия может быть намечен путем рассмотрения петрогеохимических особенностей гранитоидов, являющихся весьма широко распространенными породами в составе древнейших комплексов. При этом необходимо иметь в виду, что если в позднем докембрии и фанерозое гранитоидный магматизм четко локализуется в складчатых областях и в вулcano-плутонических поясах, возникающих на деструктивных границах литосферных плит [Кузьмин, 1985], то раннедокембрийские гранитоиды входят преимущественно в состав гранитно-метаморфических комплексов, слагающих фундаменты древних платформ, и для древнейших из них характерно скорее площадное или изометрично-очаговое распространение, чем линейное. Такой характер пространствен-



нуклеара катархейского (KAR) и раннеархейского (AR₁) комплексов.

ного распределения древнейших гранитоидов (катархейско-раннеархейского этапа), определяющего представления о нелинейном стиле тектоники раннего докембрия, сохранялся, по-видимому, весьма непродолжительное время, так как уже в позднем архее—раннем протерозое появляются линейно вытянутые пояса гранитоидных массивов, а к концу раннего протерозоя такие пояса получают широкое распространение [Глуховский, Моралев, 1991].

Анализ геодинамических обстановок раннего докембрия, выполненный на примере Алданского щита, с привлечением сравнительного материала по другим докембрийским платформам, показывает, что древнейшие (катархейско-архейские) гранитоиды повсеместно представлены плагиигранитами или энтербитами тоналит-трондjemитовой серии. Они слагают совместно с метабазитами энтербит-базитовые ассоциации, которые могут рассматриваться как комплексы «серых гнейсов» в узком смысле этого термина (т. е. относящегося только к древнейшим низкокалиевым представителям этого семейства гранито-гнейсов). Вместе с тем, в породах таких полей обычно выделяются изометричные или

эллипсоидные купольные (или валоподобные) структуры, в которых породы эндербит-базитовой ассоциации слагают преимущественно центральные части, хотя необходимо отметить, что к ядрам этих структур приурочены и гранитоиды более молодого возраста, иногда вытесняющие (или заменяющие) древнейшие породы в очень значительной степени.

Среди мигматитовых комплексов плагиогранитов и эндербитов, входящих в состав пород эндербит-базитовой ассоциации, выделяются две разновидности: низкокальциевые эндербиты и эндербиты и гранодиориты нормальной щелочности. Низкокальциевые эндербиты Алданского, а также и Анабарского щитов — это натровые низкокальциевые высокомагнезиальные породы тоналит-трондьемитовой серии. Эндербиты нормальной щелочности менее магнезиальны и содержат меньше глинозема. Низкокальциевые эндербиты отличаются от эндербитов нормальной щелочности кроме того повышенными средними содержаниями (в г/т) V (65 против 43), Cr (35 и 7), Co (33 и 8), Ni (67 и 16), Cu (33 и 12), Zn (143 и 86) и более низкими концентрациями Rb (18 и 60), Y (25 и 38), Zr (83 и 480), Ba (600 и 2200). Обогащение низкокальциевых эндербитов сидерофильными и халькофильными элементами связано, скорее всего, с их генезисом — выплавлением из исходных пород первичной базитовой коры, значительно обогащенной этими элементами [Моралев, Глуховский, 1985].

Наиболее отчетливо рассматриваемые разновидности эндербитов различаются по спектрам редкоземельных элементов. При относительно равных степенях дифференцированности РЗЭ по всему спектру эндербиты нормальной щелочности в целом заметно обогащены редкоземельными элементами по сравнению с низкокальциевыми эндербитами (рис. 12.10) и характеризуются слабо выраженным европиевым максимумом. Такой же слабый максимум наблюдается и в спектре низкокальциевых эндербитов, что подтверждает их принадлежность к образованиям тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии, родоначальная магма которых генерируется путем частичного плавления (10—25 %) метабазитов с превращением их в гранатовые амфиболиты [Моралев, Глуховский, 1985; Martin, 1987].

Эндербиты указанных разновидностей вполне закономерно размещаются в пределах купольных структур и в их окаймлении [Глуховский и др. 1989]. Если низкокальциевые эндербиты, как правило, локализованы среди пород катархейской эндербит-базитовой ассоциации, слагающей ядра куполов, то эндербиты нормальной щелочности проникают и в более верхние гнейсовые серии супракрустального комплекса, слагающие крылья куполов и межкупольные пространства. Эндербиты обеих разновидностей встречаются преимущественно в ассоциации с породами основного состава. В метаседиментогенных породах глиноземистого состава преобладают гранитоиды тоналит-гранодиоритовой формации, близкие по возрасту к эндербитам нормальной щелоч-

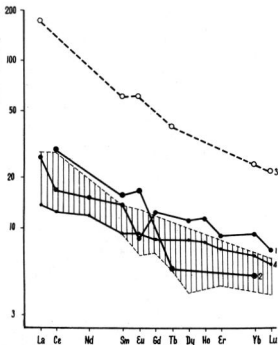


Рис. 12.10. Содержания РЗЭ в метабазитах (1), низкокальциевых эндробитах (2), эндробитах нормальной щелочности (3) и эклогитах (4) — заштрихованное поле, построенное на основе средних содержаний РЗЭ в магнезиальных и железомагнезиальных эклогитах [Глуховский, Моралев, 1991].

ности. Их более высокая кислотность, скорее всего, объясняется составом субстрата, из которого выплавляется родоначальная магма.

Образование низкокальциевых эндробитов и тоналит-трондьмит-гранодиоритов может связываться с частичным (15–20 %) плавлением материала нижних горизонтов базитовой коры в сравнительно «сухих» условиях умеренно высоких давлений (6–8 кбар) и температур (800–900 °C) с выделением тугоплавкого остатка в виде эклогита [Моралев, Глуховский, 1985; Глуховский, Моралев, 1991]. Поскольку исследованные породы Алданского щита сходны с аналогичными породами раннедокембрийских комплексов древних щитов, то можно предполагать значительную роль процессов частичного плавления материалов пер-

вичной базитовой коры и ареальное проявление процесса генерации древнейших гранитоидов, представленных низкокалиевыми энтербитами или породами тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии.

Сопоставим теперь данные, полученные по Алданскому и Анабарскому щитам Сибирской платформы, с материалами по другим областям развития раннедокембрийских гранитоидов, представленных породами двух возрастных групп катархейско-раннеархейского этапа и более молодыми гранитоидами. В качестве представителей пород двух групп древнейшего этапа генерации гранитов выбраны энтербиты и чарнокит-сиениты Антарктиды [Равич, Каменев, 1972], чарнокитоиды и плагиомикроклиновые граниты восточной части Балтийского щита [Лобач-Жученко и др., 1974; Шемякин, 1976], «серые» и «белые гнейсы» Юго-Западной Гренландии [Ламберт, Холланд, 1980; Nutman, Bridgewater, 1986], граниты и чарнокиты южной Индии [Subramanian, 1967].

Для анализа общих тенденций эволюции архейского гранитообразования может быть использована диаграмма типизации магматических серий [Бородин, 1987]. Как видно на диаграмме (рис. 12.11), точки составов наиболее древних пород тоналит-трондьемитовой серии и низкокалиевых энтербитов всех рассматриваемых регионов Мира достаточно кучно располагаются в поле низкокалиевых известковых пород. Точки составов и энтербитов нормальной щелочности, равно как и близких к ним гранитов, попадают в поле и на тренд пород известково-щелочной серии. На этой диаграмме хорошо видна принадлежность низкокалиевых энтербитов и пород нормальной щелочности к различным трендам, что отражает резкое увеличение роли щелочей и, прежде всего, калия в процессе образования гранитоидов второй группы. Последние, равно как и более молодые гранитоиды, располагаются вдоль известково-щелочного тренда, что характерно и для гранитоидов фанерозоя [Бородин, 1987].

Эволюция геодинамических обстановок катархейско-архейского гранитообразования может быть представлена в виде смены ареальных процессов, охватывавших обширные площади нуклеаров очаговым развитием, определяющим формирование купольных структур и общий нелинейный характер раннедокембрийской тектоники. Очевидно, что эти процессы получили столь широкое развитие именно в этот период геологической истории потому, что происходили в условиях вертикального наращивания мощности земной коры и интенсивного привноса восстановительных флюидов [Летников, 1980], определяющих умеренное общее давление. Последнее обстоятельство представляется весьма важным, так как позволяет предполагать, что начальные этапы гранитообразования в раннем докембрии сопровождалось возникновением локальных обстановок сжатия, не связанных, однако, с процессами субдукции. Это предположение позволяет объяснить,

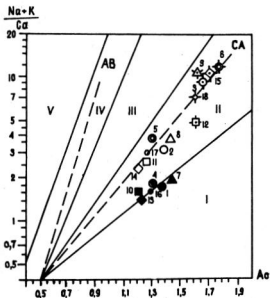


Рис. 12.11. Диаграмма магматических серий по [Бородин, 1987] для архейских гранитоидов Алданского (1—3), Анабарского (4—6) щитов, Юго-Западной Гренландии (7—9), Антарктиды (10—12), Балтийского (13—15) и Индостанского (16—18) щитов.

Породы тоналит-трондьемитовой серии: низкокальциевые (1, 4, 7, 10, 13, 16) и нормальной щелочности (2, 5, 8, 9, 11, 17). Калиевые гранитоиды (3, 6, 9, 12, 15, 18). I—V — поля щелочности и группы серий (в скобках): I — известковое (низкокальциевая толеитовая), II — известково-щелочное (среднекальциевая и повышенно-кальциевая), III — субщелочное (высококальциевая), IV — щелочно-базальтовое, V — щелочное (нефелинит-фонолитовая); штриховая линия — главные тренды: CA — известково-щелочной, AB — щелочно-базальтовый.

Масштаб для шкалы кремнекислотности условный.

почему на тектоно-магматических диаграммах, предложенных для геодинамического анализа гранитоидов [Pearce et al., 1984], большая часть изученных пород попадает в поле островодужных гранитоидов (рис. 12.12). Очень незначительное число точек раннедокембрийских гранитоидов нормальной щелочности располагается в краевых частях полей коллизионных или внутриплитных гранитов, что может отражать либо общую неоднородность условий гранитообразования с достижением максимальных давле-

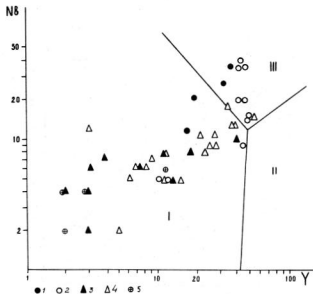
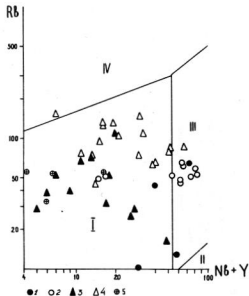


Рис. 12.12. Дискриминантные диаграммы для тектонической интерпретации катархейско-раннепротерозойских гранитоидов.
 а — $Rb-(Nb+Y)$, б — $Nb-Y$, 1, 2 — эидербиты Алданского щита: 1 — низкокальциевые, 2 — нормальной щелочности; 3, 4 — «серые гнейсы» Амиток: 3 — низкокальциевые, 4 — нормальной щелочности; 5 — гранито-гнейсы Нук.
 Поля гранитоидов: I — островных дуг, II — океанических рифтов, III — внутриконтинентальных, IV — синколлизионных.

ний в обособленных очаговых структурах, либо эволюционное изменение петрогеохимических характеристик гранитоидов второго этапа, сдвигающихся в сторону большей «континентальности». При этом очевидно, что одна интерпретация не исключает другую, т. е. вполне вероятно влияние обоих факторов.

Надо сказать, что использование дискриминантных диаграмм Дж. А. Пирса [Pearce et al., 1984] для анализа геодинамических обстановок формирования позднеархейских и особенно раннепротерозойских гранитоидов представляется более плодотворным, так как они формируют не только мигмо-плутоны, но и нормальные интрузивные массивы, локализующиеся в пределах протяженных поясов или вдоль зон крупных разломов. Эти геологические данные свидетельствуют, видимо, о том, что несмотря на определенные различия в развитии континентальной литосферы между ранним докембрием и фанерозоем, петрогенезис магматических пород, скорее всего, осуществлялся в сопоставимых геодинамических обстановках сжатия или растяжения, тем более, что зарождение магматических очагов раннепротерозойских гранитов происходило в условиях уже относительно мощной континентальной коры, которая была сформирована к этому времени. Глубина генерации магм, судя по Rb/Sr отношениям, достигала 30 и более километров [Моралев, Глуховский, 1991]. Опыт нанесения на диаграммы Дж. А. Пирса составов раннепротерозойских гранитоидов также показывает, что преимущественно они попадают в поля островодужных и коллизионных гранитов, что, видимо, отображает условия их образования при наличии достаточно мощной континентальной коры.

Для целей геодинамического анализа по гранитоидам может быть использована также классификационная диаграмма, модифицированная специально для этих целей [Batchelor, Bowden, 1985] и основанная на коэффициентах, вычисляемых по петрохимическим данным. На этой диаграмме для архейских гранитоидов (рис. 12.13) хорошо выражена принадлежность низкокальциевых эндербитов и эндербитов нормальной щелочности к разным полям, с явным тяготением первых к полям мантийных и доколлизионных гранитоидов, т. е. к образованиям стадий вертикального наращивания земной коры (путем переработки мантийного материала базитовой коры) и начальных этапов рифтогенеза. Смещение точек составов эндербитов и плагиогранитов нормальной щелочности в поля позднеоргенных, син- и позднеколлизионных гранитоидов свидетельствует об участии в генерации магм этих пород континентального корового материала. Дальнейшее усиление этой тенденции можно видеть на диаграмме [Batchelor, Bowden, 1985] для раннепротерозойских гранитоидов Алданского щита, где показаны в качестве эталонов для сравнения граниты рапакиви Балтийского щита (рис. 12.14). Вполне отчетливо просматривается приуроченность основной массы точек составов раннепротерозойских гранитов к полям позднеколли-

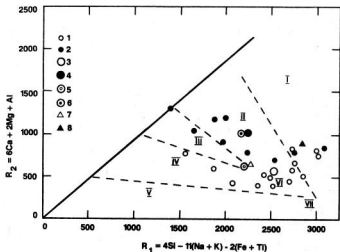


Рис. 12.13. Диаграмма (Batchelor, Bowden, 1985) для гранитоидов тоналит-трондьемитовой серии архея.

1—4 — эгирбиты Суниагинского купола Алданского щита: 1 — нормальной щелочности, 2 — низкокальциевые, 3—4 — то же, средние составы соответственно, 5—6 — средние составы эгирбитов Анабарского щита: 5 — нормальной щелочности, 6 — низкокальциевые; 7—8 — средние составы серых гнейсов района Исуа Юго-Западной Гренландии: 7 — нормальной щелочности, 8 — низкокальциевые.

Поля гранитоидов: I — мантийного фракционирования, II — предколлизийных, III — постколлизийных, IV — позднеколлизийных, V — анорогенных, VI — синколлизийных, VII — посторогенных.

зионных и синколлизийных гранитов. Несколько отличаются токсско-алгоминские гранитоиды, располагающиеся в поле постколлизийных высококальциевых гранитоидов.

В целом фигуративные точки всех раннепротерозойских гранитоидов заметно вытянуты вдоль поля позднеорогенных гранитоидов, что может свидетельствовать об их общей приуроченности к зонам внутриплитной или, возможно, межнуклеарной коллизии, сопровождавшейся иногда формированием глубинных надвигов и, соответственно, возникновением обстановок типа субдукционных или обдукционных.

Приведенные примеры регионального анализа геодинамических условий формирования некоторых раннедокембрийских комплексов достаточно ярко, как полагают авторы, показывают, что при рассмотрении петрогеохимических характеристик гранитоидов необходимо в известной мере по разному подходить к интерпретации данных в зависимости от возраста комплексов и

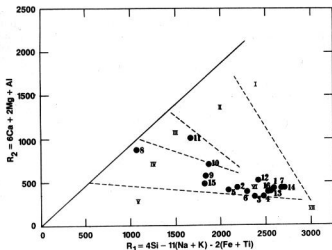


Рис. 12.14. Диаграмма R_1 — R_2 (Batchelor, Bowden, 1985) для средних составов раннепротерозойских гранитоидов Алданского щита (1—14) и гранитов рапакиви Балтийского щита (15, 16).

1—3, 5 — рапакивиоподобные граниты: 1 — чуйско-кодарский комплекс; 2 — Бульбуктинский массив, 3 — Северо-Учурский массив, 4—6 — гранофировые граниты Северо-Учурского (4) и Южно-Учурского (5, 6) массивов; 7—14 — прочие гранитоиды Алданского щита: 7 — чарнокиты Каларского массива, 8 — сиениты Усть-Нюкжинского массива, 9 — граниты Чубачинского массива, 10 — граниты Тукурингского массива, 11 — гранодиориты Токско-Алгоминского массива, 12 — чарнокиты массива Емеллели, 14 — аляскитовые граниты Центрального Алдана, 15 — Выборгский массив, 16 — Салминский массив.

их структурного положения. Необходимо также иметь в виду, что, хотя формирование раннепротерозойских гранитоидов в основном происходило в протяженных поясах коллизионного типа, в этот период частично сохранялись и геодинамические обстановки очаговых структур, унаследованных от предыдущего этапа, что выражается в появлении постколлизионных, близких к анорогеным, гранитоидов, особенно в конце раннего протерозоя.

Опыт исследования петрогеохимических параметров метабазитов и гранитоидов для анализа геодинамических условий формирования раннедокембрийских комплексов Алданского щита показывает плодотворность такого подхода в целом, при условии ряда ограничений. Последние связаны с необходимостью использования специальных методических приемов, позволяющих учитывать влияние наложенных метаморфических процессов и отделять аналитические данные, неприемлемые для целей геодинамического

анализа. Кроме того, необходимо иметь в виду влияние петрогенетических факторов (степень частичного плавления, глубина генерации магм, состав и степень деплетированности материала области магмообразования, роль процессов контаминации и дифференциации магм и т. п.), которые не являются специфическими для раннедокембрийских комплексов, так как входят в общий арсенал методических приемов геодинамического анализа на основе петрогеохимических данных. Необходимо также иметь в виду необратимость эволюции Земли и связанную с этим изменчивость термодинамических и геодинамических условий, что заставляет с большой осторожностью относиться к интерпретации результатов использования классических тектоно-магматических дискриминантных диаграмм, разрабатывая и предлагая неординарные и, возможно, дискуссионные трактовки геодинамических обстановок, отображающих специфику тектонического режима ранних стадий формирования континентальной литосферы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бородин Л. С. Геохимия главных серий изверженных пород. М.: Недра, 1981. 194 с.
- Глуховский М. З. Геологическая эволюция фундаментов древних платформ. М.: Наука, 1990. 215 с.
- Глуховский М. З., Моралев В. М. Тектоническая эволюция архейского гранитообразования//Геотектоника. 1991. № 4. С. 10—23.
- Глуховский М. З., Моралев В. М., Петрова З. И. Геохимические особенности и тектоническая природа архейских метабазитов Суннагинского купола Алданского щита//Докл. РАН. 1992. Т. 324, № 3. С. 626—632.
- Глуховский М. З., Моралев В. М., Щербакова И. П. Архейское гранитообразование и структурная эволюция континентальной коры (на примере Сибирской платформы)//Изв. вузов. Геол. и разв. 1989. № 7. С. 3—14.
- Кепежинская П. К., Ефремова Л. Б., Сорокина Н. А. Редкоземельные элементы в раннеостроводужных plutонических комплексах//Геохимия. 1991. № 4. С. 548—556.
- Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 392 с.
- Кузьмин М. И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 200 с.
- Ламберт Дж., Халланд Дж. Геохимия гнейсов Амйтсок. Предварительные наблюдения//Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 201—212.
- Летников Ф. А. Флюидный режим формирования гранулитовых и амфибол-гранулитовых комплексов//Флюидный режим метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1980. С. 5—12.
- Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. А., Байкова В. Г. Эпохи и типы гранитообразования. Л.: Наука, 1974. 207 с.
- Моралев В. М. Ранние этапы эволюции континентальной литосферы. М.: Наука, 1986. 166 с.
- Моралев В. М., Глуховский М. З. Частичное плавление метабазитов и эволюция докембрийской литосферы//Докл. АН СССР. 1985. Т. 284, № 2. С. 427—431.
- Моралев В. М., Глуховский М. З. Проблемы тектоники плит в раннем докембрии на примере Сибирской платформы//Геологическая история территории СССР и тектоника плит. М.: Наука, 1989. С. 25—32.
- Моралев В. М., Глуховский М. З. Геодинамические условия формирования

- гранитов типа рапакиви Алданского щита//Докл. АН СССР. 1991. Т. 320, № 2. С. 412—416.
- Моралев В. М., Глуховский М. З., Лебедев А. И., Чешихина К. Г. Геохимические особенности основных гранулитов и их значение для структурного анализа метаморфических комплексов//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 2. С. 51—58.
- Морозова И. М., Другова Г. М., Богомолова Е. С и др. Изотопно-геохронологические доказательства раннедокембрийской истории Алдано-Олекминского района//Изотопная геохимия и геохронология. Л.: Наука, 1990. С. 7—22.
- Равич М. Г., Камнев Е. Н. Кристаллический фундамент Антарктической платформы. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. 658 с.
- Шемякин В. М. Чарнокитонды раннего докембрия. Л.: Наука, 1976. 180 с.
- Batchelor R. A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters//Chem. Geol. 1985. V. 48. P. 43—55.
- Becalova L., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M. Geochemical discrimination between ocean floor and island-arc tholeiites application to some ophiolites//Can. J. Earth Sci. 1979. V. 16, № 9. P. 1874—1882.
- Condie K. C. Arcean magmatism and crustal thickening//Geol. Soc. Amer. Bull. 1973. V. 84, № 9. P. 2981—2992.
- Fransis D., Ludden J., Hynes A. Magma evolution in a Proterozoic rifting environment//J. Petrol. 1983. V. 24, pt. 4. P. 556—582.
- Gray C. M. The geochemistry of central Australian granulites in relation to the chemical and isotopic effects of granulite facies metamorphism//Contrib. Miner. Petrol. 1977. V. 5, № 1. P. 79—89.
- Martin H. Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalites and granodiorites from Eastern Finland Major and trace element geochemistry//J. Petrol. 1987. V. 28, pt. 5. P. 921—953.
- Mullen E. D. $MnO/TiO_2/P_2O_5$ a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implication for petrogenesis//Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 62, № 1. P. 53—61.
- Nutman A. P., Bridgwater D. Early Archaean Amitsoq tonalites and granites of the Isukasia area, southern West Greenland: development of the oldest known sial//Contrib. Miner. Petrol. 1986. V. 94. P. 137—148.
- Nutman A. P., Chernyshev I. V., Baadagaar H., Smelov A. P. The Aldan Shield of Siberia, USSR: the age of its Archean components and evidence for widespread reworking in the Mid-Proterozoic//Precamb. Res. 1992. V. 54, № 2—4. P. 195—210.
- Pearce J. A., Cann J. R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis//Earth Planet. Sci. Lett. 1973. V. 19, № 3. P. 290—300.
- Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks//J. Petrol. 1984. V. 25, № 4. P. 956—983.
- Picard C., Giovendzzo D., Lamothe D. Geotectonic evolution by asymmetric rifting of the Proterozoic Cape Smith Belt; New Quebec//Geosci. Can. 1989. V. 16, № 3. P. 130—134.
- Suayah I. B., Rogers J. J., Dabbagh M. E. High-Ti continental tholeiites from the Aznam trough northwestern Saudi Arabia: evidence of "abortive" rifting in the "embryonic" stage of Red sea opening//Tectonophysics. 1991. V. 191, № 1. P. 75—87.
- Subramanian A. P. Charnokites and granulites of Southern India//Rev. Medd. fra Dansk. Geol. Forening, Kobenhavn. 1967. Bd. 17, № 4. P. 473—493.
- Yensen L. S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Dept. of Mines, Miscellaneous Pap. 66. 1976. 14 p.
- Zonenshain L. P., Kuzmin M. Y., Bocharova N. Yu. Hot-field tectonics//Tectonophysics. 1991. V. 199, № 2—4. P. 165—192.

Глава 13. ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

В современном эрозионном срезе Украинского щита дорифейские СВК прослеживаются в виде выпуклой к юго-западу полосы северо-западного направления на протяжении около 1000 км при максимальной ширине до 280—300 км. С юго-запада, северо-запада и северо-востока щит ограничен системой сбросов, вдоль которых поверхность дорифейского фундамента ступенчато погружается в стороны смежных структур платформы, и только на восток он прослеживается под чехлом фанерозойских отложений в виде погребенного Ростовского выступа.

Несмотря на длительную историю исследований и большие объемы поисково-съёмочных и научно-исследовательских работ, выполненных в последние 10—20 лет, многие вопросы структуры и истории геологического развития щита остаются нерешенными. Дискуссионны, в частности, вопросы стратиграфии сланцево-гнейсовых серий, при изучении которых недостаточно внимания уделялось особенностям их структуры и формационной принадлежности на основе петрогеохимических признаков. Как правило, это изоклинально интенсивно дислоцированные толщи, ограниченные и расчлененные мощными бластомилонитовыми швами и «прослоенные» бескорневыми телами базит-гипербазитов. Внутри них отсутствуют видимые признаки несогласий и только местами наблюдаются обломочные породы, несущие признаки метаморфизованных олистостром. Имеющиеся выводы о залегании сланцево-гнейсовых толщ на метаморфизованных корях выветривания архейских гранитов [Додатко и др., 1976, 1984] на восточном фланге Кировоградского блока и в районе Криворожской структуры в настоящее время не могут быть приняты, поскольку в основании гнейсовых образований здесь развит меланж, породы которого метаморфизованы более интенсивно, нежели подстилающие его метаморфизованные комплексы, относящиеся к корам выветривания. Наоборот, многие данные свидетельствуют о тектоническом чередовании в разрезах пластин гранитных и сланцево-гнейсовых пакетов. Такого типа структуры сопровождаются развитием обратной метаморфической зональности.

Кроме отмеченных особенностей строения сланцево-гнейсового комплекса, для Украинского щита характерны структуры северо-западного простиранья, имеющие сквозной, наложенный характер. С ними связаны не только отдельные изоклинально-моноклинально дислоцированные толщи, но и раннепротерозойский региональный метаморфизм, процессы гранитизации и анатексиса, массивы ультраметаморфических и интрузивных гранитоидов. Им

подчинены структуры краевых частей плутонов анортозит-рапакиви-гранитной формации. При этом на общем северо-западном структурном фоне как бы «просвечивают» структуры субширотного и субмеридионального простираний. Время проявления процессов, сформировавших эти структуры, надежно датируется в интервале от 2,4 до 1,7 млрд лет, с которым в современных стратиграфических схемах связывается и образование большинства сланцево-гнейсовых серий, исключая Приднепровскую гранит-зеленокаменную зону и Подольский гранулитовый блок.

На ранней стадии исследований щита различия состава и простирания гнейсовых толщ, рассматриваемых как архейские, служило основанием для выделения различных складчатостей, что нашло отражение на многих тектонических схемах и картах, составленных до середины 60-х годов Д. Н. Соболевым, В. И. Лучицким, Н. П. Семененко, Ю. Ир. Половинкиной, А. Н. Козловской и М. И. Ожеговой и многими другими исследователями. При этом более молодыми, но также архейскими, рассматривались и граниты кировоградско-житомирского комплекса, секущие гнейсовые толщи; с 60-х годов они стали датироваться как раннепротерозойские, а гнейсовые серии как архейские или нерасчлененные архей-раннепротерозойские (с принятием МСК СССР в 1964 г. геохронологической шкалы, в которой рубеж между археем и нижним протерозоем был определен в 2600 ± 100 млн лет). Следует отметить, что этот возраст для гнейсовых серий определен калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами и совпадает с возрастом, полученным изохронным уран-свинцовым методом для секущих их гранитоидов. Выделению раннепротерозойских гнейсовых серий способствовали: установление радиологического возраста гранитов из галек конгломератов скелеватской свиты криворожской серии [Тугаринов и др., 1963], который оказался равным 3,0 млрд лет, и хорошая сопоставимость разрезов сланцевой криворожской и гнейсовой ингуло-ингулецкой серий [Каляев, 1965; Рягузов, Бобков, 1970; Вербицкий, 1973]. Такая корреляция правомерна, но с обязательным учетом различий генетических черт железорудных свит указанных зон: для Западно-Ингулецкой зоны, где развита ингуло-ингулецкая гнейсовая серия, характерны метасоматические железистые кварциты, развивающиеся по основным сланцам и базит-гипербазитам [Князев, Федоровская, 1975], тогда как железистые кварциты криворожской серии принадлежат к отдаленной вулканогенной кремнисто-сланцевой формации и базит-гипербазиты в ее разрезе отсутствуют. Аналогичная последней формация развита и в Белозерской зеленокаменной структуре, где среди железистых кварцитов установлены кислые метаэффузивы, возраст которых определен в 3,0 млрд лет [Щербак и др., 1989; Магматизм..., 1990]. Железистые кварциты этих геоструктур Г. И. Каляевым [1965] рассматривались как разновозрастные, но принадлежащие разным зонам геосинклинальной системы Большого Кривого Рога.

А. А. Сиворонов и др. (1984) указанные железорудные формации связывают с развитием зеленокаменных комплексов архея, заложившихся на гранито-гнейсовом основании. В отличие от указанных исследователей, Н. В. Кушинов (1981 а, б), учитывая сходство разрезов Криворожской и Белозерской структур, рассматривает железорудные и залегающие выше толщи как раннепротерозойские и одновозрастные. К раннему же протерозою относит железорудную толщу криворожской серии А. П. Никольский (1990), приводя многочисленные данные о более молодом возрасте плагиогранитов, но не учитывая при этом надежно установленный архейский возраст последних [Щербак и др. 1989; Магматизм..., 1990].

Мы специально остановились на рассмотрении стратиграфии и существующих взглядах на возраст сланцево-гнейсовых толщ, поскольку последний при палеогеодинамических реконструкциях определяет выбор возрастных срезов, выделение латеральных и вертикальных рядов СВК и слагаемых ими структур и, как результат, реальные геодинамические модели. Это положение имеет принципиальное значение для Украинского щита, у большинства исследователей которого не возникает особых сомнений относительно возраста криворожской серии — ее разрез (вместе с разрезом курской серии) декларируется как стратотип раннего протерозоя юго-западной части Восточно-Европейской платформы.

Однако полученные в последнее время материалы при бурении Криворожской сверхглубокой скважины свидетельствуют об отсутствии единой криворожской серии. Ее железорудная (саксаганская) свита перекрыта дислоцированной пластиной архейских гранитов, отделенных в кровле зоной меланжа от ингуло-ингулецкой серии (гданцевская свита), нижняя часть которой А. С. Новиковой (1975) рассматривается как олистострома. Аналогичные породы (теповская свита) рассматриваются как составная часть разреза зеленокаменных структур архея, где они тектонически перекрывают амфиболитовые толщи конкско-верховцевской серии и дислоцированы вместе с ними. Это свидетельствует об архейском возрасте ингуло-ингулецкой серии, поскольку в гранит-зеленокаменной зоне отсутствуют наложенные раннепротерозойские процессы.

Ингуло-ингулецкая серия занимает обширные площади в Кировоградском блоке; такое же тектоническое положение в северо-западной части щита у тетеревской серии, имеющей много сходных с ней черт. Следует подчеркнуть, что для некоторых гнейсовых серий западной части щита установлен возраст метаморфизма в интервале от 2,3 до 2,1 млрд лет [Щербак и др., 1989]. Этому времени отвечает и начало образования раннепротерозойских вулканоплутонических ассоциаций и тектоно-магматических процессов, протекавших в период от 2,1 до 1,7 млрд лет [Щербак и др., 1989]; несколько более древний возраст (около 2,4 млрд лет) имеют и метавулканиды из новоград-волынской

гнейсовой толщи, сходной с гнейсовой толщей юго-западного фланга Корсунь-Новомиргородского плутона.

Таким образом, совокупность имеющихся данных свидетельствует, что в пределах Украинского щита, с одной стороны, чрезвычайно проявлены в интервале времени от 2,4 до 1,7 млрд лет тектоно-магматические процессы раннего протерозоя, а с другой — широко развиты сланцево-гнейсовые серии, интрузивные и ультраметаморфические комплексы пестрого состава с возрастом более 2,6 млрд лет.

Примеры палеогеодинамических реконструкций территории Украинского щита, основанные на выводах теории тектоники литосферных плит, пока единичны [Каляев, 1976, 1980, 1981, 1989; Каляев и др., 1984; Глевасский, 1983, 1989, 1990; Змиевский и др., 1989]. В последнее время синтез имеющихся геолого-геофизических материалов по Украинскому щиту с мобилистских позиций предпринят в рамках работ по составлению геодинамической карты Украины масштаба 1 : 1 000 000 [Пастухов и др., 1989, 1993]. Следует подчеркнуть, что в перечисленных работах, кроме работ [Пастухов и др., 1989, 1993], практически не использованы методы геохимической идентификации пород для выделения СВК и их сопоставления с фанерозойскими комплексами-индикаторами геодинамических режимов. Это значительно снижает их объективность. Кроме того, они опираются на стратиграфические схемы, разработанные в рамках геосинклинальной концепции, и построенные с их учетом схемы разломно-блокового строения Украинского щита. На этом базируется современное тектоническое районирование щита, в основе которого лежат выводы Г. И. Каляева (1965) о его моноциклическом развитии (рис. 13.1). Структура щита расчленяется на геосинклинальную систему Большого Кривого Рога и Белоцерковскую зону (ветвь), ограниченные субмеридиональными глубинными разломами от смежных жестких массивов типа срединных: Житомирского, Кировоградского и Приазовского. Восточная часть Кировоградского и западная часть Приазовского массивов рассматриваются как форланды, на которые «накатывались» внешние зоны архей-раннепротерозойского Большого Кривого Рога или краевые прогибы: Криворожско-Кременчугский и Орехово-Павлоградский. При этом в состав Криворожско-Кременчугского прогиба включены комплексы криворожской серии Кременчугской и Криворожской структур и комплексы, развитые западнее в Кировоградском массиве и входящие в разрез нижней части ингуло-ингулецкой серии*, тогда как верхняя часть разреза, сложенная биотитовыми гнейсами чечелевской свиты, рассматривается как составная часть древнего Кировоградского блока.

Структурный план внутренней зоны (Приднепровского мегаантиклинория) характеризуется чередованием синклиналий, вы-

* Названия серий и свит здесь и далее даны согласно стратиграфической схеме МСК Украины от 15.06.1992 г.

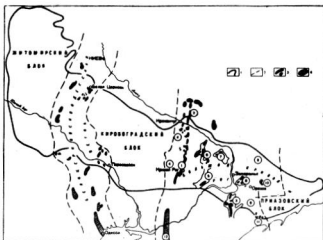


Рис. 13.1. Рудные районы Большого Кривого Рога и его положение в Украинском щите (по Каляеву, 1965).

1 — граница Украинского щита; 2 — границы основных геотектонических элементов Украинского щита; 3 — железистые породы, установленные по разведочным и геофизическим данным; 4 — интенсивные малозученные магнитные аномалии. Цифры в кружках: 1—3 — месторождения богатых железных руд: 1 — Криворожский бассейн; 2 — Кременчугское месторождение; 3 — Белозерское месторождение. 4—12 — районы интенсивных магнитных аномалий: 4 — Западно-Ингулецкий; 5 — Чертомлыкский; 6 — Верховцевский; 7 — Сурский; 8 — Конкский; 9 — Орехово-Павлоградский; 10 — Гуляйпольский; 11 — Приазовский; 12 — Херсонский.

полненных осадочно-вулканогенными сериями (Верховцевский, Чертомлыкский, Сурский, Белозерский) и антиклинорий (Камышевахский, Саксаганский, Демуриный купола; Пятихатский и Ингулецкий валы).

В развитии Большого Кривого Рога выделяются: доорогенная, архейская орогенная и посторогенная раннепротерозойская части единого цикла. В соответствии с классическими канонами геосинклинальной концепции с доорогенным циклом связывается образование диабазо-спилитовой формации (конкско-верховцевская серия — нижняя часть разреза), которая во внешней зоне представлена новокриворожской свитой криворожской серии, перекрываемой нижней терригенной формацией (скелеватская свита той же серии), а во внутренней зоне — терригенной подформацией, залегающей в основании кератофиро-сланцевой формации (нижнебелозерская подсвита). Выше соответственно выделяется во внешней зоне осадочная джеспилитовая флишевая

формация (саксаганская свита криворожской серии в одноименной структуре и артемовская свита ингуло-ингулецкой серии западнее), а во внутренней — джеспилитовая вулканогенно-осадочная (белозерская свита конкско-верховцевской серии).

Среди орогенных формаций второй половины цикла во внешней зоне выделяются углисто-(графито)-терригенная и лагунная (гданцевская свита криворожской и родионовская свита ингуло-ингулецкой серий) и молассовая (глееватская свита криворожской серии) формации, которые во внутренней зоне, в связи с глубоким эрозионным срезом, по мнению Г. И. Каляева, отсутствуют. Как орогенные и посторогенные рассматриваются интрузивные формации: гранито-батолитовая, аплитовидных и пегматоидных гранитов, сиенитовая, малых интрузий гипербазитов и дайковая.

В последующих работах приведенные Г. И. Каляевым и другими исследователями выводы были конкретизированы [Геология..., 1984]; вместо Житомирского блока выделены Подольский и Волинский [Каляев и др., 1972, 1980]; достаточно полно отображены глубинные разломы (рис. 13.2), разделяющие архейские зоны в субмеридиональных структурах (Приднепровской гранит-зеленокаменной, Кировоградской гнейсовой, Белоцерковской кристаллосланцевой гнейсовой).

В последующие годы в соответствии с приведенным районированием Г. И. Каляев (1980, 1981) рассматривает перечисленные, а также Подольский и Приазовский блоки как литосферные плиты, а ограничивающие их глубинные разломы — швы, оставшиеся при их «стыковке». При этом им выделяются комплексы магматических островных дуг, вулканические серии которых в современном эрозионном срезе не сохранились и присутствуют только их интрузивные аналоги в виде анортозит-рапакиви-гранитной и щелочной сиенитовой формаций. При этом зоны Криворожско-Кременчугского и Орехово-Павлоградского разломов рассматриваются как реликты палеозон Беньофа, по отношению к которым область развития гранит-зеленокаменных комплексов определяется как зона с океанической корой и даже сохранившимися реликтовыми признаками СОХ.

В отличие от этих представлений Е. В. Глевасский (1989, 1990) рассматривает область развития гранит-зеленокаменных комплексов Приднепровья в раннем протерозое как архейскую континентальную зону, а Приазовский блок — как часть архейского протоконтинента, который в раннем протерозое развивался как активная континентальная окраина андийского типа. Столкновение указанных структур привело к образованию Орехово-Павлоградского сутурного шва, в котором тектонически совмещены осадки континентального склона пассивной окраины, блоки фундамента, фрагменты океанической коры и осадочной террасы. Принадлежность Приазовского блока к структуре активной континентальной окраины аргументируется материалами по типоморфной магматической и металлогенической зональностям. Соответственно с выделенными геодинамическими обстановками

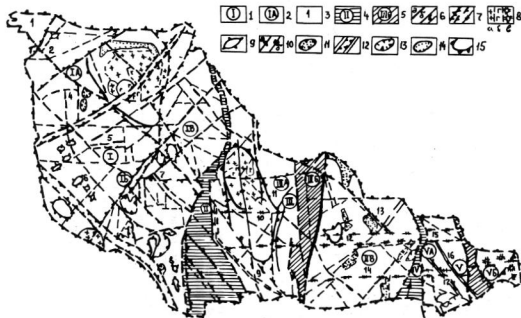


Рис. 13.2. Схема геолого-структурного районирования Украинского щита (с упрощениями, по Геологии..., 1984).

I — геоблоки: *I* — Волинско-Подольский, *II* — Центрально-Украинский, *V* — Приазовский. 2 — блоки первого порядка: *1A* — Волинский, *1B* — Подольский, *1В* — Белоцерковский (Фастовский), *1Г* — Сокирянский. 3 — блоки второго порядка: *1* — Горынский,

2 — Осинский, 3 — Коростевский, 4 — Новоград-Вольнский, 5 — Бердичевский, 6 — Бугско-Днестровский, 7 — Гайсинский, 8 — Гайворонский, 9 — Братский, 10 — Новоукраинский, 11 — Ингульский, 12 — Верховский, 13 — Левобережный, 14 — Запорожский, 15 — Волчанский, 16 — Гуляйпольский, 17 — Андреевский, 4 — шовные зоны; II-Б — Голованевская, IV — Орехово-Павлоградская, 5 — межблоковые зоны; III-Б — Западно-Ингулецкая, IV-Б — Центрально-Приазовская, 6 — разломы: а — разломы первого ранга мантийные, б — разломы второго ранга мантийные и коровые, в — разломы третьего и более высоких порядков коровые; 7 — типы разломов: а — сбросы, в том числе и краевые сбросы щита, б — взбросы, в — раздвиги, г — неустоявленного типа; 8 — массивы: а — анортзитов, б — рапакиви, в — субщелочных и щелочных пород; 9 — гранито-гнейсовые купола, 10 — складчатые структуры; а — антиклинали, б — синклинали; 11 — зеленокаменные структуры, 12 — троговые структуры, 13 — вулканотектонические впадины; 14 — наложенные впадины, 15 — сводово-глыбовые поднятия.

рассматривается образование различных типов железисто-кремнистых формаций, в том числе и за пределами указанной территории. Орехово-Павлоградскую зону сочленения Приднепровского и Приазовского блоков автор справедливо относит к типу сутур, что ранее было показано [Геология..., 1984].

Практически работами Г. И. Каляева, Е. В. Глевасского и коллектива составителей геодинамической карты Украины масштаба 1 : 1 000 000 [Пастухов и др., 1993] и ограничиваются сведения о палеогеодинамических условиях формирования и истории геологического развития Украинского щита. Характеристику последней работы мы не привели, поскольку ее материалы послужили основой для рассмотрения ниже палеогеодинамической модели развития структуры и геологической истории Украинского щита.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ УКРАИНСКОГО ЩИТА (РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ВРЕМЕННОЙ СРЕЗ)

Особенности состава СВК, их возрастные и структурные соотношения позволяют для разных этапов развития Украинского щита рассмотреть несколько альтернативных моделей, отвечающих архейскому и раннепротерозойскому временным срезам. В настоящей работе рассматривается раннепротерозойская геодинамическая модель.

Этому этапу развития щита отвечают вулканические, осадочные, ультраметаморфические и интрузивные СВК, связанные со структурами северо-западного простирання. Вкрест простираня последних наблюдается отчетливо выраженная зональность, благодаря чему в направлении с юго-запада на северо-восток выделяются следующие ряды закономерно сочетающихся латеральных рядов крупных геоструктур (рис. 13.3).

Подольский микроконтинент (плита), образованный преимущественно архейскими

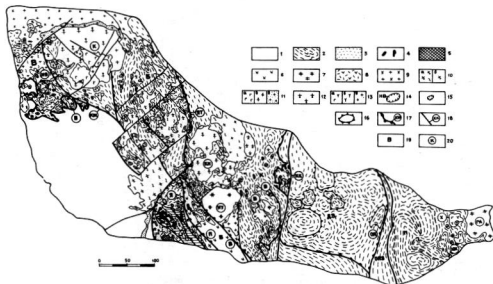


Рис. 13.3. Схема районирования и распространение СВК раннепротерозойского временного среза Украинского щита составил В. Г. Пастухов).

1—2 — нерасчлененные архейские СВК литосферных плит: 1 — Подольской, 2 — Волинно-Приазовской (направление штрихов отражает простирание архейских сланцево-гнейсовых и гнейсово-мigmatитовых толщ и структур); 3—14 — раннепротерозойские СВК: 3—5 — СВК шельфа и океанической коры: 3 — шельфовый СВК (кошаро-александровская и хашчевато-завальевская свиты), 4 — офиолиты, 5 — нерасчлененные комплексы шельфа и океанической коры; 6—7 — известково-щелочный СВК: 6 — осадочно-вулканогенная серия (новоград-волинская толща, каменно-костоватская и рошаховская свиты), 7 — интрузии мангерит-монцитито-

ной формации; 8—13 — субшелочной СВК: 8 — осадочно-вулканогенная серия (клевовская серия), 9 — интрузии габбро-диорит-гранитной формации, 10 — гранит-мигматитовая формация (а — мигматиты, б — массивы калневых гранитов), 11 — интрузии анортозит-рапакингитной формации (а — массивы основных пород, б — рапакивы и их фациальные аналоги, в — лейкократовые редкометалльные граниты перажанского и лезниковского типов), 12 — нерасчлененные интрузии габбро-диорит-гранитной и анортозит-рапакингитной формаций (Кишиневский, Мухаревский и другие массивы субшелочных гранитов), 13 — интрузии габбро-сиенит-гранитной формации (а — сиениты и граниты, б — шелочные и нефелиновые сиениты, в — лейкократовые редкометалльные граниты каменно-могильского типа). Структуры: 14 — вулканические впадины зоны развития осадочно-вулканогенных серий (НВ — Новгорода-Волынской, Б — Братская, Я — Ятранская); 15 — глубоко-эродированные вулканы; 16 — гранито-гнейсовые купола; 17 — крупнейшие наваги и взбросы (Т — Тальновский, В — Волянский, КЖ — Красногорско-Житомирский, ЯТ — Ядлово-Трактемирский, П — Перемышльский, ОП — Орехово-Павлоградский); 18 — поперечные сдвиги; 19 — структурно-формационные зоны архейского фундамента Воляно-Приазовской плиты: В и П — Волянская и Приазовская прото-континентальные, ОПЗ — Орехово-Павлоградская сутурная, ДЗ — Днепровская гранит-зеленокаменная (островодужная), К и Б — Кировоградская и Белоцерковская заостроводужные; 20 — интрузивные массивы (плаутоны): К — Коростенский, КН — Корсунь-Новомиргородский, НУ — Новоукраинский, Б — Боковинский, В — Верблюжийский, ГА — Греко-Александровский и Дубовский, ЮК — Южно-Кальчикский, Х — Хлебодаровский.

СВК, испытывавшими интенсивные преобразования в раннем архее с образованием обширных полей гранитов S-типа.

Голованевская покровная зона, сложенная интенсивно переработанными архейскими СВК, тектонически переслаивающимися с раннепротерозойскими офиолитами.

Воляно-Приазовский микроконтинент (плита), гетерогенный фундамент которого сложен архейскими протометаморфическими и гранит-зеленокаменными СВК и раннепротерозойскими образованиями, с возрастом от 2,4 до 1,7 млрд лет.

Прежде чем рассмотреть возможные модели возникновения и развития указанных геоструктур, отметим основные особенности их строения.

ПОДОЛЬСКИЙ МИКРОКОНТИНЕНТ

Подольский микроконтинент (плита) отделен от Голованевской шовной зоны крупным дугообразным Тальновским сдвиго-надвигом, который имеет северо-восточное падение, выражен мощный зональный бластомилонитов и прослеживается до поверхности Мохо [Соллогуб, 1987]. Древнейшие осадочно-вулканогенные породы объединяются в днепровско-бугскую серию, в составе которой выделяются: тывровская (пироксеновые гнейсы и кристаллосланцы), гниванская (чередование пачек пироксенсодержащих гнейсов и кристаллосланцев с прослоями и линзами кальцифиров), павловская (магнетит-двупироксеновые, гиперстеновые, магнетит-гранат-гиперстеновые гнейсы и пироксен-плагноклазовые кварци-

ты), березнинская и зеленолевадовская (лейкократовые гиперстен-биотитовые, биотитовые лептитоподобные гнейсы) толщи. Взаимоотношения толщ не установлены, поскольку они изолированы обширными полями мигматитов и гранитов, поэтому приведенная выше последовательность пород предполагаемая [Стратигр. разр., 1985]. Гиперстенсодержащие породы, вместе с аналогичными образованиями Голованевской зоны, рассматривались как наиболее древние в истории земной коры — офиолитовая ассоциация среди чарнокитоидов [Наливкина, 1977] или составная часть выходящего на поверхность базальтового слоя [Новикова, 1975]. Характерно, что в Подольской плите не фиксируется так называемый слой Конрада [Соллогуб, 1986].

Среди перечисленных выше пород и ассоциирующих с ними гранитоидов В. П. Кирилюк (1986) выделяет кинцигитовую, лейкогранулитовую кинцигит-гранитовую, эндербито-гнейсовую и эндербито-гранитовую формации, объединяемые в составе кинцигитового и эндербитового парагенезисов. Породы первого рассматриваются как более древние, хотя их приуроченность к крыльям куполов свидетельствует, по нашему мнению, об обратных соотношениях. Зона перехода от кинцигитового к эндербитовому парагенезису выражена постепенным увеличением в разрезе прослоев гранато-биотитовых гнейсов до образования толщи с послыным чередованием гранат- и гиперстенсодержащих пород, ранее выделенных в формацию гранит-биотитовых гнейсов и гиперстеновых кристаллосланцев или кинцигитовую [Лазько и др., 1975]. В отличие от кальцифир-кристаллосланцевой формации (гниванская толща), охарактеризованной Е. М. Лазько и др. (1975), с которой пространственно связаны эндербиты и чарнокиты гайворонского и литинского типов (эндербитовых комплексов), с кинцигитовой формацией ассоциируют чудново-бердичевские гранитоиды S-типа с возрастом 2,0—1,9 млрд лет [Щербак и др., 1989].

Эндербитовые комплексы объединяют в своем составе чарнокитоиды эндербитовые и плагиоچارнокитовые. По внешнему виду это мигматитоподобные породы, в которых послойно перемежаются основные кристаллосланцы и гранитоиды различного состава вплоть до аплитовидных. Среди гранитоидов выделяются безгранатые гиперстенсодержащие разновидности, в которых, по данным И. В. Щербакова [Гранитоидные... , 1984], имеются признаки, указывающие на их образование в условиях дифференциальных движений.

Изучение метаморфизма пород днестровско-бугской серии показывает, что он относится к низкотемпературной гранулитовой (кинцигит-кристаллосланцевая формация) и амфиболитовой (кинцигитовая формация) фациям. По соотношению сосуществующих минералов в породах серии выделяются магматический (Т-1000—1200 К), прогрессивный (Т-940—980 К) и регрессивный (Т-840-890 К) метаморфизм [Метаморф. Укр. щита, 1982; Стратигр. разр., 1985].

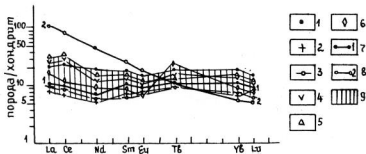


Рис. 13.4. График распределения нормализованных по хондриту содержаний РЗЭ в метавулканитах днестровско-бугской серии.

1—5 — двупироксеновые кристаллосланцы; 6 — ультрабазит; 7—8 — эталонные кривые по [Тейлор, Мак-Леннана, 1988]; 7 — кривая распределения РЗЭ в основном конечном члене архейской магматической серии, 8 — кривая распределения РЗЭ в кислом конечном члене архейской магматической серии; 9 — вулканиты днестровско-бугской серии.

Генетические черты комплексов Подольской плиты и Голованевской зоны на представительном аналитическом материале рассмотрены И. М. Лесной (1989). Эти материалы мы использовали ниже при рассмотрении геодинамической эволюции Подольской плиты.

Среди метаморфитов днестровско-бугской серии по химическому составу выделяются два типа пород: к первому принадлежат гиперстенсодержащие кристаллосланцы, состав которых соответствует низкокалийевым толентовым базальтам типа базальтов СОХ; второй обнаруживает сходство по химическому составу с базальтами и андезито-базальтами островодужного типа. Эти отличия подтверждаются и микрокомпонентным составом, различием суммарных содержаний и распределений в породах РЗЭ.

Кривые распределения РЗЭ из основных кристаллосланцев имеют хондритовый нефракционированный и слабо фракционированный характер с отношением $(\text{Ce/Yb})_N$ от 0,98 до 4,1, [Лесная, 1989], что приближает их к толентам СОХ ТНІ по [Конди, 1983] и отвечает кривой основного конечного числа магматических серий по [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Отношение $(\text{Eu/Eu}')_N$ составляет от 0,83 до 1,02 (рис. 13.4). Часть кривых имеет известково-щелочной характер — андезитовый тип кривых с отношениями $(\text{Ce/Yb})_N=16$ и $(\text{Eu/Eu}')_N=0,58$. По этим параметрам породы относятся к базальтам островных дуг и базальтов ТНІІ по К. Конди [Лесная, 1989]. Изотопный состав кислорода указывает на их магматический характер.

Эндербиты по геохимической классификации Л. В. Таусона (1977) относятся, в основном, к андезитовому типу. По соотношению альбита—анортита—ортоклаза они попадают в поля трондьемитов—тоналитов, гранодиоритов; по содержанию кремнезема — суммы щелочей соответствуют диоритам, кварцевым диоритам, тоналитам, низкокалиевым гранитам и лейкогранитам [Лесная, 1989]. Для эндербитов гайворонского типа характерны кривые РЗЭ, близкие к андезитовым с отношением $(\text{Ce}/\text{Yb})_N = 13-14$ и $\text{Eu}/\text{Eu}' = 1,0$; в эндербитах литинского типа кривые РЗЭ ближе к хондритовому распределению с отношением $(\text{Ce}/\text{Yb})_N = 1,58$ и слабо выраженной положительной европиевой аномалией (рис. 13.5). При сравнении кривых РЗЭ эндербитов этих двух типов можно предположить, что литинские отвечают составу основного конечного члена магматической серии, а гайворонского типа — аналогичны составу кислого конечного члена магматической серии по [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Кривые распределения РЗЭ в чарнокитах (рис. 13.6) гайворонского и литинского типов аналогичны между собой и близки к андезитам. По сравнению с кристаллосланцами чарнокитоиды обеднены тяжелыми РЗЭ, суммарное содержание которых составляет 10—40 г/т (при 30—60 г/т в сосуществующих с ними кристаллосланцах). Они характеризуются и большей степенью фракционирования РЗЭ, в которых отношение $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ изменяется от 5 до 15. Минимальная степень фракционирования присуща меланократовым эндербито-гнейсам максимальная — лейкократовым. Значения $\delta^{18}\text{O}$ не превышает $8^\circ_{\text{‰}}$.

Таким образом чарнокитоиды по всем параметрам можно отнести к гранитоидам I-типа. Их возраст по цирконам определен в 3,0—2,8 млрд лет [Лесная, 1989].

Не останавливаясь на рассмотрении специфических вопросов генезиса пород, подчеркнем принадлежность древнейших комплексов Подольской плиты и смежной с ней Голованевской зоны к магматическим образованиям двух принципиально отличных типов СВК, формирование которых связано с различными геодинамическими обстановками. Первый, наиболее древний, комплекс сложен глубоко метаморфизованными осадочными и вулканогенными образованиями, представленными различными кристаллосланцами и плагиногнейсами, с которыми ассоциируют ультраосновные сланцы и глубоко метаморфизованные базит-гипербазиты. Принадлежность их к офиолитам не вызывает сомнений [Наливкина, 1977; Фомин, Пастухов, 1981; Фомин, 1984]. Второй СВК представлен вулcano-плутонической ассоциацией известково-щелочного типа, принадлежащей к энсиматическим островным дугам, выделенным ранее в составе гранулитовых комплексов раннего докембрия [Лутц, 1980].

Эти СВК представляют собой фундамент Подольской плиты. Породы чехла в современном эрозионном срезе не сохранились или подверглись гранитизации в раннем протерозое и в настоящее

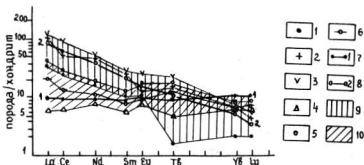


Рис. 13.5. График распределения нормализованных по хондриту РЗЭ в энтербитах гайворонского и литинского комплекса.

1—3 — энтербиты гайворонского комплекса; 4—6 — энтербиты литинского комплекса; 7—8 — эталонные кривые аналогичны таковым на рис. 13.4; 9—10 — заштрихованы вулканиты гайворонского и литинского комплексов.

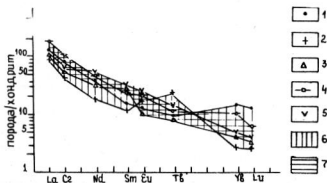


Рис. 13.6. График распределения нормализованных по хондриту содержаний РЗЭ в чарнокитах гайворонского и литинского комплексов.

1—2 — чарнокиты литинского комплекса; 3—5 — чарнокиты гайворонского комплекса; 6 — литинский комплекс; 7 — гайворонский комплекс.

время, учитывая недостаточную изученность района, плохо диагностируются. Как нам представляется, латеральным аналогом чехла, вероятно, являются породы бугской серии, сохранившиеся в северо-восточной части Подольской плиты в районе сел Хашчеватое, Завалье и других. В современной стратиграфической схеме Украинского щита эта серия рассматривается как раннепроте-

розойская; архейский ее возраст отстаивается рядом исследователей [Лазько и др., 1975; Кирилюк, 1986 и др.].

В разрезе бугской серии выделяются формации: высокоглиноземистых пород и кварцитов, железорудно-гнейсовая, кондалитовая и мрамор-кальцифировая [Лазько и др., 1975]. Породы первой из них объединяются в составе кошаро-александровской свиты, двух последних — хашевато-завальевской свиты. Железорудно-гнейсовая формация в стратотипе отсутствует и принадлежит иной структурной зоне.

Нижняя кошаро-александровская свита сложена исходными терригенными образованиями и представлена ритмично чередующимися в разрезе высокоглиноземистыми гнейсами, содержащими гранат, и кварцитами, образующими несколько ритмов. Каждый из ритмов начинается высокоглиноземистыми гнейсами и заканчивается полевошпатсодержащими кварцитами. Как второстепенные члены присутствуют пироксен-биотит-плагноклазовые кристаллосланцы и гнейсы, графитсодержащие и гранат-биотитовые плагногнейсы. Глиноземистые минералы представлены, главным образом, силлиманитом и гранатом. Особенности состава и строения данной формации аналогичны некоторым древнейшим разрезам архея, образование которых связывается с процессами седиментации продуктов разрушения базальтовых пород [Фролова, 1962; Павловский, 1964].

Залегающая выше кошаро-александровская свита является первично терригенно-карбонатной. Ее разрез сложен в основании ритмично переслаивающимися пачками плагногнейсов гранат-, графит-силлиманитсодержащих кварцитов, пироксенсодержащих кристаллосланцев и гнейсов, сменяющихся в верхней части разреза кальцифирами, мраморами и доломитами с прослоями и пачками графитсодержащих гнейсов, кварцитов, кристаллосланцев.

Общая мощность бугской серии оценивается в 2000—2100 м [Стратигр. разр., 1985]. Особенности ее состава и строения позволяют рассматривать ее в качестве СВК пассивной континентальной окраины, испытавшей метаморфизм в условиях прогрессивной гранулитовой фации при температуре от 920 до 1050 °K и давлении 4—6 кбар; ее диафторез проходил при температуре 700—820 °K. Определение возраста вновь образованных при метаморфизме цирконов дало значения 2050—1850 млн лет при возрасте кластогенных кварцитов 2800 млн лет.

Породы бугской серии интенсивно дислоцированы; ими сложены отдельные пластины или пакеты пластин, обладающие моноклинальным строением и юго-западной вергентностью. Благодаря этому в разрезе серии местами присутствуют лептитоподобные гнейсы и бескорневые тела базит-гипербазитов. Первые принадлежат беззгинской толще, подстилающей бугскую серию, вторые — офиолитам. В Голованевской покровной зоне породы бугской серии сорваны со своего основания и перемежаются

тектонически с образованиями фундамента — с комплексами днестровско-бугской серии и с чарнокитоидами, образованными значительно западнее в совершенно иных геодинамических условиях. Эти особенности строения зоны сочленения Подольской плиты несомненно свидетельствуют о проявлении в интервале от 2,1 до 2,0 млн лет коллизионных процессов, приведших к образованию на обширных площадях плиты и вне ее гранитоидов, относимых в стратиграфических схемах Украинского щита к бердичевскому (чудново-бердичевскому) ультраметаморфическому комплексу.

Бердичевский комплекс гранитоидов чрезвычайно широко представлен в пределах Подольского микроконтинента, будучи развит практически на всей его территории. Здесь же местами появляются гранитоиды кировоградского или житомирского (кировоградско-житомирского) комплекса; они широко распространены в пределах смежной Вольно-Приазовской части щита и Голованевской шовной зоне. В составе Бердичевского комплекса выделяются гранато-биотитовые граниты (они преобладают), гиперстен-гранат-биотитовые мигматиты или плагиочарнокиты (виннициты), эндебиты и лейкократовые граниты [Гранитоидные..., 1984]. В их распределении наблюдается определенная закономерность, выражающаяся в приуроченности указанных разновидностей пород к районам развития тех или иных толщ днестровско-бугской серии и чарнокитоидов эндебитового комплекса. Все породы комплекса обладают устойчивыми признаками, сохраняющимися на значительных площадях: присутствием ксенокристаллов метаморфических минералов граната, силлиманита, кордиерита, пироксенов, ксенолитов пород днестровско-бугской серии, которые, как и ксенокристаллы, принадлежат одним и тем же критическим метаморфическим ассоциациям. По-видимому, это связано с тем, что для такого типа гранитов *РТ*-условия минеральных парагенезисов реститов значительно превышают *РТ*-условия ликвидусных минеральных парагенезисов гранитоидов [Ермолов, 1986].

Для гранитов бердичевского типа характерно сильное фракционирование *РЗЭ* и незначительная положительная европиевая аномалия, отношение легких и тяжелых *РЗЭ* не более 5. Это характеризует их как остаточные составы [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], образованные в результате удаления гранитных расплавов из нижележащих гранулитовых комплексов (рис. 13.7).

За счет гранитных расплавов формируются граниты кировоградско-житомирского комплекса, представляющие собой параавтохтонные нормальные интрузивные породы более высоких структурных уровней. Они не содержат ксенокристаллов, в них присутствуют ксенолиты иного типа; по сравнению с бердичевскими гранитами кировоградско-житомирские обладают отрицательной европиевой аномалией, отражающей фракционирование плагиоклаза при увеличении роли калия. Эти гранитоиды практи-

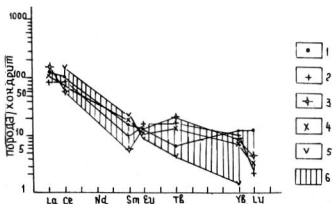


Рис. 13.7. График распределения нормализованных по хондриту P39 в гранитоидах бердичевского комплекса.

1—3 — мигматиты гранат-гиперстен-биотитовые (виннициты); 4—5 — граниты гранат-биотитовые; 6 — бердичевский комплекс.

чески завершают процесс консолидации гранитно-метаморфического слоя в пределах Подольской плиты и, по-видимому, развиваются синхронно с различными СВК Волыно-Приазовского микроконтинента.

Для Подольской плиты характерны куполовидные структуры, в ядрах которых присутствуют породы днестровско-бугской серии и эндербитовый комплекс. В сопряженных с куполами синформах развиты граниты бердичевского типа, содержащие останцы пород березнинской толщи. В ядрах куполов с юго-запада на северо-восток кристаллосланцевая и эндербитовая части разреза сменяются глиноземистыми породами. Купола и разделяющие их синформы образуют «стада» структур, в юго-западной части плиты ориентированные в субмеридиональном—северо-северо-восточном направлении, меняющимся на северо-западное при сочленении с Голованевской зоной и Волыно-Приазовской плитой.

ГОЛОВАНЕВСКАЯ ПОКРОВНАЯ ЗОНА

С северо-востока эта зона ограничена Первомайским глубинным взбросо-надвигом и отделена от Подольской плиты Тальновским надвигом. В строении зоны участвуют два структурных этажа: первый сложен комплексами Подольской плиты, второй во многом сходен с шельфовыми СВК, но с широким разви-

тием базит-гипербазитов, в том числе и хромитоносных [Каневский, Фомин, 1973; Древин, 1964; Фомин, 1979, 1984].

В разрезах Голованевской зоны тела базит-гипербазитов залегают в целом согласно с вмещающими их амфиболитами, основными кристаллосланцами и гнейсами, графитовыми и глиноземистыми гнейсами, железистыми и безрудными полевошпатовыми кварцитами, карбонатными породами (кальцифирами, мраморами и доломитовыми мраморами). По химическому составу и геохимическим особенностям среди амфиболитов и основных кристаллосланцев А. Б. Фоминым (1984) выделены аналоги низкокальциевых толентовых базальтов и коматинитов, образующих в разрезах отдельные потоки. Среди базит-гипербазитов подробно охарактеризованы габбро-амфиболиты, габбро, местами имеющие полосчатый облик, дуниты, гарцбургиты и лерцолиты, в разной степени серпентинизированные, вплоть до серпентинитов. В отдельных скважинах наблюдаются обломки пироксенитов и других пород, как бы закатанные в серпентинитовую массу. В подчиненных количествах в массивах Э. Б. Наливкина (1977) описала в скважине постепенный переход от полосчатого габбро к ультраосновным породам.

В долине р. Южный Буг (район г. Первомайска и с. Мигии) в разрезе северо-восточного фланга Голованевской зоны (Первомайский разлом) А. И. Стрыгиным и В. Н. Кобзарем (1964), Г. М. Яценко (1980) описаны конгломераты, обнажающиеся в ядре антиклинальной складки северо-западного простирания. Галька в них сложена полевошпатовыми кварцитами, основными и ультраосновными породами (пироксенитами, габбро-пироксенитами, габбро-амфиболитами), гранитами, кристаллическими сланцами, кальцифирами, гнейсами и гранито-гнейсами; в ней также встречены породы типа эклогитов или скарноидов. А. И. Стрыгин и В. Н. Кобзарь (1964) считают конгломераты аналогом верхней свиты криворожской серии, а Г. М. Яценко (1980) рассматривает их как базальную формацию метаморфизованных конгломератов в основании выделенного им раннепротерозойского ингуло-ингулецкого метаморфического комплекса. По нашему мнению, наличие в составе галек разнородных пород — от метасадочных до интрузивных ультраосновных, характер распределения галек и отдельных пачек пород свидетельствуют о принадлежности конгломератов к типу «дикого» флиша или олистохромы. Поскольку вергентность в Голованевской зоне и Первомайского разлома юго-западная, состав галек может косвенно свидетельствовать о развитии комплексов шельфов, аналогичных бугскому, на Волыно-Приазовской плите.

Не останавливаясь на геохимических особенностях базит-гипербазитовых пород, несомненно принадлежащих офиолитам и подробно рассмотренных А. Б. Фоминым (1979, 1984), остановимся кратко на выводах, вытекающих из анализа неопубликованных аналитических данных.

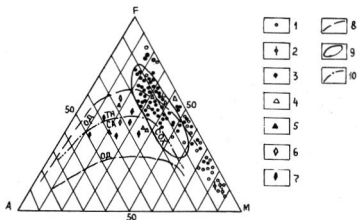


Рис. 13.8. Диаграмма АФМ для вулканитов бугской серии и сопутствующих им ультрабазитов Среднего Побужья.

1 — меймечиты; 2 — пикритовые базальты; 3 — толентовые базальты; 4 — андезито-базальты; 5 — андезиты; 6 — андезито-дациты; 7 — дациты; 8 — тренд эффузивов островных дуг (ОД); 9 — тренд океанических базальтов (СОХ); 10 — ТН/СА линия раздела толентовой (ТН) и известково-щелочной (СА) серий по [Ф. Баркер и Дж. Арт, 1976].

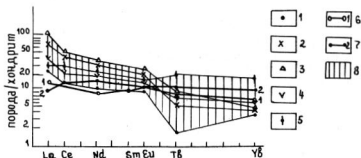


Рис. 13.9. График распределения нормализованных по хондриту содержаний РЗЭ в основных метавулканитах бугской серии.

1, 2 — плагиогнейс пироксен-биотитовый; 3 — плагиогнейс эидербитизированный; 4 — кристаллосланец пироксеновый; 5 — кристаллосланец гранат-пироксеновый. Эталонные кривые: 6 — толентовых базальтов СОХ переходного типа Малого Кавказа; 7 — базальтов современных СОХ. 8 — породы бугской серии.

На классификационной диаграмме АФМ породы бугской серии располагаются в полях толеитовой и известково-щелочной серий (рис. 13.8). На графиках распределения нормализованных по хондритам содержаний РЗЭ метавулканыты характеризуются как дифференцированные и недифференцированные с 10—100-кратным обогащением ЛРЗЭ и 5—20-кратным обогащением ТРЗЭ по отношению к хондриту (рис. 13.9). На графиках малых и редких элементов, нормированных по океанической коре, метавулканыты и базит-гипербазиты характеризуются как породы зон растяжения (рис. 13.10). Что касается повышенной щелочности и дифференцированности некоторых разновидностей, то не исключена возможность, что в разрезах Голованевской зоны могут присутствовать рифтогенные комплексы, предшествовавшие полному раскрытию рифта, или известково-щелочные комплексы, развитые северо-восточнее в пределах Воыно-Приазовской плиты.

Слабая изученность (в связи со сложной и во многом нерасшифрованной структурой) не позволяет в настоящее время достаточно обоснованно расчленять СВК Голованевской зоны. В общем структурном плане ведущими структурами являются складчатые северо-западного простираия, осложненные куполами. В ядрах куполов развиты практически все комплексы Подольской плиты, в значительной степени преобразованные и ремобилизованные. В межкупольных зонах расположены сильно сжатые (до изоклинальных) синклинали, осложненные мелкими складками и плейчатостью с четко выраженной юго-западной вергентностью. При этом комплексы Подольской плиты присутствуют не только в ядрах куполов, но и в центральных частях синклиналей. Благодаря этому в современном эрозионном срезе наблюдаются своеобразные типы структур, представленные отдельными их частями в виде изолированных фрагментов крыльев, переклинальных и центриклинальных замыканий складок или их комбинаций, выклинивающихся по простираию складок. Само «выклинивание» создает ложное представление об ассимиляции структур гранитоидами. В действительности пластины гранитоидов, занимающие различные уровни в покровах, входят в соприкосновение между собой по надвигам и создают иллюзию их одновременного формирования по разрезу. Впечатление усиливается развитием по всему покрову молодых, с возрастом 2,1—1,8 млрд лет, гранитов, возникающих в обстановке общего тангенциального сжатия и пластичного течения всех участвующих в строении разрезов комплексов [Веремьев, 1991].

Отмеченные черты строения Голованевской покровной зоны придают ей облик гигантской будинированной структуры, в которой крупные разрывы с приуроченными к ним офиолитами выступают как реликты древних «альпийских» линий, где сложно тектонически сочетаются в пластинах комплексы фундамента, шельфа Подольской плиты и океанические комплексы, некогда

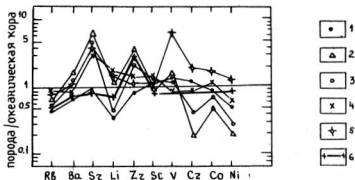


Рис. 13.10. График распределения нормализованных по океанической коре средних содержаний малых элементов в вулканитах бугской серии.

1—5 — толеновые базальты хашевато-завальевской свиты бугской серии; 6 — эталонная кривая базальтов толеновой серии COX зон растяжения по [Е. В. Шарков и А. А. Цветков, 1986].

сопряженной с ней палео-океанической или рифтовой зоны. Наложенные на них разрывные дислокации с крутыми падениями плоскостей сместителей являются более поздними и сопровождаются развитием мощных зон катаклаза и милонитизации по всем комплексам, участвующим в строении покровов.

Строение Голованевской покровной зоны свидетельствует о том, что ее развитие связано с движениями в северо-восточном направлении Подольской плиты и поглощением океанической коры вдоль юго-западного края Воыно-Приазовской плиты, где присутствуют известково-щелочные серии, выделяемые в составе ингуло-ингулецкой серии (каменно-костоватская и рошаховская свиты). Процесс сближения и коллизии плит сопровождался обдукцией океанической коры на форланд Подольской плиты и, после поглощения последней, пододвиганием форланда под Воыно-Приазовскую плиту. При этом шло формирование покровов форланда, тектоническое скупивание его комплексов с комплексами океанической коры. Поддвиг сопровождался ремобилизацией комплексов Подольской плиты с образованием пластических масс, сложенных породами днестровско-бугской серии и эндербитовым комплексом, их «всплыванием» по типу соляных диапиров с формированием гранито-гнейсовых куполов и деформированием всего разреза покровов. Указанный механизм диапризма привел к омоложению радиологического возраста пород Подольской плиты и возникновению в Голованевской покровной зоне регионального метаморфизма высоких давлений и температур, приведших к появлению эклогитоподобных пород.

Голованевская зона дугообразно срезается Тальновским надвигом и не прослеживается далее на северо-запад. Можно предполагать, что она здесь отсутствует или занимала более высокое гипсометрическое положение и полностью эродирована. При таком допущении мощные гнейсовые толщи Волинского блока (тетеревская серия) следует рассматривать как чехол и, в соответствии с мнением Г. И. Каляева (1965), включать последний в состав Подольской плиты или Житомирского блока. В этом случае граница между Подольской и расположенной северо-восточнее плитой должна проводиться по линии от северо-западного окончания Голованевской зоны по Тальновскому надвигу до его сочленения с Первомайским надвигом и далее в северном направлении по Ядлово-Трактемировскому разлому. Подобное предположение частично подтверждается геофизическими данными: Голованевская зона выражена интенсивным гравитационным максимумом, который раздвигаясь прослеживается на север вдоль Ядлово-Трактемировской зоны и на северо-восток; с гравитационными максимумами совпадают и участки повышенной мощности коры [Соллогуб, 1986], прослеживающиеся от Голованевской зоны на север и северо-запад. Наиболее вероятному северо-западному продолжению зоны соответствует, по-видимому, развитие протерозойских структур и северо-восточная поперечная зональность вулcano-плутонических процессов в Волино-Подольской плите. Кроме того, в низах тетеревской серии широко представлены амфиболиты, основные кристаллосланцы, диоритовидные породы, образованные по основным породам. Окончательное решение этого вопроса требует дополнительных исследований.

ВОЛИНО-ПРИАЗОВСКАЯ ПЛИТА

Как отмечено выше, эта плита характеризуется отчетливо выраженными структурами северо-западного простираения, отсутствующими в пределах Среднеприднепровского блока (включая его юго-западную часть). Вкрест простираения плиты в северо-восточном направлении наблюдается последовательная смена слагающих ее вулcano-плутонических комплексов. Эти черты позволяют, в отличие от существующих представлений, выделить латеральный ряд структурно-формационных зон северо-западного простираения и рассматривать структуры субмеридиональных простираений как более древние и относящиеся к архею.

Наиболее четко структуры северо-западного простираения выражены в Братской зоне Кировоградского блока, сложенной осадочно-вулканогенными породами каменно-костоватской и рощаховской свит. Они входят в состав ингуло-ингулецкой серии и на северо-западном продолжении срезаются Тальновским надвигом. При этом разрезы Братской зоны аналогичны осадочно-вулканогенным образованиям Волинского блока — новоград-во-

лынской раннепротерозойской толще [Яценко и Паранько, 1983; Пастухов и др., 1993], структуры которой имеют северо-западное простирание. Так же ориентированы интрузивные чарноки-тоиды Букинского, Верблюжского, Боковьянского массивов и останцов их пород в Новоукраинском массиве трахитоидных гранитоидов, возраст которых лежит в пределах 2,2—1,8 млрд лет [Гранитоидные..., 1984]. Наконец, следует подчеркнуть приуроченность к одной и той же зоне северо-западного простирания габбро-анортозит-гранитных Коростенского и Корсунь-Новомир-городского плутонов. Фрагменты самой северо-восточной зоны приурочены уже к Приазовскому блоку.

Указанные выше закономерности позволяют по развитию тех или иных вулканно-плутонических ассоциаций и сосуществующих с ними осадочных серий выделить в пределах Волыно-Подольской плиты две структурно-формационные зоны. Они не имеют четких границ, поскольку для плиты характерна глубокая денудация, не позволяющая точно установить их площадь.

Латеральный ряд структурно-формационных зон Волыно-Приазовской плиты с юго-запада на северо-восток включает:

Братско-Новоград-Волинскую зону развития вулканно-плутонических известково-щелочных серий;

Кировоградско-Приазовскую зону плутонических и вулканно-плутонических калий-натриевых субщелочных серий;

Братско-Новоград-Волинская зона наиболее четко выражена на границе с Голованевской покровной зоной; ее структура рассматривается как синклиниорий северо-западного простирания, надвинутые на Голованевскую зону вдоль Первомайского глубинного надвига. Развитие в Братском синклиниории каменно-костоватская и рощаховская свиты сложены метаморфизованными в гранулитовой фации пелито-псаммитовыми осадками, среди которых присутствуют туфогенный материал основного—среднего состава [Шварц и Пятаде, 1980; Кобзарь, 1981; Яценко, 1980; Пастухов и др., 1986]. Исследования указанных свит позволяют рассматривать разрез Братской зоны как осадочно-вулканогенный, местами имеющий признаки, относящие его к типу вулканогенного флиша. При этом каменно-костоватская свита в юго-восточной части Братской зоны сложена гранат- и безгранатовыми, часто гиперстенсодержащими плагиогнейсами, содержащими прослой гранат-гиперстен-кордиеритовых, гиперстен-кордиеритовых и кордиеритовых плагиогнейсов. Среди них встречаются отдельные тела амфиболитов и гиперстенных кристаллосланцев. Существенно терригенная толща рощаховской свиты сложена перемежающимися между собой пачками гранат- и кордиеритсодержащих плагиогнейсов.

В северо-западной части зоны [Яценко, 1980; Яценко и Паранько, 1983] вся гнейсовая толща расчленена на три формации: кремнисто-вулканогенно-сланцевую, лептитовых гнейсов и метаморфизованных олигомиктовых песчаников. Эти формации,

полифациально метаморфизованные от гранулитовой до амфиболитовой фаций, сопоставляются с разрезом восточной части Кировоградского блока и района развития новоград-волинской толщи в Волинском блоке.

Лептитовые гнейсы развиты в ядрах куполов и по периферии последних, а местами и перекрывают породы метаморфизованной вулканогенно-кремнисто-сланцевой формации, что свидетельствует об их переслаивании в разрезах. Вулканогенно-кремнисто-сланцевая формация насыщена многочисленными телами интрузивных и вулканогенных пород — метаморфизованными базальтами, андезито-базальтами, андезитами (превращены в амфиболиты и гиперстенсодержащие кристаллосланцы при подчиненной роли дацитов и риолитов (лептитовые гнейсы), кальцифиров и кварцитов). В Ятранском блоке перечисленные формации участвуют в строении кольцевых структур вулканического генезиса, в которых присутствуют многочисленные тела габброндов, залегающие среди биотитовых, пироксеновых, графитсодержащих гнейсов, сопутствующих им кальцифиров, кварцитов (в том числе вторичных, развивающихся по аплито-пегматоидным гранитам) и других пород. В этих структурах с амфиболитами и основными кристаллосланцами базальтового и андезитового состава переслаиваются гранитизированные аплиты и граниты по ним. Несомненно, что древнейшие породы, аналогичные развитым в Подольской плите в Ятранской части Братской зоны принадлежат фундаменту Вольно-Приазовской плиты, поскольку последняя надвинута на Голованевскую покровную зону.

Внутреннее строение Братской зоны весьма сложное и (при отсутствии удовлетворительной обнаженности) еще расшифровано слабо. Тем не менее, однообразное залегание пород с падением на северо-восток, наличие многочисленных разломов согласных с северо-западным простиранием и разделяющих пакеты пластин (в том числе и гранитов — Воссиятский массив) свидетельствуют в целом о моноклинально-изоклинальном строении всей зоны, формирующейся в связи с перемещением пакетов пластин в юго-западном направлении.

Новоград-волинская толща локализована в пределах вулканических депрессий, где она подстилается тетеревской серией гнейсов. Вулканическая природа развитых в толще гнейсовых образований доказана работами А. Я. Хатунцевой (1977), В. Н. Вербицкого (1980), Г. М. Яценко и И. С. Паранько (1983). Породы представлены здесь метадиабазами, метаандезитами и метаандезитовыми порфиритами, амфиболитами, ортогнейсами биотит-амфиболовыми, амфиболовыми, амфибол-биотитовыми и пироксен-амфиболовыми роговиками, сопутствующими им микрогнейсами и биотитовыми гнейсами (с примесью туфогенного материала), метатUFFитами. Основные и средние вулканы присутствуют в небольших пластообразных телах (возможно, покровах) среди микрогнейсов, гнейсов, гранодиоритов и диори-

тов в виде ксенолитов. Кислые метавулканиды развиты ограниченно и представлены лептитам [Хатунцева, 1977].

Вулканизм новоград-волинской толщи протекал в водных условиях в целом при непрерывном осадконакоплении и пульсационном характере, извержений, в активные периоды которых седиментогенные процессы подавлялись или полностью прекращались [Вербицкий, 1980; Литологические..., 1981]. Осадочные породы реставрируются как слабо гидрослюдистые пелиты и пелит-туффы, высокоглинистые граувакковые псаммиты, ныне представленные микрогнейсами. Источником кластогенного материала служили андезиты и дациты, в меньшей степени дациты и риолиты и их вулканокласты.

Метавулканиды на диаграмме FAK и AFM принадлежат умеренно и высокоглиноземистым породам калий-натриевой известково-щелочной серии. По содержанию кремнезема и суммы щелочей они отвечают андезито-базальтам, андезитам, дацитам, риодацитам, риолитам, реже толеитовым базальтам. Последние являются менее магнезиальными и более щелочными, нежели толеиты СОХ. На графике распределения пород, нормализованных по составу океанической коры (рис. 13.11, 13.12), кривые малых элементов в вулканитах и новоград-волинской толщи и каменно-костоватской свиты являются близкими к таковым в островодужных вулканитах известково-щелочной серии зон сжатия [Шарков, Цветков, 1986]. Для них характерны пониженные, по отношению к океанической коре, содержания хрома, кобальта, никеля и повышенные — циркона, лития, рубидия, бария и стронция.

Сведения о фракционировании РЗЭ имеются только по породам Братской зоны. Графики распределения РЗЭ, нормированные по хондритам, характеризуются отсутствием четко выраженной европиевой аномалии ($Eu/Eu' = 0,95$), умеренным фракционированием спектра легких ($Ce_N/Sm_N = 1,14$) и тяжелых ($Ce_N/Yb_N = 4$) лантаноидов. Кислые метавулканиды обладают сильным фракционным распределением как легких ($Ce_N/Sm_N = 3-4$), так и тяжелых ($Ce_N/Yb_N = 4$) лантаноидов при слабо выраженной отрицательной европиевой аномалии ($Eu/Eu' = 0,80$). Спектр РЗЭ в породах рошаховской свиты унаследует спектр РЗЭ кислых пород, что свидетельствует об их образовании либо за счет кислых вулканитов, либо продуктов их разрушения и переотложения (рис. 13.13).

Сведения о комагматичных вулканитах интрузиях немногочисленны. Г. М. Яценко (1980) отмечает в Братской зоне секущие тела габбро, габбро-диоритов, диоритов, мангеритов, сведения о петрогеохимических особенностях которых не приводятся. Более широко развиты интрузивные породы, образующие массивы, сложенные гиперстеносодержащими габбро, габбро-монцонитами, монцонитами, чарнокитами, диоритами, гранодиоритами и гранитами. В пределах Волинского блока ими сложен Букинский

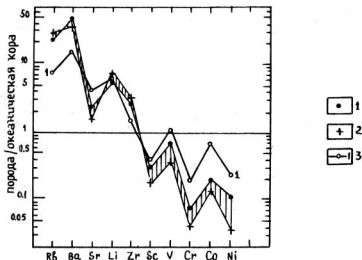


Рис. 13.11. График распределения редких и малых элементов нормализованных по океанической коре в вулканитах новоград-волинской свиты.

1 — базальт; 2 — андезит; 3 — эталонная кривая известково-щелочной серии режима сжатия по [Шарков, Цветков, 1986].

массив, Кировоградского — Новоукраинский, Боковьянский и др., Приазовского — Хлебодаровский и другие массивы, (лакколлиты, батолиты, кольцевые интрузии и отдельные тела). Возраст пород находится в интервале от 2,3 до 2,0 млрд лет [Гранитоидные..., 1984; Щербак и др., 1989; Возрастное..., 1992]. По парагенетической ассоциации они относятся к габбро-монцит диорит-гранитной или монцит-мангеритовой формации, все породы которой обладают рядом общих минералого-петрографических и геохимических черт: принадлежат высокоглиноземистой (гиперстеновой) известково-щелочной серии; по содержанию и характеру фракционирования РЗЭ близки монцитам, мангеритам и иотунитам мангерит-анортозитовой формации. Это подтверждается данными по монцитам Новоукраинского массива, монцитам и мангеритам Каларского массива [Суханов и др., 1990], породам каменно-костоватской и рощаховской свит, обладающими аналогичным характером фракционирования РЗЭ (рис. 13.14).

Приведенные выше краткие сведения позволяют впервые в рамках геодинамического анализа с позиций теории тектоники литосферных плит выделить в пределах Украинского щита вулканоплутонический пояс, прослеживающийся по краю Волино-

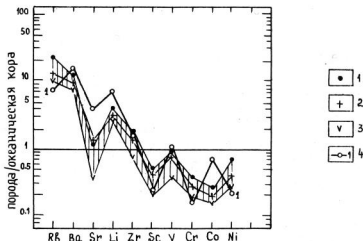


Рис. 13.12. График распределения нормализованных по океанической коре средних содержаний малых элементов в вулканитах известково-щелочной серии каменно-костоватской свиты ингуло-ингулецкой серии.

1 — базальты; 2 — андезито-базальты; 3 — андезиты; 4 — распределение малых элементов в островодужных вулканитах известково-щелочной серии режимов сжатия, эталонная кривая по [Шарков, Цветков, 1986].

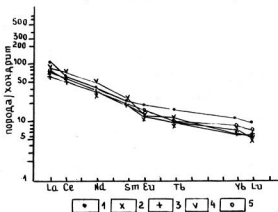


Рис. 13.13. График распределения нормализованных по хондриту содержаний РЗЭ в гнейсах рошаховской свиты.

1 — плагиогнейс биотитовый; 2 — плагиогнейс амфибол-гранатпироксеновый; 3 — гнейс гранат-биотит-кордиерит-биотитовый; 5 — гнейс гранат-биотитовый.

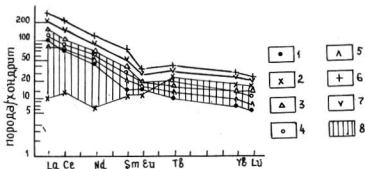


Рис. 13.14. График распределения нормализованных по хондриту содержаний R33 в гнейсах каменно-костоватской свиты.

1 — амфиболит биотит-пироксеновый; 2, 3 — плагиогнейс биотит-амфиболовый с пироксеном; 4, 5 — амфиболит биотитсодержащий; 6 — монциты, 7 — мангериты Каларского массива по [Суханов и др., 1990]; 8 — заштрихованы породы Каменно-Костоватской свиты.

Приазовской плиты и сложенный породами известково-щелочной серии. В пределах Братской зоны (Ятранский блок), где известны глубоко эродированные вулканические структуры (Новопавловская, Скелевская), метавулканиды и сопровождающие их гипабиссальные интрузии опущены по кольцевым сбросам, вдоль которых каменно-костоватская свита контактирует с породами, аналогичными входящим в состав днестровско-бугской серии, но принадлежащими Волыно-Приазовской плите. В Приазовском блоке интрузии вулканоплутонической ассоциации также связаны с кольцевыми структурами (Греково-Александровский массив) или выступают в виде отдельных массивов, имеющих интрузивные контакты с вмещающими породами, аналогичными развитым на Подольской плите. По-видимому, наименее эродированы вулканические структуры Воынской подзоны, где метавулканиды выполняют вулканотектонические депрессии.

Кировоградско-Приазовская зона прослеживается параллельно Братско-Воынской, частично сближаясь с последней в южной части Кировоградского блока. Крупные интрузии анортозит-рапакивигранитной формации (Коростенский и Корсунь-Новомиргородский плутоны) располагаются в ее осевой части, а на их юго-восточном продолжении развиты субщелочные интрузии Приазовья. Вулканические породы, принадлежащие клесовской серии, сохранились на прилегающей с северо-запада к Коростенскому плутону площади, к которой приурочены и интрузии габбро-гранодиорит-гранитной формации (осницкий комплекс).

Вкрест простираения протерозойских структур микроконтинент нарушен глубинными сдвигами — Тетеревским, Пержанским, Криворожско-Кременчугским и др., прослеживающимися и в пределах Подольской плиты. В крайней северо-западной части щита, залесенной и заболоченной, между разломами такого типа заключено небольшое поле развития пород клесовской серии, очевидно, сохранившейся в грабене или в рифте [Веремьев, 1983] северо-западного простираения. Здесь развиты породы габбро-гранодиорит-гранитной формации, массивы (батолиты и лакколиты) которой известны и внутри Коростенского плутона (Вехинское окно по В. С. Соболеву, 1947). По составу и времени образования они сопоставляются с готскими вулканогенными сериями Швеции на Балтийском щите [Хатунцева, 1977]. Возраст пород серии, а также габбро-гранодиорит-гранитной формации, надежно датирован по цирконам и для лептитов составляет 2020 ± 15 , кварцевых и кварцеговообманковых метапофиров 1970 ± 5 млн лет; возраст габбро-гранодиорит-гранитной формации $2010 - 1995$ млн лет [Шербак и др., 1989].

В целом породы клесовской серии в различной степени изменены процессами регионального метаморфизма и плутонометаморфизма и представлены метавулканитами основного—среднего состава, лептитами, лептитовыми гнейсами, порфиридами, гранулит- и лептитоподобными породами, гелефлинтами. Нередко среди них сохраняются слабо измененные разности, позволяющие уверенно диагностировать кварцевые порфиры, фельзиты, деллиниты, плагиопорфиры, диабазы, базальты, дацитовые, андезитовые и диабазовые порфиры. Вся гамма перечисленных пород А. Я. Хатунцевой (1977) рассматривается в качестве лептитовой формации, образованной при метаморфизме средних—кислых пород первичной кварц-кератофиرو-диабазовой формации. Породы основного—среднего состава сохранились в разрезах серии только в виде отдельных линз, гнезд, пластов среди лептитов и пород габбро-гранодиорит-гранитной формации. Наблюдается чередование лептитов и метаморфитов основных—средних пород. Мощность прослоев и линз основных—средних метаморфитов колеблется от нескольких десятков до $100 - 150$ м.

По составу основные—средние породы реставрируются как субщелочные базальты, трахиандезито-базальты, трахиандезиты и шошониты. Они имеют устойчивые (средние) отношения $Rb/Sr = 0,1 - 0,2$ и $Ba/Sr = 3$; невысокие содержания титана, хрома, никеля и кобальта и повышенные — циркония, рубидия, стронция и особенно бария (рис. 13.15).

Кислые метавулканиты принадлежат к дацитам и риолитам высокоглиноземистой калиево-натриевой и калиевой серий: отношения (средние) Rb/Sr в дацитах $0,3$, риолитах — $0,6$; Ba/Sr в дацитах — $3,1$, в риолитах — $2,6$. Они обладают положительной

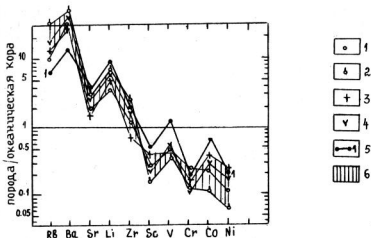


Рис. 13.15. График распределения редких и малых элементов, нормированных по океанической коре в вулканитах клесовской серии.

1 — базальты, 2 — андезит-базальты, 3 — андезиты, 4 — дациты, 5 — эталонная кривая известково-щелочной серии режима сжатия по [Шарков, Цветков, 1986], 6 — породы клесовской серии.

геохимической специализацией на халькофильные элементы, тяжелые щелочи и редкие металлы, характеризуются низкими содержаниями титана, хрома, кобальта и никеля и высокими — циркония, лития, рубидия, бария и стронция.

Подчиненное положение в разрезах клесовской серии занимают глубоко метаморфизованные, но сохранившие местами реликты слоистых и косослоистых структур осадочные породы, представленные биотитовыми и андалузит-биотитовыми гнейсами. Структурно-вещественная ассоциация серии может быть отнесена к шошонитовой, характеризующей зрелые островные дуги и активные континентальные окраины [Дмитриев, Цветков, 1993; Цветков, 1984].

Габбро-гранодиорит-гранитная формация (осницкий комплекс) сложена габбро, диоритами, гранодиоритами и гранитами (до лейкократовых). Наиболее ранние интрузии — габбро развиты незначительно и встречаются в виде небольших секущих тел среди гнейсов тетеревской серии, метавулканитов клесовской серии и как ксенолиты в гранитах и гранодиоритах. Не исключено, что на ранних этапах становления формации они имели более широкое распространение. Из диоритов преобладают рогово-обманковые разновидности и тоналиты, связанные постепенными пере-

ходами с кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Среди гранитов отмечаются разности, близкие к монцонитам [Геол. СССР, т. 5, 1957]. Между средними по составу породами и гранитами также наблюдаются постепенные переходы; интрузивные контакты редки.

Наиболее распространенными породами являются гранодиориты и граниты, для которых характерна высокая основность плагиоклаза, вплоть до лабрадора в диоритах и основного андезина в некоторых гранитах. Также типична высокая железистость биотита в наиболее калиевых гранитах, что характерно и для гранитов развитой здесь же анортозит-рапакивигранитной формации Коростенского плутона. Однако типичные для рапакиви структуры в гранитах габбро-гранодиорит-гранитной формации не наблюдаются. Отношения Ba/Sr и Rb/Sr в гранодиоритах и диоритах соответственно составляют 3,6—6,5 и 0,13—0,16 и близки таковым в клесовских метавулканитах. Как и последние, габбро-гранодиорит-гранитная формация принадлежит калиево-натриевой субщелочной умеренно-глиноземистой серии. Их радиологический возраст также одинаков, поэтому среди украинских геологов в настоящее время не возникает сомнений в принадлежности к одной вулcano-плутонической ассоциации как пород клесовской серии, так и габбро-гранодиорит-гранитной формации. В пределах территории их развития выделяется еще несколько типов гранитоидов (кишинские, мухареvские, новоград-волинские), обладающих промежуточными петрохимическими и геохимическими чертами между гранитоидами габбро-гранодиорит-гранитной и анортозит-рапакивигранитной формациями. Они образуют небольшие штоки или массивы с куполовидным строением сводовых частей и, по-видимому, представляют собой апикальные части крупных интрузий в зоне западного контакта Коростенского плутона.

АНОРТОЗИТ-РАПАКИВИГРАНИТНАЯ ФОРМАЦИЯ КАК ИНДИКАТОР РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКОЙ АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Интрузивные породы анортозит-рапакивигранитной формации слагают два крупных плутона: Коростенский в Волинском и Корсунь-Новомиргородский в Кировоградском блоках. Слагающие их породы выделяются в коростенский интрузивный комплекс, рассматриваемый как единая формация [Анортозит-рапакивигранитная..., 1978; Биркис, 1980; Анортозиты..., 1984; Суханов и др., 1990] или принадлежащие двум формациям: габбро-анортозитовой и рапакиви [Гранитные..., 1984]. Коростенский плутон, благодаря проведенным в его пределах серьезным структурным исследованиям [Полканов, 1947; Пастухов, 1969], может

рассматриваться как эталон при интерпретации многих структурных черт такого типа интрузий. Детально изучены такие минералогическо-петрографические и петрохимические особенности пород анортозит-рапакивигранитной формации [Тарасенко, 1895; Лебедев, Лучицкий, 1934; Безбородько, 1935; Полканов, 1947; Соболев, 1948; Геология СССР..., 1958; Пьезокварцевые..., 1957; Анортозит-рапакивигранитная..., 1979; Личак, 1983; Анортозиты..., 1984 и др. работы]. При этом в Коростенском плутоне установлено несколько генетически связанных между собой групп пород, выделяемых в отдельные фазы [Соболев, 1947; Полканов, 1948; Анортозит-рапакивигранитная..., 1979; Личак, 1983; Анортозиты..., 1984; Пастухов, 1969]: основные породы, выступающие в современном эрозионном срезе в виде изолированных или связанных между собой компактных массивов среди полей гранитоидов или между последними и гнейсово-мigmatитовой рамой; рапакиви и их фациальные аналоги — рапакивиподобные и гранофировые граниты; основные—средние породы, секущие как основные массивы, так и граниты; молодые гранитоиды лезниковского и пержанского типов; гранит-порфиры и кварцевые порфиры.

В Коростенском плутоне (см. рис. 13.3) основными породами сложены Володарск-Волынский (рис. 13.16, 13.17), Чеповицкий, Юровский, Пугачевский и Кривотинский массивы; в Корсунь-Новомиргородском — Новомиргородский, Городищенско-Смелянский, Маловисковский и Межиричский массивы. Наиболее полно в структурном отношении изучен Володарск-Волынский массив, расположенный в южной части Коростенского плутона. Кривотинский массив в юго-западной части, характеризующий соотношения основных пород с рамой. В качестве примера структуры массивов кратко рассмотрим особенности их строения.

Володарск-Волынский массив обладает зональным строением [Полканов, 1947; Пастухов, 1969]. Доминирующее положение в нем занимает центральный комплекс, сложенный анортозитами и габбро-анортозитами, которым подчинены отдельные пласто- и слоеобразные тела норитов и габбро-норитов. Анортозиты и габбро-анортозиты обладают массивной текстурой, по направлению к периферической части интрузива в них появляются хорошо выраженные директивные прототектонические структуры в виде план-параллельной ориентировки вкрапленников лабрадора [Пастухов, 1969]. Ориентировка вкрапленников конформна внешним очертанием массива. По его периферии развит краевой комплекс, сложенный габброидами [Полканов, 1947]. Переход от центрального комплекса к краевому постепенный и выражается в уменьшении зернистости пород, появлении слоеобразных и шширообразных обособлений норитов и габбро-норитов, содержащих, в свою очередь, отдельные крупные ориентированные кристаллы лабрадора или их шширообразные тела с переходом к габброидам. Последние местами обладают полосчатым строением, обусловлен-

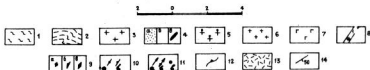


Рис. 13.16. Структурно-геологическая карта Володарск-Волынского массива габбро-анортозитов (составил В. Г. Пастухов).

1—2 — архейские комплексы рамы Коростенского плутона: 1 — основные кристаллосланцы и гнейсы (аналоги днестровско-бугской серии Подольской плиты), 2 — гнейсы тетеревской серии и мигматиты; 3 — массивы и тела гранит-мигматитовой формации; 4—8 — анортозит-рапакивигранитная формация: 4 — основные породы (а — краевой, б — центральный, в — дайковый, комплексы), 5 — рапакиви и их фациальные аналоги, 6 — лейкократовые редкометалльные граниты лезниковского типа, 7 — малые интрузии и дайковые тела второго этапа (субщелочное габбро, габбро-монцониты, монцониты, диабазовые порфириты); 8 — метасоматические сенииты.

Прототектонические структуры: 9 — первичная полосчатость (а — горизонтальная, б — наклонная, в — вертикальная), 10 — трахитондность (а — горизонтальная, б — наклонная, в — вертикальная), 11 — линии течения (а — горизонтальные, б — наклонные, в — вертикальные), 12 — простираание и падение пород по геофизическим данным, 13 — участки с массивной текстурой в центральном комплексе, 14 — элементы залегания гнейсов и мигматитов рамы.

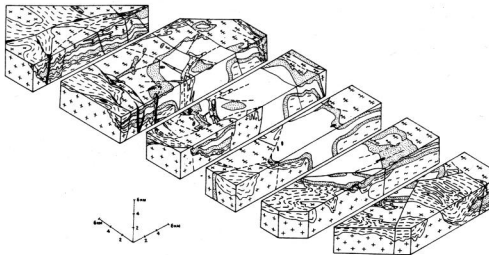


Рис. 13.17. Блок-диаграмма Володарск-Волынского массива габбро-анортозитов
(составил В. г. Пастухов).

Условные обозначения см. рис. 13.16.

ным чередованием в разрезе мелко- и среднезернистых порфировидных или массивных норитов и габбро-норитов.

Краевой комплекс обычно перекрывает центральный, сохраняясь в нем в виде остатков кровли, и только в Чеповичском массиве он подстилает центральный комплекс, перекрывая его лишь частично на южной границе массива [Пастухов, 1969]. Подстилающая часть краевого комплекса присутствует и в южной части Володарск-Волынского массива, где нориты и габбро-нориты залегают согласно со структурой гнейсов рамы.

Соотношения с вмещающими породами наиболее хорошо выражены в пределах Кривотинского массива, пересеченного вкрест простирания профилями скважин. Здесь в кровле массива, представляющего собой факолитовидное окончание плутона, залегают рапакививоподобные граниты, содержащие ксенолиты кварцитовидных песчаников и сланцев и перекрывающие породы краевого комплекса. Последние вниз по разрезу сменяются породами центрального комплекса, который, в свою очередь, подстилается краевым. Контакт с рамой характеризуется ассимиляцией габброидами гнейсов и согласными инъекциями в них габбро-норитов с образованием магматитоподобных пород.

В контакте краевого комплекса с рапакиви и их фациальными аналогами нориты и габбро-нориты обычно мелкозернистые массивной текстуры: в них отсутствуют директивные и полосчатые структуры. На контакте с гранитами развиты габбро-монциты, монциты и кварцевые монциты, особенно характерные для Корсунь-Новомиргородского плутона. Они обычно рассматриваются как гибридные, образованные в результате ассимиляции основных пород гранитами. По нашему мнению, этому противоречат наблюдаемые интрузивные контакты и характер фракционирования РЗЭ в монцонитах — промежуточный между основными и кислыми породами.

Внутренняя часть Володарско-Волынского массива обладает автономной структурой и выступает в виде двух изометричных сводов, сменяющих друг друга в северо-западном направлении согласно с общим простиранием гнейсовых толщ. А. А. Полканов (1948) рассматривал этот массив как единый сводовый выступ основных пород.

Корсунь-Новомиргородский плутон тоже представляет собой два крупных изометричных тела, структура которых, подчиняясь простиранию гнейсовых серий, меняется от субмеридионального до северо-западного.

Структурные черты полей развития гранитов и основных пород близки: для них характерны хорошо выраженные пологие пластывые, секущие продольные и поперечные трещины отдельности; с пластовыми трещинами связаны многочисленные уплощенные ксенолиты вулканогенно-осадочных метаморфизованных и гранитизированных останцов кровли, представленных кварцитами, пироксеновыми рогамиками по карбонатным и мергелистым породам,

различными сланцами и гнейсами. В перекрывающей части краевого комплекса ориентировка уплощенных ксенолитов согласная с полосатостью габброидов и пластовыми трещинами отдельности. При этом местами полевошпатовые кварциты полностью или частично переплавлены и превращены в микропегматитовые гранофировые граниты, выступающие в виде шлировых тел, от которых отходят небольшие апофизы, секущие вмещающие габброиды. В гранитах уплощенные ксенолиты залегают согласно с горизонтальными или пологими трещинами отдельности; аналогично ориентированы отдельные овоиды. Вблизи западного контакта с краевым комплексом Володарск-Волинского массива пластовые трещины отдельности маркируют многочисленные мелкие куполоподобные структуры и характеризуются слабо выраженной сферической формой. К ядрам таких структур приурочены занорыши продуктивных топазо-морионовых пегматитов. По отношению к сферическим, отдельные поперечные трещины располагаются радиально, расходясь от центра структур.

В Коростенском плутоне хорошо выражена расслоенность. Она проявляется в латеральной и вертикальной зональности, особенностях проявления прототектонических структур твердой и жидкой фаз, в пространственных и структурных соотношениях различных пород в направлении от гранитов кровли к анортозитам и подстилающим последние габброидам. Характер распределения в плане различных типов пород анортозит-рапакиви-гранитной формации центральной части щита, где в связи с плохой обнаженностью структурные исследования не проводились, позволяет распространить этот вывод и на Корсунь-Новомиргородский плутон.

Более молодые породы, выделяемые как дайковый комплекс [Полканов, 1947], основные породы второй группы или дайки второго этапа [Пастухов, 1969] образуют секущие тела, сложенные субщелочными габброидами, монцонитами и габбро-монцонитами, диабазовыми порфиритами (волынитами), кварцевыми порфирами и гранит-порфирами.

В физических полях оба плутона отвечают гравитационному минимуму, свидетельствующему о разуплотнении на глубине пород. Основным массивам соответствуют локальные гравитационные максимумы и положительные магнитные аномалии. Сейсмические данные свидетельствуют о неоднородном характере разреза, что находит отражение в многочисленных горизонтальных или слабо наклонных преломляющих границах, расположенных на различных глубинах и характеризующихся $V_r = 6,9-7,2$ км/сек [Соллогуб, 1986]. В целом геофизические материалы приводят большинство исследователей к выводу, что под Корсунь-Новомиргородским плутоном «базальтовый» слой отсутствует или развит крайне незначительно. Наоборот, в пределах Коростенского плутона четко выражена поверхность K_2 — граница «гранитного» и «базальтового» слоев.

**СРЕДНИЙ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ (%) И СОДЕРЖАНИЕ
АНОРТОЗИТ-РАПАКИВИГРАНИТНОЙ И ГАББРО-СИЕНИТ
ЩИТА И ЭТАЛОННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК**

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	51,66	56,37	48,62	49,31	53,33	55,89	70,01	73,30	73,42	75,15
TiO ₂	1,47	0,53	1,17	3,19	2,16	2,34	0,47	0,30	0,25	0,15
Al ₂ O ₃	14,42	25,04	16,38	14,68	14,22	14,88	13,85	12,85	13,15	12,52
Fe ₂ O ₃	3,59	1,60	4,0	3,37	1,20	4,66	0,83	0,73	0,91	0,63
FeO	9,53	2,15	10,92	11,50	12,27	8,50	3,42	2,39	1,89	1,68
MnO	0,12	0,05	0,05	0,13	0,10	0,16	0,05	0,05	0,05	0,02
MgO	5,49	1,76	5,37	4,20	3,20	2,58	0,56	0,52	0,29	0,32
CaO	8,34	8,06	8,56	8,04	6,65	6,13	1,74	1,18	0,80	0,78
Na ₂ O	3,15	4,35	2,68	2,96	3,60	3,79	3,49	3,14	3,03	3,70
K ₂ O	1,08	1,04	1,68	1,32	2,34	2,81	4,90	5,46	5,86	5,00
P ₂ O ₅	0,18	0,04	0,59	0,60	0,48	0,28	0,10	0,08	0,04	0,05
P	6,3	36	—	—	—	78	227	174	225	—
Ba	780	700	—	750	1000	760	973	1155	806	50
Sr	н/д	687	—	н/д	н/д	н/д	222	149	225	35
Zr	207	228	—	140	400	270	500	н/д	н/д	420
Th	н/д	н/д	—	н/д	н/д	н/д	17	14	20	333
Nb	13	13	—	12	20	13	28	17	н/д	52
Ta	н/д	н/д	—	н/д	н/д	н/д	1,3	0,6	1,2	2,1
Y	23	19	—	36	40	21	н/д	34	н/д	114
Hf	—	—	—	—	—	—	1,2	1,6	2,4	1,6
Co	37	32	—	67	4	26	5	4	8	3
Ni	12	37	—	2,7	12	15	5	5	5	5
Cr	60	64	—	17	25	66	6	6	6	5,0
V	173	51	—	57	10	89	11	10	12	3
La	44	15	—	13	56	31	64	67	54	85
Ce	114	29	—	н/д	114	33	27	132	133	175
Sm	12	3,1	н/д	н/д	14	н/д	12	14	12	13
Eu	2,4	1,6	—	—	47	—	0,9	1,1	0,9	0,2
Tb	1,4	0,36	—	—	1,8	—	1,3	0,7	0,7	1,3
Yb	3,9	1,3	—	1,7	5,0	—	3,3	3,6	3,8	6,7
Lu	0,68	0,12	—	н/д	0,83	—	0,8	0,8	0,8	1,8
K/Rb	н/д	н/д	—	—	—	250	172	236	169	—
Rb/Sr	—	0,01	—	—	—	н/д	1,0	1,2	1,0	—
Ba/Sr	—	1,02	—	—	—	—	4,4	7,8	3,6	1,4
La/Ce	0,4	0,5	—	—	0,5	—	0,5	0,5	0,4	0,5
La/Sm	3,7	4,8	—	—	4,0	н/д	5,3	4,8	4,5	6,6
La/Yb	11,3	11,5	—	7,6	11,2	—	19,4	18,6	14,2	10,2

1—12 — анортозит-рапакивигранитная формация (Коростенский плутон):
1—3 — Володарск-Волинский массив: 1 — габбро, габбро-нориты краевого комплекса, 2 — габбро-анортозиты, анортозиты центрального комплекса, 3 — диабазы, габбро-диабазы дайкового комплекса, 4—6 — нитрузин второго этапа: 4 — субщелочные габбро, 5 — габбро-монциты и монциты, 6 — диабазовые порфиры (волиниты), 7—11 — граниты: 7 — рапакиви, 8 — рапакивиподобные граниты, 9 — гранофировые граниты, 10, 11 — лейкократовые граниты: 10 — лезниковский тип, 11 — пержанский тип по [Тарасенко, 1895; Безбородько, 1935; Лебедева, Лучицкой, 1934; Соболев, 1947; Пастухов, 1969; Личак, 1983; Проскуря, 1983].

РЕДКИХ И РАССЕЯННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ (г/т)
ГРАНИТНЫХ ФОРМАЦИЙ УКРАИНСКОГО

Компоненты	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	75,4	72,77	49,60	53,3	52,31	—	—	74,75	73,03
TiO ₂	0,16	0,28	1,70	0,9	1,50	—	—	0,20	0,31
Al ₂ O ₃	11,90	13,62	15,8	17,00	14,59	—	—	13,67	14,25
Fe ₂ O ₃	1,08	1,02	4,35	5,95	3,81	—	—	0,95	1,44
FeO	1,72	2,75	6,50	4,0	4,32	—	—	0,61	0,01
MnO	0,03	0,05	0,15	0,16	0,13	—	—	0,05	0,07
MgO	0,20	0,28	6,75	4,60	8,38	—	—	0,29	0,47
CaO	0,62	1,21	8,75	7,44	6,90	—	—	1,14	1,36
Na ₂ O	3,87	3,16	3,45	3,97	2,89	—	—	3,63	3,76
K ₂ O	4,75	4,81	2,40	4,40	3,50	—	—	4,67	4,70
P ₂ O ₅	0,02	0,05	н/д	н/д	н/д	—	—	0,05	0,08
P	652	144	30,5	60	119,5	88	68	182	180
Ba	11	1326	697	1800	1427	666	472	631	957
Sr	45	351	680	873	469	439	630	184	149
Zr	н/д	н/д	195	132	285	н/д	н/д	142	217
Th	92,8	10,7	7,5	н/д	—	—	—	—	—
Nb	30	—	45	—	н/д	—	—	19	27
Ta	5,5	0,9	1,7	—	—	—	—	н/д	н/д
Y	73	н/д	н/д	—	—	—	—	32	29
Hf	3,0	1,3	195	—	—	3,66	4,95	—	—
Co	3	3,6	385	35	29	9,5	13,8	5	3
Ni	5	4,3	2075	60	108	85	87	4	3
Cr	5,9	3,4	185,5	117	н/д	40	58	6	3
V	3,8	13	299	177	н/д	108	135	12	20
La	124	65,8	465	20	78,8	30,42	21,1	66	76
Ce	191	122,3	85	95	170	65,2	42,2	135	163
Sm	15	9,5	н/д	н/д	н/д	4,89	4,86	н/д	н/д
Eu	0,8	1,6	—	—	—	1,39	1,18	—	—
Tb	1,1	0,9	—	—	—	0,65	0,63	4,3	2,7
Yb	85	2,0	35	3,75	1,58	2,09	1,53	н/д	н/д
Lu	3,7	0,5	н/д	н/д	н/д	0,33	0,20	—	—
K/Rb	250	270	393	216	126	25	32	н/д	н/д
Rb/Sr	14,3	0,4	0,04	0,05	0,14	0,2	0,1	1,0	1,2
Ba/Sr	0,9	3,7	1,03	1,55	1,63	1,5	0,7	3,4	6,3
La/Ce	0,6	0,5	0,5	0,8	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
La/Sm	8,3	6,9	—	—	—	6,2	4,8	н/д	н/д
La/Yb	14,6	32,9	н/д	н/д	н/д	14,6	15,1	15,3	28,2

1984; Зинченко и др., 1986; Шеремет, 1988, 1990; Шеремет, Панов, 1988; Суханов и др., 1990; Редкие металлы..., 1986], 12 — гранитоиды габбро-сиенит-гранитной формации по [Гранитоидные..., 1984; Шеремет, 1988; Редкие металлы..., 1986], 13 — субщелочные базальты (среднее из [Цветкова, 1984]), 14, 15 — шовониты (среднее, там же): 14 — Йеллоустонский парк США, 15 — Южно-Американские Анды; 16, 17 — андезиты [Ломизе, 1983]: 16 — Андийский пояс; 17 — Малокавказский пояс, 18, 19 — граниты активных окраин запада США [Трондьемиты..., 1983], 18 — Западный пояс, 19 — Восточный пояс.

Плутоны анортозит-рапакивигранитной формации, как отмечалось выше, сложены тремя главными типами пород, обладающими определенными петрогеохимическими чертами. Породы краевого комплекса принадлежат габброндам, который при нормальном для них содержании SiO_2 и CaO характеризуется пониженными содержаниями MgO и повышенными $\text{FeO} + \text{F}_2\text{O}_3$ и TiO_2 . На диаграмме SiO_2 —($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) они располагаются вблизи границы раздела нормальных и субщелочных габброндов, тяготея к последним, и представляют собой умеренно глиноземистые породы ($a \geq 0,75$) калиево-натриевой серии. По содержанию крупных литофилов (Ba, Sr, Zr) они близки субщелочным базальтам-шошонитам зрелых остроженных дуг и активных окраин континентов, обладают низкими содержаниями Rb. По содержанию основных когерентных и некогерентных компонентов (табл. 13) анортозиты близки габброндам краевого комплекса; по химическому составу они отвечают пироксеновым (гиперстеновым) лейкодиоритам.

В геохимическом отношении граниты рапакиви и их фациальные аналоги изучены значительно лучше основных пород (Анортозит-рапакивигранитная. . ., 1978; Анортозиты. . ., 1984; Шеремет, Панов, 1988; Шеремет, 1988, 1990; Суханов и др., 1990]. Они принадлежат калиево-натриевой серии субщелочного типа, по содержанию когерентных элементов аналогичны гранитам активных континентальных окраин (см. табл. 13). Близки они и по содержанию элементов КИЛ и ВЗИ, при этом наблюдается уменьшение содержаний Ba и Sr и увеличение Rb от рапакиви к лейкократовым гранитам. Характерной особенностью всех гранитов является высокая железистость фемических минералов, повышенные содержания бария, олова, молибдена, свинца, цинка и бериллия.

Содержание РЗЭ во всех породах анортозит-рапакивигранитной формации закономерно увеличивается от анортозитов к лейкократовым гранитам (рис. 13.18, 13.19). Спектры РЗЭ на графиках располагаются субпараллельно, подчеркивая резкую обогащенность РЗЭ при слабо наклонном, почти субпараллельном тренде от средних к тяжелым РЗЭ. Для анортозитов типично отчетливо выраженная положительная европиевая аномалия; в других типах пород она отрицательная, а в лейкократовых гранитах пержанского и лезниковского типов она на порядок более низкая. В Коростенском плутоне для всех пород характерны постоянные значения $\text{La/Ce} = 0,4 - 0,5$ и $\text{Ce/Yb} = 5 - 6$ [Шеремет, 1990; Суханов и др., 1990]. Отношения $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ соответственно составляют для анортозитов и гранитов 0,704 и 0,714 [Анортозиты. . ., 1984]. Минеральные изохроны габбро-анортозитов (из карьеров Слипчиц и Головина) дали значения возраста 1740 ± 40 и 1890 ± 60 млн лет при начальном отношении неодима $\odot \text{Nd(T)} = 1,4$ и 1,4, а по гранитам Малина (К-полевой шпат, биотит и роговая обманка) соответственно 1560 ± 50 млн лет и $-2,0$ [Карпенко и др., 1987]. Возраст по гранитам занижен, поскольку имею-

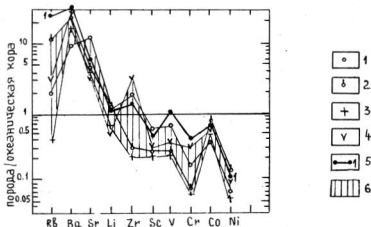


Рис. 13.18. График распределения редких и малых элементов, нормированных по океанической коре в породах анортозит-рапакивигранитной формации (Коростенский плутон).

1 — перидотит; 2 — рудный троктолит; 3 — анортозит; 4 — габбро-норит; 5 — эталонная кривая, базиты шошонитовой серии режима сжатия по [Шарков, Цветков, 1986]; 6 — основные породы формации.

шиеся геохронологические датировки по цирконам дают значения 1800—1750 млн лет.

Анализ приведенных геологических и структурно-вещественных данных позволяет комплексно рассмотреть особенности структуры и глубинного строения плутонов, их основные генетические и петрологические черты и геодинамические условия формирования.

1. Основные породы Коростенского плутона образуют межформационный хонолит, расчлененный более поздними гранитами и локализованный на границе несогласия между архейскими породами гнейсово-мigmatитовой толщи (рамы) и нижнепротерозойскими (овручскими) платформенными песчаниками [Полианов, 1948; Пастухов, 1969]. При этом большинство гранитов плутона не расчленяют основные массивы, а залегают в их кровле.

2. До глубины 15 км в Коростенском плутоне наблюдается чередование пластин анортозитов и гранитов мощностью от 0,5 до 3 км, контакты которых находят отражение в преломляющих сейсмических границах [Чекунов, 1970; Болюбах, 1973]. В качестве подстилающих пород обычно выделяется гнейсовая тетеревская серия; ниже нее в соответствии с моделью К. А. Болюбах показывается зона разуплотнения пород нижнего слоя земной коры.

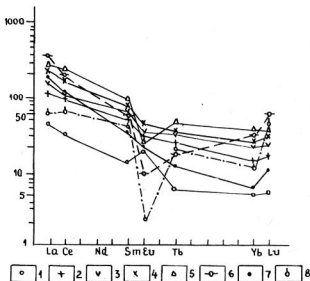


Рис. 13.19. График распределения нормированных по хондриту содержаний РЗЭ в анортозит-рапакиви-гранитной и габбро-сиенит-гранитной формациях.

Коростенский pluton (1—6): 1 — габбро-анортозит, 2 — габбро-норит, 3 — монзонит, 4 — сиенит, 5 — рапакиви (по М. К. Суханову и др., 1990), 6 — редкометалльный лейкократовый гранит пержанского типа (по Е. М. Шеремету, 1990); 7—8 — габбро-сиенит-гранитная формация: 7 — гранит Кальмиусского массива, 8 — лейкократовый редкометалльный гранит массива Каменных Моги́л по [Шеремет, 1990].

Отметим, что обосновываются и другие модели строения плутона: О. Б. Гинтов и др. (1974, 1978) рассматривают его как кольцевую структуру, расположенную в пределах Северо-Украинского концентратора; Ю. И. Оровецкий (1990) с соавторами в ряде работ развивает представление об образовании плутонов в связи с мантийным диапиризмом, который маркируется, по мнению этого автора, как самими породами, так и транскоровыми геофизическими аномалиями.

Ю. П. Оровецкий (1990) с соавторами с ряда работ развивает представление об образовании плутонов в связи с мантийным диапиризмом, который маркируется, по мнению этого автора, как самими породами, так и транскоровыми геофизическими аномалиями.

3. Как правило, плутоны локализуются на разных уровнях

консолидированной коры. Отсутствие или незначительное развитие «базальтового» слоя в районе Корсунь-Новомиргородского интрузива свидетельствует о приуроченности его к нижней части коры, что объясняет отсутствие здесь базальтового слоя. Наоборот, развитие последнего и хорошо выраженная граница между «базальтовым» и «гранитным» слоями в северо-западной части щита, выше которой располагается Коростенский плутон, указывает на приуроченность последнего к «гранитному» слою или верхней части коры.

4. Преломляющие сейсмические границы в разрезах плутонов связаны часто с контактами различных петрографических разновидностей пород, а не с чередованием анортозитов и гранитов. При таком выводе под грибовидным (в верхней части) хонолитом Коростенского плутона должны залегать разуплотненные породы, маркирующие более глубоко расположенную вертикальную камеру — канал движения расплава. В этом случае Корсунь-Новомиргородский плутон, по-видимому, отвечает нижней «питающей» части Коростенского плутона с полностью эродированной кровлей.

5. Очевидно генетическое родство практически всех пород анортозит-рапакивигранитной формации Украинского щита. Исходный состав расплава был близок толеитовому базальту, дифференциация которого протекала при ведущей роли фракционной кристаллизации плагиоклаза, оливина и пироксена в процессекумулятивного роста при непрерывном и неравномерном обмене с расплавом. Последний, по данным В. С. Соболева (1948), менял свой состав в результате поступления в камеры интрузий новых порций магмы и протекающих одновременно процессов ассимиляции боковых пород. Под воздействием летучих и высокой температуры шло переплавление пород кровли с образованием вторичных анатектических жидкостей, частично смешивающихся с расплавом в камере интрузии. Другая их часть, учитывая разницу температур кристаллизации основных и кислых пород, образовала граниты кровли [Пастухов, 1969]. Этими особенностями формирования пород можно объяснить различные значения соотношений изотопов стронция, нижнекоровые в анортозитах и верхнекоровые в некоторых гранитах. Об этом же свидетельствуют значения и метки ϵ_{Nd} (T).

6. К единому латеральному ряду с анортозит-рапакивигранитной формацией принадлежат субщелочные и щелочные породы Восточного Приазовья, которые рассматриваются как самостоятельный комплекс или расчлененный на хлебодаровский, южнокальчикский и октябрьский комплексы [Елисеев и др., 1965; Шерemet и Панов, 1988, 1990; Есипчук, 1992 и др.]. Первый из них включен в известково-щелочную серию вулканогенных и интрузивных (интрузивные чарнокиты) пород; южнокальчикский комплекс по соотношениям и парагенезису слагающих пород представляет собой габбро-сиенит-гранитную формацию (или суб-

щелочных и щелочных гранит-граносиенитов), октябрьский — принадлежит формации щелочных и нефелиновых сиенитов. Наряду с указанными в Восточном Приазовье распространены породы формации редкометалльных лейкократовых гранитов [Шеремет, Панов, 1988; Шеремет, 1990], слагающие небольшие Каменноугольский и Екатериновский массивы, аналогичные гранитам лезниковского и пержанского типов Коростенского плутона. В этом же районе выделена карбонатитовая формация (черниговский комплекс).

Возраст пород габбро-сиенит-гранитной формации и формации щелочных и нефелиновых сиенитов (по цирконам из октябрьского массива) соответственно составляет 1807—1785 и 1795 млн лет, т. е. обе формации практически одновозрастны, являются дериватами одной магмы и формировались синхронно с анортозит-рапакивигранитной формацией.

Приведенные выше данные свидетельствуют о принадлежности всех пород субщелочной умеренно глиноземистой калиево-натриевой серии к единому раннепротерозойскому комплексу, который обладает общими петрографическими, петрохимическими и геохимическими чертами [Шеремет, Панов, 1988; Шеремет, 1988, 1990]. Важными признаками их генетического родства, вне зависимости от места положения, являются: выдержанность соотношений родственных лантаноидов, таких как La и Ce, практически одинаковых во всех породах; соотношения ЛРЗЭ и ТРЗЭ, отражающие специфичность процессов дифференциаций расплавов в различных частях интрузий; близкие содержания в гранитах (для сопоставления в других породах нет данных) когерентных элементов. По содержанию Rb и Ba граниты габбро-сиенит-гранитной формации близки к рапакивиподобным гранитам Коростенского плутона, уменьшение стронция от анортозитов к лейкократовым гранитам этого плутона отражает процесс фракционирования плагиоклаза, тогда как промежуточное между анортозитами и рапакиви содержание Sr в кислых породах габбро-сиенит-гранитной формации может указывать на образование гранитов Приазовья в процессе кристаллизационной дифференциации остаточных расплавов, выжатых из основной камеры интрузии.

7. По петрогеохимическим параметрам субщелочные калиево-натриевые серии раннего протерозоя Украинского щита относятся к шошонитовой серии, образование которой происходило за счет латитов [Пастухов, 1969; Шарков, Цветков, 1987; Шеремет, 1988]. Исходные расплавы отвечали толеитовому базальту, контаминированному в магматических камерах веществом сналической коры, кристаллизационная дифференциация которого в результате удаления плагиоклазовых кумулятов обусловила образование широкой гаммы пород от анортозитов до нефелиновых сиенитов. Зарождение толеитового расплава отвечало условиям глубин, не превышающих границы перехода базальта в экалогиты в соот-

ветствии с моделью Е. Симонса и Д. Хансена [Суханов и др., 1990].

8. Образование вулканогенных и интрузивных пород шошонитовой серии охватывает интервал от 2000 и 1700 млн лет и локализовано в сравнительно узкой зоне, прослеживающейся от Восточного Приазовья в северо-западном направлении до Мазовецкого массива в Польше протяженностью более 1500 км. Структуры типа вулcano-плутонических поясов широко распространены в краевых частях древних платформ и характеризуются определенными чертами строения и истории развития, не имеющих, на первый взгляд, аналогов среди складчатых поясов фанерозоя [Хаин, 1969]. Разными исследователями они квалифицируются с различных геодинамических позиций: как зоны диасхизиса [Семихатов, 1974; Борукаев, 1976, 1987; Докембрий. . ., 1977], тектоно-термальной переработки [Божко, 1979, 1987; Хаин и Божко, 1988], прото-активизации [Казанский, 1972; Бухаров, 1987], окраинно-континентальных поясов [Долгинов, 1982]. Ряд ученых связывают образование анортозитов, рапакиви и гранитоидов этих поясов с процессами кратонизации древних платформ [Богданов, 1976; Сулиди-Кондратьев, Козлов, 1976], отвечающих специфическому переломному моменту в развитии континентальной коры [Салоп, 1987]. Некоторые геологи развивают представления о схожести тектонического положения и магматизма поясов рассматриваемой со структурами западного побережья США [Пастухов, 1969], структурами активных континентальных окраин андийского и монголо-охотского типов [Анортозиты . . ., 1984; Богатилов и др., 1984; Шеремет, Панов, 1988] или, наконец, со своеобразными структурами акитканского типа [Борукаев, 1985], формирование которых в разных регионах протекало в период от 1930 до 1600 млн лет [Салоп, 1987]. Гранитоиды поясов акитканского типа, в том числе и рапакиви, в современных классификациях рассматриваются как внутриплитные и относятся к гранитам А-типа, образованным во внутриплитных геодинамических обстановках (рифтогенеза или горячих точек).

Общей особенностью вулcano-плутонических поясов является их сквозной, наложенный характер на все более древние структуры. В направлении от внутренних частей щитов к их краям увеличивается степень метаморфизма, благодаря чему в поясах наблюдается зональность в переработке как пород фундамента, так и перекрывающих его комплексов, относящихся по возрасту к концу нижнего протерозоя—нижнему среднему рифею. Соответственно и пояса не являются одновозрастными.

Для поясов акитканского типа характерно широкое развитие осадочно-вулканогенных толщ, полнота разреза и распространение которых зависит от уровня их денудации. Наиболее полно осадочно-вулканогенные толщи сохранились на Балтийском щите (субиотний, серия Телемарк), в обрамлении Сибирской платформы (акитканская надсерия, анайская серия), на Канадском

щите (серия Летития-Лейк, Нижний Дубонт и др.), в Австралии (серии Уайтуотер, Аргилла, Мунейби и др.), в пределах Африканского континента. Они сложены вулканитами и осадочными породами. В основании разреза вулканиты имеют бимодальный характер, в средних и верхних частях — известково-щелочной. Осадочные породы представлены континентальными образованиями, среди которых присутствуют карбонатные породы, чередующиеся между собой конгломераты и грубые аркозы, хорошо сортированные кварциты и переслаивающиеся с ними высокоглиноземистые сланцы. Породы, обычно красноцветные, представляют собой продукты переотложения кор выветривания, в них присутствуют знаки ряби и косая слоистость. В Гренвиллском поясе в основании разреза присутствуют эвапориты [Павловский, 1967; Башарин, 1988]. Во многих местах наблюдается замещение по простирацию осадочных толщ вулканическими.

С осадочно-вулканогенными толщами ассоциируют интрузии основного — кислого состава, а также калиевых гранитоидов, граносниентов, гранодиоритов, монзонитов, гранит-порфиоров и кварцевых порфиоров. Они залегают среди обширных полей мигматитов, образованных как по осадочно-вулканогенным сериям поясов, так и по породам фундамента.

Среди интрузивных пород широкое распространение имеют и плутоны мангерит-анортозитовой формации, аналога анортозит-рапакивигранитной формации. Они образуют вытянутые дифференцированные массивы (габбро и анортозитов, иотунитов, мангеритов, диоритов, чарнокитов, эндербитов, форсундитов и др. пород). В пределах поясов массивы мангерит-анортозитовой формации занимают самое крайнее положение по отношению к внутренним частям щитов и, как правило, несут следы мощной метаморфической и тектонической переработки. Залегая в зонах разломов, их массивы часто расчленены, но тем не менее в них сохраняется приуроченность габбро к краевым частям, а анортозитов — к центральным; средние и кислые породы распространены по периферии массивов [Докембрий Скандинавии, 1967].

Границы вулканоплутонических поясов с прилегающими частями щитов выражены мощными зонами надвигов и взбросов, обладающих вергентностью в направлении внутренних частей древних платформ. Породы анортозит-рапакивигранитной формации присутствуют и за пределами надвиговых зон, при этом они не несут никаких следов позднейших переработок.

Некоторые пояса, например Гренвилльский и Норвежский, будучи расположенными по периферии Атлантического океана, вместе представляют собой разновозрастную структуру сжатия, в которой тыловые части характеризуются развитием крупных покровных структур с вергентностью, направленной в разные стороны в направлении внутренних частей Балтийского и Канадского щитов. Аналогичные черты прослеживаются и в каледонидах

Северной Америки и Скандинавии, где они связываются с коллизией при закрытии палеокеана Япетус.

Рассмотренные кратко основные черты строения вулканоплутонических поясов, в составе которых широко представлены плутоны и массивы пород мангерит-анортозитовой, анортозит-рапакивигранитной формаций, показывают, что территория Украинского щита обладает всеми характерными чертами строения поясов акитканского типа. Различие в их строении, вне зависимости от того, формировались они в конце раннего протерозоя или в рифее, определяется не принадлежностью их к особому типу структур зон диасхизиса, а, как показал А. К. Башарин (1988), глубокой денудацией, уровня которой не достигли складчатые области фанерозоя. В строении таких поясов принимают участие комплексы двух структурных этажей: гетерогенного архейско-протерозойского фундамента и протерозойско-рифейского чехла, только частично сохранившегося в современном эрозионном срезе.

В свете приведенных данных как по Украинскому щиту, так и другим областям развития докембрия, представляется обоснованным сопоставление вулканоплутонических поясов со структурами активных континентальных окраин андийского типа. Присутствующие здесь крупные интрузии локализованы на различных уровнях разреза континентальной коры и представляют собой закристаллизованные магматические камеры [Шарков, Цветков, 1987]. Они соответствуют на современном этапе геологического развития асейсмическим зонам Чилийских Анд, представляющих собой магматические камеры, питающие ныне действующие вулканы [Зоненшайн, Савостин, 1979; Ломизе, 1983]. Так как сейсмические части разрезов прослеживаются до современной зоны Беньофа, можно полагать, что и формирование вулканоплутонических поясов акитканского типа связано с аналогичными структурами. Поскольку в пределах Украинского щита для раннего протерозоя устанавливается подобного типа только одна Голованевская зона, блокированная около 2100 млн лет назад, в качестве палеозоны Беньофа, генерирующей магматизм вулканоплутонического пояса, следует рассматривать линию Торнквиста-Тессейера, параллельно которой и прослеживается Мазовецко-Приазовский пояс. Его заложение, судя по возрасту вулканитов клесовской серии и габбро-диорит-гранитной формации, падает на период 2000—1900 млн лет. Линия Торнквиста-Тессейера и вулканоплутонический пояс прослеживаются параллельно и в пределах последнего (за исключением Подольской плиты), где в обрамлении интрузий анортозит-рапакивигранитной формации широко проявлены процессы гранитизации и переработки архейских и наиболее ранних протерозойских пород, выразившиеся в развитии обширных полей мигматитов и калиевых гранитов.

Вулканоплутонический пояс не представляет собой изолированную структуру в юго-западной части Восточно-Европейской

платформы. Параллельно ему северо-восточнее прослеживается серия структур тыловой рифтовой зоны Воронежского массива. Формирование этих структур синхронно с вулканоплутоническим поясом, хотя их заложение, возможно, произошло до коллизии Подольской и Вольно-Подольской плит.

Принадлежность интрузий аортозит-рапакивигранитной формации к структурам активных континентальных окраин снимает ряд дискуссионных вопросов в трактовке геодинамических условий формирования этих пород и приводит к определенным металлогеническим следствиям. Действительно, интрузии аортозитов и гранитов рапакиви сформированы в континентальных условиях, при этом они локализованы в пределах крупных сводовых поднятий, развитие которых сопровождалось расколами и формированием рифтов, заполняющимися осадочно-вулканогенными сериями. Причина рифтогенеза в данном случае не связана, по мнению авторов, со структурами горячих точек, а обусловлена процессами, протекающими в пределах зоны Беньофа. Своим происхождением аортозит-рапакивигранитная формация и внутриплитные граниты А-типа обязаны базальтовому магматизму в пределах зон с континентальной корой. Последний не является специфическим [Шарков, Цветков, 1986] и проявляется как в зонах сжатия (островные дуги, активные окраины), так и растяжения (рифты, горячие точки, срединно-океанические хребты).

Поскольку магматические камеры этих типов гранитов располагаются в континентальной коре, имеет место ассимиляция последней расплавами, дифференциация которых в итоге приводит к образованию близких по геохимическим чертам редкометалльных гранитов. Принципиальная разница состоит в том, что оба типа гранита формируются в различных геодинамических обстановках: рапакиви — в зонах сжатия на конвергентных границах плит (см. рис. 13.18), граниты А-типа — в континентальных зонах растяжения. Из этого вытекает вывод, что при палеогеодинамических реконструкциях и определении условий формирования этих или иных магматических СВК методы геохимической идентификации в отрыве от других данных (возраст интрузий, их внутренняя структура, глубинное строение и тектоническое положение) не могут претендовать на полную объективность.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ СЛЕДСТВИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Кратко рассмотренная геодинамическая модель раннепротерозойского среза Украинского щита представляет собой авторскую попытку синтезировать с позиций теории тектоники литосферных

плит геофизические (гравиметрия, магнитометрия, МТЗ, ГСЗ, КМПВ), структурные, стратиграфические, геохронологические, петролого-геохимические и другие данные. Впервые оказалось возможным выделить в пределах юго-западной части Восточно-Европейской платформы крупную структуру, представляющую собой фрагмент активной континентальной окраины, отвечающей краевому вулканоплутоническому поясу или магматической дуге. Из такой модели вытекают некоторые теоретические и практические следствия:

1. Начиная с конца раннего протерозоя в юго-западном обрамлении Восточно-Европейской платформы развивается палеоаналог современной островной дуги, по-видимому, типа Тихоокеанского кольца — вулканоплутонический пояс. В едином латеральном ряду СВК этого пояса существовали тыловодужная рифтовая зона КМА, а также тыловодужные надвиговые и магматические пояса — Белорусско-Литовский гранулитовый пояс, объединяющий Мазовецкий и Рижский анортозит-рапакиви-гранитные глыбы, зона развития воронцовской серии Воронежского массива и др.

Раннедокембрийский вулканоплутонический пояс Украинского щита (как и другие геоструктуры такого типа) означает собой геодинамический режим активной континентальной окраины, в течение которого происходило дальнейшее развитие континентальной коры, консолидированной в позднем архее. В современном срезе каждый пояс обладает индивидуальной спецификой СВК, связанной в основном с глубинами эрозионных срезов (этим вызвана и известная противоречивость точек зрения на происхождение поясов). В целом образование и развитие в конце раннего — середине позднего протерозоя протяженных зон активных континентальных окраин, в строении которых принимают участие «специфические» комплексы мангерит-анортозитовой и анортозит-рапакиви-гранитной формаций, позволяет лучше понять процессы формирования и преобразования глубоких разрезов континентальной коры на современном этапе развития Земли.

2. Образованию активных континентальных окраин раннего — позднего протерозоя предшествовал рифтогенез гетерогенной континентальной коры и развитие палеоокеанических зон. В результате последующей субдукции происходило наращивание и преобразование коры краевых частей континентов не только за счет процессов, протекающих над зоной субдукции, но и благодаря приращению к активной окраине террейнов. В качестве одного из таких террейнов можно рассматривать Подольскую плиту. Таким образом, образование активных окраин континентов в протерозое протекало по фанерозойскому «сценарию» (рис. 13.20).

3. Геоструктуры Украинского щита благоприятны для изучения геодинамических процессов, протекающих по механизму тектоники литосферных плит, в частности, изучение зон коллизии типа Голованевской позволяет увидеть особенности формирования глы-

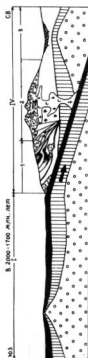
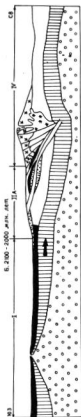
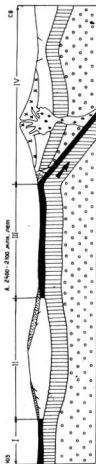


Рис. 13.20. Принципиальная схема геодинамического развития Украинского щита в раннем протерозое (активная континентальная окраина юго-западной зоны Восточно-Европейской платформы). Сост. В. Г. Пастухов.

I — континентальная кора Подольской и Волыно-Приазовской литосферной плит; *2* — нижняя часть литосферы; *3* — астеносфера; *4* — океаническая кора; *5* — шельфовые комплексы; *6* — флишево-турбидитовые серии аккреционных клиньев; *7* — известково-щелочная вулканическая серия; *8* — субщелочная вулканическая серия; *9* — магматическая камера моноксит-мангитеритовой формации; *10* — магматическая камера аноксит-рапаквивитеритовой формации; *11* — рифтогенный комплекс; *12* — шарьяж; *13* — направление движения океанической плиты.

I — протерозойский палеоокеан (Тетис?); *II* — Подольская плита (террей?); *III* — Головановская палеоокеаническая зона; *IV* — активная континентальная окраина; *1* — внешняя зона активной окраины (тектоническое переслаивание комплексов континентальной коры Подольской плиты и шельфа с комплексами океанической коры), *2* — магматическая дуга, *3* — тыловой рифт (Белгород-Михайловская зона КМА).

бинных частей сутур. Именно здесь можно познать механизм расслоения коры, выраженный в чередовании в разрезе комплексов океанической и континентальной коры, где вместе с последними деформированы и участвуют в строении складок бескорневые интрузии базит-гипербазитов, приуроченные к крупнейшим шарьяжам и выступающие в современной структуре как тела, согласные с наслоенными комплексами.

В методическом отношении геодинамические исследования раннего докембрия Украинского щита должны опираться на комплекс методов, среди которых особо важное значение приобретает структурный и микроструктурный анализы, позволяющие реставрировать морфологию складчатых структур и форму интрузий, возникших в условиях больших глубин, и определить характер и направление тектонических движений. Для выявления надвиговых структур не менее важное значение имеет изучение процессов метаморфизма сложнодислоцированных толщ, особенно обратной метаморфической зональности.

4. Выделение в пределах Украинского щита фрагмента структуры активной континентальной окраины влечет за собой определенные прогнозно-поисковые следствия.

Это относится в первую очередь к поискам колчеданно-полиметаллических месторождений с золотом в осадочно-вулканогенных толщах. Рудопроявления такого типа пока известны в известково-щелочной серии Братской зоны, в пределах вулканических структур Ятранского блока. Перспективы же поисков колчеданно-полиметаллических месторождений значительно шире: они имеются на площадях развития пород новоград-волинской толщи и клесовской серии. С кислыми породами клесовской серии могут быть связаны и месторождения вулканогенных апатит-магнетитовых руд.

Широкое развитие магматических про-

цессов, связанных со становлением магматических камер, и интенсивные метасоматические и гидротермальные процессы вокруг них, позволяют высоко оценивать перспективы обнаружения рудопоявлений благородных и редких металлов как во вмещающих интрузивные камеры породах, так и синхронных им вулканитах, сохранившихся в прикровельных, не вскрытых частях интрузий (район развития клесовской серии).

Развитие на конечных стадиях формирования интрузий лейкократовых гранитов, кроме известного месторождения бериллия, определяет перспективы обнаружения месторождения олова, а также редких и редкоземельных элементов в связи с карбонатами и гранитами в кровле не вскрытых частей интрузий (Восточное Приазовье, периферические части Коростенского плутона).

5. Предполагаемая модель Украинского щита представляет собой первую попытку переосмыслить на мобилистской основе весь имеющийся материал по раннему протерозою этой геоструктуры и по более древним комплексам. Но необходима оценка, проверка и уточнение, поскольку имеются и альтернативные модели, рассмотренные выше. Это можно осуществить путем постановки специальных исследований в пределах определенных структур в зоне сочленения Волынского и Подольского блоков, где возможно установление мощных зон надвигов на северо-западном продолжении Голованевской сутурной зоны, южной части Кировоградского блока, Днепровском гранит-зеленокаменном блоке и на других полигонах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анортозит-ралакивигранитная формация Восточно-Европейской платформы/ Д. А. Великославинский, А. П. Биркис, О. А. Богатиков и др. Л.: Наука, 1978. 296 с.*
- Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. 272 с.*
- Башарин А. К. Геология провинции Гренвилл, Канада. Препр. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. 47 с.*
- Безбородько М. І. Петрогенезис та петрогенетична карта кристалічної смуги України. Київ: Наукова думка, 1935. 361 с.*
- Биркис А. П. Анортозит-гранитная формация Восточно-Европейской платформы. Автореф. докт. дис. М.: ИГЕМ АН СССР, 1980. 55 с.*
- Богатиков О. А., Зоненшайн Л. П., Коваленко В. И. Магматизм и геодинамика//Петрология. Докл. XXVII сес. МГК, С. 09. М.: Наука, 1984, С. 3—14.*
- Богданов А. А. Тектоника древних платформ и складчатых областей. М.: 1976. 340 с.*
- Божко Н. А. Тектоно-термальная переработка фундамента Гондваны// Вестн. МГУ. Геология. 1979. № 5. С. 17—30.*
- Божко Н. А. Проблемы тектоники позднего докембрия//Геология и перспективы рудоносности фундамента древних платформ. Л.: Наука, 1987. С. 14—22.*
- Болюбах К. А. Глибина будова центральних районів Українського щита за геофізичними даними. Київ: Наукова думка, 1972. 95 с.*
- Борукаев Ч. Б. Диасхизис и орогенез//Орогенез в истории развития земной коры. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1976. С. 24—54.*
- Борукаев Ч. Б. Завершающая складчатость, орогенез, диасхизис и кратони-*

зация//Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск: Наука, 1981. С. 21—38.

Борухаев Ч. Б. Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.

Бухаров А. А. Протоактивизированные зоны древних платформ и их металлогения//Геология и перспективы рудоносности фундамента древних платформ. Л.: Наука, 1987. С. 26—35.

Вербицкий В. Н. Стратиграфія та особливості металоносності північнокриворізького комплексу гнейсів. Київ: Наукова думка, 1973. 113 с.

Вербицкий В. Н. Состав и первичная природа новгород-волынского метаморфического комплекса (северо-запад УЩ)//Геол. журн. 1980. № 5. С. 65—75.

Веремьев П. С. Осницкая рифтогенная палеозона территории Украинского щита//Геол. журн. 1983. № 3. С. 81—90.

Веремьев П. С. Структурные особенности гранулитовых комплексов юго-западной части Украинского щита и закономерности его формирования//Геол. журн. 1991. № 6. С. 3—12.

Возрастное и формационное расчленение бывшего восточноприазовского комплекса щелочных и субщелочных пород/К. Е. Есипчук, Л. С. Галецкий, В. В. Васильченко и др. Препр. Киев: ИГФМ АН Украины, 1992. 55 с.

Геология и металлогения докембрия Украинского щита. Комплект карт масштаба 1 : 1 000 000 (геологическая, геологических формаций, метаморфических фаций, разломно-блоковой тектоники, геохимическая и металлогеническая). Объясн. зап. Кн. 1. Киев: Мингео УССР, ЦТЭ, 1984. 97 с.

Геология СССР. Т. 5. М.: 1957. С. 272—275.

Гинтов О. Б. Структуры континентальной земной коры на ранних этапах ее развития. Киев: Наукова думка, 1978. 164 с.

Гинтов О. Б., Патрикия Р. П., Тимошенко А. И. Коростенский плитон как гигантская тектоно-магматическая структура//Геол. журн. 1974. № 3. С. 73—81.

Глевасский Е. Б. Палеотектоника и история развития Украинского щита с неомобилистских позиций//Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита. Тез. докл. I Региональн. стратигр. совещ. Киев: Наукова думка, 1983. С. 44—48.

Глевасский Е. Б. Палеотектонические реконструкции в раннем докембрии юго-восточной части Украинского щита//Тектоносфера Украины. Киев: Наукова думка, 1989. С. 68—75.

Глевасский Е. Б. Геолого-петрологическая модель восточной части Украинского щита и закономерности размещения железорудных формаций. Автореф. докт. дис. Киев: 1990. 42 с.

Гранитоидные формации Украинского щита/И. Б. Щербаков, Е. К. Есипчук, В. И. Орта и др. Киев: Наукова думка, 1984. 192 с.

Дмитриев Ю. И., Цветков А. А. Магматизм активных окраин//Изв. АН ССР. Сер. геол. 1983. № 3. С. 3—18.

Додатко А. Д. Коры выветривания Украинского щита. Автореф. докт. дис. Киев: 1976. 41 с.

Додатко А. Д., Ефименко Н. Г., Решетняк В. В. Новые данные о раннем этапе геологического развития Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны Украинского щита//Докл. АН УССР. Сер. Б. 1984. № 4. С. 21—23.

Докембрий континентов. Основные черты тектоники. Новосибирск: Наука, 1977. 262 с.

Докембрий Скандинавии. М.: Мир, 1967. 267 с.

Долгинов Е. А. Докембрийская история материков и глобальный тектогенез: Итоги науки и техники. Общая геология. Т. 15. М.: ВИНТИ, 1982. 135 с.

Древин А. Я. Опыт изучения докембрия Среднего Побужья на основе литолого-структурного метода//Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 2. М.: Недра. С. 88—96.

Елисеев Н. А., Кушев В. Г., Виноградов Д. П. Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. М.—Л.: Наука, 1965. 264 с.

Ермолов П. В. Реститовые парагенезисы гранитоидов и эволюция земной

коры//Магматические формации в истории Земли. Новосибирск: Наука, 1986. С. 112—115.

Зинченко О. В., Гриценко В. Д., Добрянский Ю. Е., Лабунный В. Ф. Геохимические типы даек северо-западной части Украинского щита и некоторые вопросы их стратиграфического положения//Геол. журн. 1986. № 1. С. 68—77.

Змиевский Г. С., Пастухов В. Г., Паранько И. С. и др. Геодинамическая модель Кировоградского блока (Украинский щит)//Геодинамика и минералогия Украины. Тез. докл. Кривой Рог: 1989. С. 46—47.

Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.

Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М.: Недра, 1972. 240 с.

Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев: Наукова думка, 1965. 189 с.

Каляев Г. И. Земная кора Украинского щита и тектоника плит//Геол. журн. 1976. № 1. С. 29—41.

Каляев Г. И. Ранний докембрий и тектоника плит//Проблемы тектоники в раннем докембрии. Л.: Наука, 1980. С. 169—178.

Каляев Г. И. Палеотектоника и глубинная структура земной коры Украинского щита. Препр. Киев: ИГФМ АН УССР, 1981. 44 с.

Каляев Г. И. Проблемы палеотектоники докембрия Украинского щита//Тектоносфера Украины. Киев: Наукова думка, 1989. С. 64—68.

Каляев Г. И., Глевасский Е. Б., Димитров Г. Х. Палеотектоника и строение земной коры докембрийской железорудной провинции Украины. Киев: Наукова думка, 1984. 240 с.

Каляев Г. И., Крутиховська З. А., Жуков Г. В. Тектоника Украинского щита. Київ: Наукова думка, 1972. 300 с.

Каляев Г. И., Крутиховская З. А., Рябенко В. А. и др. Тектоника раннего докембрия Украинского щита//Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л.: Наука, 1980. С. 18—32.

Каневский А. Я., Фомин А. Б. Хромотоносные гипербазиты Среднего Побужья//Сов. геология. 1973. № 12. С. 115—124.

Карпенко С. В., Ляликов А. В., Спиридонов В. Г. Геохронология Коростенского плутона//Магматизм, метаморфизм и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы в связи с крупномасштабным картированием. Тез. докл. IV Региональн. петрогр. совещ. по европ. части СССР. Петрозаводск: 1987. С. 167—168.

Кирилюк В. П. Формационное расчленение и корреляция раннедокембрийских гранитно-метаморфических комплексов щитов территории СССР. Автореф. докт. дис. Киев: 1986. 40 с.

Князев Г. И., Федоровская. Высокожелезистые ультрабазиты Правобережного района Криворожского бассейна//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 1. С. 18—29.

Кобзарь В. Н. Нижнепротерозойское осадконакопление и вопросы металлогении центральной части Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1981. 104 с.

Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.

Кушинов Н. В. К вопросу геологического строения Белозерского железорудного месторождения//Геол. журн. № 4. 1981а. С. 14—19.

Кушинов Н. В. Новое в тектоническом строении Белозерского железорудного района//Геол. журн. 1981б. № 6. С. 112—116.

Лазыко Е. М., Кирилюк В. П., Сиворонов А. А., Яценко Г. М. Нижний докембрий западной части Украинского щита. Львов: Высшая школа, 1975. 239 с.

Лебединский В. И. Дайковые породы Житомирской области Украины как составная часть Коростенского плутона//Зап. ВМО. 1952. Ч. 81, вып. 4.

Лесная И. М. Геохронология чарнокитондов Побужья. Киев: Наукова думка, 1988. 136 с.

Литологические реконструкции метаморфических комплексов Украинского щита и их использование в стратиграфических и металлогенических корреляциях. Препр./В. Н. Вербицкий, В. Н. Кобзарь, Е. Б. Глевасский. Киев: ИГФМ АН УССР, 1981. 45 с.

- Личак И. Л. Петрология Коростенского плутона. Киев: Наукова думка, 1983. 248 с.
- Ломизе М. Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М.: Недра, 1983. 194 с.
- Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
- Луцицкий В. И., Лебедев П. И. Петрография Украины. Ч. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1934. 286 с.
- Магматизм Земли и Луны. Опыт сравнительного анализа. М.: Наука, 1990. 211 с.
- Метаморфизм Украинского щита/И. С. Усенко, И. Б. Щербаков, Р. И. Сиротан и др. Киев: Наукова думка, 1982. 208 с.
- Наливкина Э. Б. Офиолитовые ассоциации раннего докембрия. М.: Недра, 1977. 182 с.
- Никольский А. П. Соотношения плагиогранитов с породами криворожской и курской серий//Сов. геология. 1990. № 3. С. 67—75.
- Новикова А. С. Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1975. 150 с.
- Оровецкий Ю. П. Мантийный диализм. Киев: Наукова думка, 1990. 172 с.
- Павловский В. И. Тектонические аспекты проблемы аортозитов//Геотектоника. 1967. № 5. С. 68—89.
- Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ//Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М.: Наука, 1964. С. 7—33.
- Пастухов В. Г. Структурные особенности и геологические условия формирования габбро-лабродоритовых массивов северо-западной части Украинского щита. М.: МГРИ, 1969. 26 с.
- Пастухов В. Г., Астахов К. П., Баганя М. К. и др. Геодинамическая карта территории Украинской ССР (основных срезов) масштаба 1:1 000 000//Геодинамика и минералогия Украины. Тез. докл. Кривой Рог: 1989. С. 17—19.
- Пастухов В. Г., Астахов К. П., Баганя М. К. и др. Геодинамическая карта Украины. Масштаб 1:1 000 000. Объясн. зап. Киев: Госкомгеология Украины, 1993.
- Пастухов В. Г., Клочков В. М., Пашкевич И. К. и др. Палеовулканологическая карта раннего докембрия Украинского щита//Сводные палеовулканологические карты СССР, вулканизм и металлогения Средней Азии, общие вопросы палеовулканизма. Тез. докл. VII Всесоюз. палеовулканол. симпози. Ташкент: 1986. С. 19—21.
- Поляков А. А. Плутон габбро-лабродоритов Воляни УССР. Л.: Изд-во ЛГУ, 1948. 80 с.
- Проскуряк Г. П. Геологическое строение и вещественный состав руд впадин-льменитового месторождения Ченовичского массива. Автореф. канд. дис. Киев: 1984. 25 с.
- Пьезокварцевые пегматиты Воляни (Украинская ССР)/М. Н. Ивантишин, В. Т. Клочков, И. Л. Личак и др. Киев: Изд-во АН УССР, 1957. 204 с.
- Редкие элементы Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1986. 256 с.
- Рягузов М. Г., Бабков Ю. Б. О сопоставлении разрезов гнейсово-сланцевого комплекса Криворожско-Кременчутской зоны по условиям формирования и закономерностям распределения элементов-примесей//Геол. журн. 1970. № 1. С. 80—89.
- Салон Л. И. Переломный этап в геологическом развитии Земли на рубеже раннего и позднего докембрия и лунно-земные связи//Сов. геология. 1987. № 1. С. 77—86.
- Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с.
- Сиворонов А. А., Смоголюк А. Г., Колий В. Д., Сирота М. Г. Метаморфизованные вулканогенные и осадочно-вулканогенные формации зеленокаменных поясов Среднего Приднепровья и Карелии. Препр. Киев: ИГФМ АН УССР, 1984. 71с.
- Соболев В. С. Петрология восточной части сложного Коростенского плутона//Учен. зап. Львовск. ун-та. Сер. геол. 1947. 4, вып. 5. 140 с.
- Соллогуб В. Б. Литосфера Украины. Киев: Наукова думка, 1986. 184 с.

Сологуб В. Б. Особливості будови пологих разломних зон у межах центральної частини Українського щита за даними ГСЗ//Доповіді АН УРСР. Сер. Б. Геол., хім., та біолог. наук. 1987. № 3. С. 26—30.

Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита/Н. П. Щербак, К. Е. Есипчук, Б. З. Берзенин и др. Киев: Наукова думка, 1985. 168 с.

Стрыгин А. И., Кобзарь В. И. Конгломераты в кристаллических породах центральной части Украинского щита//Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 2. М.: Наука, 1964. С. 217—226.

Сулиди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В. Докембрийский вулканизм этапа кратонизации//Вулканизм докембрия. Петрозаводск: 1976. С. 74—83.

Суханов М. К., Богданова Н. Г., Ляпунов С. М., Ермолаев Б. В. Геохимия редкоземельных элементов формации автономных анортозитов//Геохимия. 1990. № 2. С. 184—194.

Тарасенко В. Е. О горных породах семейства габбро из Радомысльского и Житомирского уездов Киевской и Волынской губерний//Зап. Киевск. о-ва естествоиспыт. 1895. 15, вып. 1. 348 с.

Тарасенко С. В. Петрология и рудоносность габбро-анортозитовых массивов Украинского щита//Изв. АН СССР. 1986. № 10. С. 55—68.

Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 279 с.

Тейлор С. Р., Мак-Леннан. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. Под ред. Ф. Баркера. М.: Мир, 1983. 488 с.

Тухаринов А. И., Зыков С. И., Бибикина Е. В. О возрасте пород криворожской серии//Труды X сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 78—85.

Фомин А. Б. Геохимия ультрабазитов юго-западной части Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1979. 226 с.

Фомин А. Б. Геохимия гипербазитов Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1984. 220 с.

Фомин А. Б., Пастухов В. Г. Эволюция основного и ультраосновного в раннем докембрии Украинского щита//Петрология литосферы и рудоносность. Л.: Недра, 1981. С. 59—60.

Фролова Н. В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири//Геология и петрология докембрия. Общие и региональные вопросы. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 13—49.

Хаин В. Е. Метаморфическая регенерация областей повторного орогенеза и проблема новообразования океанических впадин//Геотектоника. 1969. № 3. С. 31—38.

Хаин В. Е., Божко Н. А. Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.

Хатунцева А. Я. Лептитовая формация северо-запада Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1977. 139 с.

Цветков А. А. Субщелочной базальтовый магматизм активных зон перехода от океана к континенту//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 3. С. 24—40.

Чехунов А. В. Некоторые вопросы внутреннего строения земной коры//Геофиз. сб. 1970. № 34.

Шарков Е. В., Цветков А. А. Магматические серии и геодинамические режимы океанов и континентов//Океанический магматизм. Эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986. С. 6—25.

Шарков Е. В., Цветков А. А. Проблема серий магматических пород (петрологический аспект)//Вулканология и сейсмология. 1987. № 1. С. 30—41.

Шварц Г. А., Пятаде А. А. Геологическое строение и состав гнейсов толщ Братского синклинали//Геол. журн. 1980. № 5. С. 20—28.

Шерemet Е. М. Петрогеохимическая характеристика гранитов формации ралакиви Украинского щита//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. С. 34—43.

Шерemet Е. М. Происхождение гранитоидов областей тектоно-магматической

активизации запада Восточно-Европейской платформы//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 5. С. 22—34.

Шеремет Е. М., Панов Б. С. Редкометалльные лейкограниты Украинского щита//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 3. С. 32—40.

Щербак Н. П., Артеменко Т. В., Бартницкий Е. Н. и др. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1989. 144 с.

Яценко Г. М. Нижний докембрий центральной части Украинского щита. Львов: Высшая школа, 1980. 140 с.

Яценко Г. М., Паранько И. С. Стратиграфическая корреляция на формационной основе нижнего докембрия Кировоградского и Волынского блоков Украинского щита. Ст. 1. Формации докембрия западной части Кировоградского блока и его стратиграфия//Геол. журн. 1983. № 3. С. 54—62.

Яценко Г. М., Паранько И. С. Стратиграфическая корреляция на формационной основе нижнего докембрия Кировоградского и Волынского блоков Украинского щита. Ст. 2. Формации и стратиграфия нижнего протерозоя Волынского блока (в сравнении с Кировоградским)//Геол. журн. 1983. № 4. С. 23—30.

Глава 14. РЕОТЕКТОНИКА НИЖНЕЙ КОРЫ НА ПРИМЕРЕ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Реотектоника (буквально «реологическая тектоника») — это концепция тектонического потока — основополагающей идеи и конечного продукта тектонофациального анализа [Паталаха, 1981] и учение о листрических разломах [Паталаха, Хрычев, 1988; Patalakha, 1986; Patalakha e. a., 1991]. Предлагаемая работа — реализация концепции тектонического потока в раннедокембрийской катазоне на примере Украинского щита. Она состоит из двух разделов, посвященных раннему протерозою и архею. Здесь, насколько нам известно, впервые в геологической литературе тектоника нижней коры трактуется с позиций гидродинамического механизма тонкого перемешивания вещества [Ottino, 1989], основанного на выдающихся экспериментах профессора Джулио Оттино.

14.1. ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ПОТОК СУБМЕРИДИОНАЛЬНОГО ПЛАНА В НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ УКРАИНСКОГО ЩИТА

ПОСТАНОВКА ВОПРОСА

Одна из важнейших особенностей Украинского щита (УЩ), на наш взгляд, состоит в необычайно контрастном чередовании плохосопоставимых по строению тектонических блоков, нарезаемых довольно регулярной системой субмеридиональных скрыто-амплитудных разломов, а точнее — шовных зон смятия разного порядка, которые тесно ассоциируют, по мнению многих исследователей, с более или менее выраженными приразломными

синклиниями [Белевцев, 1975; Заика-Новацкий, 1991; Иванушко, 1980; Метаморфизм..., 1982; Семененко, 1957; Соллогуб и др., 1972; Чекунов, 1972].

Фрагментация субмеридионального плана единого, по общему мнению, архейского субстрата УЩ произошла в раннем протерозое на рубеже 2,6 млрд лет. Этот процесс сопровождался обширным регрессивным (амфиболитовой ступени) метаморфизмом супракрустальных толщ и гранитизацией. Преобладающее падение разломов — к западу [Чекунов, 1972], кроме Орехово-Павлоградского, по данным Е. Б. Глевасского, обнаруживающего тенденцию к падению на восток. Имеется тенденция к выполаживанию разломов с глубиной, отмечаемая систематически многими исследователями, что подтверждено сверхглубоким бурением Криворожской скважины (СГ-8).

В шовных зонах происходит резкое, почти двукратное, утолщение земной коры с 30—40 до 50—60 км. Новые разработки последних лет с учетом накопленного опыта тектонофациального анализа фанерозойских (геогейских) складчатых сооружений с его историко-геологической, реологической основой и представлением о тектоническом потоке и листритовой структуре, открывают заманчивую перспективу осмысления указанных особенностей Украинского щита.

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ СООРУЖЕНИЙ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Украинский щит имеет вид гигантского полихронного архей-протерозойского мигматит-плутона (ареал-плутон). По сути почти вся его площадь сегодня представляет собой главным образом монотонные поля мигматитов, со скналитами и реститами — от гранулитовой до амфиболитовой ступени метаморфизма. То обстоятельство, что Украинский щит не выражен минимумом в региональном гравитационном поле [Соллогуб, 1986], свидетельствует о том, что мощность мигматит-плутон невелика и в целом он имеет облик горизонтального слоя (пластины). Это очень существенный момент. Он позволяет предполагать в истории развития Украинского щита (на момент дислокационного диастрофического процесса) наличие единого «кашеобразного» агрегативного состояния внутрикорового волновода.

Супракрустальные образования, за редкими исключениями (архейские зеленокаменные пояса, раннепротерозойская криворожская серия и др.) сплошь фрагментированы и имеют вид ксенолитов (разного размера), плавающих в мигматитовой «каше». Наблюдения над полосчатостью мигматитов и ксенолитов и другие данные позволяют в какой-то мере воссоздать важнейшие вехи структурной эволюции Украинского щита. Отправными, пожалуй, являются следующие данные.

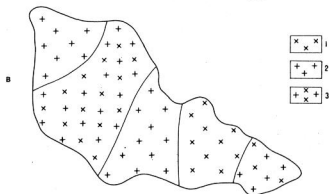
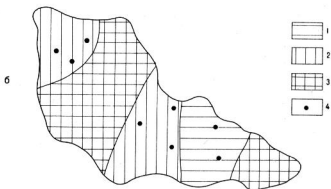
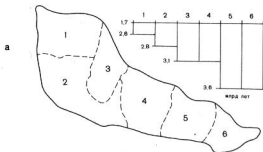
Согласно принятому районированию в строении УЩ выделяется шесть блоков. Основу щита составляют Днестровско-Бугский вместе с Росинско-Тикичским, с одной стороны, и Среднеприднепровский блок — с другой (рис. 14.1). Облик Днестровско-Бугского блока определяют породы днестровско-бугской серии, метаморфизованные в гранулитовой фации, и чарнокитоиды разного возраста и генезиса. Весь блок является зоной интенсивного многоэтапного диасхизиса, в которой процессы метаморфизма и гранитообразования осуществлялись в широком интервале времени от 3,4 до 2 млрд лет, а по другим данным от 3,1 до 2 млрд лет [Щербак и др., 1989].

Преобладающее простирание структурных фрагментов (полосчатости и т. п.) в ксенолитах, мигматитах, равно как и директивных структур в мигматитах (призмы полевых шпатов, пироксенов и пр.), от северо-западного до субмеридионального, падение крутое с незначительной флюктуацией в обе стороны. Блок в значительной степени переработан раннепротерозойской активизацией. Это мощнейшая линейаризация хаотизированной архейской структуры, сопровождаемая метаморфизмом амфиболитовой и гранулитовой фаций и интенсивнейшей ретроградной гранитизацией. Что касается Росинско-Тикичского блока, то его первоначально гранулитовые образования интенсивно переработаны в результате раннепротерозойского регрессивного гранитообразования. Субмеридиональная линейаризация выражена столь же отчетливо (ориентировка мигматитовой полосчатости и т. д.).

Среднеприднепровский блок — гранит-зеленокаменного типа. Он также заложен на гранулитовом основании, но завершил свое активное развитие к началу раннего протерозоя. По свидетельству исследователей, этот блок как будто не подвергся заметной линейаризации в раннем протерозое, хотя наблюдается отчетливая тенденция фрагментов зеленокаменных поясов выстраиваться (с учетом данных гравимагнитометрии) в полосы субмеридионального плана.

Ингуло-Ингулецкий блок до последнего времени рассматривался как раннепротерозойский складчатый пояс. Имеются, однако, данные, согласно которым возраст матрицы этого блока — архейский, и лишь гранитоиды, прорывающие его, — раннепротерозойские. Породы этого блока, исключая Корсунь-Новомиргородский массив рапакиви, интенсивно линейаризованы. Примечательной особенностью этого блока является Голованевская шовная зона на его границе с гранулитовой областью с запада и Криворожская зона на контакте со Среднеприднепровским гранит-зеленокаменным поясом — с востока.

В Северо-Западном блоке выделяются две части. Южная часть, примыкающая к Тетеревской полосе, представляет собой складчатую зону, аналогичную Ингуло-Ингулецкой, а собственно северо-западная часть УЩ принадлежит к окончанию Волинско-



Двинского вулканоплутонического пояса, секущего структуры щита, как и всей Русской платформы в СВ направлении.

Приазовский блок содержит почти все структурные элементы и породные формации, известные на щите, и в этом смысле представляет собой как бы УЩ в миниатюре. Его можно рассматривать как зону весьма слабого диасхизиса гранулитового фундамента.

В настоящее время можно уверенно утверждать, что во всех перечисленных блоках Украинского щита имеются признаки гранулитового фундамента.

Таким образом, перечисленные блоки составляют как бы более или менее уцелевшие фрагменты, в разной степени переработанных в раннем протерозое архейских гранулитовых комплексов. Эти процессы происходили на фоне формирования единого родоначального для всех них ССЗ — субмеридионального плана тектонического потока с субвертикальной плоскостью течения на современном срезе и флюктуацией ее вергентности в обе стороны. Достаточно индифферентными оставались, пожалуй, только Среднеприднепровский и отчасти Приазовский блоки.

Эволюция тектонического потока включает образование регулярной системы крупных разломов (по сути самих блоков) и сопровождаемых их синклинирных зон и зон смятия шириной до 20—30 км, фиксируемых зонами полной линейаризации. На рис. 14.2 показана первая и самая общая схема раннепротерозойского тектонического потока Украинского щита в виде рассеянных площадок (плоскостей течения), в роли которых выступает главным образом полосчатость мигматитов и различного рода директивные текстуры (гнейсоватость и пр.). Схема составлена на основании разрозненной информации — разного рода геологических и иных карт разного масштаба и назначения, публикаций, отчасти фондовых данных, личных наблюдений. Следует еще раз отметить колоссальный дефицит структурной информации по УЩ (и в частности отсутствие до сих пор хорошо изученных структурных полигонов). Тем не менее общий габитус тектонического потока просматривается довольно явственно. На эрозионной поверхности фиксируется общий субмеридиональный план крутопадающих площадок (плоскостей течения) широко дифра-

Рис. 14.1. Схема эволюции метаморфизма и гранитообразования в раннем докембрии Украинского щита.

а — схема районирования Украинского щита. Блоки: 1 — Северо-Западный, 2 — Днестровско-Бугский, 3 — Росинско-Тикичский, 4 — Ингуло-Ингулецкий, 5 — Среднеприднепровский, 6 — Приазовский. Справа — наверху график омоложения древнейших толщ УЩ по Н. П. Шербаку; б — генерализованная схема метаморфизма. Районы развития метаморфизма: 1 — преимущественно архейского, 2 — раннепротерозойского, 3 — архейского с наложением раннепротерозойского, 4 — реликты гранулитового фундамента вне районов развития гранулитового метаморфизма; в — генерализованная схема гранитообразования. Районы развития гранитоидов: 1 — архейских, 2 — раннепротерозойских, 3 — архейских с наложением раннепротерозойских.

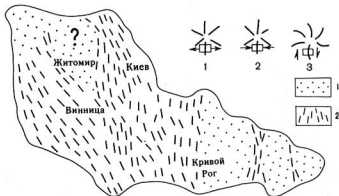


Рис. 14.2. Принципиальная схема раннепротерозойского тектонического потока Украинского щита.

1 — архейские области структурной энтропии, 2 — преимущественно раннепротерозойские крутопадающие на поверхности зоны линейаризации, широко варьирующей в деталях от полной (концентрированной) до рассеянной (частичной, недостаточно интенсивной). Справа — наверху стадии динамической эволюции литосферы Восточно-Европейского астенотеклона: 1 — стадия возникновения купола и раскрытия радиальной системы проторифтов, 2 — стадия усадки купола и закрытия проторифтов, 3 — стадия «циклона». Парными стрелками отмечены основные действующие силы в Украинском щите (показан квадратиком).

гирующих от СВ (до 40°) до СЗ (310°) румбов. Такая дифракция связана с обтеканием довольно изрезанных контуров блоков и их элементов, носящих нередко характер огромных тектонолинз («порфирокластов»), например, Житомирско-Винницкая, обтекаемая с обеих сторон тектоническим потоком. Подобного рода соотношения прослеживаются вплоть до мельчайших деталей. Дифракционная картина нередко носит свилеватый характер и связана с телами разнообразных плутонов вплоть до жил. Тектонический поток в пределах УЩ фактически распадается на ряд интенсивных струй, которые иногда поглощают блоки почти нацело. Так, при всей схематичности рис. 14.2 видно, что пространство с выраженным потоком не уступает блоковому, а максимум его приходится на большую западную часть Украинского щита.

Поражают две особенности полосчатости мигматитов, акцентируемые многими исследователями [Заика-Новацкий, 1987; Иванушко, 1971; Слезняк, Кудрявцева, 1981]. Первая состоит в преимущественно субвертикальном залегании полосчатости. Учитывая изложенное, понятно, что это явное доказательство ориентировки потока. Вторая сводится, по существу, к бесскладчатому характеру линейаризации, а там, где они есть, «складки вписаны в планарную пантекстуру и, таким образом, являются лишь ее

местным усложнением, причем независимо от порядка складок» [Заика-Новацкий, 1993, с. 21]. Бесскладчатый характер линейаризации — явление, известное для фанерозоя (как вторичные моноклинали), однозначно свидетельствует о том, что процесс течения не ограничивается теми «средними» уровнями деформаций, которые так характерны для фанерозойских складчатых систем, а далеко перекрывает их (рис. 14.3). Иными словами, уровень деформации в данном случае может быть оценен как минимум нижним рубежом высших тектонофаций: $\epsilon_c = -(70-100)$, а $\epsilon_a = +(250 + \infty)$ %*. Это означает, что по отношению к архейскому субстрату, линейаризованному раннепротерозойским тектоническим потоком, характерный уровень тектонофаций (раннего протерозоя) оказался самым высоким (IX—X по шкале фанерозоя). В условиях подобного рода процессов (даже без учета архейского тектонического потока!) «свитной геологии» в образованиях этого возраста просто не может быть. Весьма характерны роллы («чертовы пальцы», псевдоконгломераты и др.) в виде веретенообразных тел амфиболитов, жил кварца диаметром до 0,3 м и более, закрученных в рулон (в 1,5—2 оборота). Оси роллов, как и складок «послойного» течения, а также будин ориентированы то вертикально, то горизонтально, что прямо отображает инверсию поля скоростей тектонического потока (вектор скорости горизонтальный в первом случае сдвига и вертикальный во втором — взбросы, сбросы).

Раннепротерозойский тектонический поток сопровождается мощнейшим метаморфизмом амфиболитовой ступени и гранитизацией (1,9—2,2 млрд лет) [Половинкина, 1953] — это самый крупный всплеск гранитообразования на УЩ (Житомирский, Кировоградский, Новоукраинский и др. комплексы) и во всем мире. Показательно, что не только анатектические граниты несут печать регионального плана тектонического потока в форме разного рода директивных структур (предпочтительная ориентировка призм полевых шпатов, пластинок биотита и пр.). Субвертикальный стиль тектонического потока свидетельствует о том, что по отношению к прочной старой катазоне, каковым оказался архейский существенно гранитный субстрат УЩ, планка РТ-условий с характерным вертикальным стилем тектонического потока оказалась сдвинутой до уровня амфиболитовой (в полном объеме) ступени метаморфизма**. В этом состоит специфика реологических условий эволюции Украинского щита, особенно по сравнению со структурной эволюцией складчатых поясов фанерозоя.

* Для наглядности отметим, что уже для случая $\epsilon_c = -70$, $\epsilon_a = +250$ % отношение минимальной оси к максимальной деформированного первичного сферондального включения порядка 1 : 10. Увеличение деформации приводит практически к «исчезновению» включения.

** Напомним, как разительно контрастирует с этим картина довольно тонкой горизонтальной расслоенности земной коры, фиксируемая МОВ [Крюченко, 1993].

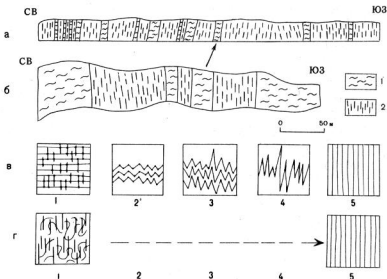


Рис. 14.3. Процесс линейаризации — превращение субгоризонтальной и хаотической структуры в субвертикальную.

а — разрез участка развития мигматизированных пироксеновых гнейсов архея у г. Первомайска (Ю. Буг) по [Иванушко, 1980].

1 — реликты мелкой складчатости с субгоризонтальным зеркалом, *2* — наложенная субвертикальная бесскладчатая зона линейаризации;

б — интенсивно мигматизированные пироксеновые гнейсы (мигматиты) архея в СЗ стенке Дроздовского карьера (Ю. Буг) по [Иванушко, 1980]. Исходные породы перенасыщены кварцевыми жилами (мощностью 1–2 см), согласными полосчатости, тогда как в линейаризованных породах кварцевые жилки превращены в вертикальные стержни (роллы) поперечным сечением до 1–2 см и высотой до 10–20 см;

в — процесс раннепротерозойской линейаризации на примере фрагмента тектонического потока (принципиальная схема): *1* — исходная квазиаклиналь, *2* — наложенный субвертикальный тектонический поток, *3–4* — генерация новой складчатости в результате бифуркации тектонического потока, *5* — конечный продукт полной линейаризации — псевдоортоклиналь;

г — тот же процесс раннепротерозойской линейаризации хаотизированной архейской структуры протекает по сути «скачкообразно»: результаты его на промежуточных этапах *2–4*, как правило, фиксируются недостаточно отчетливо вплоть до этапа *5* — полной линейаризации.

Для полноты общей картины рассмотрим коротко ретроспективную схему структуры УЩ для раннего протерозоя — времени важнейших событий, предопределивших во многом современный облик его [Метаморфизм. . . , 1982]. С востока на запад выделяются: Приазовский, Запорожский, Кировоградский, Коросты-

шевский и смежный с ним безымянный блоки, разграниченные, соответственно, субмеридиональными Орехово-Павлоградской, Криворожско-Кременчугской, Ядловско-Одесской, Шепетовско-Винницкой шовными зонами. Ширина блоков варьирует от 50 до 200 км, а шовных зон — от первых до 10—20 и даже 40—50 км. Шовные зоны сопровождаются максимальной концентрацией субмеридиональных разломов. Это зоны сплошной линейаризации, которая перехлестывает далеко за их пределы, свидетельством чего служат многочисленные разнопорядковые системы разломов субмеридионального плана (в том числе «глубинные»), довольно густо испещряющие широкие поля архейских блоков. Регулярность таких разломов определяется расстоянием, соизмеримым с масштабом проявления эффекта смятия, сопряженного с разломами подобного ранга. Поэтому большая западная часть УЩ оказалась поглощенной линейаризацией (см. рис. 14.2). Если учесть к тому же широкое распространение раннепротерозойских гранитов в блоках и шовных зонах, то станет понятным нелогичность и необоснованность различного рода карт-схем, основанных на отождествлении подвижных поясов с полями современного развития раннепротерозойских толщ (которые могли быть попросту эродированы) без достаточного учета более широкомасштабного процесса тектонометаморфической (в том числе и магматической) активизации.

ОБСУЖДЕНИЕ

Итак, наиболее выдающаяся доминанта современной структуры УЩ — общий листритовый габитус его строения, столь характерный для складчатых поясов фанерозоя. Как листрит УЩ был сформирован в раннем протерозое в контексте формирования тектонического потока субмеридионального плана. Своеобразие его деформационной структуры связано с наличием внутри сиалической земной коры УЩ волновода в форме субгоризонтального слоя реоморфизованного, т. е. подплавленного («кашеобразного») либо почти нацело расплавленного горизонта, а также мантийной астеносферы. Аномально маловязкие горизонты послужили основой для формирования зоны базисного срыва, а отсюда и тектонического субмеридионального плана потока, сопровождавшегося на ранних стадиях образованием системы рифтогенных структур как двухъярусного листрита синтетического типа, позднее преобразованных в листриты антитетического типа вследствие сжатия, сдвига (продольного) и всеобщей линейаризации. Таким образом, процесс протекал по стандартной схеме: растяжение (поперечное) — сжатие (поперечное) — сдвигание (продольное), скорее всего под влиянием изменения ротационного режима планеты и возникающего при этом инерционного эффекта сжатия, растяжения, сдвига (см. ниже). Структурный остов матрицы УЩ возник уже на самом ран-

нем этапе растяжения. Специфика возникающего листрита — общий ортоклинальный стиль строения УЩ, включая разнообразные мигматиты, гнейсы, кристаллические сланцы, анатектические и отчасти перемещенные границы, при отсутствии строгой моновергентности различных разломных зон. Такая флюктуация вергентности подстать флюктуации плановой, которая в широком смысле присуща именно «прототипу» тектонического потока и заслуживает особого наименования как дифракция тектонического потока, вызванная нагромождением разного рода неоднородностей в структуре листрита. Именно так может быть истолкована поразительная «ребристость» в морфологии подошвы земной коры, отчетливо зафиксированная методом ГСЗ [Соллогуб и др., 1972; Чекунов, 1972]. Такая «ребристость» состоит в резком утолщении земной коры вдоль шовных раннепротерозойских зон. Мощность земной коры под этими рубцовыми зонами достигает 45—60 км, тогда как в промежутках между ними понижается до 35—40 км. Причем план рубцовых зон, как и следовало ожидать, хорошо отображает субмеридиональный план раннепротерозойского тектонического потока.

Таким образом, рубцовая структура земной коры субмеридионального плана лишней раз подчеркивает раннепротерозойский тектонический поток, сопровождавшийся крупномасштабным сжатием в широтном направлении, напозданием скибовых пластин друг на друга, их торошением и скупиванием, а затем продольным сдвиганием, что окончательно обусловило контрастность и даже известную экзотичность в современном сочетании блоков (например, гранит-зеленокаменный тип, граничащий с гранулитовым и т. д.), объединяющую как бы в одном Украинском щите ассортимент раннедокембрийских структур всех щитов мира, что хорошо показал на примере Евразии В. П. Кирилюк [Кирилюк, Смоголюк, 1993]. Определенную роль в формировании рубцовых зон земной коры сыграло «намораживание» мантийного материала снизу. Вот почему блоковая картина структуры Украинского щита так разительно контрастна, а смежные блоки зачастую совершенно несопоставимы друг с другом как по внешнему облику, так и по внутреннему строению и истории развития. Иными словами, листрит Украинского щита по современному облику напоминает скорее нагромождение, своеобразный «конгломерат» террейнов, возникших вследствие грандиозного процесса скупивания, следы которого до сих пор не срелаксированы, не деградированы полностью, как это, казалось, неизбежно должно было произойти на платформенном неогейском этапе его эволюции, а отчетливо фиксируются методом ГСЗ. Это обстоятельство, очевидно, свидетельствует о необычайно бурной энергичной тектонике Украинского щита, особенно на раннепротерозойском этапе.

Вот почему субмеридиональная анизотропия литосферы УЩ в форме «оживающих» древних разломов прослеживается так явно в фациях и мощностях осадочных толщ через всю фанеро-

зойскую историю формирования как северного (ДДВ), так и южного склона Украинского щита (Северное Причерноморье).

Наконец, о закономерностях линейаризации. В высшей степени этим процессом охвачены супракрустальные толщи раннего протерозоя, во-первых, в силу территориальной их приуроченности к шовным зонам в широком смысле, а во-вторых потому, что процесс линейаризации здесь накладывается в принципе на аклиналь, что создает иногда идеальные предпосылки для проявления процесса линейаризации. Менее четко этот процесс выражен, естественно, в архейских толщах [Веремьев, 1991]. Во-первых, часто это связано в известной степени с периферическим расположением этих толщ относительно наиболее интенсивных струй тектонического потока, а во-вторых, следует считаться с тем обстоятельством, что процесс линейаризации накладывается в этом случае не на аклиналь, а на необычайно сложную, как правило, хаотизированную структуру архея, закономерности которой все еще далеко не разгаданы. Специфика архейской структуры, кроме того, кроется в особом «ксенолитовом стиле» строения супракрустальных толщ (что, следовательно, не исключает дезориентирующий эффект свободного плавления ксенолитов в магматическом расплаве), а также в повышенной сопротивляемости метаморфитов архея наложенным тектоническим процессам (разумеется, в самой верхней катазоне, мезозоне и эпизоне). Все это влечет за собой затруднение процесса линейаризации, смысл которого состоит в том, что, например, один и тот же раннепротерозойский тектонический поток будучи наложенным на раннепротерозойскую аклиналь приведет к полной линейаризации, тогда как в случае наложения его на хаотизированную структуру архея, все промежуточные следы такой линейаризации могут оказаться либо выраженными слабо, либо вообще отсутствовать в явной форме (см. рис. 14.3). Этот пример должен предостеречь от слишком упрощенного понимания проблемы. Вместе с тем следует учесть, что линейаризация, зародившаяся на этапе растяжения, а затем сжатия, достигла максимума на самом позднем этапе метаморфизма и гранитизации в условиях мигматизации и общего размягчения толщ, что приводило к гомогенизации геологических свойств архея и раннего протерозоя и облегчало процесс линейаризации.

В конечном итоге, раннепротерозойская схема эволюции Украинского щита, в частности, на взбросо-надвиговом этапе сжатия должна строиться с учетом следующих положений (рис. 14.4):

1. Рассматриваемому этапу сжатия предшествовал этап рассеянного рифтинга. Ось растяжения располагалась, по-видимому, в районе нынешнего Предкарпатского прогиба*.
2. Поэтому ось сжатия на взбросо-надвиговом этапе находилась там же, свидетельством чего можно считать максимальное

* Линии Торнквиста-Тейссера в более широком плане.

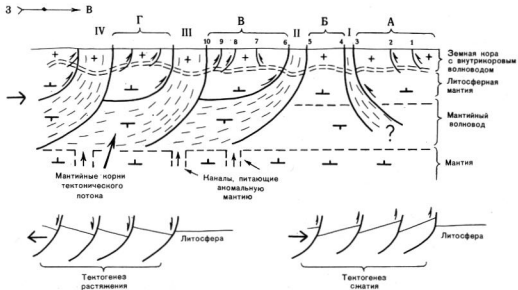


Рис. 14.4. Принципиальная схема Украинского щита в раннем протерозое как субмеридионального листрита (субширотный разрез).

Исходные данные и терминология по [Соллогуб и др., 1972]. Показан собственно тектонический этап до мощнейшей эпохи гранитизации и течения большей западной части Украинского щита.

1—2 — то же, что и на рис. 14.3 а.

Шовные (подвижные) системы (римские цифры): I — Орехово-Павлоградская, II — Криворожско-Кременчугская, III — Ядлово-Одесская, IV — Шепетовско-Винницкая.

Блоки (заглавные буквы): А — Приазовский, Б — Запорожский, В — Криворожский, Г — Коростенский. Некоторые разломы (арабские цифры): 1 — Кальмуский, 2 — Мануильский, 3 — Орехово-Павлоградский, 4 — Днепровский, 5 — Криничевский, 6 — Криворожско-Кременчугский, 7 — Кировоградский, 8 — Звенигородско-Аниовский, 9 — Бугско-Мироновский, 10 — Тальновско-Мироновский.

Активность подвижных систем снижена с более глубоким уровнем зарождения оближенных литрических разломов, образующих концентрированные зоны. Внутрикоровый волновод условно совмещен с подошвой гипертрофированной земной коры. Внизу — схема возникновения листрита на этапе растяжения (слева) и сжатия (справа).

Ось растяжения, а затем ось сжатия располагалась на западе, на что указывает смещенность к западу тектонического потока (см. рис. 14.2). Отсюда восточная вергентность листрита.

торошение и подъем блоков именно на западе (поле гранулитовой ступени)*, а также приуроченность УЩ (также, кстати, как и Балтийского щита), к самому краю Восточно-Европейской платформы, а также устанавливаемое омоложение с востока на запад древнейших комплексов УЩ (3,6—2,6 млрд лет) [Щербак и др. 1989].

3. Полномасштабных зон поглощения практически не существовало, хотя «миниатюрные» проявления их вовсе не исключены, так как общее торошение скибовых зон состояло в скупивании их (вращении, поддвигании и т. д.), утолщении коры, явлениях метаморфизма и гранитизации, подчиненных общей структуре листрита.
4. Помимо внутрикорового волновода на уровне гранитизации — дегранитизации, судя по масштабу скиб, обилию базит-гипербазитового материала, эффективное значение имел мантийный волновод (аномальная мантия, астеносфера). Таким образом, общая схема — двухастеносферная, двухъярусная.
5. Глубина заложения листрита predetermined соответствующим волноводом: мантийный волновод ответствен за структуры (блоки) I порядка, тогда как внутрикоровый — за структуры (блоки) II порядка. Отсюда ранжировка блоков и разломов.
6. Общая вергентность листрита как коромантийной структуры в целом, судя по всему, восточная. Особый акцент этому придает асимметрия тектонического потока, смещенного явно к западу (см. рис. 14.2).
7. Формирование утолщений земной коры связано как с торошением, так и с «намораживанием» мантийных выплавов снизу.

* Кажется не случайной аналогичная вергентность альпид Украинских Карпат (как, впрочем, и каледонид Норвегии), образующих аналогичную пристройку к краю Восточно-Европейской платформы с севера.

Предлагаемая схема Украинского щита хорошо вписывается в общую схему эволюции раннепротерозойского тектонического плана Восточно-Европейской платформы, отображающей (своей радиальностью с признаками вращения по ходу часовой стрелки) не просто наличие мегасвода аномальной мантии, соизмеримой с масштабом Восточно-Европейской платформы с центром в районе Минска и Москвы [Орловецкий, 1993]. По сути речь идет о своеобразном планетарном мантийном циклоне как широко-масштабной структуре вращения («вихря»)*. Такой правосторонний мантийный циклон, являющийся функцией изменения ротационного режима планеты, должен напоминать нам о некоторой аналогии реологического состояния и поведения таких, казалось бы, разных геосфер, как атмосфера, гидросфера и астеносфера. Именно из такой трактовки вытекает возможность эффективных процессов сжатия и сдвиговой (в геологическом смысле) линейаризации радиального, в масштабе Восточно-Европейской платформы, и субмеридионального, в масштабе Украинского щита, планов, сопряженных с «разломами» и «блоками», возникающими еще на этапе сводообразования и растяжения.

По-видимому, не случайны возникающие в последнее время по сути «листрические трактовки» таких гранулитовых поясов, как Белорусско-Прибалтийский, кстати, тоже с восточной вергентностью [Аксаментова и др., 1993], Анабарский (О. М. Розен и другие.

В более конкретной форме ход геологических событий в рамках УЩ развивался по следующей схеме.

I этап, 2,6—2 млрд лет — формирование листрита как шрамовой зоны УЩ. Он включает (см. рис. 14.4):

а) растяжение, возникновение листрита по синтетической схеме, седиментогенез—вулканизм;

б) сжатие, преобразование листрита по антитетической схеме — начальная складчатость.

II этап, 2—1,8 млрд лет — широкая гранитизация [Половинкина, 1953; Щербак и др., 1989], орогенез (коллизия) и эволюция листрита как тектонического потока на фоне развивающейся правосторонней сдвиговой тектоники и соответствующей широкой линейаризации в субмеридиональном плане. Непосредственная причина — мощнейший разогрев земной коры при активном участии мантийных флюидов достигает верхних горизонтов тектоносферы (I этап — разогрев только верхней мантии). Практически это процесс спаивания, выравнивания и гомогенизации ранее возникших и довольно резко дифференцированных блоков единого архейского массива на гранулитовом субстрате. Тектонический поток как единая зона субмеридиональной линейаризации, зародившийся на I этапе, фактически поглощает почти наце-

* Что, кстати, хорошо увязывается с отгибом субмеридиональной системы разломов к СЗ в районе Черного моря [Соллогуб и др., 1972; Соллогуб, 1986].

ло (перерабатывая) большую западную часть УЩ. Отыскивать амплитудные разломы этого этапа так же бессмысленно, как и архейского. Видимо, поэтому с таким трудом реставрируется литриновая тектоническая модель, многие звенья которой безвозвратно потеряны.

III этап, 1,8—1,72 млрд лет — платформенный режим, внедрение Коростенского плутона и т. д.

Иными словами, на УЩ линейная тектоника, начав зарождаться еще, по-видимому, в конце позднего архея (зеленокаменные пояса, новокриворожская свита), окончательно вступила в свои права только в раннем протерозое (по сути, верна идея К. А. Шуркина для Балтийского и других щитов мира), хотя формы проявления тектогенеза во многом были еще существенно отличны от фанерозойских.

Пожалуй, самый важный конечный вывод из настоящего исследования состоит в следующем. Ареной раннепротерозойского триединого процесса — тектогенеза, метаморфизма и магматизма (плюс седиментогенез) явилась западная большая половина УЩ, тогда как восточная оказалась более индифферентной (см. рис. 14.1). Отсюда активные тектонические импульсы растяжения—сжатия, идущие с запада. Однако приоритет в этом трио на верхних горизонтах (в земной коре) явно принадлежит тектонике, а именно, единому тектоническому потоку субмеридионального плана. Вместе с тем, на более глубоких уровнях тектоносферы пальма первенства — за мощнейшим мантийным тепловым всплеском, проявившимся в рамках всей Восточно-Европейской платформы и повлекшим за собой, кроме того, мощнейшие правосторонние сдвиговые дислокации, завершившие процесс. Вот почему по меньшей мере Среднеприднепровский блок оказался в значительной степени «замороженным» (существенно архейским в этом процессе гигантского преобразования тектоносферы). Симптоматично в этой связи само наличие реликтовых останцов зеленокаменных поясов только на Среднеприднепровском блоке, как, по-видимому, наиболее инертном на этом этапе и наименее эродированном.

Приазовский блок близок к предыдущему. Однако, судя по общей ситуации (см. рис. 14.4), не исключено, что он отличается западной вергентностью, а также общей переработанностью тектоно-метаморфическим процессом и гранитизацией, возрастающей с запада (где он похож на Днестровско-Бугский блок) на восток (где он похож на Росинско-Тикичский блок) — это отражает инверсию геодинамических условий.

Таковы предварительные итоги рассмотрения УЩ как единой целостной эволюционирующей системы (а не как простой совокупности блоков) с позиций, разрабатываемых нами в рамках концепции тектонического потока, воззрений на специфику тектогенеза на раннепротерозойском этапе эволюции земной коры с учетом имеющегося фактического материала.

Дальнейшая программа наших исследований — специфика архейского тектогенеза, а затем — углубленная детализация с учетом металлогенических следствий.

14.2. ХАОТИЗИРОВАННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ПОТОК В АРХЕЙСКИХ СООРУЖЕНИЯХ УКРАИНСКОГО ШИТА

Отношение к геологии архея Украинского щита, как впрочем и других щитов мира, крайне противоречиво. Одна из узловых проблем — механизм тектогенеза (генетическая схема деформаций и генетика структур), решение которой открывает перспективу выяснения других смежных проблем. Постараемся разобраться в ней, привлекая уже известные развиваемые представления о тектоническом потоке и геологии УЩ, а также данные современной гидродинамики. В предыдущем разделе показано, что раннепротерозойский этап эволюции УЩ выражен региональной зоной тектонического потока (линеаризации) субмеридионального плана, плоскость которого рефрагирует от субвертикальной — на поверхности до субгоризонтальной — на глубине. Соответствующий комплекс геологических событий отвечает тектоническому циклу и может рассматриваться как предтеча фанерозойской (неогейской) тектоники линейного типа в противовес архейской структурной энтропии.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ОБЛИК АРХЕЙСКИХ СООРУЖЕНИЙ

Первоначальные архейские структуры сохранились на Украинском щите в виде реликтов. Особенно показательны в этом отношении Среднеприднепровский и, частично, Приднепровский блоки (см. рис. 14.1). Несколько общих черт предопределяют облик архейских сооружений.

1. Тотальная гранитизация, превращающая остатки глубоко-метаморфизованных супракрустальных толщ, по сути, в более или менее компактные ксенолиты. Преобладающий петрографический фон доминирующих гранулитогнейсовых и амфиболитогнейсовых комплексов — полосчатые мигматиты, брекчиево-жильные агматиты. Исключение составляют реликты зеленокаменных поясов, в частности, Среднеприднепровского и Приазовского блоков УЩ.

2. Важнейший элемент, поддающийся визуализации, структурной ткани архейских сооружений — полосчатость мигматитов. По меткому выражению В. С. Заики-Новацкого, разжижающая систему мигматизация играет ту же роль в реологическом поведении катазоны, что и кливажирование для мезозоны (т. е. это реальные «линии» тока или слои течения). Характер ориентировки полосчатости мигматитов указывает на общую хаотичность струк-

туры архея. Сквозь муар полосчатой дисгармонии явственно просвечивает тектоника гранито-гнейсовых куполов, что свидетельствует о процессах конвективного обмена вещества в земной коре (В. В. Белоусов). Особенно четко это видно в блоках гранит-зеленокаменного типа. Однако придавать фатальное значение куполам как таковым, как это считалось до сих пор, мы не склонны. Вместе с тем мы считаем, что гранито-гнейсовая тектоника «гранитоварения» работает спонтанно и широко на протяжении крупных отрезков времени и носит проникающий характер. Подъем гранитных магм в форме мигматитовой «эмульсии» осуществляется перманентно здесь и там. Но только гранито-гнейсовым куполам поздней генерации удастся выглядеть в качестве куполов либо кольцевых структур, да и то в хаотической ткани окружающей среды (В. С. Федоровский, Л. И. Салоп и др.), лишь несколько линейризованной, конформно. Спресованный во времени этот процесс воистину напоминает «кипение магматической жидкости» [Салоп, 1982] в грандиозных коровых масштабах. Этот процесс с позиций гидродинамики нельзя трактовать иначе, как перемешивание структурной ткани архейских сооружений в трех измерениях. О высокой его интенсивности говорит сам факт изобилия гранитоидного материала.

3. Вместо свитной геологии фанерозоя выделяются более крупные стратиграфические единицы — «серии», «суперсерии», органически связанные с «блоками».

4. Структурная ткань архея внешне выглядит как мозаика локальных, как правило, бесскладчатых зон линейризации, что свидетельствует о высочайшей степени деформированности — вторичные моноклинали, т. е. высшие тектонофазии по шкале фанерозоя [Заика-Новацикий, 1991; Веремьев, 1991 и др.]. Если в фанерозойских сооружениях для таких ситуаций нами использован термин «сверхпластичность», то здесь он неуместен, так как речь явно идет об интенсивнейшей степени деформированности, выходящей за пределы воображения, связанного с деформацией пластифицированного «твердого» тела. Об этом красноречиво свидетельствует парадоксальный факт. Наряду с бесскладчатыми зонами линейризации — мозаика локальных зон линейризации, а также «простота», т. е. ритмика построения полосчатых мигматитов. Как правило, это двучленные ритмы, на значительных пространствах варьирующие крайне незначительно («серии»). По сути, здесь имеем дело с «эмульсионным» (полосчатые мигматиты), либо «суспензионным» (агматиты), либо смешанным «эмульсионно-суспензионным», т. е. с жидкообразным реологическим типом тектонического потока в противовес твердофазному мезозональному типу.

5. Существенно мигматитовый структурный фон архейских сооружений показывает, что тектонический поток в реологическом аспекте носит главным образом двухкомпонентный (а еще точнее — многокомпонентный) эмульсионный характер, причем один

из компонентов представляет собой реоморфизованное вещество (палеосома, меланосома), тогда как второй — магматическую жидкость (неосома, лейкосома). Если вязкость последнего компонента ничтожно мала ($\sim 10^6$ — 10^8 П), то первого — повышенная (10^8 — 10^{10} П), и лишь в крайнем случае («суспензия») до $\sim 10^{23}$ — 10^{25} П, что отвечает вязкости «твердых» пород. Было бы абсурдно в такой ситуации хаотические «складки» архея выводить из «бокового сжатия» по законам деформирования твердого тела. Иными словами, в основе такого тектогенеза лежит все то же односистемное сдвиговое (ламинарное) течение, а не «захлопывание» складок под действием тангенциального «бокового сжатия».

Нередко тектонический поток носил усложненный «эмульсионно-суспензионный» характер в тех случаях, когда в него вовлекались весьма тугоплавкие хрупкие компоненты (базиты, гипербазиты, реститы и т. д.) и всякого рода агматиты.

Известно [Фролов, 1982], что с возрастанием объема включений в суспензии или эмульсии вязкость смеси возрастает теоретически по экспоненте [10]:

$$\eta = \eta_0 \cdot e^{d\phi},$$

где η_0 — вязкость растворителя, $d=5/2$ (коэффициент А. Эйнштейна), ϕ — объемная концентрация суспензированной фазы. Поэтому вязкость тектонического потока в архейских сооружениях, надо думать, варьировала в довольно широком диапазоне как от места к месту, так и на разных временных срезах. Отсюда — возможность крупномасштабных реологических неоднородностей в контурах будущих блоков УЦ и серий.

В качестве правдоподобной представляется некая «усредненная» реологическая ситуация, характерная для высокотемпературных субсолидусных петрологических систем (вязкость порядка 10^{12} — 10^{15} П) при малых скоростях деформации — 10^{-5} — 10^{-9} сек $^{-1}$ [Аверкин, 1993].

6. Мощнейшие движущие силы процесса архейского тектогенеза в условиях явного всеобщего «тектонического месива» — налицо. Это термогравитационная конвекция (плотностная и вязкостная инверсии), а также инерционные силы, возникающие вследствие изменения ротационного режима планеты (момент инерции — функция массы и квадрата линейной скорости, которая, в свою очередь, — функция угловой скорости и гипсометрического положения). Обе силы — объемные, т. е. «гидродинамические». Если ротационные силы действуют по горизонтали, то конвективные — как угодно. Есть основания думать, что ротационные силы столь же эффективны, как и гравитационные. Обе категории сил импульсивны, т. е. периодические.

7. Важнейший парадокс ситуации состоит в сочетании двух начал. С одной стороны, обычные бесскладчатые зоны линейаризации мигматитов, что говорит об «астрономическом» размахе вытяги-

вания т. е. удлинения материала, а с другой стороны, их мозаичный, местный, локальный характер, что ставит задачу поиска в каждом случае локального механизма бесконечного вытягивания материала. Монотонность мигматитов на больших площадях подсказывает, что только перемешивание материала в эмульсионном локально линейаризованном (мозаика) и регионально хаотизированном тектоническом потоке и есть этот механизм. Отметим, что такие представления развиваются впервые.

8. И последнее — высокая степень гомогенизированнойности архейского субстрата на крупных площадях («серий» супракрустальных толщ и «блоки»).

Тут мы вступаем в принципиально новую и неизведанную область явлений и процессов, для понимания которой полезно обратиться к данным современной гидродинамики.

Специфика хорошо изученных с помощью тектонофациального анализа тектонических потоков фанерозойских складчатых сооружений Средней Азии, Урала, Казахстана и других территорий состоит в том, что там они выражены главным образом термодинамически и гипсометрически средним мезозонально-кливажным магистральным стволем плоскостного регионального плана субвертикального падения, т. е. в форме региональных зон линейаризации. Такой поток — строго координированный, упорядоченный, так как гидродинамический режим его — стационарный в своем постоянстве линий тока, по которым происходит перемещение частиц. Из гидродинамики известно: если линии тока прямолинейны, перемешивания вещества не происходит. Процесс перемешивания имеет место в нестационарном потоке, когда и поля скоростей (как система векторов) и поля линий тока изменяются во времени. Линии тока становятся здесь криволинейными, в конечном счете являясь причиной процесса перемешивания вещества [Ottino, 1989]. В этом случае происходит массовое пересечение линий тока от этапа к этапу во времени: старые линии тока пересекаются новыми. Линия тока — это траектория перемещения частиц, а в случае слоистой геологической среды — это в общем случае реальное направление вытягивания этой среды (и соответствующее укорачивание поперек), так как среда несжимаема. В реальной геологической среде линии тока (если игнорировать анизотропию) приблизительно совпадают с полосчатостью. Поэтому происходит наложение линейаризации разных планов (линейаризацию подчеркивают линии тока, полосчатость) по схеме: делинеаризация (складчатая) ранее возникшей структуры, а затем — линейаризация. Отсюда возникновение мозаичной системы складок и локальной системы бесскладчатых зон линейаризации как результат перемешивания вещества. Итак, сама нестационарность потока (плюс криволинейность линий тока) в принципе уже вызывает перемешивание. Стимулы ее — периодичный (импульсный) и знакопеременный характер сил во времени и пространстве.

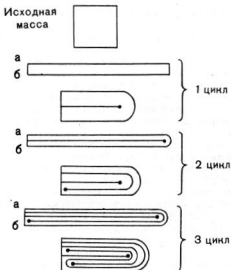


Рис. 14.5. Схема взаимоотношения двух элементов процесса перемешивания; а — вытягивания — дилinearизации; б — изгибания — дилinearизации. Показано три цикла вытягивания — изгибания.

Два элементарных акта составляют суть процесса: вытягивание (растяжение, удлинение) и пересечение (изгибание слоев течения, т. е. дилinearизация). Покажем это на примере изготовления теста для «слоенки». Берется кусок теста и кусок сливочного масла (то и другое в консистентном состоянии), дальнейшая технология перемешивания сводится к раскатыванию этой «двухкомпонентной эмульсии» (рис. 14.5). При этом после каждого тончайшего раскатывания, т. е. вытягивания примерно в 10—15 раз, полученный лист складывают вдвое и снова раскатывают. Таков этот своеобразный цикл перемешивания; таких циклов делается множество. Результат один: чем тоньше смешение, тем четче тончайшая листоватость слоенки, параллельная плоскости раскатывания (растяжения) — свидетельство того, что состояние гомогенности не было достигнуто. Жидкости — несмешиваемы и поэтому сохраняют до конца эмульсионную структуру с двучленным ритмом: тесто — масло (как тут не вспомнить мигматиты). Процесс этот на уровне деформаций имеет много общего с технологией проката,ковки,штамповки,волочения проволоки через фильеру, изготовления многих продуктов бытовой химии, прово-

дящих к текстурированию изначально совершенно изотропного материала.

Теперь несколько слов об «эмульсиях» и «суспензиях». Специфика тех и других состоит в том, что обе стороны наследуют от исходных компонентов плотность как некую усредненную величину, но вязкость их часто приближается к самому текущему компоненту — «растворителю». При этом «растворимость» более вязкого компонента практически может быть как угодно велика, т. е. реально она ничем не ограничена. В случае, если «растворителя» мало, он выступает в роли как бы смазки в «эмульсионных» и «суспензионных» системах. С увеличением «растворителя» до величины нескольких процентов заметно возрастает их вязкость, устремляясь в какой-то мере к вязкости «растворенного» компонента (но никогда не достигая ее). Так, «растворимость» глинисто-каменного материала в селях или бетонном «растворе» часто достигает 80—90 % и более, т. е. содержание твердой фазы по объему (80—90 % и более) в десятки раз больше воды. Однако текучесть системы сохраняется величайшая, близкая к текучести «растворителя». С этих позиций архей УЩ в общем случае представляет собой «эмульсионно-суспензионную» систему с довольно высокой концентрацией жидкого (магматического) компонента (порядка 60—100 %). Но в более характерном случае (полосчатые мигматиты) содержание «раствора» порядка 50—60 %. Существуют данные, согласно которым архейскую земную кору можно рассматривать как некий (правда, сильно размягченный и перегретый) прототип коры протерозойской и фанерозойской с ее такими «твердыми» слоями, как эпизона и мезозона, а также нижнюю кору как область деградитизации. На рис. 14.6 показан в соответствии с мировыми данными [Ранняя. . ., 1980] вариант реконструкции земной коры в архее, расчлененной на «блоки» системой изначальных «разломов» — мантийных отдушин (залеченных, как правило, мантийным базит-гипербазитовым материалом), приводимых в движение сменой ротационного режима планеты. Даже если не игнорировать «магматическое кипение» (в слое гранитизации, о чем уже говорилось выше), картина получится весьма впечатляющей. По сути, каждый такой «блок», ограниченный с боков парой «разломов», а сверху и снизу — подошвой мезозоны и кровлей нижней коры соответственно, вполне корректно рассматривать в качестве своеобразной ячейки течения и перемешивания вещества. То, что это именно так, покажем на простейшем примере двумерного плоского потока, продуцируемого движением стенок камевые наполненной вязкой жидкостью [Ottino, 1989].

Уже из простого сравнения рис. 14.7 а—г видно, насколько разительна зависимость геометрии интересующей нас картины течения в прямоугольной ячейке, напоминающей только что оговоренную геологическую (см. рис. 14.6), от характера (относительно направления и режима) смещения стенок, а также от гравитации.



Рис. 14.6. Реконструкция позднеархейской земной коры. Показаны полномасштабные «разломы» — тектонические потоки, обуславливающие первичную делимость земной коры (эмбриональные блоки).

В правом нижнем углу — реконструируемая ячейка архейской земной коры Украинского щита, в которой происходит течение вещества в области гранитизируемого интрукторного волновода, заключенного между двумя смежными полномасштабными коровыми «разломами» — тектоническими потоками по горизонтали и подошвой мезозоны и кровлей нижней коры по вертикали. Стрелки отображают внешнее воздействие среды на ячейку. В геологических условиях ни геометрия ячейки, ни режим течения (кинематика «стенок» и т. д.) — не стационарны. Отсюда реальность перемешивания.

Достаточно сравнить рис. 14.7 а, со всеми остальными, чтобы понять роль скоростного режима сдвига стенок (периодически, т. е. импульсивно или стационарно, т. е. постоянно). Сложнейшая складчатость, поразительно напоминающая катазональную, генерируется уже одним периодическим сдвижением и не требует никаких дополнительных условий. Сравнение рис. 14.7 б и всех остальных показывает важную роль гравитации (конфигурация поля линий тока в виде восьмерки). Об этом же говорит сравнение рис. 14.7 в и 14.7 г. Таким образом, геометрия поля линий тока (и скоростей), равно как и вариации их во времени, — прямая функция режима воздействия внешних условий, общего режима эволюции блоков, любое изменение которого влечет за собой изменение картины течения и, следовательно, перемешивание материала.

Более того, и нарисованная схема нуждается в дополнении, как минимум дублирующими ее эффективностью условиями, вытекающими из длительности геологического времени и специфики архея.

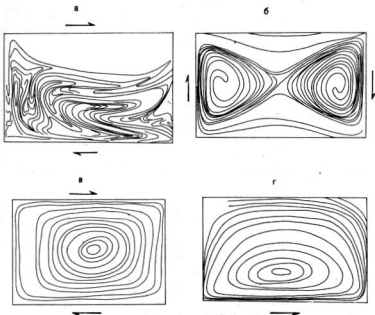


Рис. 14.7. Характерные варианты картины течения вязкой жидкости в ячейке типа прямоугольной камеры, продуцируемые простым сдвигом стенок камеры.

Картина течения (поле линий тока) — функция режима сдвига (геологически пока недостаточно контролируемого). Гидродинамический режим течения вызван движением стенок: а — периодическим верхней и нижней в противоположных направлениях (чередование правосторонних и левосторонних); б — стационарным левой и правой (правосторонний сдвиг); в — стационарным верхней и нижней в противоположном направлении; г — стационарным только нижней.

Наглядные образы результирующих структур течения: а — «подкова», б — «восьмерка», в—г — «колесо» (в случае «г» приплюснутое снизу).

1. Периодичность и знакопеременность ротационных сил, а отсюда и естественное смещение всех четырех стенок ячейки, т. е. «блока» архейской земной коры (импульсивный режим, прерывисто-непрерывный его ход во времени).

2. Перемещение коровых (эпизона, мезозона, нижняя кора) или литосферных плит во времени, как считают сторонники плейттектоники, практически ничем не ограниченных (что предопределяет масштаб «протяжки»). Если обозначить изображенные на рис. 14.7 модели: 14.7 а — «подкова», 14.7 б — «восьмерка», 14.7 в — «колесо», то наиболее вероятными представляются две из них — «подкова» и «колесо».

3. «Кипение магматической жидкости» рассматривается в спрессованном времени за счет конвективного подъема гранитоидного расплава как сам по себе эффективный фактор перемешивания. Гранито-гнейсовые купола создаются лишь на финальном тектонически спокойном этапе.

Таким образом, даже не вдаваясь в дальнейший более глубокий анализ, есть основания констатировать: явление перемешивания («хаотизации») материала в архейской катазональной области тектонического потока, а отсюда — и в фанерозойской, в принципе сомнений не вызывает. Механизм его комбинированный: внутриблоковое течение и «магматическое кипение».

Специфика «эмульсий» и «суспензий» в эксперименте и в природе состоит в отклонении системы от гомогенности, характерной для экспериментов в гидродинамике. «Эмульсии» текут конформно, и система тем более приближается к гомогенной, чем ближе вязкость компонентов. И наоборот. Поэтому полного (молекулярного) смешения никогда не происходит, что и создает условия для великолепной визуализации (условия несмешивающихся жидкостей). Результирующая структура полосчато-линзовидная. Причем в силу близости реологических свойств обоих компонентов визуально преобладает элемент полосчатости. Таким образом, «эмульсионный» полосчато-мigmatитовый поток близок к гомогенному.

«Суспензии», прообразом которых являются агматиты как брекчиевый тип мигматитов, текут дисконформно. Система не гомогенная. Переход от «эмульсии» к «суспензии» осуществляется на фоне возрастания вязкости «растворенного» компонента, что влечет за собой смену полосчатости линзовидностью, уже нарушающую конформность, а затем (твердый компонент в «растворе») и вовсе наступают условия дисконформности: жидкий растворитель вынужден обтекать твердые инертные включения, не способные течь, но своим присутствием затрудняющие и осложняющие процесс течения.

Откуда же берутся агматитовые образования и, в частности, их обломочный материал? Наблюдения свидетельствуют однозначно: никакого особого механизма дробления не существует. Есть элементарный распад («развал») крупных ксенолитов, находящихся в полувзвешенном состоянии свободного архимедова плавания и магматической жидкости, а точнее — в довольно высоковязкой в крупных объемах магматической «каше», состоящей из гранитоидного расплава и многочисленных «реститового типа» ксенолитов (более меланократовых и более тугоплавких — типа базитов, гипербазитов, кинцигитов и т. д.). Аналогия напрашивается сама собой: грязекаменный селевый поток. «Распад» или «развал» крупных (до гигантских) и мелких ксенолитов и глыб происходит отчасти под влиянием собственного веса, а отчасти под воздействием соударения глыб, прочих обломков разного грануло-

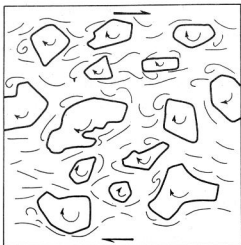


Рис. 14.8. Схема возникновения хаотизированного «суспензионного» потока.

Жирные стрелки показывают направление потока, а тонкие — вращения обломков. Важнейшее значение в турбулентном потоке имеет дифракционный эффект (турбулентизация — лагранжева).

метрического состава. Поэтому жильные агматиты и мигматиты с «разломной» текстурой (по А. Г. Бетехтину) представляют начальную стадию «распада», тогда как остроугольные обломки демонстрируют некую промежуточную, а овально-обработанные — конечную стадию. Рисунок 14.8 в какой-то мере иллюстрирует сказанное.

Включения не просто плывут по течению. Реологически активный «растворитель» вынужден занимать оставшиеся промежутки между включениями и воспринимать течение на себя, что повышает скорость и ее градиент — источник возникновения вихревого эффекта, отрыва струй и т. д. «Растворитель» обтекает включения (дифракция) и разворачивает их, что само по себе вызывает обратный эффект: включения, вращаясь, преломляют струи в своих окрестностях (рефракция). Все три эффекта — вихревой, дифракционный и рефракционный знаменуют замену прямолинейных линий тока на криволинейные и поэтому вызывают неустойчивость (возмущенность) и хаотизацию потока, выраженную тем резче, чем выше концентрация включений (чем сильнее нарушена его гомогенность).

Обобщая, можно заключить, что уже само рефрагирование

тектонического потока в целом как обычное выполаживание его в катазоне — это уже само по себе есть признак отклонения потока от прямолинейного к криволинейному (делинеаризация) и, следовательно, переход к хаотизированному потоку в гигантском масштабном плане.

Таким образом, характерный тектонический поток в масштабе земной коры — зональный. Будучи упорядоченным и твердофазным в мезозоне (и «твердой» эпизоне) он становится хаотизированным и жидкообразным в катазоне. Хаотизированным он становится также и в алевролитовой «мягкой» первородной эпизоне (Динариды, Внешние Карпаты и т. д.) благодаря гидронасыщенности осадков.

ОБСУЖДЕНИЕ

1. В трактовке вопросов применено понятие о гидродинамическом перемешивании в условиях маловязких и низкоскоростных реологических процессов [Ottino, 1989]. Найдено, что для супракрустальных толщ архейского этапа УЩ, равно, как и других щитов, характерно тончайшее тектоническое (точнее, тектоно-метаморфическое или даже тектоно-магматическое) месиво — реомикстит*, являющееся конечным продуктом эволюции «эмульсионно-суспензионного» тектонического потока катазоны на «магматическом растворителе», хаотизированного вследствие нестандартности его гидродинамического режима и перемешивания вещества (как сочетание вытягивания и изгибания). Это уже, строго говоря, не «нормальная» тектоника, это — реотектоника (реологическая тектоника). Самое поразительное явление состоит в том, что колоссальное вытягивание (т. е. удлинение с компенсирующим его поперечным укорачиванием) не требует таких же грандиозных экзекуций со всем УЩ, а происходит как бы «автономно» в локальных зонах линейаризации, создающих в крупном плане структурную мозаику. В процессе участвуют помимо супракрустальных толщ и плутонические тела. Однако шансов «на выживание» у них тем больше, чем ближе их минеральный состав к составу наиболее жестких и тугоплавких пород — базитов и гипербазитов. Агматиты — явное свидетельство разрушения и распада в потоке. Такой процесс, естественно, немислим в одночасье. Суть в том, что тот же гранитный диапиризм распадается во времени на множество этапов, результаты которых накладываются друг на друга и ассимилируют друг друга. В лабораторных экспериментах (Г. Рамберг, В. В. Белоусов и др.) моделируется только один этап, а структурные наблюдения «однокадровые», т. е. визуализирован не сам процесс течения, а его конечный результат. Дело в том, что «неустойчив» (периодически импульсивный) в природе

* Термин «микстит» уже использован [Геологическое..., 1992] в нескольких смысле (олистостромы, осадочный меланж и т. д.).

сам процесс гранитизации и ультраметаморфизма по всем статьям: физико-химическим параметрам (РТ-условиям, флюидному режиму, миграции фронта процесса и т. д.), а отсюда, и физическим параметрам (вязкости — варьирует в пространстве и во времени), сил гравитации (куполообразование) и инерционных (сил ротаций). Все это делает систему неустойчивой (неравновесной). Неустойчивость прямолинейного тектонического потока при стационарной его прямолинейности, как показано в работе [Пата-лаха, Гарагаш, 1991], приводит к бифуркации и образованию всего комплекса структур шовного парагенезиса. Неустойчивость же тектонического потока по всем статьям (плюс изменение геометрии русла во времени) приводит к перемешиванию вещества по типу тектонического месива — реомикстита как линейно-мозаичного и сугубо складчатого (безразрывного), гомогенизированного в рамках значительных площадей («блоков») сооружения. Вместе с тем, как показывают современные эксперименты гидродинамики, в системе, даже в условиях таких пертурбаций, в принципе могут сохраняться островки неприкосновенности. Пример тому — блоки раннеархейской консолидации Свазиленда. Но, судя по всему, такие случаи — редкость.

Что же касается кольцевых структур, то они, видимо, относятся к поздним образованиям, замыкающим процесс широкого площадного «гранитоварения». Значение их преходяще и его никак нельзя переоценивать так, к примеру, как это делал Л. И. Салоп.

2. Все сказанное вовсе не означает тотального структурного хаоса для архейских комплексов, как полагают некоторые исследователи. Повсеместно архейские структуры — это яркое проявление именно катазоны, т. е. «корневой» зоны тектонического потока, где он приобретает, в общем, пологое до субгоризонтального залегание. По сути, все вышензложенное — лишь попытка конкретизировать ситуацию того, как выглядят на самом деле наиболее глубокие срезы тектонического потока. И дело вовсе не в том, что это архейские структуры, а в реологии. Мы рассмотрели «корневую» зону тектонического потока. Мезозональный и эпизональный уровни уничтожены эрозией, хотя и не полностью. Реликты мезозонального, а именно, крутопадающего и достаточно упорядоченного тектонического потока (в разрезе) демонстрируют нам фрагменты зеленокаменного пояса Среднеприднепровского блока.

Отсюда вытекает общая схема тектонических потоков в земной коре: упорядоченные линейаризованные секторы их в мезозоне и «твердой» эпизоне сменяются хаотизированными и делинеаризованными в катазоне. Если в первом случае тектонический поток твердофазный, то во втором — жидкофазный (флюидный компонент присутствует всегда).

Переход от хаотического (пермобильного) архейского тектогенеза к фанерозойскому тектогенезу линейного типа через

раннепротерозойский происходит путем регионализации тектонического потока (в процессе линейаризации).

3. О «блоках» в архее УЩ. По-видимому, правы те исследователи, которые заложение блоковой структуры щита усматривают в архее (реализация идеи первичной делимости земной коры Г. Клооса). К изложенному мы должны добавить следующее. Самобытность и специфика блоков, их внутренняя структурная специфика (с присущими ей сериями супракрустальных пород), соединяющая в себе, с одной стороны, как бы мозаику, а с другой, — главные взаимопереходы («взаимная согласованность» по В. П. Кирилюку), с новых позиций находит логическое объяснение в том, что каждый блок в архее представлял собой как бы полуавтономную, полужамкнутую ячейку единого гидродинамического хаотизированного потока. В каждом из них события развивались по-своему: формировались свои поля линий тока и скоростей, т. е. своя собственная структура, замкнутая по отношению к внешним ограничениям и продиктованная общей динамикой их смещения и «кипения магматической жидкости». Если допустить существование субмеридиональной системы архейских блоков в УЩ, как считают многие исследователи, эволюционирующей только в прямом ротационном режиме (субширотное поперечное сжатие — растяжение), то структуры течения оказались бы ориентированными в субширотном направлении (от субгоризонтальных до субвертикальных, «опрокинутых» и т. д.). Особенно выраженным конформизмом по этой схеме отличаются краевые части блоков (с обоих боков, а также сверху и снизу), что, по сути, и наблюдается в какой-то мере во взаимной согласованности почти всех блоков. Структурный рисунок каждого из них усложнялся явлениями «магматического кипения», что могло существенно повлиять на конечный результат. Яркий пример сказанному — Среднеприднепровский блок, «взаимосогласованный» с востока и запада и достаточно хаотизированный в ядерной зоне. Из этих схем вытекает вероятность широкого распространения горизонтального течения (лежащих складок, шарьяжей и пр.) в ядерных частях блоков.

Только создание структурного полигона на УЩ смогло бы приблизить нас к пониманию реальной тектоники.

4. С позиций фрактальной геометрии макрохаос — это мозаика микропорядка, повторяющихся фракталов (доменов), ориентировка которых создает хаос. Полагаем, такая логика вполне уместна для тектоники архея. Фактически здесь мы сталкиваемся со своеобразной иерархией хаоса — порядка. Если за некий конечный мегафрактал (мегадомен) считать традиционные блоки I порядка, то за элементарный микрофрактал (своеобразный структурный «атом» порядка) следует принять обычный домен, с характерным ориентированным размером в плане порядка 100 м. Таким образом, система в целом напоминает ажурную

«прозрачную» конструкцию, наиболее эффективный элемент которой все же блок I порядка.

5. В динамике она отображает взаимодействие вязкостных неоднородностей в рамках двух главных механизмов, взаимодействующих как одно целое: течение от внешнего перемещения стенок ячейки и «магматического кипения». Решающую роль в этом хаосе играет резкое различие в температурах плавления сиалических и симатических масс, слагающих блоки (порядка 600—800 и 1000—1500 °С соответственно). Сиалические массы выступают при этом в форме высокотекучего компонента, воспринимающего на себя деформацию, тогда как симатические — роль менее текучего компонента. Отсюда контрасты на всех масштабных уровнях (будинаж, агматиты и т. д.). Гранулитовые, существенно симатические, компактные массы поэтому выглядят более линейаризованными (Днестровско-Бугский блок), по сравнению с сиалическими (Среднеприднепровский). Поэтому региональная линейаризация как процесс не имеет строгого возрастного уровня: она может быть, в принципе, как раннепротерозойской, так и архейской (в какой-то мере Днестровско-Бугский блок). Здесь необходимо иметь в виду также существенное различие мигматитов амфиболитовой (менее вязкие) и гранулитовой (более вязкие) ступеней ультраметаморфизма.

6. Исследование показало, что в формировании континентальной земной коры с ее в общем упорядоченным распределением плотности по вертикали (увеличение сверху вниз) принципиальное значение имеет не учитывающийся до сих пор механизм перемешивания вещества, в реализации которого огромное значение имеет плотностная дифференциация вещества (плотностная инверсия). Именно прохождением вещества через механизм перемешивания на исходных этапах эволюции коры только и можно разумно объяснить указанную фиксируемую повсеместно закономерную связь плотности горных пород с глубиной. При этом описанная «блоковая» ячейка, в которой происходит реализация процесса перемешивания, как бы перемещается от этапа к этапу формирования земной коры снизу вверх (когда-то она работала в нижней коре, возможно, в иных петрологических условиях, затем в средней и т. д.). Иными словами, мы приходим к выводу о том, что раннедокембрийский субстрат континентальной земной коры в целом с его сложно-блоковой, шарьяжной и иной структурами, фиксируемой ныне геофизикой, представляет собой своеобразный единый многоэтапный гигантский реомикстит, прошедший сквозь универсальную машину реологического перемешивания и гравитационной дифференциации вещества.

7. Коротко уточним некоторые методологические следствия в контексте развиваемых представлений.

Полосчатость мигматитов имеет лишь крайне отдаленное отношение к седиментной слоистости. По сути это вторичный структурный элемент. Механизм перемешивания — процесс многократ-

ного «самопожирания» (вандализма) тектонического потока. Поэтому полосчатость трансформирована также многократно на пути смятия в складки и последующей редукции (линеаризации) уже возникших ранее складок. Выделение «свит» в такой ситуации малоэффективно, тогда как «серии» и «блоки» отображают масштаб наиболее эффективных ячеек перемешивания.

Складки — лишь случайно уцелевшие фрагменты механизма перемешивания. Конечный его продукт — бесскладчатые зоны линеаризации, всегда в той или иной мере криволинейные. Поэтому вошедшее в практику структурного анализа выделение этапов F_1 , F_2 , F_3 и т. д. требует критического отношения.

Катазональный структурный парагенезис составляют: полосчатость, главным образом, бесскладчатые зоны линеаризации линейно-мозаичного стиля; своеобразные брекчиевые мигматиты — агматиты и подобные им брекчиево-ксенолитовые структуры — реликты распада жестких тел в потоке; S-образные или Z-образные в поперечном сечении и столбчатые в пространстве (типа роллов) вихревые структуры на границе струй; разнообразнейшие будинаж-структуры как продукты «распада» тугоплавких базит-гипербазитов (и их измененных аналогов — скарнированных, гранитизированных и т. д.) в легкоплавкой сиалической текучей среде.

Если возможность структурных экстраполяций обозначить термином «структурная прозрачность», то архейские образования Украинского щита окажутся структурно если и не вовсе непрозрачными, то во всяком случае весьма мутными, тогда как раннепротерозойские — сравнительно прозрачными.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аверкин Ю. А. Реология кристаллизующихся магм высокотемпературных петрологических систем при малых скоростях деформации // Геол. и геофиз., 1993. № 9. С. 60—72.

Аксаментова Н. В., Найденов И. В., Данкевич И. В. Вещественный состав и структура Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса. Геол. журн. 1993, № 3. С. 91—99.

Белевцев Р. Я. Проблемы метаморфической зональности докембрия. Киев: Наукова думка, 1975. 230 с.

Веремьев П. С. Структурные особенности гранулитовых комплексов юго-западной части Украинского щита и закономерности их формирования. Геол. журн. 1991. № 6. С. 30—40.

Геологическое картирование хаотических комплексов. М.: Роскомнедра. Геокарт., 1992. 231 с.

Заика-Новацкий В. С. Региональная текстура катазоны и условия ее образования (на примере Украинского щита) // Материалы I Всесоюз. тектонофацального совещания «Тектонофацальный анализ и его роль в геологии, геофизике и металлогении». Алма-Ата, 1991. С. 81—87.

Заика-Новацкий В. С. Геоблоковая делимость литосферы как историческая категория. Геол. журн., 1993, № 3. С. 20—25.

Иванушко А. С. Генетические типы полосчатых текстур в кристаллических

породах Украинского щита. Проблемы геологии докембрия. Киев: Наукова думка, 1971. С. 110—121.

Иванушко А. С. Особенности складчатой структуры нижнего докембрия Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1980, 151 с.

Кирилюк В. П., Смоголюк А. К. Об основных элементах этажно-блоковой структуры Украинского щита. Геол. журн. № 3. 1993. С. 54—59.

Крюченко В. А. Особенности глубинного строения центральной части Украинского щита и их влияние на металлогению района. Геологич. журн. № 3. 1993. С. 44—54.

Метаморфизм Украинского щита/И. Б. Щербakov, Р. Я. Белевцев и др./Киев: Наукова думка, 1982. 306 с.

Оровецкий Ю. П. Радиальная делимость литосферы Восточно-Европейской платформы. Геол. журн. № 3. 1993. С. 33—38.

Паталаха Е. Н. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.

Паталаха Е. Н., Гарагаш И. А. Бифуркация односистемного сдвигового течения — основа складкообразования. Докл. АН СССР, 1991, т. 317. № 2. С. 427—430.

Паталаха Е. Н., Хрычев Б. А. Листрические разломы в складчатых областях. Геотектоника, 1988, № 4. С. 16—26.

Половинкина Ю. Ир. Стратиграфия, магматизм и тектоника докембрия Украинской ССР. Л.: Изд-во АН СССР. 1953. 150 с.

Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 621.

Салом Л. И. Геологическое развитие Земли в раннем докембрии. Л.: Наука, 1982. С. 610.

Семенов Н. П. Структурно-петрографическая карта Украинского кристаллического массива. Киев: Изд-во АН УССР, 1957. 76 с.

Слезняк О. И., Кудрявцева М. Н. Структура Кочеровской зоны (Украинского щита). Препр. Киев: ИГН АН УССР, 1981. С. 59.

Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Трипольский А. А. Тектоническое районирование Украинского щита в свете данных глубинных геофизических исследований. Геол. журн. 1972, № 4. С. 3—11.

Соллогуб В. Б. Литосфера Украины. Киев: Наукова думка, 1986. 184 с.

Фролов Ю. Г. Курс коллоидной химии. М.: Химия, 1982. 400 с.

Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. Киев: Наукова думка, 1972. 176 с.

Щербак Н. П., Артеменко Г. В., Бартицкий Б. Н. и др. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1989. 144 с.

Ottino I. M. The kinematics of mixing-stretching, chaos and transport. — Cambridge University Press. 1989. 364 p.

Patalakha Ye. I. The problem of listrit faults. — Int. Geol. Rev. 1986. 28. N 12. P. 1416—1422.

Patalakha Ye. I., Markov M. S., Garagash I. A., Fedorovsky V. S., Atrushkevich P. A. Nature and Evolution of Listric Faults. — Geotectonics. 1991, vol. 24. N 4. P. 120—140.

Глава 15. ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ МУЙСКОГО СЕГМЕНТА БАЙКАЛО-ВИТИМСКОГО ПОЯСА

Байкало-Витимский пояс (БВП), дугообразно вытянувшийся от северной оконечности оз. Байкал до среднего течения р. Витим, относится к внутренней части Байкальской горной области

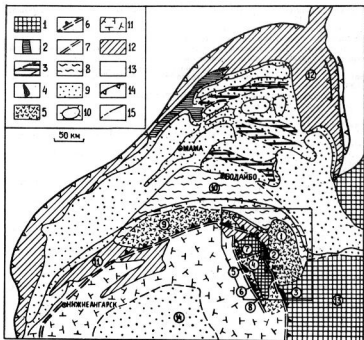


Рис. 15.1. Схема палеогеодинамических комплексов северной части Байкальской горной области.

1 — выступы архейского фундамента; 2—11 — протерозойские геодинамические комплексы и структуры: 2—3 — континентально-рифтовые (2 — выходящие на поверхность, 3 — скрытые под шельфовым чехлом), 4 — офиолиты, 5 — островодужные, 6—7 — офиолитовые швы (6 — установленные, 7 — предполагаемые), 8 — осадочные отложения задуговых бассейнов, 9 — шельфовые, 10 — коллизионные гранито-гнейсовые пояса, 11 — вулканоплутонические пояса неясной геодинамической природы; 12 — рифейские континентально-рифтовые комплексы; 13 — рифейские и фанерозойские отложения чехла Сибирской платформы; 14 — краевой шов Байкальской горной области; 15 — геологические границы.

Цифры на схеме — названия структур: 1 — Каралоно-Шаманская вулканическая дуга; 2—3, 5—6 — офиолитовые подзоны: 2 — Усть-Парамская, 3 — Шаманская, 5 — Усть-Киянская, 6 — Молодежнинская; 4 — Кияно-Тулдунская вулканическая дуга; 7—8 — выступы архейского фундамента микроконтинентов: 7 — Северо-Муйского, 8 — Южно-Муйского; 9 — Мамаканская вулканическая дуга; 10 — Делюн-Уранский задуговой бассейн; 11—12 — рифейские рифтовые тропи: 11 — Олохитский, 12 — Жуинско-Патомский; 13 — Каларский блок Олекминского Становика; 14 — Баргузино-Витимский палеоконтинент.

(рис. 15.1). В его строении участвуют разновозрастные докембрийские осадочно-вулканогенные комплексы, насыщенные многочисленными интрузивными телами от ультраосновного до кислого составов. Характерной особенностью Муйского сегмента является присутствие тектонических линз альпинотипных ультрабазитов. Протерозойские образования обрамляют и частично перекрывают глубоко метаморфизованные архейские комплексы Северо-Муйской, Южно-Муйской и других глыб и, в свою очередь, перекрываются венд-кембрийскими пестроцветными осадочными толщами. Степень метаморфизма протерозойских комплексов, как правило, соответствует зеленосланцевой фации, в отдельных зонах достигая эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций.

Взгляды геологов на тектоническую природу Байкало-Витимского пояса весьма существенно расходятся. Л. И. Салопом (1964, 1967) сооружения пояса рассматривались в качестве звгеосинклинальных. В 70—80-е годы была сформулирована концепция о «Байкало-Муйском офиолитовом поясе» как остатке древней океанической коры [Клитин и др., 1975; Добрецов, 1983; Кепежинская, Картавиченко, 1986]. Эта концепция легла в основу широко распространенных представлений о рифтовой природе БВП. При этом Н. Л. Добрецов в качестве актуалистического аналога называет рифт Красного моря, а В. С. Федоровским (1985) разработана палеорифтовая модель в рамках концепции специфической геодинамики раннего докембрия. Л. Ф. Добржинская (1985) отмечала значительные черты сходства БВП с архейскими зеленокаменными поясами. В последнее время появились представления о БВП как о древней зоне конвергенции литосферных плит [Кушев, 1976; Митрофанов и др., 1987; Гусев и др., 1992].

15.1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ БАЙКАЛО-ВИТИМСКОГО ПОЯСА

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ

Принципиальные расхождения в оценке природы пояса обусловлены, несомненно, помимо различий в концептуальных подходах авторов, относительно слабой изученностью региона. Одной из главных региональных проблем, вносящих путаницу в представления геологов о тектонической природе БВП, безусловно, является проблема возраста. Благодаря трансгрессивному залеганию на образованиях БВП фаунистически охарактеризованных венд-кембрийских отложений ясно, что пояс докембрийский. Хотя и этот тезис в последнее время стал подвергаться сомнению. Достоверных данных для более точных датировок пока нет. Органические остатки в осадочных и вулканогенных толщах рассматриваемого региона не были известны; лишь в последние

годы в них обнаружена микропроблематика рифейского облика. Отсутствуют и надежные радиологические датировки. Относительные возрастные корреляции сильно осложнены тектоническими соотношениями между структурно-вещественными комплексами. Так, например, в стратиграфических схемах разных авторов для килианской и делюн-уранской серий предлагаются все три теоретически возможных варианта относительного возраста.

Согласно ставшей классической стратиграфической схеме, разработанной Л. И. Салопом (1964) и развиваемой А. З. Кониковым, Л. В. Травиным и др. (1984, 1986) (рис. 15.2), к образованиям архейского фундамента, слагающим выступы Муйской глыбы (разделенной одноименной кайнозойской впадиной на два блока: Северо- и Южно-Муйский), относятся гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты иленской и тулдунской свит. Нижний протерозой представлен муйской надсерией в составе двух серий: нижней терригенно-карбонатной парамской (самокутская и булундинская свиты) и верхней осадочно-вулканогенной — килианской. С эффузивами килианской серии ассоциируют габбро-диорит-плагиогранитные интрузии муйского и перидотиты парамского комплексов. Муйская надсерия, по схеме Л. И. Салопы, несогласно с конгломератами в основании (самокутская свита) залегает на архейском фундаменте и, в свою очередь, также несогласно перекрывается среднепротерозойскими орогенными отложениями падринской серии и рифейскими многогеосинклинальными толщами делюн-уранской серии. К рифейскому этапу принадлежат гранитоиды мамско-оронского комплекса. Складчатые образования нижнего протерозоя и рифея с разрывом и несогласием перекрываются орогенными осадками венда—кембрия и прорываются палеозойскими гранитоидами.

Согласно схеме корреляции А. Н. Булгатова (1983), к нижнему протерозою относится только парамская серия, а разновозрастные килианская и делюн-уранская, а также более молодая падринская серии датируются рифеем (см. рис. 15.2). Рифейский возраст этих комплексов отстаивают также Н. Л. Добрецов (1983) и Г. Л. Митрофанов с соавторами (1987). В стратиграфической схеме В. С. Федоровского (1985), напротив, все названные подразделения, в том числе самая молодая падринская серия, а также витимская серия, в которую он включает метаморфические образования архейского фундамента других авторов, относятся к нижнему протерозою.

Такие же разногласия, как и относительно возраста, существуют и в оценке формационного состава структурно-вещественных комплексов. Геохимический состав пород Байкало-Витимского пояса ранее практически не был охарактеризован.

Неоднозначно решается вопрос об объеме выделения, составе и возрасте интрузивных комплексов. Кроме уже упоминавшихся парамского протрузивного ультрабазитового и муйского габбро-диорит-плагиогранитного комплексов, в северо-восточной части

авторы	Л.И.Салоп [1964]	А.Н.Булгатов [1983]	В.С.Федоровский [1985]	А.З.Конников, Л.В.Травин, И.В.Козирев и др. [1986 г.]	Г.С.Гусев А.И.Лесков [1992]
возраст					
рифей	делон-уранская подсерия патомской серии	падринская серия		делон-уранская серия	падроканская свита
		килянская серия	мимикано-янгулская серия		
нижний протерозой	падринская серия	падринская серия	падринская серия	падринская серия	падринская серия
архей	муйская серия парамская подсерия	парамская серия	таштинская серия	килянская серия	парамская серия
архей	илеирская и тулунская свиты	илеирская свита	делон-уранская свита	парамская серия	архей Муйской глыбы

Рис. 15.2. Схема расчленения докембрийских образований Муйского сегмента Байкало-Витимского пояса по данным разных авторов.

БВП широко развиты протерозойские (?) граниты и гранито-гнейсы чуйско-кодарского и мамско-оронского комплексов, рифей-палеозойские (?) гранитоиды витимского, конкудеро-мамаканского, тельмамского, баргузинского и др. комплексов, батолиты которых занимают значительную часть территории БВП.

Гранитоиды центральной части БВП разбивают его на два сегмента: северо-восточный — Муйский и юго-западный — Прибайкальский. Региональная корреляция структурно-вещественных комплексов этих сегментов представляет собой самостоятельную достаточно сложную задачу, выходящую за рамки настоящей работы, в которой рассматривается только Муйский сегмент БВП.

К северу, в сторону Сибирской платформы, вулканогенно-осадочные образования Муйского сегмента БВП сменяются мощной (до 7 км) толщей карбонатно-терригенных отложений Бодайбинского прогиба (см. рис. 15.1). Эти отложения, объединяемые большинством исследователей в патомскую, а В. С. Федоровским (1985) — в тонодско-бодайбинскую серию, обычно интерпретируются как шельфовые. Ее возрастные взаимоотношения с геологическими комплексами Муйского сегмента БВП однозначно не установлены (см. рис. 15.2).

КИЛЯНСКАЯ СЕРИЯ И МУЙСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Определяющую роль в строении Муйского сегмента БВП играют вулканогенно-осадочные образования киянской серии и интрузии муйского комплекса.

Наиболее полные разрезy отложений киянской серии развиты в Мамаканской зоне (рис. 15.3). Здесь и далее названия зон и подзон соответствуют цифрам в кружках на схеме рис. 15.3 (ссылка на рисунок опускается) и Каралонской подзоне (II) Каралано-Шаманской зоны. Разрезы этих зон имеют сходное трехчленное строение. Нижняя толща (1500—4000 м) состоит преимущественно из метабазальтов и андезито-базальтов, переслаивающихся с кислыми лавами. Средняя толща (1500—2500 м) сложена туфами среднего и кислого состава, метатиффитами, туфогравелитами, туфоалевролитами с редкими покровами метаэффузивов. Верхняя толща (1000—1600 м) представлена в основном метабазальтами с покровами кислых лав, прослоями метатиффов, метатиффитов и осадочных пород. Максимальная мощность разрезов киянской серии достигает 7,5 км.

В подзонах обрамления архейской Муйской глыбы мощность отложений серии сокращается и одновременно увеличивается роль обломочных пород. В Каменской подзоне (9) Каралано-Шаманской зоны развиты отложения первых двух толщ. В Киянской подзоне (I) Кияно-Тулдунской зоны отмечаются аналоги средней и верхней толщ. В Тулдунской подзоне (2) той же зоны,

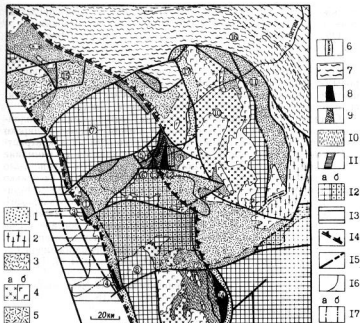


Рис. 15.3. Геодинамическая схема Муьского сегмента Байкало-Витимского пояса.

1—11 — протерозойские геодинамические комплексы: 1 — постколлизийные (терригенные и терригенно-вулканогенные отложения падринской серии, самодуровской и тулунской свит); 2 — коллизийные (гранито-гнейсы мамско-оронского комплекса); 3—5 — островодужные (3 — вулканогенно-осадочные отложения киланской серии, 4 — плутонические — тоналиты и плагиограниты (а) и габброиды (б) муьского комплекса, 5 — нерасчлененные скрытые под чехлом наложенных впадин); 6 — преддугового прогиба (вулканогенно-глинисто-карбонатные турбидиты); 7 — задуговых бассейнов (терригенно-карбонатные флишеидные отложения делюн-уранской серии); 8—9 — океанические (8 — метаморфизованные мантийные ультрабазиты парамского комплекса, 9 — образования океанической коры — амфиболиты, metabазальты, углеродисто-кремнистые и глинисто-карбонатные метаосадки надпорожной толщи); 10 — шельфа пассивной окраины и подножия континента (терригенно-карбонатные отложения парамской и усойской серий); 11 — континентальных рифтов (осадочно-вулканогенные образования усть-парамской толщи); 12 — выступы фундамента архейских микроконтинентов (а — выходящие на поверхность, б — погребенные под чехлом кайнозойских впадин); 13 — вулканоплутонические образования неясной геодинамической природы (комплексы активной окраины континента?); 14 — сутуры; 15 — прочие швы; 16 — геологические границы; 17 — контуры наложенных впадин (а — кайнозойских, б — венд-кембрийских). Цифры на схеме — зоны и подзоны (названия см. в тексте).

а также в чехле Северо-Муйской зоны киянская серия представлена преимущественно туфогенно-осадочными отложениями.

Образования киянской серии в целом характеризуются резкой фациальной изменчивостью, в их составе отмечаются как грубообломочные мелководные, так и относительно глубоководные фации. Метаэффузивы очень часто характеризуются порфировыми и крупноминдалекаменными текстурами. Иногда встречаются покровы пиллоу-лав (Каралонская подзона и Мамаканская зона) и гиалокластитов (Киянская подзона).

Относительно формационного состава метавулканитов киянской серии существуют разноречивые мнения. Наиболее широко распространена точка зрения о принадлежности их к контрастной базальт-риолитовой формации. Если принимать во внимание только собственно метаэффузивы, то с этим тезисом можно было бы согласиться, хотя, надо отметить, контрастность несколько смазывается за счет присутствия некоторого количества эффузивов среднего состава, а также ярко выраженного боуэновского тренда дифференциации. Если же рассматривать киянскую серию в целом, учитывая широкое развитие в ее составе туфов андезитов и андезито-дацитов (рис. 15.4), то следует признать принадлежность ее к последовательно дифференцированной базальт-андезит-риолитовой ассоциации [материалы Л. В. Травина и др., 1984].

Одной из характерных особенностей вулканитов киянской серии является их тесная взаимосвязь с интрузиями муйского комплекса габбро-тоналит-плагиигранитного состава. Генетическое родство вулканитов и интрузивов доказывается тесной пространственной взаимосвязью, сходством минерального состава и вторичных изменений, наличием переходных субвулканических фаций. Метагаббронды, тоналиты и гранитоиды образуют крупные массивы, занимающие иногда целиком территорию подзон (Талланская подзона (10) Каралоно-Шаманской зоны). Кроме того, широко развиты дайки, силлы, штоки и другие малые тела.

УЛЬТРАБАЗИТЫ ПАРАМСКОГО КОМПЛЕКСА

Особое значение для расшифровки палеогеодинамики региона, безусловно, имеют протрузии перидотитов парамского комплекса, о которых давно известно, что они по многим признакам очень похожи на альпинотипные ультрабазиты основания офиолитовых комплексов, хотя остальные члены офиолитовой ассоциации не обнаруживались.

Парамский комплекс представлен довольно крупными (площадью в несколько десятков квадратных километров) Парамским и Шаманским массивами и более мелкими Молодежным и Киянским. Массивы представляют собой бескорневые линзы, внедренные в верхние горизонты коры протрузивным путем.

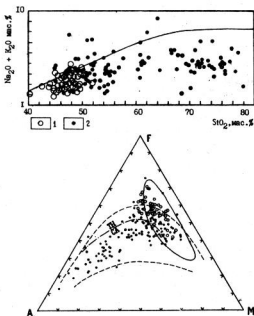


Рис. 15.4. Диаграммы $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ и AFM для метавулканитов Муйского сегмента Байкало-Витимского пояса.

1 — метабазальты офиолитовой ассоциации (надпорожной толщи), 2 — метавулканиты кыянской серии. Линия, разделяющая породы нормальной и повышенной щелочности на верхнем графике — по [Классификация и номенклатура. . . , 1981]. На нижнем графике: линия, разделяющая толентовый (ТН) и известково-щелочной (СА) тренды по [Irvin, Barragar, 1971]; пунктирные линии — поля эффузивов островных дуг по [Браун, 1982]; сплошная линия — поле океанических базальтов по [Кузьмин, 1985].

Крупные массивы сложены серпентинизированными гарцбургитами с редкими линзовидными телами дунитов мощностью в несколько десятков и протяженностью в сотни метров, иногда до 2—3 км. Главным первичным модальным минералом является оливин, в небольших количествах встречаются ортопироксен и еще реже клинопироксен, хромшпинелиды, хромит, магнетит. Вторичные изменения выражены в серпентинизации, отальковании, хлоритизации, карбонатизации и лиственитизации. Степень вторичных изменений различная — от слабой серпентинизации

по трещинкам с образованием характерной для ультрабазитов петельчатой структуры до полного замещения первичных минералов вторичными (в мелких массивах, в краевых зонах и вдоль разломов в крупных массивах).

ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Резюмируя изложенные выше известные данные о геологическом строении Муйского сегмента БВП, назовем главные структурно-вещественные комплексы, которые обязана учитывать в своих построениях любая геодинамическая модель: 1) архейские комплексы фундамента континентов и микроконтинентов — усть-муйская и джалтукская серии Северо-Муйской глыбы, кандиканская серия Южно-Муйской глыбы; 2) по-видимому, верхнеархейские комплексы, приуроченные к архейскому фундаменту континентальных блоков и связанные с домуйской их историей — «троговой комплекс» Г. Л. Митрофанова, тастахская толща А. З. Коникова и Л. В. Травина и др.; 3) нижнепротерозойская безымянная свита А. Н. Булгатова или верхнеархейская устьпарамская толща А. З. Коникова и Л. В. Травина, представленная контрастно дифференцированными метавулканитами основного и кислого составов с туфоконгломератами, туфогравелитами и мраморами; 4) ниже- или верхнепротерозойская парамская серия, представленная конгломератами самокутской и метакarbonатами булундинской свит, а также ее возрастной аналог — усойская серия Южно-Муйского хребта; 5) ниже- или верхнепротерозойская осадочно-вулканогенная киянская серия и ее аналог в Южно-Муйском хребте — усмунская свита; 6) средне- или верхнепротерозойская карбонатно-сланцевая делюнуранская серия; 7) средне- или верхнепротерозойские падринская, самодуровская, тулуинская свиты, грубообломочные, пестроцветные, иногда с мощными пачками контрастных вулканитов. К северу, в сторону Сибирской платформы названные комплексы сменяются терригенно-карбонатными толщами Бодайбинского прогиба явно шельфового облика (патомской или тонодско-бодайбинской серии, по В. С. Федоровскому). Интрузивные образования представлены габбро-тоналит-плагиогранитными массивами муйского комплекса, синметаморфическими гранито-гнейсами мамско-оронского и чуйско-кодарского комплексов, постметаморфическими расслоенными габбро-перидотитовыми массивами довыренского комплекса и гранитоидами витимского, конкудеро-мамаканского, тельмамского, баргузинского и др. комплексов рифейского и палеозойского возраста. И, наконец, любая геодинамическая модель должна дать удовлетворительное объяснение присутствию в регионе мантийных дунитов и гарцбургитов парамского комплекса.

Поскольку все многообразие рассмотренных в вводной части

существующих геодинамических моделей можно свести к двум основным типам: дивергентным и конвергентным или, иными словами, рифтовым и островодужным, задачу геодинамического анализа рассматриваемого региона можно очень кратко сформулировать, несколько перефразируя заголовок известной статьи А. Ф. Грачева и В. С. Федоровского (1980): Байкало-Витимский пояс — рифтовая зона или островная дуга?

Ключевыми комплексами для расшифровки палеогеодинамики формирования Байкало-Витимского пояса, по нашему мнению, являются парамские ультрабазиты и вулканогенно-осадочная киянская серия с комагматичным ей муйским интрузивным комплексом.

Проблема парамских ультрабазитов очень интересна и показательна. Сами по себе они представляют один из немногих в рассматриваемом регионе комплексов, относительно формационной принадлежности которых нет особых разногласий. Всеми исследователями они относятся к альпинотипным ультрабазитам. Л. Ф. Добржинская (1985) отмечает сходство Байкало-Витимского пояса с архейскими зеленокаменными поясами, сформировавшимися до момента «запуска» механизма тектоники плит. Относительно парамских ультрабазитов она, тем не менее, замечает, что по своим структурным особенностям, включая характерные признаки высокотемпературных твердопластических мантийных деформаций оливина, и вещественному составу они удивительно похожи на гипербазиты океанов и фанерозойских офиолитовых поясов. Таким образом, до недавнего времени для интерпретации парамских ультрабазитов в качестве комплекса основания разреза океанической коры не хватало главного — остальных членов офиолитовой ассоциации. Их поиски и были намечены как первоочередная задача полевых исследований.

Рассмотрим далее основные структурно-вещественные особенности вулканогенно-осадочных образований киянской серии. К их числу относятся: 1) сходство по набору пород и петрохимическим признакам с последовательно дифференцированной базальт-андезит-риолитовой ассоциацией; 2) резкая фациальная изменчивость, присутствие как относительно глубоководных, так и грубообломочных мелководных фаций; 3) широкое развитие пирокластики, в том числе туфов андезитового состава; 4) наличие мощных толщ и пачек вулканических терригенных пород; 5) наличие шаровых и крупноминдалекаменных текстур в лавах; 6) значительная мощность (до 7 км) наиболее полных разрезов; 7) тесная генетическая взаимосвязь с габбро-тоналит-плагиогранитными интрузиями.

Такой набор признаков дает все основания для предположения о формировании отложений киянской серии в геодинамических условиях островных дуг. Альтернативные островодужной рифтовые модели во многих аспектах представляются значительно более уязвимыми. Так, модели океанического рифта явно

противоречит формационный состав киянской серии (значительное количество кислых эффузивов и пирокластики среднего и кислого составов). В рамках модели континентального рифтогенеза невозможно объяснить присутствие мантийных ультрабазитов.

Таким образом, в качестве предварительной рабочей геодинамической модели было принято, что БВП представляет собой древнюю островную дугу или, более вероятно, систему островных дуг, причлененную с юга (в современных координатах) к Сибирскому палеоконтиненту. Тектонические линзы парамских ультрабазитов, представляющих остатки палеоокеанической литосферы, приурочены к сутурам — древним коллизионным швам, маркирующим положение исчезнувших океанов.

15.2. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

В соответствии с изложенными выше соображениями в качестве объектов полевых исследований были выбраны участки, где наиболее полно обнажены различные типы разрезов киянской серии и интрузивы муйского комплекса детально изучались площади с выходами трех ультрабазитовых массивов: Парамского, Шаманского и Киянского. Этим комплексам как ключевым было уделено основное внимание. С меньшей степенью детальности изучались структурно-вещественные комплексы парамской, делюн-уранской и патомской серий, усть-парамской толщи, комплексов фундамента архейских глыб и их склонов и др.

КИЯНСКАЯ СЕРИЯ И МУЙСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

При изучении разрезов киянской серии подтверждены и расширены сведения о ее формационном составе, фацальной изменчивости, структурно-текстурных особенностях пород. В вулканокластических и туфогенно-осадочных породах обнаружены флишодно-турбидитные и подводно-оползневые сингенетические структуры: элементы градационной слоистости в туфогенно-осадочных и вулканокластических отложениях, пакеты с мелкими дисгармоничными быстро затухающими вверх и вниз по разрезу складочками, трещины отрыва, сорванные блоки (эндоолистодрома по М. Г. Леонову (1981). Причем, на юго-западном фланге Каралоно-Шаманской зоны (см. рис. 15.3) в районе Парамского массива направление оползания юго-западное, а на северо-восточном фланге в низовьях рек Каралон, Нижний Орлов — северо-восточное, т. е. от центра формирующейся структуры к пери-

ферии — именно так, как должно быть в случае ее островодужного происхождения, а не наоборот, как мы должны были бы наблюдать в случае происхождения рифтогенного.

Принципиально новый материал получен в результате геохимического изучения рассматриваемых комплексов. При изучении геохимии метазэффузивов киянской серии основное внимание было уделено наиболее информативным с этой точки зрения породам — метабазальтам. По геохимическим параметрам изученные метабазальты разделились на три группы: известково-щелочную, толентовую и высокотитанистую толентовую. Первые две развиты во всех исследованных подзонах, причем известково-щелочные метабазальты преобладают в Тулдунской и Каменской подзонах, толентовые — в Каралонской, а высокотитанистые обнаружены только в Каралонской подзоне.

Известково-щелочные метабазальты относятся к высокоглиноземистой низкотитанистой серии нормальной щелочности натрового и калинатрового типа. Они отличаются повышенными содержаниями Ba и Sr, пониженными — Zr, Nb, Y, Hf, Cr, Ni, Co, Sc при низких отношениях Ni/Co, Ti/Zr и умеренных — Zr/Y, Y/Nb, Ba/La. Составы P3Э характеризуются умеренно обогащенными трендами при 25—50-кратном обогащении относительно хондрита легкими лантаноидами и 8—20-кратном — тяжелыми, с очень слабо проявленным европиевым минимумом (рис. 15.5). На всех дискриминационных диаграммах (рис. 15.6—15.8) фигуративные точки составов метабазальтов тяготеют к полям и трендам базальтов островных дуг. По содержаниям практически всех элементов они удивительно близки к составам базальтов позднекайнозойской высокоглиноземистой серии Камчатки, миоценовых базальтов Западно-Марианского хребта, современных базальтов Марианской островной дуги [Петрология. . ., 1987] и других известково-щелочных серий островных дуг.

Толентовые метабазальты относятся к умеренно- и высокоглиноземистым низкотитанистым сериям нормальной щелочности ярко выраженного натрового типа с толентовым типом дифференциации. Они характеризуются умеренными содержаниями Sr и Ba, низкими — Y и Hf и очень низкими — Zr и Nb при умеренных отношениях Ti/Zr и высоких — Y/Nb и Ba/La. Концентрации Cr, Ni и Co, при широком разбросе значений, в среднем выше, чем в метабазальтах известково-щелочной серии, но не достигают уровня океанических базальтов. Суммарное содержание P3Э в метабазальтах толентовой серии минимально по сравнению со всеми остальными выделенными типами метабазальтов. Тренды распределения — от недифференцированных до слабо обогащенных легкими лантаноидами при, в среднем, 10-кратном обогащении относительно хондритового стандарта (см. рис. 15.5). Перечисленные геохимические особенности чрезвычайно характерны для базальтов островных дуг (см. рис. 15.6—15.8) и, в частности, для толентовых островодужных серий. Гео-

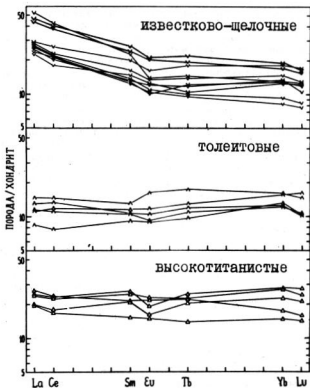


Рис. 15.5. Тренды распределения РЗЭ в метабазальтах клин-ской серии.

химическими аналогами рассматриваемых метабазальтов являются конкретные толентовые серии Марианской, Идзу-Бонинской, Яп и Палау [Петрология. . ., 1987] и других современных островных дуг.

Высокотитанистые метабазальты и андезитобазальты принадлежат к умеренно- и высокоглиноземистым толентовым сериям нормальной щелочности натрового типа. Они резко отличаются от описанных выше метабазальтов повышенными «океаническими» концентрациями TiO_2 , Y, Zr, Hf при одновременно низких «островодужных» содержаниях Nb, Cr, Ni, Co, а также пониженных отношениях Ti/Zr и Zr/Y, очень низких — Ni/Co и высоких — Y/Nb и Ba/La. Составы РЗЭ характеризуются суб-

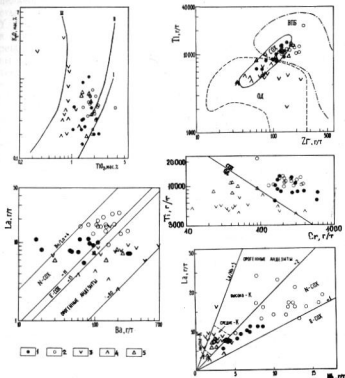


Рис. 15.6. Геохимические диаграммы для метабазальтов островодужного (килянская серия) и океанического (надпорожная толща) комплексов Муйского сегмента Байкало-Витимского пояса.

1—5 — фигуративные точки составов базальтов: 1—2 — надпорожной толщи (1 — переходных, 2 — обогащенных). 3—5 — кильянской серии (3 — известково-щелочных, 4 — толеитовых, 5 — высокотитанистых).

Диаграммы: K_2O-TiO_2 по [Лутц, 1980], $Ti-Zr$ по [Pearce e. a., 1981], $Ti-Cr$ по [Шараськин и др., 1986], $La-Ba$ и $La-Nb$ по [Gill, 1991].

Обозначения трендов и полей: III, OД — базальты островных дуг; I, COX — базальты срединно-океанических хребтов: нормальных — N-COX, обогащенных — E-COX; II, ВПБ — внутриплитные базальты.

горизонтальными трендами в среднем при 20-кратном уровне обогащенности относительно хондритового стандарта (см. рис. 15.5). Таким образом, геохимический спектр рассматриваемых метабазальтов обнаруживает сочетание типично «острово-

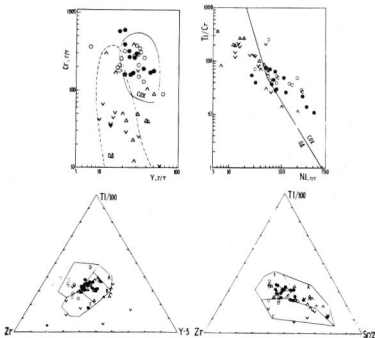


Рис. 15.7. Геохимические диаграммы для метабазальтов островодужного (килянская серия) и океанического (надпорожная толща) комплексов Муйского сегмента Байкало-Витимского пояса.

Условные обозначения — см. рис. 15.6.

Диаграммы: Cr—Y по [Pearce e. a., 1981]; Ti/Cr—Ni по [Beccaluva e. a., 1979]; Zr—Ti/100—Yx3 и Zr—Ti/100—Sr/2 по [Pearce, Cann, 1973].

Буквенные обозначения полей: ОД — базальты островных дуг; В, СОХ — базальты срединно-океанических хребтов; А, В — низкокальциевые толеиты; В, С — известково-щелочные базальты; D — интрититовые базальты.

дужных» и «океанических» особенностей, что отражено на геохимических дискриминационных диаграммах (см. рис. 15.6—15.8). Базальты с подобными характеристиками [Сондерс и Тарни, 1987] образуются в задуговых бассейнах растяжения. Наиболее близкими современными аналогами высокотитанистых метабазальтоидов являются базальты и андезитобазальты острова Десепши пролива Брансфилд [Weaver e. a., 1987].

Петрогеохимический состав габброидов муйского комплекса, как и следовало ожидать, очень разнообразен. Среди них вы-

деляются высоко- и низкоглиноземистые, высоко- и низкотитанистые, железистые и магнезиальные разновидности. Содержания Zr, Y, Nb, Hf не всегда коррелируются с содержаниями титана и в одних случаях обнаруживают зависимость от степени дифференциации, в других — нет. То же самое относится к когерентным элементам. Очевидно, здесь мы наблюдаем результат взаимодействия различных петрологических факторов: разных типов и степени дифференциации, возможно, смешения магм, контаминации веществом вмещающих пород и т. д.

Наиболее наглядно различные типы габброидов выделяются на диаграмме нормированных хондритовых содержаний (рис. 15.9). Различаются высокодифференцированные разновидности с высокими концентрациями легких РЗЭ, TiO_2 , Zr, Hf, Nb, Sr, Ba и низкими — MgO и когерентных микроэлементов. От них резко отличаются разновидности с типично кумулятивными геохимическими признаками: очень низкими концентрациями РЗЭ со слабо дифференцированным трендом и положительной европейской аномалией, низкими содержаниями некогерентных, высокозарядных умеренно некогерентных и высокими концентрациями когерентных микроэлементов. Отмечаются габброиды с промежуточными геохимическими характеристиками.

В целом, несмотря на естественные для габброидов широкие вариации содержаний многих элементов, можно наметить некоторые общие закономерности. Во-первых, это значительно пониженные, типично «островодужные» содержания Ni и Cr даже в слабо дифференцированных магнезиальных разновидностях, за исключением двух образцов пироксенитов; во-вторых, пониженные концентрации Nb, Zr, Y и Hf. Исключение составляют несколько повышенные содержания Zr, Y и Hf в обогащенных ЛРЗЭ крайних дифференциатах. Эти геохимические особенности подчеркивают генетическое родство габброидов муйского комплекса с лавами киянской серии.

УЛЬТРАБАЗИТЫ ПАРАМСКОГО КОМПЛЕКСА И ОФИОЛИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ

Попытки выделения офиолитовой ассоциации в виде протяженного офиолитового пояса в пределах БВП, как уже упоминалось, предпринимались неоднократно [Клитин и др., 1975; Добрецов, 1983; Кепежинскас, Картавиченко, 1986 и др.]. В качестве опорных разрезов офиолитовой ассоциации принимались разрезы габбро-перидотитовых и амфиболитовых комплексов Северного Прибайкалья. Полученные выводы экстраполировались на территории Муйского сегмента, при этом в состав офиолитов включались вулканогенно-осадочные отложения киянской серии и интрузии муйского комплекса, уже сам формационный состав которых явно противоречил этому положению. Последнее об-

ПОРОДА / БАЗАЛЫТ N-ТИПА СОХ

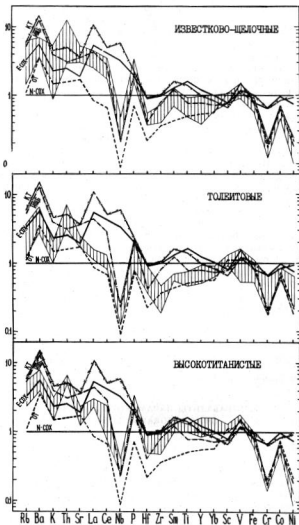


Рис. 15.8. Многоэлементные графики составов метабазальтов килинской серии, нормированные по N-типу базальта СОХ в сравнении со средними составами базальтов некоторых современных геодинамических обстановок.

Состав базальта N-типа СОХ, по которому производилось нормирование

стоятельство давало повод оппонентам для сомнений в существовании в Байкало-Витимском поясе офиолитов в принципе [Добржинская, 1982]. В этой ситуации наиболее естественным было предположение о том, что в исследуемом районе остатки палеоокеанической коры, судя по присутствию альпинотипных ультрабазитов, могли сохраниться, но не в виде протяженных поясов, а, как и в большинстве других регионов мира, в небольших тектонических чешуях в пределах сутурных зон. Следовательно, особое внимание необходимо было сосредоточить на участках, непосредственно прилегающих к массивам ультрабазитов парамского комплекса.

Западнее Парамского массива на р. Витим в пределах узкого тектонического клина была выделена metabазальтово-сланцевая толща, названная нами надпорожной (рис. 15.10). Эта толща ранее включалась в состав то киянской [Салоп, 1964; Добржинская, 1985; Федоровский, 1985], то парамской [Булгатов, 1978], то нелидинской серий [Травин и др., 1984]. Разрез южного сегмента тектонического клина мощностью около 1100 м условно разделяется на три пачки: нижняя пачка (500 м) сложена монотонными зелеными сланцами (метабазальтами); средняя (300 м) представлена переслаиванием metabазальтов и осадочных пород; разрез завершается пачкой, включающей преимущественно метаосадки (300 м). Разрезы северного сегмента сложены теми же породами мощностью 300—600 м.

Зеленые ортосланцы (эпидот-хлорит-амфибол-альбит \pm кварц) подвержены воздействию очень сильного динамометаморфизма, повсеместно преобладают метаморфические структуры. Несмотря на это апобазальтовая природа их устанавливается довольно уверенно. Макроскопически часто различимы реликты мелких вкрапленников плагиоклаза, встречаются также мелкие миндалины, реликты шаровой и канатной отдельности. Под микроскопом иногда можно увидеть лейсты плагиоклаза, замещенные альбитом.

Среди метаосадочных пород преобладают темно-серые и черные микрослоистые кварцито-сланцы, которые, судя по структурно-текстурным особенностям, представляют собой метаморфизованные углеродисто-кремнистые осадки. Кроме того, встречаются прослои хлоритовых, хлорит-карбонатных, биотит-хлорит-

(г/т): Rb-3, Ba-28, K-1804, Th-0,315, Sr-120, La-2,6, Ce-9,0, Nb-8, P-616, Hf-4,5, Zr-160, Sm-3,7, Ti-8580, Y-29, Yb-3,0, Sr-38, V-250, Fe-89620, Cr-270, Co-47, Ni-135 по [Bougault e. a., 1979].

Средний состав обогащенного океанического базальта (Е-COX) по [Bougault e. a., 1979], островодужного толента (ОТ), известково-щелочного островодужного базальта (ИЩБ) и континентально-рифтового толента (КР) — по [Шарков, Цветков, 1986].

Составы metabазальтов киянской серии нанесены в пределах средних квадратичных отклонений от среднего арифметического.

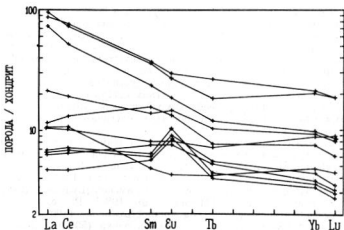


Рис. 15.9. Тренды распределения РЗЭ в метагаббродах муйского комплекса.

актинолитовых и других сланцев, а также серых микрослоистых известняков. Грубообломочные фации не отмечались.

По петрогеохимическим характеристикам metabазальты надпорожной толщи разделились на две группы, условно названные «переходными» и «обогащенными». Те и другие находятся в разрезе в нормальном переслаивании.

Метабазальты обеих групп представлены умеренно глиноземастыми, умеренно титанистыми, высокожелезистыми разностями нормальной щелочности натрового типа с отчетливо выраженным феннеровским типом дифференциации. Ни в одном из 30 проанализированных образцов содержание SiO_2 не превышает 52 %. «Переходные» metabазальты имеют относительно пониженные концентрации Rb, Sr и Ba, чем явно отличаются от metabазальтов киянской серии, тогда как обогащенные по этим показателям близки к последним. Но все metabазальты надпорожной толщи резко отличаются от киянских высокими «океаническими» содержаниями Cr, Ni, Co, Ti, Zr, Y, Nb, Hf при высоких отношениях Ni/Co и низких — Y/Nb и Ba/La.

Суммарное содержание РЗЭ в metabазальтах надпорожной толщи значительно выше, чем в островодужных metabазальтах киянской серии, что является важным признаком океанических базальтов. «Переходные» metabазальты характеризуются пологими трендами распределения лантаноидов при 20–30-кратном обогащении по отношению к хондриту, а обогащенные отличаются

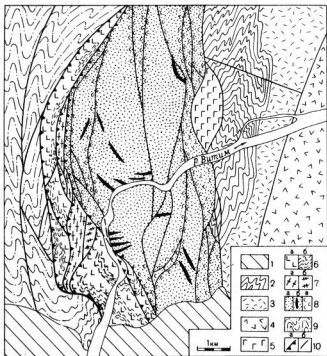


Рис. 15.10. Геологическая схема района Парамского массива (составлена с использованием материалов Л. Ф. Добрынинской).

1 — четвертичные отложения; 2—4 — вулканогенно-осадочные образования кийанской серии: 2 — слабо метаморфизованные туфогенно-глинисто-карбонатные отложения Пановского преддугового прогиба; 3—4 — осадочно-вулканогенные отложения Каралоно-Шаманской вулканической дуги (3 — дациты, риолиты, туфы, туффиты, вулканомиктовые породы, 4 — преимущественно метабазальты и андезиты-базальты); 5 — габброиды муйского комплекса; 6—8 — офиолитовая ассоциация: 6 — метабазальтово-сланцевая надпорожная толща (а — рассланцованные метабазальты, б — углеродисто-кремнистые и глинисто-карбонатные сланцы), 7 — амфиболиты (а) и амфиболитизированные габбро-диабазы (б) Надпорожного массива, 8 — ультрабазиты Парамского массива (а — гарцбургиты, б — дуниты, в — серпентиниты); 9 — отложения усть-парамской толщи (метабазальты, метариолиты, пестроцветные мраморы, туфы, туфогравелиты, туфоконгломераты); 10 — разрывные нарушения (а — надвиги, б — прочие).

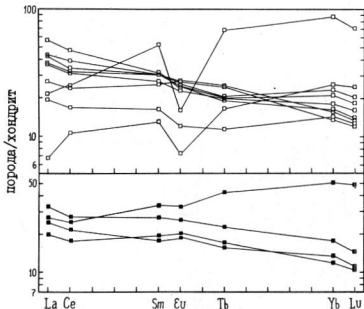


Рис. 15.11. Тренды распределения РЗЭ в метабазальтах надпорожной толщи.

дифференцированными трендами при 40—80-кратном обогащении ЛРЗЭ и 10—20-кратном — ТРЗЭ (рис. 15.11).

Таким образом, метабазальты надпорожной толщи, в отличие от метабазальтов киянской серии, характеризуются типично «океаническими» геохимическими параметрами (см. рис. 15.6—15.8, рис. 15.12), хотя полной аналогии с «примитивными» океаническими базальтами, как и в большинстве офиолитовых ассоциаций мира, не отмечается. Если по составу петрогенных, совместимых и высокочargedных несовместимых элементов, офиолитовые метабазальты очень близки к N-базальтам СОХ, то по содержаниям крупноионных литофильных элементов, в том числе ЛРЗЭ, они ближе к океаническим базальтам Т- и Е-типов, например, Южной Атлантики, Американо-Антарктического хребта. Очень похожие базальты известны в задуговом море Скоша [Кузьмин, 1985]. «Обогащенные» метабазальты надпорожной толщи близки по составу также и к толентам океанических островов.

Таким образом, надпорожная метабазальтово-сланцевая толща Усть-Парамской подзоны по целому ряду геолого-геохимических параметров подобна верхним частям разрезов палео-

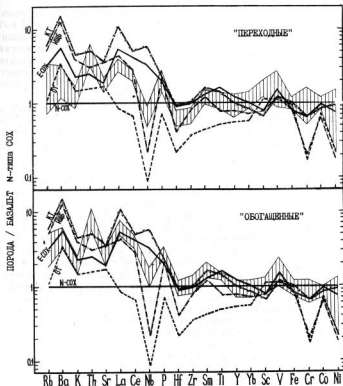


Рис. 15.12. Многоэлементные графики составов метабазальтов надпорож-
ной толщи, нормированные по N-типу базальта COX, в сравнении со средними
составами базальтов некоторых современных геодинамических обстановок.
См. пояснения к рис. 18.8.

океанической коры (слои 1 и 2). Относительная обогащенность метабазальтов толщи некоторыми литофильными элементами, в том числе ЛРЗЭ, может быть обусловлена несколькими причинами: формированием их не в открытом, а в задуговом океаническом бассейне (офиолиты НЗС — «над зоной субдукции» по Пирсу и др., (1987); принадлежностью, по крайней мере, «обогащенных метабазальтов к базальтам океанических островов; неистощенностью древней мантии. В связи с последним напомним, что базальты типа N-MORB для раннедокембрийских офиолитов вообще не характерны.

К западу от Парамского ультрабазитового массива расположен небольшой (длиной около 10 км и шириной от 100 м до 1 км) Надпорожный массив, ранее считавшийся массивом амфиболизированных габброидов муйского комплекса. Надпорожный массив представляет собой тектоническую пластину, в своей южной части вклинившуюся между двумя пластинами надпорожной толщи, а в северной — пододвинутую под ультрабазиты Парамского массива (см. рис. 15.10).

Большая часть массива сложена полосчатыми и массивными амфиболитами, почти полностью утратившими признаки первичной структуры. Кроме преобразований основного этапа — регионального метаморфизма эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, широко проявлены процессы диафтореза, милонитизации и катаклаза. Очень редко в амфиболитах можно наблюдать реликты первичных магматических структур: офитовой, сидеронитовой, кумулятивной, псевдоморфозы амфибола по пироксенам.

В восточной части Надпорожного массива обособляется небольшая линза, сложенная относительно менее метаморфизованными породами, в которых чаще сохраняются реликты офитовой структуры. Эти породы мы называли амфиболизированными габбро-диабазам. В отличие от полосчатых амфиболитов основной части массива, эти породы характеризуются совершенно иными текстурными формами типа линейности. Кроме того, если простираание полосчатости амфиболитов параллельно общему простираанию массива, то простираание линейности в амфиболизированных габбро-диабазх почти перпендикулярно тому и другому.

При изучении составов амфиболитов и амфиболизированных габбро-диабазов обращает на себя внимание их значительное геохимическое сходство с рассмотренными выше метабазами офиолитовой ассоциации, в том числе по составу РЗЭ (см. рис. 15.13). Некоторое отличие заключается только в пониженных концентрациях кремнезема и щелочей, что может быть обусловлено их высокой подвижностью в процессе вторичных изменений. В составе амфиболитов намечаются два геохимически контрастных типа: умеренно и высокотитанистые. Соотношения MgO , Cr , Ni , FeO , V , TiO_2 и других элементов свидетельствуют о происхождении протолитов этих пород из единого источника в процессе эволюции расплава толеитового типа.

По петрохимическому, минеральному составу и структурно-текстурным особенностям амфиболиты Надпорожного массива очень напоминают амфиболиты хребта Палмер Атлантического океана [Канн, 1973], разломной зоны Элтанин Тихого океана [Кашинцев, Жданов, 1981] и особенно хребта Ширшова [Тихий океан] [Кепежинская и др., 1987]. В составе последних по геохимическим характеристикам выделяются те же два типа: высоко- и умеренно титанистые.

Выявление первичной природы амфиболитов Надпорожного массива явилось очень важным моментом в реконструкции нор-

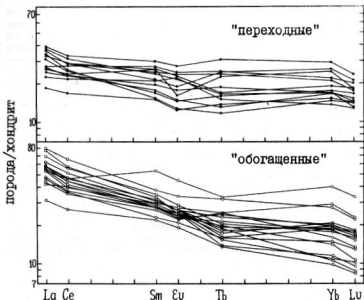


Рис. 15.13. Тренды распределения РЗЭ в амфиболитах (вверху) и амфиболизованных габбро-диабазов (внизу) Надпорожного массива.

мального разреза палеоокеанической коры рассматриваемого региона. В этом аспекте уже сам факт их сходства с амфиболитами современных океанов достаточно красноречив. Генезис океанических амфиболитов многие геологи связывают с динамотермальной переработкой габброндов: кумулятивных серий, верхних габбро и габбро-диабазов [Канн, 1981; Кашинцев, Жданов, 1981; Кепенжинский и др., 1987]. Учитывая это обстоятельство, а также наличие реликтовых структур и текстур, геохимическое сходство амфиболитов и метабазальтов надпорожной толщи, более высокую степень метаморфизма первых, по сравнению со вторыми, мы полагаем, что данные амфиболиты представляют собой сильно метаморфизованные офиолитовые габбро верхнего уровня или верхнюю часть третьего слоя палеоокеанической коры.

Особого внимания заслуживают амфиболизованные габбро-диабазы и амфиболиты восточной части Надпорожного массива. Внешний облик их напоминает пакеты полудаек классических комплексов параллельных даек: в естественных обнажениях можно наблюдать серии из нескольких пластин, в каждой из ко-

торых зернистость амфиболитов постепенно уменьшается в одном и том же направлении, вплоть до микрокристаллической размерности, затем резкий контакт с крупнокристаллической зоной следующей пластины и т. д. Изменения химического состава от краевых микрокристаллических зон к центральным полнокристаллическим зонам пластин очень близки к описанным В. В. Коптевой с соавторами (1984) в плагиофировых дайках офиолитов Баян-Хонгорской зоны Монголии. Однако прямых доказательств существования дайкового комплекса, т. е. характерных для параллельных даек микроструктурных особенностей центральных и краевых зон, вследствие сильной динамотермальной переработки пород обнаружить не удалось, несмотря на тщательное изучение нескольких серий шлифов. Следовательно, проблема дайкового комплекса в офиолитах Муйского сегмента БВП остается открытой, хотя принципиальная важность ее вполне понятна.

Результаты геохимического анализа ультрабазитов Парамского массива однозначно подтверждают ранее полученные выводы о сходстве парамских ультрабазитов с альпинотипными дунит-гарцбургитами или с так называемым четвертым слоем океанической литосферы [Гладких и др., 1988]. Судя по очень низким содержаниям некогерентных литофильных, а также легкоплавких когерентных (V и Fe) элементов, высоким концентрациям тугоплавких элементов (MgO, Cr, Ni, Co) (рис. 15.14), ультрабазиты Парамского массива очень близки к дунит-гарцбургитовым комплексам офиолитов Бей-оф-Айленд, Ред-Маунтин и др. В распределении РЗЭ отмечается V-образный тренд (рис. 15.15), характерный для альпинотипных ультрабазитов многих офиолитовых ассоциаций, например, Семайл в Омане [Pallister, Knight, 1981], массива Сюд в Новой Каледонии [Prinzhofer, Allegre, 1985] и др.

Из сказанного следует, что metabazaltovo-slanцевая надпорожная толща и амфиболиты Надпорожного массива по многим геологическим и геохимическим признакам вполне подходят на роль недостающих звеньев офиолитовой ассоциации, а парамские ультрабазиты естественно занимают свое «законное» место в основании офиолитового разреза. Несмотря на некоторые спорные или нерешенные вопросы, можно считать, что общий разрез этих комплексов в последовательности: метаморфизованные ультрабазиты → амфиболиты (метагабброиды верхнего уровня) → metabazaltы и глубокоководные метаосадки очень близок к классическим разрезам фанерозойских офиолитов и литосферы современных океанов.

Еще раз подчеркнем, что, по нашим представлениям, фрагменты разрезов метаофиолитовой ассоциации в Муйском сегменте вскрываются не в виде протяженного «офиолитового пояса», а в небольших, тектонически расчлененных блоках во фронтальных частях реликтов островных дуг.

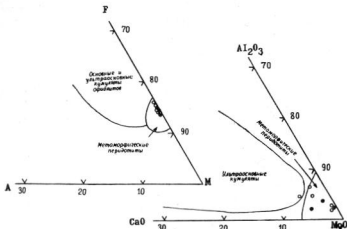


Рис. 15.14. Диаграммы AFM и Al_2O_3 —CaO—MgO для ультрабазитов Парамского массива.

Залитые кружочки — дуниты, не залитые — гарибургиты. Поля на диаграммах — по [Колман, 1979].

Описанный наиболее полный разрез развит в Усть-Парамской подзоне (13, см. рис. 15.3) Каралоно-Шаманской зоны. В Шаманской подзоне (14), кроме перидотитов Шаманского массива, обнаружена только маломощная (50—60 м) пачка амфиболитов и метабазальтов. В Усть-Киянской подзоне (3) вскрываются только ультрабазиты, а в пределах Молодежной подзоны (4) Кияно-Тулдунской зоны полевые работы нами не проводились.

15.3. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ МУЙСКОГО СЕГМЕНТА БАЙКАЛО-ВИТИМСКОГО ПОЯСА

Суммируя сказанное выше, констатируем, что в Муйском сегменте Байкало-Витимского подвижного пояса выделяются ассоциации пород, которые достаточно обоснованно интерпретируются как океанический и островодужный палеогеодинамические комплексы. Они, безусловно, являются важнейшими комплексами-индикаторами для расшифровки палеогеодинамики структур, поскольку первый свидетельствует о раскрытии бассейна до океанической стадии, а второй — о достижении стадии зрелого океана. Присутствие этих палеокомплексов и сходство

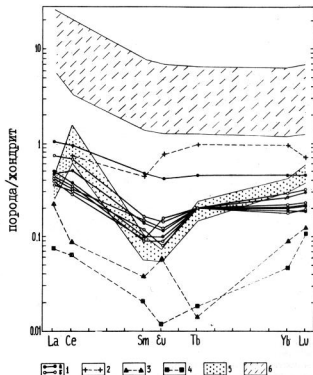


Рис. 15.15. Тренды распределения P39 в ультрабазитах Парамского массива в сравнении с составами ультрабазитов различных геодинамических обстановок.

1 — ультрабазиты Парамского массива (а — дуниты, б — гарибургиты), 2 — перидотит Н-2 о-ва Святого Павла по [Frey, 1970], 3 — средний перидотит офиолитов по [Колман, 1979], 4 — средний дунит по [Frey, 1971], 5 — поле перидотитов офиолитового комплекса Семайл (Оман) по [Pallister, Knight, 1981], 6 — поле перидотитов о-ва Святого Павла по [Frey, 1970].

их с фанерозойскими аналогами является достаточным основанием для вывода о правомерности актуалистического анализа и разработки плитотектонической модели, основанной на положениях классического цикла Уилсона.

В результате анализа латеральных рядов палеогеодинамических комплексов в Муйском сегменте БВП можно выделить фрагменты трех тектонически сближенных и смятых палеоостровов-

дужных систем: Кияно-Тулдунской, Каралоно-Шаманской и Мамаканской (см. рис. 15.3). Первые две простираются параллельно в северо-западном направлении, третья является их западным продолжением. Границами между палеоостроводужными системами служат сутуры, выраженные крупными тектоническими зонами и маркируемые выходами офиолитов.

В строении Кияно-Тулдунской палеоостроводужной системы выделяются фрагменты собственно вулканической дуги (Киянская и Тулдунская подзоны, 1 и 2 на рис. 15.3), выступы континентального основания дуги (подзоны 5—8), а также аккреционных призм (офиолиты Усть-Киянской и Молодежной подзон, соответственно, 3 и 4 на рис. 15.3).

В составе Каралоно-Шаманской палеоостроводужной системы, кроме аккреционных призм, представленных офиолитами Усть-Парамской (13) и Шаманской подзон (14), обособляются фрагменты фронтальной, центральной и тыловой частей дуги. Фронтальная и тыловая части сложены вулканогенно-осадочными образованиями, соответственно, Каменской (9) и Каралонской (10) подзон. Центральная часть — Таллаинская подзона (11) представлена преимущественно интрузивными фациями. К фронту вулканической дуги причленен небольшой фрагмент осадочного выполнения преддугового прогиба — Пановская подзона (12), выполненная флишево-турбидитными туфогенно-глинисто-карбонатными слабо метаморфизованными осадками.

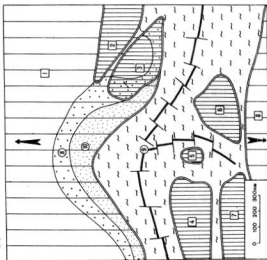
Терригенно-карбонатные отложения Делюн-Уранской зоны (16) реконструируются как осадки задугового бассейна. Высокотитанистые метабазальтоиды Каралонской подзоны, вероятно, представляют комплекс базитового основания задугового бассейна.

С учетом всего комплекса приведенных выше данных, а также материалов других исследователей, последовательность формирования Муйского сегмента Байкало-Витимского пояса представляется в следующем виде.

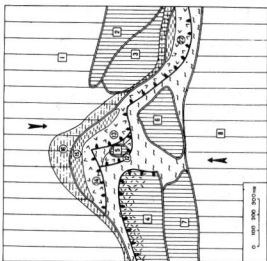
Начальному этапу раскола континентальной коры протоконтинента (архей Муйской и других глыб), возможно, соответствует континентально-рифтовый комплекс Круторучейной подзоны (6). К этому комплексу относится контрастно дифференцированная серия высокотитанистых метабазальтов и калиевых метариолитов с прослоями пестроцветных мраморов, туфов, туфогравелитов и туфоконгломератов, включаемых А. З. Кониковым, Л. В. Травинным в состав усть-парамской толщи и определяемых ими как образования континентальных рифтов.

Дальнейшее развитие процессов растяжения земной коры привело к образованию бассейна с корой океанического типа (рис. 15.16, а). Одновременно на «плечах» палеорифта накапливались олистостромовые и глинисто-карбонатные образования парамской и усойской серий, которые могут диагностироваться либо как осадочные отложения континентальных рифтов, либо

a)



б)



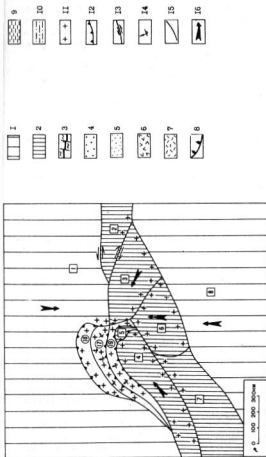


Рис. 15.16. Палеогеодинамические схемы этапов развития Байкало-Витимского пояса в протерозое: *А* — молодого океана, *Б* — зрелого океана, *В* — континентальной коллизии.

1 — континенты; 2 — микроконтиненты; 3 — океанические бассейны и срединно-океанические хребты; 4—5 — шельфы пассивных окраин континентов; 6 — вулканические островные дуги; 7 — активные окраины континентов; 8 — палеозоны Бельюфа; 9—10 — задуговые бассейны (9 — глубоководные котловины, 10 — шельфы); 11 — гранито-гнейсовые и гранитные пояса; 12—13 — коллизионные швы; 12 — надвиговые, 13 — сдвиговые; 14 — направления опрокидывания складчатых структур; 15 — границы тектонических блоков; 16 — направления векторов сжатия и растяжения.

Цифры на схеме — структуры: 1—8 — континенты, микроконтиненты, блоки (1 — Сибирский, 2 — Становой, 3 — Каларо-Могочинский, 4 — Баргузино-Витимский, 5 — Муйский, 6 — Читинский, 7 — Хилокский, 8 — Тувино-Монгольский); 9 — Байкало-Витимский океанический бассейн, 10—11 — шельфы пассивной окраины континента (10 — Бодайбинско-Удоканский, 11 — Чуйско-Угуйский), 12—14, 22 — вулканические островные дуги (12 — Каллио-Туадунская, 13 — Каратоно-Шаманская, 14 — Мамаканская, 22 — Амазар-Гилуйская); 15 — Делюн-Уранский задуговой бассейн, 16 — Бодайбинский шельф окраинного моря, 17—19 — коллизионные зоны (17 — Мамско-Бодайбинская, 18 — Чуйско-Нечерская, 19 — Байкало-Витимская).

как отложения континентального склона и подножия континента. На погружившейся окраине палеоконтинента (шельф пассивной окраины) происходит накопление терригенно-карбонатных толщ патамской серии.

В ходе дальнейшей эволюции бассейн достиг стадии зрелого океана. В зоне сочленения Байкало-Витимский палеоокеан — Сибирский палеоконтинент образуются, по крайней мере, три островные дуги: Кияно-Тулдунская, Каралоно-Шаманская и Мамаканская. Внутренняя часть Байкальской горной области, не входящая в рамки рассматриваемой территории, сложена, в основном, также вулканоплутоническими сериями. Они недостаточно изучены, в связи с чем изображены на геодинамической схеме (см. рис. 15.3) как образования неясного происхождения. Вероятно, они также представляют собой образования древней активной окраины Байкало-Витимского палеоокеана, но, возможно, уже южной (Баргузино-Витимской).

В результате заложения системы островных дуг Бодайбинский шельф пассивной окраины без существенной структурной перестройки преобразуется в шельф активной окраины. Между шельфом и островными дугами образуется Делюн-Уранский задуговой бассейн (16). Бодайбинский шельф и Делюн-Уранский задуговой бассейн фактически представляли собой единый морской бассейн с преимущественно осадочным типом седиментации. Сиалическая кора в основании Делюн-Уранского задугowego бассейна была, вероятно, существенно утонена или полностью «расташена». Погребенный под флишево-турбидитными осадками комплекс базитового основания задугowego бассейна частично выходит на поверхность только в тыловой части Каралоно-Шаманской вулканической дуги (высокотитанистые метабазальтоиды Каралонской подзоны). Актуалистическим аналогом Бодайбинско-Делюн-Уранского тылового бассейна может служить современное Охотское море с его сиалическим основанием в центральной и северной частях и относительно глубоководной впадиной с корой океанического типа в юго-восточной части.

На заключительном этапе протерозойского цикла формирования БВП (см. рис. 15.16, в) островные дуги, микроконтиненты, задуговые бассейны и шельф в результате коллизии Сибирского и Баргузино-Витимского палеоконтинентов подвергались интенсивному раздавливанию и приняли участие в формировании покровно-складчатых сооружений. В глубоко погруженных в процессе коллизии сегментах земной коры формировались граниты и гранито-гнейсы мамско-оронского и чуйско-кодарского комплексов. Ложе Байкало-Витимского палеоокеана практически полностью было поглощено в зонах субдукции. Только в сильно деформированных остатках аккреционных призм островных дуг сохранились небольшие фрагменты океанической коры.

15.4. ВЫВОДЫ

Исследования Муйского сегмента протерозойского Байкало-Витимского пояса показывают, что здесь существуют структурно-вещественные комплексы, очень близкие по целому ряду геолого-геохимических характеристик комплексам современных островных дуг и разрезам океанической коры. Это обстоятельство предопределяет правомерность актуалистического подхода при расшифровке палеогеодинамики рассматриваемого сегмента земной коры. В результате такого подхода в Муйском сегменте БВП возможно установление полных латеральных и вертикальных рядов геодинамических комплексов, соответствующих общей плитотектонической модели (циклу Уилсона) — от континентально-рифтовой стадии раскола протоконтинента, через океанический и субдукционный этапы, до стадии закрытия Байкало-Витимского палеоокеана и столкновения Сибирского и Баргузино-Витимского палеоконтинентов.

Подчеркнем методические особенности проведенного исследования, технологическая цепочка которого включала следующие этапы:

1. Анализ литературных данных и выделение важнейших геодинамических комплексов-индикаторов.
2. Разработка предварительной геодинамической модели.
3. Планирование исследований.
4. Полевые работы (комплексные литолого-фациальные, структурные и другие виды геологического исследования с геохимическим опробованием магматических пород важнейших геодинамических комплексов).
5. Анализ и обобщение новой геологической и геохимической информации.
6. Разработка интегральной геодинамической модели.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Булгагов А. Н. Соотношение метаморфических серий добайкальского и байкальского этапов развития в Средневитимской горной стране // Геология и геофизика. 1978. № 8. С. 116—119.
- Булгагов А. Н. Тектонотип байкалид. Новосибирск: Наука, 1983. 193 с.
- Геология дна Филиппинского моря. Под ред. А. В. Пейве. М.: Наука, 1980. 261 с.
- Гладких В. С., Гусев Г. С., Песков А. И. и др. Перидотиты Парамского массива (Байкало-Патомская область) // Сов. геология. 1988. № 5. С. 89—96.
- Грачев А. Ф., Федоровский В. С. Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги? // Геотектоника. 1980. № 5. С. 3—24.
- Гусев Г. С., Песков А. И., Соколов С. К. Палеогеодинамика Муйского сегмента протерозойского Байкало-Витимского пояса // Геотектоника. 1992. № 2. С. 72—86.
- Добреев Н. Л. Офиолиты и проблема Байкало-Муйского офиолитового

- пояса//Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1983. С. 11—18.
- Добржинецкая Л. Ф. Существует ли полный разрез офиолитовой ассоциации в Северном Прибайкалье?//Геотектоника. 1982. № 5. С. 32—44.
- Добржинецкая Л. Ф. Петрохимия и геохимия вулканогенных и plutонических базит-гипербазитовых пород Байкало-Витимского зеленокаменного пояса раннего протерозоя//Геохимия. 1985. № 7. С. 930—945.
- Канн Дж. Р. Петрология основания хребта Палмер в северо-восточной части Атлантического океана//Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 154—167.
- Кашинцев Г. Л., Жданов В. В. Амфиболитовые сланцы зоны разлома Элтанин (Тихий океан)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 8. С. 28—37.
- Кекежинская В. В., Картавченко В. Г. Вещественный состав мафит-ультрамафитовой формации метаофиолитов Байкало-Муйского пояса//Происхождение и эволюция магматических формаций в истории Земли. Тез. докл. VII Всесоюз. петрогр. совещ. Т. 3. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. С. 118—120.
- Кекежинская К. Б., Кекежинская В. В., Зайцев Н. С. Эволюция земной коры Монголии в докембрии—кембрии. М.: Наука, 1987. 168 с.
- Клитин К. А., Домнина Е. А., Риле Г. В. Строение и возраст офиолитового комплекса Байкало-Витимского поднятия//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1975. Т. 80, № 1. С. 82—94.
- Колман Р. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
- Коптева В. В., Кузьмин М. И., Тормутогов О. Строение верхней части разреза офиолитов Баян-Хонгорской зоны Монголии//Геотектоника. 1984. № 6. С. 39—54.
- Кузьмин М. И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 200 с.
- Кушев В. Г. Байкальская горная область как пример древней зоны сочленения литосферных плит//Геология и геофизика. 1976. № 8. С. 11—25.
- Леонов М. Г. Олистохромы в структуре складчатых областей//Труды ГИН АН СССР. 1981. Вып. 344. 175 с.
- Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
- Митрофанов Г. Л., Синцов А. В., Корчагин В. П. Геодинамические обстановки рифа юга Восточной Сибири (с позиции тектоники плит)//Геология, тектоника, петрология и рудоносность докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Геохронология. Тез. докл. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1987. С. 32—33.
- Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. 336 с.
- Пирс Дж. А., Липпарт С. Дж., Роберт С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции//Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134—165.
- Салон Л. И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра. 1964 — т. 1, 516 с.; 1967 — т. 2, 700 с.
- Сондерс А. Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах//Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 102—133.
- Федоровский В. С. Нижний протерозой Байкальской горной области. М.: Наука, 1985. 200 с.
- Шараськин А. С., Злобин С. К., Кузнецова С. Я. Геохимические особенности офиолитов желоба Тонга//Океанический магматизм, эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986. С. 241—249.
- Шарков Е. В., Цветков А. А. Магматические серии и геодинамические режимы океанов и континентов//Океанический магматизм: эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986. С. 6—25.
- Beccaluva L., Ohnenstetter P., Ohnenstetter M. Geochemical discrimination between ocean-floor and island-arc tholeiites//Can. J. Earth Sci., 1979. V. 19, № 1. P. 290—300.
- Bougault H., Trevil M., Joron J. L. Trace elements in basalts from 23 N

and 36 N in Atlantic Ocean: fractional crystallization and heterogeneity of the upper mantle//Initial reports of the DSDP. Wash. (D. C.). 1979. V. 45. P. 493—506.

Frey F. A. Rare earth and potassium abundances in St. Paul rocks//Earth Planet. Sci. Lett. 1970. V. 7, № 4. P. 351—360.

Frey F. A., Haskin L. A., Haskin M. A. Rare earth abundances in some ultramafic rocks//J. Geophys. Res. 1971. V. 76, № 8. P. 2057—2070.

Gill J. B. Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin, Springer—Verlag, 1981, 390 p.

Humphris S. E., Thompson G., Schilling J. G., Kingsley R. H. Petrological and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge between 46 S and 32 S: influence of the Tristan da Cunha mantle plume//Geochim. Cosmochim. Acta. 1985. V. 49, № 6. P. 1445—1464.

Irvine T. N., Barragar W. R. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks//Can. J. Sci. 1971. № 8. P. 523—548.

Kontinen A. An Early Proterozoic ophiolites — the Jormua mafic-ultramafic complex, Northeastern Finland//Precamb. Res. 1987. V. 35. P. 313—341.

Le Roex A. P., Dick H. J. B., Erlank A. J. e. a. Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along southwest Indian ridge between the Bouvet triple Junction and 11 Degrees East//J. Petrol. 1983. V. 24. P. 267—318.

Le Roex A., Dick H., Frey F. e. a. Petrology and geochemistry of basalts from the American-Antarctic Ridge, Southern Ocean: implications for the westward influence of the Bouvet mantle plume//Contrib. Miner. Petrol. 1985. V. 90. P. 367—380.

Pallister S. S., Knight R. S. Rare earth element geochemistry of the Samail ophiolite near Ibra, Oman//J. Geophys. Res. 1981. V. 86, № B4. P. 2673—2697.

Pearce J. A., Alabaster T., Shelton A. W., Scarle M. P. The Oman ophiolite as a cretaceous arc-basin complex: evidence and implications//Philos. Trans. Roy Soc. London. 1981. № 300. P. 299—317.

Pearce J. A., Cann J. R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses//Earth Planet. Sci. Lett. 1973, № 1. P. 290—300.

Prinzhofer A., Allegre C. J. Recidual peridotites and the mechanisms of partial melting//Earth Planet. Sci. Lett. 1985. V. 74, № 2/3.

Mahnes G., Allegre C., Dupre E., Hamelin B. Lead isotope study of basic-ultrabasic layered complexes: speculations about the age of the Earth and primitive mantle characteristics//Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 47. P. 370—382.

Weaver S. L., Saunders A. D., Tarney J., Pankhurst R. J. A geochemical study of magmatism associated with initial stages of back-arc spreading//Contrib. Miner. Petrol. 1979. V. 68, № 2. P. 151—169.

Whitford D. J., Nicholls I. A., Taylor S. R. Spatial variations in the geochemistry of Quaternary lavas across the Sunda arc in Java and Bali//Contrib. Miner. Petrol. 1979. V. 70, № 3. P. 341—356.

Часть 6
**НЕКОТОРЫЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ
АСПЕКТЫ ГЕОДИНАМИКИ
РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ**
*(Возможные новые концептуальные
подходы к проблеме)*

**Глава 16. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ
ГЕОДИНАМИКИ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ
НА ПРИМЕРЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО
КОРООБРАЗОВАНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО
БЕЛОМОРЬЯ**

Развитие идей теории тектоники литосферных плит позволило с актуалистических позиций подойти к исследованию эволюции континентальной литосферы. Однако применение принципов актуализма к познанию эволюции континентальной коры не всегда в достаточной мере учитывает нелинейный характер развития планеты, а большинство споров между сторонниками этого подхода с приверженцами представлений об уникальности геологических процессов в раннем докембрии сводится к выявлению приоритетов латеральных и вертикальных движений земной коры того времени. Теоретический подход к изучению геологических процессов корообразования на самых ранних этапах становления континентальной коры совмещает в себе общие положения физической модели глобальной эволюции Земли и учитывает влияние наиболее общих закономерностей ее развития не только на характер проявления процессов, но и на механизм их взаимодействия в пределах конкретного объекта.

Нелинейный характер эволюции Земли в значительной мере затрудняет выявление закономерностей развития отдельных ее геосистем, одной из которых является континентальная кора. Эволюция во времени (от начальных этапов зарождения около 3,8 млрд лет назад и до сегодняшнего дня) факторов, влияющих на развитие континентальной коры, привела к возникновению современных механизмов ее формирования. Изменением энергетического баланса Земли, которое выражалось в выделении эндогенной энергии, объясняется эволюция характера излучения

Землей теплового потока. По оценкам А. М. Гудвина (1984), тепловой поток в архее, в интервале 3,8—2,5 млрд лет назад в целом был в 2,5—4 раза выше, чем в настоящее время. Оценки О. Г. Сорохтина [Сорохтин, Ушаков, 1991] имеют более конкретный характер и показывают, что излучаемый Землей тепловой поток в указанном интервале времени составлял от 5 до $24 \cdot 10^{20}$ эрг/с, тогда как сегодня он не превышает $\approx 4 \cdot 10^{20}$ эрг/с. Естественно предположить, что тектоническая активность Земли в раннем докембрии была значительно более высокой. Литосферные плиты, формирующиеся за счет остывания и полной кристаллизации частично расплавленного вещества астеносферы мантии, имели в это время гораздо меньшую мощность. В результате этого в архее поверхностная оболочка Земли была представлена тонкими и относительно мелкими литосферными плитами. Высокий тепловой поток должен был привести к существованию в мантии преимущественно тепловой конвекции, которая характеризовалась мелкочаечистой структурой, кардинально отличавшейся от современной химико-плотностной. В местах сгущения тонких базитовых плит, их проседания и частичного плавления возникали зародыши будущих континентов. Этот процесс происходил без субдукции океанических плит, ввиду их малой мощности, и, по-видимому, был сходен с явлением торошения льда. Агрегация силикатического материала, включая наращивание плит снизу, имела следствием появление небольших континентальных плит, а затем и мегаблоков мозаичного строения в конце архея, возникших в результате их слипания [Рингвуд, 1981; Тейлор, Мак-Леннан, 1988; Сорохтин, Ушаков, 1991].

Выполненная автором (1989) качественная математическая оценка процессов эволюции континентального корообразования позволила выявить и обосновать неоднородность строения континентальной литосферы в раннем докембрии. Мощный тепловой поток через континентальную кору должен был приводить к возникновению в нижних ее частях слоя, в котором широко проявлялись процессы частичного плавления субстрата коры. Его мощность могла достигать 20—30 км при общей мощности коры, близкой к современной (около 40 км). Таким образом, раннедокембрийскую континентальную литосферу можно представить в виде «слоеного пирога», образованного различными по физико-химическим параметрам средами, которые закономерно располагались в пространстве. Верхнюю позицию занимал жесткий кристаллический слой коры, ниже располагался высокопластичный слой нижней коры. Еще ниже залегал слой жесткой и полностью раскристаллизованной подкоровой литосферы, который покоился на частично расплавленном субстрате астеносферы мантии. Такое строение континентальных литосферных плит было характерно только для раннего докембрия и существенно отличается от современного.

Существовавший в низах коры высокопластичный слой ха-

рактизовался своими особенностями и впервые был отмечен К. О. Кратцем и Ф. П. Митрофановым (1980) в качестве корово-астеносферного или астенолинзового слоя. Наши исследования показали, что коровая астеносфера (астенолинза) — это способный к вязкому или пластическому течению нижний слой континентальной коры, характеризующийся процессами частичного плавления силикатического вещества и находящийся в условиях неустойчивого температурного равновесия.

Теория тектоники литосферных плит обобщает огромный накопленный багаж геологических знаний и с успехом решает многие проблемы, поставленные природой в ранг труднопознаваемых. Развитие этой теории связано с изучением, в основном, поздних этапов истории Земли и подтверждается фактологическим материалом, собранным при изучении вещественных комплексов, фанерозоя. В связи с этим были выработаны критерии научности в описании закономерностей развития поверхностной оболочки Земли, которые стали называться геодинамикой (геодинамическим анализом). Под геодинамикой понимается наука о процессах развития твердой Земли [Океанология..., 1979]. Однако такой подход практически полностью перекрывает классическое понимание термина «тектоника» и не вносит существенного вклада в понятийную базу научного познания закономерностей глобальной эволюции Земли. В настоящее время подобная трактовка термина широко развита в литературе, но, по-видимому, ничего кроме терминологической путаницы не приносит.

В процессе развития геодинамики как научной дисциплины были определены причинно-следственные связи поверхностных явлений и порождающих их глубинных процессов. Л. П. Зонешайн и А. М. Карасик сформулировали другое определение термина «геодинамика» в предисловии к книге «Современные проблемы геодинамики» (1984). «Геодинамика — научная дисциплина, которая изучает глубинные силы и процессы, возникающие в ходе эволюции Земли как планеты и обуславливающие движения масс и перенос энергии внутри Земли и в верхних ее оболочках.» Сопоставление этого определения с понятием «тектоника» указывает на определенную их соподчиненность, которая выражается в том, что тектоника — поверхностное проявление геодинамики. Отсюда вытекает, что под термином «геодинамика» следует понимать науку о глубинных землях и явлениях, влияющих на верхнюю, жесткую оболочку Земли и вызывающих в ней тектонические процессы. Тогда геодинамический режим — это особый тип движений глубинных оболочек Земли, которые могут быть реконструированы по совокупности закономерных признаков, позволяющих воспроизвести порождающие эти движения силы и процессы, выявить механизмы их взаимодействия и определить степень их влияния на поверхностные тектонические процессы. Не следует забывать, что при классическом определении понятия «тектонический режим» подчеркиваются выявленные причинно-следствен-

ные связи геодинамики и тектоники и под этим термином подразумевается преобладающий тип тектонических движений и деформаций в основных структурных областях земной коры, длительно в них сохраняющийся.

Уникальная особенность строения континентальной коры в раннем докембрии состояла в сосуществовании двух различных по физико-химическим параметрам сред внутри нее. Это позволяет предположить наличие внутри коры уровня проявления геодинамических процессов, характеризующих определенные геодинамические режимы. Поверхностный же жесткий слой коры был областью сосредоточения тектонических событий. Различная степень эродированности блоков коры, тектонические процессы и ряд других факторов, по-видимому, и определили мозаичное строение архейских континентальных плит. Гипотетический разрез архейской коры характеризовался закономерно проявленной в пространстве вертикальной зональностью процессов, каждый из которых должен был соотноситься определенным образом с другими. Не менее важной причиной мозаичного строения архейских мегаблоков является сочленение в процессе эволюции мелких блоков коры, до определенного момента развивавшихся самостоятельно и имевших только им присущие особенности. Это подразумевает латеральную изменчивость проявления процессов в пространстве, каждый из которых в пределах единичного блока коры являлся составной частью вертикальной зональности. К такого рода процессам можно отнести процессы структурообразования, метаморфизма, процессы, определяющие изменчивость проявления и характер флюидного режима. Учитывая неравномерность выведения на поверхность глубинных уровней коры в результате различных тектонических событий, а также ее денудации, следует с большой осторожностью восстанавливать эволюционную цепь событий в каждом отдельном блоке и коррелировать эти события в пространстве. Столь сложная картина наложения двух типов зональности в значительной мере затушевывает истинную картину эволюции геосистем при их изучении.

Одной из главных целей региональных исследований раннего докембрия является выявление закономерностей развития процессов корообразования и реконструкция частично расплавленного слоя в нижней части архейской коры конкретного региона. При этом необходимо оценить как можно большее число возможных проявлений геодинамических режимов в коровой астенотинизе и, по возможности, их взаимодействие с процессами подкоровых областей, а также верхнего слоя коры.

Пользуясь методом аналогий и математически моделируя эти процессы, с некоторой долей допущения можно указать, например, на прямую связь геодинамического режима внутрикоровой конвекции и процесса воздымания соответствующих блоков континентальной коры, приводящего к интенсивной денудации поверхности. Такая связь представляется реальной, если учесть

что конвектировавшее в нижней коре сиалическое вещество поднималось в областях восходящих потоков и растекалось в стороны к нисходящим ветвям течений. Нагнетание избыточного тепла над восходящим потоком, а также возникновение сил трения на границе слоев могли порождать не только разрывающие усилия в верхнем кристаллическом слое коры, но и воздымание центральных частей блока.

Исследование возможных способов взаимодействия тектонических и геодинамических режимов позволяет обратиться к созданию новой классификации режимов, в которой будут отражены вертикальные и латеральные ряды их изменчивости. В предлагаемом ниже примере геология одного из районов Кольского полуострова использована в качестве ключевого региона, так как в результате экзогенных и эндогенных процессов на дневную поверхность здесь выведены различные по глубинности и характеру эволюции срезы коры и, возможно, отдельные фрагменты подкоровой литосферы.

Пример иллюстрирует попытку соединения результатов математического моделирования геодинамических процессов и изучения конкретного геологического объекта. Такой подход к исследованию геодинамики раннего докембрия позволяет с определенной степенью достоверности прогнозировать стиль развития конкретной геодинамической системы в пространстве и времени.

ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

Согласно модели О. Г. Сорохтина [Сорохтин, Ушаков, 1991], которая описывает глобальные закономерности развития Земли, тектоническая активность в архее в основном генерировалась процессом зонной дифференциации земного вещества. Этот процесс постепенно привел к появлению и увеличению в объеме (вплоть до современного) мантийного слоя Земли. Высокие значения теплового потока приводили к перегреву вещества верхней мантии, в результате чего в этой геосфере должна была действовать интенсивная тепловая конвекция. Над восходящими потоками, как и в настоящее время, формировалась кора базит-гипербазитового состава, а над нисходящими происходило ее торошение, метаморфизм и частичное переплавление. Исследования С. Тейлора и С. Мак-Леннана (1988), Я. Вейзера (1980), О. Г. Сорохтина [Сорохтин, Ушаков, 1991] и ряда других исследователей, посвященные скорости накопления массы континентальной коры, указывают на относительно малые ее объемы, сформированные в раннем и среднем архее. Эти оценки позволяют предполагать, что поверхность Земли в то время представляла

собой мозаику быстро двигавшихся базитовых плит, которые перемещались в пределах конвективных ячеек бенаровского типа. В узлах сочленения этих ячеек, по-видимому, и возникали условия формирования зародышей будущих континентов.

Согласно теоретическим оценкам изменение механизма дифференциации земного вещества после выделения ядра мантии в конце архея (2,7—2,6 млрд лет назад) привело к резкой смене геодинамических режимов развития нашей планеты [Сорохтин, Ушаков, 1991]. При этом предполагается, что данный рубеж ознаменовал переход от геодинамики архея к тектонике литосферных плит протерозоя и фанерозоя.

В основу предлагаемой модели положены математические расчеты, позволяющие с определенной степенью достоверности оценить особенности эндогенных и экзогенных процессов при формировании древнейшей коры континентального типа. Существовавший в архее значительный перегрев вещества мантии [Hynes, 1982; Ringwood, 1975; Конди, 1983] предопределял существование, как уже упоминалось, преимущественно тепловой конвекции, которая должна была характеризоваться наличием устойчивых мелких ячеек. По расчетам Чандрасекара [Chandrasekhar, 1961], при медленной тепловой конвекции в однородном вязком сферическом слое мощностью H с внешним радиусом R размеры конвективных ячеек полностью определяются относительной мощностью слоя H/R . При постоянстве отношения H/R число ячеек в слое постоянно. Этот вывод представляется очень важным и позволяет объяснить отсутствие надежных признаков больших перемещений континентальных плит в архее. Таким образом, получается, что зарождающийся и эволюционирующий блок коры континентального типа в течение почти всего архея (с момента зарождения и до приблизительно 3,1 млрд лет [Конди, 1983]) мог занимать относительно постоянное местоположение на сфере. В случае увеличения отношения H/R во времени число ячеек уменьшается и для оболочки, отвечающей современным размерам мантии Земли, их число становится равным пяти. Даже если в архее процесс эволюции конвективных течений развивался путем уменьшения количества ячеек, это не могло приводить к сколько-нибудь значительным перемещениям микроконтинентов, так как они должны были ограничиваться расстояниями, не превышающими радиуса ячеек, образующейся за счет слияния более мелких структур.

Формировавшиеся в архее тонкие океанические литосферные пластины должны были иметь существенно меньшую плотность, чем вещество мантии. По всей видимости, они не могли при этом погружаться в мантию ниже уровня эклогитизации (50—100 км). Этот механизм вполне объясним, если учесть, что мощность литосферной плиты зависит от ее возраста и температуры подстилающего слоя. Исходя из современных параметров мощности океанических литосферных плит, которые в среднем соответствуют зна-

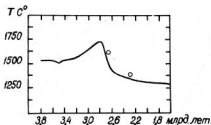


Рис. 16.1. Температурная эволюция верхней мантии, приведенная к поверхности [Сорохтин, 1989]. Кругами отмечены данные по [Hynes, 1982].

чению 60 км при скорости дрейфа 5—10 см/год и $T_m \approx 1300^\circ\text{C}$ (T_m — температура верхней мантии, приведенная к поверхности), можно предположить, что в раннем докембрии при $T_m \approx 1600^\circ\text{C}$ и скоростях дрейфа 50—70 см/год мощность базитовых литосферных плит отвечала значениям 10—20 км. Однако плита с такой мощностью просто не могла бы погрузиться на значительные глубины, не испытав механического разрушения при изгибе. Кроме того, на глубинах до 50—100 км при значительном перегреве вещества мантии такая плита должна была претерпеть процесс практически полного переплавления. Эти оценки указывают на специфичность условий в зонах сжатия на поверхности архейской Земли и приводят к предположению об отсутствии в то время зон субдукции современного типа. Их роль, по-видимому, выполняли области скупивания или торожения базитовых литосферных плит (пластин).

Появившиеся в последнее время теоретические оценки зависимости температуры мантии от возраста Земли [Сорохтин, Ушаков, 1989; Hynes, 1982] (рис. 16.1) позволяют произвести расчеты распределения температур в верхних ее слоях на каждый отдельный момент времени. Они основываются на решении дифференциального уравнения теплопроводности [Магницкий, 1965].

$$C_p \rho \frac{dT}{dt} = \frac{d}{dz} \left[\lambda \frac{dT}{dz} \right] + \Theta, \quad (1)$$

где $T(z, t)$ — температура среды; ρ — плотность среды; C_p — теплоемкость вещества при постоянном давлении; Θ — объемная плотность источников радиогенного тепла в среде; λ — удельная теплопроводность вещества; t — время; Z — вертикальная координата, направленная сверху вниз от земной поверхности.

При решении уравнения (1) следует учитывать, что из мантии поступает глубинный тепловой поток q_m . Тогда температуру в литосфере (или коре) на глубине Z в момент времени t можно определить, как

$$T = T(z, t) + T_0 + \frac{q_m}{\lambda} Z, \quad (2)$$

откуда

$$T(z, t) = T - [T_0 + \frac{q_\pi}{\lambda} Z], \quad (2')$$

где T_0 — температура на поверхности Земли или на любом исходном уровне с заданной температурой.

Поскольку в этой работе принято горизонтально-слоистое представление среды, решение уравнения (1) целесообразно искать отдельно для каждого из выделенных слоев. При этом в пределах таких слоев можно полагать значения определяющих параметров ρ , C_p , λ , Θ постоянными. Если к тому же пренебречь скачками температуры на границах фазовых переходов в конвектирующей среде (при малых скоростях), то можно произвести сшивку отдельных частных решений в общее.

В связи с высокими значениями тепловых потоков в архее как глубинного, так и радиогенного, следует ожидать, что жестким и полностью раскристаллизованным оставался лишь тонкий верхний слой континентальной коры. В противоположность этому, алюмосиликатное и относительно водосодержащее вещество нижней коры при температурах около 600°C могло находиться в состоянии частичного плавления (мigmatизации) и быть охваченным конвективными движениями. При этом доля жидкой фазы могла быть очень незначительной, всего 5—7 %. Подстилающее же кору ультраосновное и тугоплавкое ($T_s > 1100^\circ\text{C}$) вещество подкоровой литосферы могло оставаться в жестком состоянии. Однако еще глубже, на подошве литосферы, и это вещество должно было плавиться, переходя в пластичное состояние астеносферного слоя.

Для определения предельной мощности жесткого слоя верхней коры воспользуемся стационарным решением уравнения (1) при $dT/dt=0$ (выход на стационарное распределение температуры в пределах верхней коры происходит уже через 20—30 млн лет после образования самой коры). В этом случае

$$\lambda \frac{dT}{dZ} = -\Theta Z, \quad (3)$$

откуда

$$T_0 - T = -\frac{\Theta}{\lambda} Z^2, \quad (3')$$

или с учетом идущего из мантии теплового потока (2') находим

$$T - T_0 = \frac{q_\pi}{\lambda} Z + \frac{\Theta}{\lambda} Z^2. \quad (4)$$

Удельную теплогенерацию радиоактивных элементов можно выразить через тепловой поток радиогенного происхождения:

$$\Theta = q_R/h,$$

где h — толщина слоя, в котором сосредоточены радиоактивные элементы. Естественно теперь предположить, что большая часть радиоактивных элементов оказывается сосредоточенной в верхней коре благодаря их выносу из нижней ее части конвективными течениями. Подобно процессам, происходящим в мантии Земли, характер перераспределения радиогенных элементов в нижней коре архея вытекает из того, что радиогенные изотопы относятся к литофильной группе химических элементов. Такое их свойство определяет направление миграции при дифференциации вещества нижней коры. Поэтому радиоактивные элементы накапливаются только там, где возникают наибольшие объемы (концентрации) алюмосиликатов с повышенным содержанием кремнезема. Такими областями в разрезе архейской коры, по-видимому, были зоны перехода от нижнего, частично расплавленного слоя, к верхнему — кристаллическому.

Поэтому примем $h \approx h_{\text{ак}}$. Тогда,

$$T - T_0 = \frac{q_m}{\lambda} Z + \frac{q_R \cdot Z^2}{\lambda} \quad (4')$$

Мощность же жесткой верхней коры теперь находится из простого соотношения:

$$h_{\text{ак}} \approx \lambda \frac{T_s^* - T_0}{(q_m + q_R)} \quad (4'')$$

где $T_s^* \approx 600^\circ\text{C}$ — температура солидуса водосодержащих коровых пород при давлениях $p > 2,5\text{—}3$ кбар.

Судя по кислородно-изотопным определениям [Knauth, Lowe, 1978; Perry, Tap, 1972] и теоретическим построениям [Сорохтин, 1990], в архее существовал исключительно жаркий климат с приземной температурой, близкой к $T_0 \approx 100^\circ\text{C}$. Если теперь принять для архея $q_m + q_R \approx (1,5\text{—}2) \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с и $\lambda \approx 5 \times 10^{-3}$ кал/см·с, то в этом случае по уравнению (4'') легко определить, что мощность верхней (жесткой) коры с температурой $T < 600^\circ\text{C}$ в архее не превышала 10—13 км. Ниже этого жесткого слоя повсеместно было $T > 600^\circ\text{C}$ и, следовательно, вещество в нижней коре действительно находилось в пластичном состоянии.

Динамическую вязкость вещества нижней коры в архее можно оценить по известному закону Аррениуса

$$\eta = \eta_0 e^{\omega/RT} \quad (5)$$

где $\eta_0 \approx 10^{-5}$ П — вязкость предельно перегретого расплава, $R \approx 2$ кал/моль·град — газовая постоянная, ω — энергия активации вязкого течения. По оценкам Л. И. Лобковского (1989) для современной нижней коры можно принять $\eta \approx 10^{21}\text{—}10^{22}$ П, температура же коровых пород в низах современной коры не превышает 400°C . Тогда по выражению (5) определим, что $\omega \leq 80\text{—}$

84 ккал/моль. В этом случае по той же формуле находим, что в архее при $T > 600^\circ\text{C}$ вязкость нижней коры снижалась ниже $10^{15} - 7 \cdot 10^{15}$ П, т. е. уменьшалась более чем на 6—7 порядков!

Для определения возможности возникновения в слое нижней коры конвективных течений следует воспользоваться критерием Рэлея

$$Ra = \frac{\rho g h_{\text{НК}}^3 \alpha \Delta T}{a \eta}, \quad (6)$$

где $\rho \approx 2,8 \text{ г/см}^3$ — плотность нижней коры, $g = 981 \text{ см/с}^2$ — ускорение силы тяжести, $h_{\text{НК}} \approx 30 \text{ км} \approx 3 \cdot 10^6 \text{ см}$ — мощность слоя нижней коры, $\alpha \approx 10^{-5}$ — коэффициент объемного расширения вещества, $a \approx 5 \cdot 10^{-3}$ — коэффициент температуропроводности, ΔT — сверхадиабатический перепад температуры на границах слоя, вызывающий в нем конвекцию.

Согласно критерию Рэлея, тепловая конвекция в слое реально возникает, когда $Ra > 10^3$. Подставляя в (6) современное значение вязкости нижней коры $\eta \approx 10^{21} - 10^{22}$ П, находим $Ra \approx (4,5 \cdot 10^{-2} - 4,5 \cdot 10^{-3}) \Delta T$. Поэтому в настоящее время ни при каких разумных значениях ΔT тепловая конвекция в нижней коре невозможна.

В противоположность этому, для архея $\eta \approx 10^{15} - 10^{16}$ П, поэтому $Ra \approx (1,5 \cdot 10^5 - 1,5 \cdot 10^4) \Delta T$ и, следовательно, конвекция должна была возникать в этом слое даже при малых сверхадиабатических перепадах температуры порядка долей и единиц градусов. С другой стороны, это же явление стабилизировало температуру нижней коры вблизи адиабатического распределения температуры

$$\frac{dT}{dZ} = \frac{a}{C_p} g T. \quad (7)$$

Если принять значение теплоемкости $C_p \approx 1,2 \cdot 10^7 \text{ эрг/г} \cdot \text{град}$ и среднюю температуру слоя 600°C , то при $\alpha \approx 10^{-5}$ и $g = 981 \text{ см/м}^2$ найдем, что в нижней коре температурный градиент в архее равнялся $dT/dZ \approx 7 \cdot 10^{-7} \text{ град/см} = 7 \cdot 10^{-2} \text{ град/км}$. При таком низком адиабатическом градиенте, рост температуры в 30-километровом пластичном слое коры не превышал нескольких градусов и практически в этом слое тогда существовали изотермические условия. Однако приведенные рассуждения предусматривают мгновенное выравнивание температуры в коре при повышении или понижении температуры в области теплогенерации (в мантии). Если температура среды по определенным причинам резко возрастала, то установление стационарного распределения температуры в коровой астенотинизе могло оказаться невозможным. Теплоотвод через внешнюю оболочку коры пропорционален некоторому среднему значению разности температур $T - T_0$ коровой астенотинизы и внешней среды вне зависимости от закона тепловыделения внутри нее. Поэтому если температура среды достаточно быстро возрастает, то работающий в этот момент определенный тип тепло-

отвода (например, конвекция) может быть недостаточен для достижения равновесия системы. Тогда может произойти тепловой взрыв, выражающийся во взламывании кристаллического жесткого слоя коры и мгновенной теплоотдаче из области теплогенерации (верхней мантии) в атмосферу. Естественно, что повышение температуры мантии не может привести к мгновенному выравниванию ее значений в коре и должно происходить с некоторым запаздыванием. Качественно оценить время, за которое произойдет выравнивание, можно с помощью размерного соотношения, предложенного В. Н. Жарковым (1978)

$$\Delta t \sim \frac{(\Delta L)^2}{a},$$

где ΔL — расстояние между источником тепла и точкой наблюдения, a — коэффициент температуропроводности ($5 \cdot 10^{-3}$ см²/с). Принимая мощность конвектирующего слоя коровой астеносферы равным 20—30 км, несложно определить, что $\Delta t \sim 25 \cdot 10^6$ — $50 \cdot 10^6$ лет.

Однако подобного рода процесс мог происходить только вблизи восходящего потока конвекции внутри коры и приводить к перегреву вещества ее нижнего слоя. В целом же средняя температура на подошве континентальной коры была близка к 600 °С. Этот вывод вовсе не исключает того, что в нижней части коры могли существовать обширные участки более разогретого вещества.

Температурный режим подкоровой литосферы легко определить по решению все того же уравнения теплопроводности (1). В качестве примера сошлемся на расчет типичной геотермы для континентальной коры возраста 3,2 млрд лет и подстилающей мантии в момент времени 3,0 млрд лет назад (рис. 16.2). В этом случае возраст подкоровой литосферы $t = 200$ млн лет. По данным, приведенным в монографии [Сорохтин, Ушаков, 1991] для этого времени можно определить: $T_m^0 - T_s^0 \approx 1640 - 1060 = 580$ °С. Общий же тепловой поток, пересекающий земную поверхность древнего континента, равнялся $q_m + q_r \approx 2,12 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с, а толщина жесткого слоя верхней коры $H_{жк} \approx 11,8$ км.

Геотерма в нижней коре определяется по выражению (7) с учетом, что сверхadiaбатический перепад температуры может достигать нескольких градусов.

Мощность подкоровой литосферы оценивается величиной $H_L = 26$ км. Распределение температуры в литосфере $T(Z)$ определяется по уравнению (8), в котором принимается $H_{жк} \approx 40$ км ($4 \cdot 10^5$ см), $T_m^0 = T_s^0 \approx 640$ °С, $q_m \approx 0,73 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с.

Тот же участок коры около 2 млрд лет назад, т. е. через 1, 2 млрд лет после своего образования уже характеризовался заметно более спокойным тепловым режимом. Так, тогда разность температур $T_m^0 - T_s^0 \approx 270$ °С, $q_m \approx 0,34 \cdot 10^{-6}$, $q_r \approx 0,8 \cdot 10^{-6}$, $q_m \approx 0,52 \cdot 10^{-6}$ и $q_m + q_r \approx 1,89 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с. Радиоактивные элементы в коре рассматриваемого возраста ($3,2 \cdot 10^9$ лет) еще в архее оказались перемещенными в жесткую верхнюю кору толщиной $h_{жк} \approx 11,8$ км и там

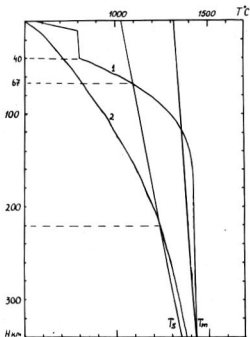


Рис. 16.2. Положение геотермы в коре и подстилающей ее мантии возрастом $3,2 \cdot 10^9$ лет в момент времени $t = 3,0 \cdot 10^9$ лет (1). Возраст коры $200 \cdot 10^6$ лет. Для сравнения показана современная геотерма (2). T_s — температура солидуса мантийного вещества, T_r — температура мантии (адиабатическая).

законсервированы. В этом случае, для определения температуры на подошве коры при $Z = H_{\text{кк}} = 4 \cdot 10^6$ см и $T_0 = 0$ уравнение (4') переписывается в несколько ином виде:

$$T_0^{\text{кк}} = \frac{q_m}{\lambda} \cdot H_{\text{кк}} + \frac{q_R}{\lambda} \cdot h_{\text{кк}}. \quad (8)$$

Подставляя в (8) значения параметров, находим, что на подошве земной коры возраста $3,2 \cdot 10^9$ лет, около $2 \cdot 10^9$ лет назад температура снизилась до $T_0^{\text{кк}} \approx 460^\circ \text{C}$ и, следовательно, тогда уже не существовало коровой астеносферы и вся кора в целом была полностью раскристаллизованной. Аналогично этому находим, что в настоящее время при $q_m \approx 0,3 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с и $q_R \approx 0,7 \times 10^{-6}$ кал/см²·с $T_0^{\text{кк}} \approx 405^\circ \text{C}$ (см. рис. 16.2).

Поскольку после остывания мантии в конце архея—начале раннего протерозоя коровая астеносфера затвердела и в ней полностью прекратились конвективные движения, расчет геотермы в нижней коре при $Z \geq h_{\text{нк}}$ и $T_0 = 0$ должен проводиться по уравнению

$$T = \frac{q_m}{\lambda} \cdot Z + \frac{q_R}{\lambda} \cdot h_{\text{нк}}. \quad (8')$$

Толщина подкоровой литосферы H_L , при подстановке в него заданных значений параметров $T_0^k = T_0^{\text{нк}} \approx 460^\circ\text{C}$, $T_m^0 \approx 1340^\circ\text{C}$, $t = 1,2 \cdot 10^9$ лет ($3,8 \cdot 10^{16}$ с) получается равной 122,5 км, суммарная же мощность всей литосферной плиты вместе с корой равна сумме $\Sigma H = H_L + H_{\text{нк}} \approx 162,5$ км (в настоящее время $\Sigma H \approx 220$ км) (рис. 16.3).

Из полученных оценок следует очень важный для понимания геодинамики раннего докембрия результат: повсеместно в начале и середине архея континентальная подкоровая литосфера была исключительно тонкой — ее мощность тогда не могла превышать 30—40 км (см. рис. 16.3). Лишь в конце архея после снижения перегрева мантии (см. рис. 16.1) мощность литосферы под древними континентальными массивами стала быстро возрастать и уже к самому концу архея (около 2,6 млрд лет назад) она увеличилась до 70 км (см. рис. 16.3). В раннем протерозое толщина литосферы под архейскими щитами продолжала быстро нарастать и к концу этой эпохи (около 1,8 млрд лет назад) она увеличилась до 120—140 км, а мощность континентальных плит вместе с корой достигла 160—180 км.

В заключение отметим, что существовавшая в нижней коре конвекция должна была выносить прошедший дифференциацию легкий сиалический материал в верхнюю кору. Однако высокая эффективность выноса тепла поддерживала в нижней коре суб-солидусные температуры, при которых могли выплавляться лишь эвтектические расплавы. Но в широком диапазоне составов алюмосиликатных расплавов коровых пород эвтектическими свойствами обладают только гранитоиды. Этим, по-видимому, следует объяснять исключительно широкое распространение гранитоидов и настоящих гранитов, внедрявшихся в архее в верхнюю кору. Вместе с гранитоидами в верхние слои архейской коры переходили многие литофильные компоненты, в том числе щелочи, редкие земли и радиоактивные элементы. При этом вещество нижней коры постепенно теряло кремнезем, литофильные элементы и обогащалось окислами магния и кальция. В результате после образования примитивной тоналит-трондjemитовой континентальной коры этот процесс еще в архее должен был постепенно привести к ее расчленению на два слоя: верхний, обогащенный литофильными элементами и преимущественно гранитного состава (с остатками на поверхности зеленокаменных пород — фрагментов бывшей

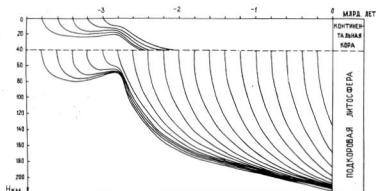


Рис. 16.3. Эволюция мощностей верхней (жесткой) коры и подкоровой литосферы в зависимости от возраста. Мощности слоев заданного возраста равны расстояниям от линии соответствующего графика до кровли слоя; в пределах этого интервала — твердое вещество, ниже — частично расплавленное.

океанической коры) и бедный литофилами нижний слой эндебит-чарнокит-диоритового состава.

Одно из главных и принципиальных отличий архейской коры от участков континентальной коры более молодого возраста заключается в том, что в протерозое и фанерозое в ней никогда и нигде не возникали обширные, устойчивые в пространстве и времени корово-астеносферные слои. Выполненные расчеты позволяют предполагать, что повсеместное развитие и длительное существование таких частично расплавленных слоев в коре — характерная специфика только архея.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ, ИХ ЭВОЛЮЦИЯ, ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ПОЗИЦИЯ

Современное строение верхних оболочек Земли характеризуется наличием мощной жесткой литосферы (достигающей под континентами ~220 км) и подстилающей ее частично расплавленной астеносферной мантии, геодинамические процессы которой оказывают закономерное влияние на литосферу и проявляются в событиях, описываемых теорией тектоники литосферных плит. Как было показано выше, уникальность строения континентальной литосферы архея могла заключаться в ее многослойности, которая представляла собой своеобразный «слоеный пирог» раз-

личных по физико-химическим параметрам сред. Как уже отмечалось, континентальная кора того времени имела двуслойное строение, ее верхняя часть была жесткой (около 10—12 км, иногда меньше), а нижняя представлена частично расплавленным высокопластичным слоем (~28—30 км и более). В свою очередь, она подстилалась полностью раскристаллизованным слоем подкоревой литосферы, который залегал на астеносфере мантии.

Проблемы отображения геодинамических процессов раннего докембрия на специализированных картах различного масштаба сталкиваются зачастую с нашим незнанием закономерностей их проявления в пространстве и времени. Поэтому, прежде чем приступить к идентификации совокупности признаков того или иного режима, необходимо создать определенную схему закономерного размещения в пространстве и времени самих режимов, выявить механизмы их взаимодействия и иерархию проявления. Предлагаемая ниже классификация геодинамических режимов раннего докембрия объединяет не только известные и детально разработанные теорией тектоники литосферных плит режимы, но и режимы, непосредственно определявшие процессы специфического корообразования в архее (табл. 16.1, вклейка).

Геодинамические режимы целесообразно разделить на планетарные, региональные и локальные. Если предположить, что конвективное перемешивание мантийного вещества (планетарный уровень) в той или иной форме существовало в течение всей геологической истории Земли, то естественно, что оно являлось и является наиболее действенным механизмом, определяющим региональные режимы. Мы практически ничего не знаем о процессах выделения ядра и формирования мантии на ранних стадиях эволюции планеты и не можем достоверно определить ни времени их проявления, ни характера воздействия на верхнюю оболочку Земли. Конвекция же мантии как основной процесс регуляции теплового баланса предполагает наличие областей растяжения над восходящим потоком и сжатия над нисходящей ветвью конвективной ячеи.

Анализируя возникающую при сжатии земной коры ситуацию, целесообразно выделить режимы, благодаря которым осуществлялось образование коры континентального типа, а также приращение и преобразование континентальных литосферных плит по периферии. Напомним, что в раннем докембрии и в особенности в архее в поверхностных геосферах Земли были созданы предпосылки для возникновения больших объемов вещества, обусловивших формирование ядер будущих континентов. Так можно выделить три самостоятельных класса региональных геодинамических режимов, два из которых отражают условия сжатия или относительного покоя, а один — условия растяжения над восходящей ветвью конвективной ячеи мантии.

Возникновение нодулей коры континентального типа позволяет далее выделить режимы, отражающие их рождение, от-

личия в путях их развития и закономерного отмирания активных эндогенных процессов. Осознавая, что современное состояние ядер континентов соответствует условиям тектонической смерти, мы тем не менее можем попытаться воспроизвести эволюционный путь их развития с момента зарождения. Итак, в раннем докембрии, в различных областях пространства, возникли предпосылки зарождения ядер современных континентов, формируя гетерогенную структуру поверхностной оболочки Земли. Естественно предположить, что континентальное корообразование не происходило единовременно и благодаря причинам планетарного ранга (перестройка конвективных ячеек мантии и ряд других факторов) можно с уверенностью предполагать скольжение этого процесса во времени.

Согласно представлениям М. З. Глуховского и В. М. Моралева (1988) в пределах фундамента древних платформ... «выделяются крупные изометричные структуры — нуклеары (сиалические ядра), разделенные преимущественно симатическими интернуклеарными областями, характеризующимися, по сравнению с первыми, меньшей мощностью консолидированной земной коры и литосферы.» Нуклеары — это очаговые геодинамические системы [Поспелов, 1971], зародившиеся в мантии в условиях высокого теплового потока. Их латеральное и вертикальное разрастание определяет процессы стадийного и необратимого преобразования первичной базитовой коры в кору континентальную.

Наиболее ранний этап формирования коры континентального типа определялся геодинамическим режимом зарождения сиалических континентальных ядер, который должен был отражать всю специфику момента их образования и быстрого разрастания. Если существование системы характеризовалось относительно однородным полем напряжений (геостационарными условиями), возможно было формирование купольных (диapiровых) структур вследствие инверсии плотности, происшедшей в результате формирования гранитоидного материала. В случае доминирования горизонтального сжатия можно наблюдать комбинацию всплывания и бокового сжатия, вплоть до образования синтетонических тел выжимающегося вещества [Полянский, 1987]. Анализ данных о развитии системы в зависимости от существующих в тот момент характеристик полей напряжений позволяет нам выделить два локальных геодинамических режима, которые отражали бы два крайних члена непрерывного ряда состояний всплывающего низкоплотного вещества. Тогда, соответственно, режим корообразующего диapiризма может определять относительно спокойное субвертикальное всплывание куполов гранитоидного вещества, а режим корообразующего выдавливания сиалических масс соответствует максимальному проявлению условий горизонтального сжатия системы. Заканчивая перечень геодинамических режимов самой ранней стадией развития ядер будущих континентов, следует отметить, что механизм прираще-

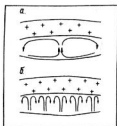
ния их по периферии вряд ли отличался, по крайней мере в архейское время, от того, который был описан выше, и поэтому в периферических зонах имеющихся архейских микроконтинентов можно ожидать структуры, соответствующие этому процессу. В этом случае целесообразно дополнить приведенный перечень локальных режимов режимом корообразующего диапиризма периферических зон.

Следующим по времени проявления и отражающим логическое развитие системы формирующегося микроконтинента является режим существования коровой астеносферы. Он характеризовался наличием способного к вязкому или пластическому течению вещества нижнего слоя континентальной коры, находившегося в условиях неустойчивого температурного равновесия. Необходимым условием нормального эволюционирования являлась относительная замкнутость системы, позволявшая нижнему слою коры развиваться в качестве области интенсивного проявления эндогенных процессов, оказывавших влияние на поверхностный жесткий слой. Условия неустойчивого температурного равновесия предполагали наличие некоего механизма выравнивания температур на подошве и кровле слоя, зависящего в первую очередь от интенсивности теплогенерирующего источника. Существуют два основных типа теплопереноса: кондуктивный и конвективный. Кондуктивный теплоперенос был исключительно мал и, следовательно, теплоперенос осуществлялся в основном за счет конвекции, которая происходила совместно с переносом вещества.

В целом тепломассоперенос в слое нижней коры мог иметь вид упорядоченной (стационарной) или неупорядоченной (нестационарной) конвекции (рис. 16.4). Стационарная конвекция отражала максимальную степень проявления процесса и определяла наличие одной ячеи в пределах всего объема конвектировавшего слоя (при условии, что параметры этого слоя не превышали критических значений — около 100 км в диаметре). Неупорядоченная конвекция характеризуется существованием нескольких ячеек, постоянно меняющих свое положение в пространстве. Поэтому, если в слое коровой астеносферы создавались условия стационарной конвекции, это должно было приводить к возникновению характерного структурно-вещественного парагенезиса, отражавшего этот режим. Так, в центральной части домена должно наблюдаться скопление купольных структур, а метаморфические парагенезисы должны отражать более глубинный уровень метаморфизма, указывая тем самым на подъем вещества. В периферических областях домена должны наблюдаться переходы вертикальной ветви метаморфической зональности в горизонтальную, а структуры переориентироваться в зоны пластического течения вещества в субгоризонтальной плоскости. Неупорядоченная конвекция должна характеризоваться широким развитием купольных структур во всем объеме выделенного домена

Рис. 16.4. Предполагаемые типы конвективного тепло-массопереноса в пределах коровой астеносферы.

а — стационарная конвекция, *б* — нестационарная конвекция.



коры. Наряду с этим могут быть и другие способы проявления интенсивных эндогенных процессов в коровой астеносфере.

Таким образом, рассматривая локальный уровень проявления геодинамических режимов, следует выделить режим коровой конвекции, соответствующий стационарному процессу, и режим внутрикорового диапиризма (см. табл. 16.1).

Выравнивание температуры в слое предусматривает запаздывание этого процесса при изменении параметров теплогенерирующего источника. Если приток тепла снизу существенно и быстро увеличивался, то в области выравнивания могло происходить локальное накопление избыточного тепла. При наличии стационарного процесса конвекции появление такого очага в районе всплывания масс разогретого вещества могло способствовать прорыву жесткого верхнего слоя коры и отдаче тепла непосредственно из области теплогенерации в атмосферу, создавая условия мгновенного охлаждения системы и дренажа по трещинам вещества из подкоровой зоны. Режим, отражающий этот процесс, можно назвать термально-декомпрессионным. В целом это явление влекло за собой стабилизацию всей системы и поэтому переключается по смыслу с процессами, происходившими в режиме кратонизации, предполагая возникновение родственных по наполнению магматических комплексов.

Быстрое разрушение верхней части континентальной коры, ввиду неоднородности процессов денудации, способствовало выведению на поверхность различных уровней корово-астеносферного слоя. Изучая регион, в котором имеется несколько обособленных доменов коры, можно столкнуться с различиями в наборе породных ассоциаций, индивидуальностью проявления метаморфических процессов и структурообразующих форм.

Согласно классическим представлениям о характере проявления метаморфизма, связанного с литостатическим давлением, нижние уровни корово-астеносферного слоя должны характеризоваться условиями гранулитовой фации, затруднительностью процессов анатексиса энтербит-чарнокитовой матрицы, присутствием большого количества реститов мафит-ультрамафитового состава, а также структурами, которые отражают субгоризонтальное вяз-

кое течение вещества. Верхний, собственно астеносферный уровень должен хорошо узнаваться по наличию полимигматитовых тоналито-гнейсовых ассоциаций, указывающих на интенсивность процессов анатексиса субстрата, наличию условий амфиболитовой фации метаморфизма, а также структур вязкого течения вещества в субгоризонтальной и субвертикальной плоскостях. В этой же области могут присутствовать зоны широкого проявления глубинно-метасоматических процессов, образующихся за счет высокой степени флюидонасыщенности гранитоидного вещества.

Существование процесса перемешивания вещества в корово-астеносферном слое позволяет уловить связь нижнего и верхнего уровней по наличию в верхней части реликтов, отражающих состояние вещества нижнего уровня. При изучении конкретных объектов эти реликты могут быть найдены в центральных частях купольных структур.

Проведение работ по выявлению последовательности проявления геодинамических режимов в конкретном регионе часто сталкивается с относительной нестыковкой процессов эволюции в различных доменах коры и линейных структурах, которые их разделяют. Такого рода мозаичное строение региона может заключаться не только в генетических различиях слагающих его структур, но и в выведении на поверхность различных по глубинности формирования континентально-коровых образований. Так например, вскрытый эрозионным срезом корово-астеносферный слой может быть представлен его верхней, средней и нижней частями. Каждый из этих уровней должен отличаться степенью проявления метаморфических и метасоматических процессов, характером структурообразования, условиями гранитообразования и т. д. Неопределенность в идентификации локального геодинамического режима может возникнуть в случае вскрытия эрозионным срезом зон перехода от кристаллического слоя коры к корово-астенолиновому, а от него — к слою подкоровой литосферы. Выведенные на поверхность эти пограничные зоны зачастую не могут указывать на характер проявления процессов в тех слоях, которые породили данные зоны перехода. Кроме того, некоторые затруднения в определении локального геодинамического режима могут возникать и по чисто техническим причинам, к которым следует относить слабую изученность и плохую обнаженность региона.

Во всех перечисленных случаях целесообразно вводить условные геодинамические режимы, которые не отвечают строгому определению, однако позволяют отделять наблюдаемые процессы от других, локализовав их в пространстве и времени. При описании эволюции геодинамических режимов в северо-западном Беломорье подобные случаи будут разбираться.

Дальнейшая эволюция эндогенных корообразующих процессов шла по пути снижения их интенсивности и в конечном итоге

приводила к полному отмиранию. Режим кратонизации фиксировал эти события. Естественные стабилизационные процессы, как правило, приводили к образованию вулканогенно-осадочного комплекса, который в раннем докембрии формировал протоплатформенный чехол континентов [Моралев, 1986; Горяинов, Балабонин, 1988; Ханн, Божко, 1988]. Наблюдая эти образования, можно выделять кратонный геодинамический режим. В тех областях, которые впоследствии подверглись интенсивным процессам эрозии, приведшим к выведению на поверхность глубинных уровней коры, процессы стабилизации можно выявить по характерному интрузивному магматизму. Чаще всего этот магматизм характеризуется внедрением щелочных и субщелочных гранитов и анортозит-гранитных комплексов. В этом случае целесообразно выделить деструктивно-инициальный геодинамический режим.

Если объединить все описанные процессы формирования древних ядер континентальной коры в единую последовательную цепь событий, то получим следующую последовательность режимов: зарождение сиалических ядер → корово-астеносферный → кратонизация. Эта схема предопределяет в большинстве случаев выведение глубинных уровней коры на поверхность к моменту кратонизации центральной части микроконтинента. Однако в отдельных случаях в ядрах древних континентов наблюдаются изначально поверхностные или приповерхностные образования (например, в Гренландии), которые указывают на отсутствие этого процесса. Возможно, что одновременное проявление процессов метаморфизма, частичное плавление и дифференциация базитового вещества на очень большой площади (превышающей критические размеры развивающихся ядер континентальной коры) могли приводить к быстрому истощению очага выплавления континентальных масс под ядерной частью формирующегося континента. В результате происходило быстрое его остывание и увеличение плотности. Подобное событие должно было бы существенно затормозить процессы денудации центральных частей микроконтинента относительно его периферических зон. Специфика проявления этих событий могла приводить к изменению характера эволюции системы, которая из стадии зарождения, возможно, сразу вступала в режим кратонизации и, следовательно, не испытывала процесса продолжительного воздымания, приводящего к интенсивной денудации поверхности. Схема эволюции могла иметь вид: зарождение сиалических ядер → кратонизация.

Следует отметить, что, видимо, благодаря именно этому явлению, удастся фиксировать достаточно древние возрасты в тоналито-гнейсовых и амфиболитовых комплексах (в Гренландии, Южной Африке, провинции Принс-Чарльз в Антарктиде, в блоке Пилбара Австралии и др.), тогда как в случае нормального эволюционирования системы, должно было происходить омолаживание изотопных характеристик.

При изучении раннедокембрийских объектов возможно выделение обособленных зон проявления корообразующих геодинамических режимов в пределах каждого геоструктурного элемента коры (домена, блока). Различные комбинации режимов могут быть зафиксированы только в том случае, если имеется некий механизм мгновенной или очень быстрой консолидации процессов, в них происходящих. С другой стороны, мы знаем, что конец архея маркируется на многих континентах событиями, отражающими процессы коллизии. К. Конди (1983) связывает эти события с формированием древнейшего суперконтинента. Так или иначе, но коллизионные взаимоотношения способствовали быстрому отмиранию тех процессов, которые в описанных выше условиях последовательно сменяли друг друга. Таким образом, изучая конкретные регионы, можно наблюдать эволюцию тех доколлизийных процессов, которые происходили в них до момента их фиксации. Кроме того, вполне корректно предположить, что в архее существовало временное скольжение моментов зарождения отдельных объемов коры, которые впоследствии формировали ядерные части континентов (рис. 16.5). Соотношения, показанные на рис. 16.5, характеризуют своеобразную зональность режимов в пределах каждого из причлененных друг к другу доменов. В схематизированном виде это показано на рис. 16.6.

Описанный выше механизм образования и приращения континентов не характерен для позднедокембрийских и фанерозойских порообразующих комплексов, хотя в целом можно провести параллель между режимами зарождения сиалических ядер и аккреционным [Натапов, Межеловский, 1989]. Под аккреционным режимом при этом понимается процесс образования коровых комплексов в результате причленения к краю нависающей плиты блоков с различным характером коры, транспортируемых погружающейся океанической плитой.

Следующий крупный класс геодинамических режимов также реализуется за счет глубинных процессов конвекции в области нисходящих потоков и характеризуется условиями коллизии (столкновения) масс континентальной коры.

Коллизионный режим обуславливает не только приращение новых объемов коры, но и в значительной мере преобразование уже сформированных. При детальном изучении региона появляется возможность устанавливать различия в проявлении режима коллизии тыловой, шовной и форландовой зон. В целом же данная геодинамическая обстановка должна характеризоваться наличием аллохтонного залегания вещественных комплексов, широким развитием надвигов и зон пластического течения, метаморфизмом повышенных давлений, а также мощным проявлением процессов гранитообразования и мигматизации.

Как будет показано ниже, изучение структурно-вещественных комплексов (СВК) Беломорья и его обрамления позволяет установить, что непосредственно шовная зона маркируется аллохтон-



Рис. 16.5. Пространственно-временная зональность этапов корообразования.

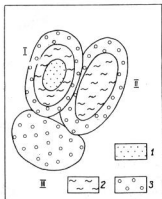
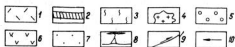
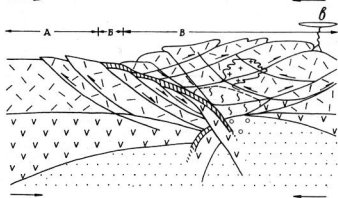
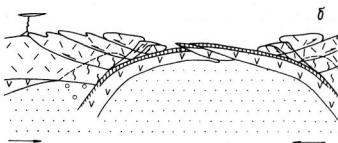
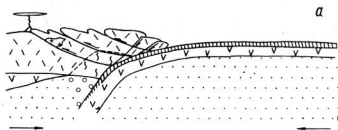


Рис. 16.6. Идеализированная схема латеральной зональности производных различных геодинамических режимов.

1 — кратонизация, 2 — корово-астеносферный, 3 — зарождение сиалических ядер (корообразующих периферических зон).

ным залеганием супракрустальных комплексов зеленокаменного типа, а также протрузивными комплексами глубинных уровней коры [Богданова и др., 1992]. По-видимому, такая сближенность различных по генезису и глубинности образования вещественных комплексов, выведенных, в одном случае, с границы кора—подкоровая литосфера, а в другом, погруженных вниз поверхностных и близповерхностных образований, является спецификой раннедокембрийских континентальных коллизий. Данные процессы позволяют выделить два локальных геодинамических режима: субдукции и обдукции. Представляется целесообразным расширить эти понятия. Под субдукцией, применительно к геодинамике раннего докембрия, по-видимому, можно понимать процесс погружения более высокоплотных базитовых (не обязательно офиолитовых) комплексов под низкоплотные (коровые) в зонах коллизионного сочленения двух или нескольких сегментов коры континентального типа. Использование термина в столь расширенном виде необходимо потому, что

не всегда удается однозначно доказать офиолитовую природу зеленокаменных поясов. Обдукцией можно называть обратное явление выдвигания снизу вверх не только фрагментов океанической коры, но и глубинных гранулит-базитовых комплексов.



Все рассуждения о механизмах образования и приращения коры континентального типа относятся к ситуациям столкновения двух или нескольких сегментов коры, имеющих активные окраины. При взаимодействии двух плит, за счет постепенного разрушения фронтальной части надвигаемой плиты, мог формироваться относительно тонкий выступ клинообразной формы (рис. 16.7) [Геодинамика..., 1979]. Этот выступ перекрывал собой часть пододвигаемой плиты и благодаря трению между ними в теле выступа неизбежно возникали напряжения сжатия. За счет увеличения размеров выступа его сжатие постепенно увеличивалось и при достижении предела прочности пород в его теле развивались закономерные системы надвигов и сколов (см. рис. 16.7). Механизм столкновения континентов достаточно широко и полно описан в современной литературе [Ле-Пишон и др., 1977; Геодинамика..., 1979; Сорохтин, Ушаков, 1991], поэтому остановимся лишь на отдельных аспектах развития коллизионных зон, которые позволяют обосновать выделение определенных геодинамических режимов данного класса.

По характеру проявления процессов в зонах коллизии можно выделять непосредственно шовную зону, форланд-структуру и тыловую зону. Характер деформаций края надвигающейся плиты предполагает образование зон разгрузки напряжений при общем доминировании условий сжатия. По этим зонам могло выводиться вверх вещество из области генерации кислых, средних и основных магм. Благодаря достаточно высокой пластичности корового вещества в архее, наряду с локально проявленным процессом внедрения интрузивных тел и излияния их эффузивных аналогов, в этой зоне очень интенсивно проявлялись процессы «выдавливания» корового вещества в виде куполов или синтектонических плагинообразных тел по плоскостям сдвиговых смещений.

В форланд-структуре, в пододвигающейся плите, ситуация, по-видимому, отличалась преимущественно условиями сжатия. При этом также могли создаваться условия выведения вверх пластичного вещества нижней коры за счет термостатирования системы перекрывающим аллохтоном.

На основании выявляемых различий развития зон коллизии в раннем докембрии можно выделить синколлизионный деструктивно-инициальный режим тыловой зоны надвигающейся плиты и режим синколлизионного выдавливания форландовой и тыловой зон.

Рис. 16.7. Эволюция окраинно-континентальных областей (а, б) и формирования зоны коллизии (а): А — форланд-структура, Б — шовная зона, В — тыловая зона.

1 — континентальная кора, 2 — базитовая кора, 3 — область генерации магм кислого и среднего состава, 4 — интрузивные массивы, 5 — область генерации магм основного состава, 6 — подкордовая литосфера, 7 — астеносфера мантии, 8 — вулканические постройки, 9 — направления сдвигов, 10 — направления движения масс корового и мантийного вещества.

Последний, не менее крупный, класс геодинамических режимов отражает условия регионального растяжения земной коры и характеризуется определенными типами магматических образований, которые возникают при разрыве ее сплошности. Наиболее легко узнаваемыми в докембрии являются комплексы, возникающие в результате деструкции коры континентального типа с образованием рифтовых структур. Следует отметить, что интеркратонные рифтовые зоны хорошо узнаваемы приблизительно с верхнего архея (~2,6 млрд лет) и маркируются ассоциациями щелочных и бимодальных вулканических серий, щелочных, щелочно-ультраосновных пород и осадков грабеновых фаций [Натапов, Межеловский, 1989 и др.]. При этом область проявления континентально-рифтогенного геодинамического режима может быть подразделена на осевую зону растяжения и плечи структуры, а их специфика объясняется морфоструктурными особенностями. Осевая зона должна характеризоваться проявлением рифтового геодинамического режима, а плечи структуры рифтогенным деструктивно-инициальным (см. табл. 16.1). Если процесс рифтогенеза достигал стадии возникновения океанической коры, то можно выделить региональный межконтинентально-рифтогенный режим, определив при этом следующую обязательную последовательность в развитии: континентально-рифтогенный → межконтинентально-рифтогенный. Следовательно, в осевой части такой структуры реализовывался локальный режим спрединга.

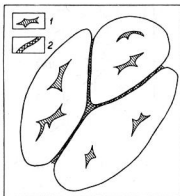
В свое время А. Гликсон (1980) описал и охарактеризовал «первичные» зеленокаменные пояса, к которым он относил основные, ультраосновные вулканические ассоциации, хемогенные и кластогенные осадки. Эти комплексы, по его мнению, развивались в обстановке энсиматических океанических областей и никогда не образовывались за счет раскола континентов.

Полагая, что континентальная кора является производной при метаморфизме, частичном плавлении и дифференциации базитового субстрата в определенных зонах на поверхности Земли, становится понятным тот факт, что в пределах сиалических континентальных масс могут быть встречены в виде ксенолитов останцы базитовой коры собственно океанического этапа развития (протоокеанический режим или режим первичных зеленокаменных поясов).

Обобщая данные по зеленокаменным поясам архея, К. Конди (1983) на основании анализа их стратиграфии пришел к выводу, что первичные зеленокаменные пояса формировались в течение всего архея, в то время как вторичные, то есть рифтогенные, только на рубеже 2,6—2,7 млрд лет назад. Этот вывод крайне интересен и указывает на глобальные изменения в стиле геодинамических процессов в конце архея—начале протерозоя.

Выделяемые в пределах региона обособленные домены коры часто содержат остатки более ранней коры базитового состава.

Рис. 16.8. Пространственная позиция «первичных» по Гликсону (1983) зеленокаменных поясов: внутриблоковая (1) и межблоковая (2).



В то же время эти ассоциации могут быть встречены и в междоменном (межкратонном) пространстве, маркируя зоны их сочленения. Такая пространственная позиция первичных зеленокаменных поясов (рис. 16.8) хорошо объясняется, если принять для архея возможность существования мелкочечистой тепловой конвекции мантийного субстрата. Это, в свою очередь, предполагает возникновение и эволюцию обособленных континентальных масс, которые, вплоть до рубежа позднего архея, не испытывали сколько-нибудь значительных латеральных перемещений и развивались самостоятельно. В конце архея произошло их слипание, которое привело к возникновению энсиматических межкратонных поясов зеленокаменного типа.

ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ БЕЛОМОРЬЕ

В качестве примера геодинамического анализа на основе охарактеризованной выше модели раннедокембрийской эволюции и разработанной системы связанных геодинамических режимов предлагается рассмотреть геологическое строение Ковдозерского домена Беломорской области северо-восточной части Балтийского щита.

Беломорская область является самостоятельным блоком земной коры и занимает положение между двумя крупными разнотектоническими областями Балтийского щита: Кольской гранулитогнейсовой (ГГО) и Карельской гранит-зеленокаменной (ГЗО) [Глебовицкий, Другова, 1986; Митрофанов и др., 1986]. На севере Беломорский блок граничит с Лоттинским

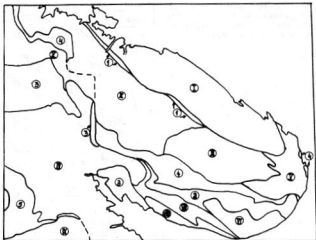


Рис. 16.9. Схема районирования раннедокембрийских тектонических структур северо-восточной части Балтийского щита.

Блоки коры: I — Мурманский, II — Кольский, III — Кейвский, IV — Беломорский, V — Восточно-Кольский, VI — Чапомский, VII — Терский, VIII — Умбинский, IX — Карельский, X — Лоттинский. Пояса: 1 — Титовско-Колмозерский, 2 — Сергозерско-Стрельнинский, 3 — Лапландско-Колвицкий, 4 — Печенга-Имандра-Барзуга-Устьеловский, 5 — Северо-Карельский.

блоком, на северо-востоке с Центральнo-Кольским (рис. 16.9). Ширина зоны сочленения варьирует от 2—3 до 15—20 км. Большая часть контакта маркируется двумя различными по возрасту и генезису комплексами породных ассоциаций. Один из них — пояс зеленокаменного типа (на севере пояс Тана, на северо-востоке Рязановолудский пояс), а другой представлен плутоно-метаморфическими ассоциациями фемического профиля (Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс). Зеленокаменные ассоциации представлены ортоамфиболитами толентового ряда, телами металивнинитов и метапироксенитов, а также метаконгломератами, метатиффопесчаниками и метакарбонатами [Богданова и др., 1992]. Гранулитовый пояс исходно образован коронитовыми метагаббро-норитами, кортландитами, шрисгеймитами, габбро-анортозитами и анортозитами. Характерным для этого комплекса является высокoбарический метаморфизм гранулитовой фации, частично — эклогитовой субфации [Балаганский и др., 1984 а, 1984 б; Богданова и др., 1992]. Возрастная интерпретация данных комплексов неоднозначна, однако в последнее время возраст

их формирования, по-видимому, следует относить к позднему архею [Богданова и др., 1992].

Юго-западная граница беломорид с Карельской гранит-зеленокаменной областью маркируется структурами зеленокаменных поясов различного возраста. Наиболее древний из них — Моша-Кичанский зеленокаменный пояс архейского возраста. Раннепротерозойские зеленокаменные ассоциации представлены метаосадочными комплексами, метавулканитами основного и ультраосновного составов и объединены в пояс Куолоярви—Панаярви.

Ковдозерский домен как самостоятельная геоструктурная единица имеет свою специфику эволюции корообразующих процессов, являясь составной частью Беломорского блока (рис. 16.10). Здесь и далее под доменом автор понимает единый по характеру и условиям развития геоструктурный элемент земной коры, локализованный в пространстве и являющийся составной частью геоблока. Ниже в качестве примера охарактеризованы исследования внутреннего строения и эволюции корообразования в пределах Ковдозерского домена. Его специфика состоит в том, что наиболее древние породные ассоциации и структуры, связанные с их формированием, сохранились к настоящему времени только в центральной части домена, тогда как периферические зоны многократно претерпели проявленную тектонометаморфическую переработку.

Изучение геологии и метаморфизма пород Ковдозерского домена [Балаганский и др., 1984 б; Богданова и др., 1990, 1992] позволило установить сложную и закономерно проявленную в пространстве и времени цепь событий, указывающую на длительную историю геологического развития региона.

Наиболее ранний период, выделяемый в саамский эндогенный цикл, по-видимому, являлся корообразующим. Отличительной чертой этого отрезка времени можно считать метаморфизм гранулитовой фации умеренных давлений. Последующие циклы сопровождались метаморфизмом амфиболитовой фации в условиях высоких и повышенных давлений, существенно изменяя породы раннего эндогенного цикла. Это привело к почти полному исчезновению признаков существования ранних парагенезисов по периферии Ковдозерского домена, только лишь в центральной его части можно наблюдать сохранившиеся реликты. Несмотря на интенсивность проявления наложенных процессов, иногда удается установить первичные взаимоотношения пород, их генезис и относительный возраст.

Все тектоно-метаморфические процессы сопровождались пластическими деформациями, дискретно проявленными в пространстве [Богданова и др., 1990]. Именно благодаря этому мы находим сохранившиеся участки, несущие память о наиболее ранних процессах.

Хорошая обнаженность территории распространения исследуемых процессов.

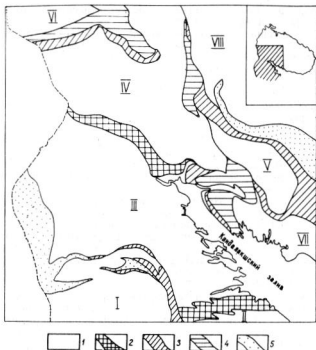


Рис. 16.10. Схема тектонического районирования Беломорской области.

I — континентально-коровые блоки (I — Карельская гранит-зеленокаменная область, II — Чупинский домен, III — Ковдозерский домен, IV — Ениский домен, V — Ингозерский домен, VI — Лоттинский домен, VII — Порьегубско-Умбинский домен, VIII — фрагмент Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области); 2 — зоны сочленения доменов континентальной коры; 3 — архейские зеленокаменные пояса; 4 — Лапландско-Кольвинский глубинный плутонно-метаморфический пояс; 5 — нижнепротерозойские зеленокаменные пояса.

двух комплексов позволила установить характер изменения деформационного плана во времени. В отличие от деформаций поздних этапов более ранние структуры не имеют столь четкой линейной ориентировки и характеризуются мозаичным строением, близким к эллипсоидальному (рис. 16.11). Такое различие, по всей видимости, связано с тем, что последующие верхнеархейские и раннепротерозойские процессы определяются условиями столкновения (коллизии) двух крупных сегментов земной коры: Карель-

ской гранит-зеленокаменной и Кольской гранулитогнейсовой областей. Ранние же структуры отражают доколлизийный этап развития и характеризуют собственно корообразующий период становления Ковдозерского домена.

На основании анализа опубликованных материалов может быть предложена следующая последовательность эндогенных циклов. Архейский этап развития характеризовался тремя сменяющимися друг друга во времени эндогенными циклами. Наиболее раннему, саамскому, включающему три этапа развития корообразующих процессов, соответствует одноименный структурно-вещественный комплекс. Средний, беломорский, эндогенный цикл проявлен локально в формировании специфических интрузивных образований. Наиболее широко в изучаемом районе распространены породные ассоциации позднего, ребольского эндогенного цикла. Ребольские процессы, в основном, завершают корообразование и интенсивно преобразуют СВК более ранних эпох [Богданова и др., 1990, 1992].

Раннепротерозойский этап развития широко проявлен только в краевых частях Ковдозерского домена и распадается на два цикла: ранний — селецкий и поздний — свекофенский. Тектоно-метаморфическое преобразование сформированных к тому времени СВК происходило без существенной добавки нового вещества.

Время проявления эндогенных процессов не всегда поддается точному определению, а их границы достоверно выявлены только для ребольского эндогенного, селецкого и свекофенского циклов. Следовательно, ребольская фаза тектогенеза имела место 2850—2650 млн лет назад, селецкая — 2450—2300 млн лет и свекофенская — 1950—1750 млн лет назад [Ступников, 1971; Горохов и др., 1981; Тугаринов, Бибикина, 1980]. Более ранние события пока не имеют четких геохронологических характеристик, их возрастные соотношения могут быть оценены по геологическим данным [Балаганский и др., 1983; Володичев, 1990; Богданова и др., 1990, 1992].

Схема периодизации эндогенных циклов нашла отражение в структурно-кинематической карте м-ба 1 : 200 000 фрагмента Ковдозерского домена и части его обрамления, составленной с учетом всех предшествующих опубликованных материалов (см. рис. 16.11).

РАННИЙ ЭНДОГЕННЫЙ ЦИКЛ СААМСКИЙ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЙ КОМПЛЕКС

Проведенные исследования выявили основные закономерности размещения в пространстве наиболее сохранившихся неизмененных участков коры. Ими оказались центральные части Ковдозерского домена, где не слишком интенсивно проявились

наложенные процессы. В целом самый ранний этап эволюции континентальной коры домена хорошо идентифицируется по развитию купольных и изометричных структур, тогда как все более молодые крупные структуры имеют ярко выраженный линейный характер. Площадь наиболее сохранившихся участков коры составляет около 70 км² и располагается в южной части оз. Ковдозера, местами фрагментарно прослеживаясь на юго-восток до Чупинской губы Белого моря [Володичев, 1985]. Другой характерной особенностью этого цикла был гранулитовый метаморфизм умеренных давлений [Володичев, 1990], индикаторами которого являются энтербиты и чарнокиты. В этих породах часто можно наблюдать ксенолиты основного и ультраосновного составов со следами наиболее ранних структурно-метаморфических преобразований.

Периферические зоны Ковдозерского домена в процессе эволюции подверглись значительной переработке, однако и там можно наблюдать реликтовые структуры, говорящие о вязком течении вещества в субгоризонтальной плоскости [Миллер, 1982; Мигматизация..., 1985; Богданова и др., 1990]. При этом отмечена определенная закономерность локализации в пространстве структур раннего эндогенного цикла. В центральной части купольные структуры доминируют, а по периферии наблюдаются лишь реликты структур вязкого течения вещества в субгоризонтальной плоскости.

О. И. Володичев (1990) провел детальное изучение пород этого комплекса в районе Тупой губы Ковдозера, а также на побережье Нользера и Нотозера. В итоге по первичным геологическим соотношениям была установлена следующая последовательность формирования магматических комплексов:

- 1 — двупироксеновые и двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы, метагаббро, пироксениты и перидотиты;
- 2 — ранняя энтербитовая мигматизация;
- 3 — дифференцированный комплекс порфировидных чарнокитов, энтербитов, гиперстеновых диоритов, габбро-диоритов и габбро;
- 4 — чарнокиты (гранодиориты), энтербиты (тоналиты), региональная мигматизация. Формирование метасоматических глиноземистых гнейсов.

Рассмотрим их более подробно.

1. Комплекс двупироксеновых и двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев, габбро, пироксенитов и перидотитов. Этот комплекс является наиболее древним в Ковдозерском домене. Работы О. И. Володичева (1990), Н. Е. Король (1990), а также авторские наблюдения позволили выявить большое количество пород этого комплекса в виде ксенолитов, встречающихся в субстрате мигматитов и в более поздних интрузивных энтербитах (тоналитах), чарнокитах (гранодиоритах) и гиперстеновых диоритах. Размеры ксенолитов варьируют от 0,5—1 до 50—100 м в попереч-

нике. Наложенные диафторические процессы нередко приводят к полному исчезновению ранних метаморфических парагенезисов с преобразованием их в плагиоамфиболиты.

Детальные исследования О. И. Володичева (1985, 1990), посвященные генезису основных и ультраосновных пород, позволили ему доказать вулканогенную природу большинства ксенолитов, наиболее ранним парагенезисом которых является $oPr + kPr + Pl \pm Kв$ и $oPr + kPr + Амф + Pl \pm Kв$. Им же выделяется комплементарный описанному комплекс вулканогенных пород среднего и кислого составов. Данные образования также образуют отдельные линзы и ксенолиты, но находятся в резко подчиненном количестве.

Исследования ксенолитов основного и ультраосновного составов показали, что они несут следы автономных структурно-метаморфических преобразований. Иногда в них наблюдаются изоклинальные складки с пологими шарнирами, а также автономная кристаллизационная сланцеватость. Шарниры складок не имеют четко ориентированной позиции, азимуты их погружения колеблются в пределах $270-330^\circ$ и $90-160^\circ$ с углами $0-25^\circ$.

2. Ранняя эндербитовая мигматизация. Мигматиты данной возрастной группы наблюдались в районе оз. Нольозеро. Они образуют тонкие (0,5—2—3 см) прожилки, согласные с автономной кристаллизационной сланцеватостью внутри ксенолитов двупироксеновых и двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев. Протяженность их ограничивается размерами ксенолита. Для них характерен метаморфический парагенезис $Gип + Pl + Kв$ [Володичев, 1985].

3. Дифференцированный комплекс порфировидных чарнокитов, эндербитов, гиперстеновых диоритов, габбро-диоритов и габбро.

В этой магматической ассоциации основной объем занимают эндербиты и чарнокиты, а базитовые компоненты находятся в строго подчиненном количестве [Володичев, 1985]. Габбро и габбро-диориты образуют самостоятельные тела размером до 80—100 м и характеризуются специфическими взаимоотношениями с эндербитами и чарнокитами. Иногда наблюдаются нечеткие контакты с явными следами магматической ассимиляции габброидов, что может указывать на сближенность времени их формирования в одних термодинамических условиях. Описываемые породные ассоциации содержат ксенолиты двупироксеновых кристаллических сланцев, что позволяет четко определить их нижнюю границу. В свою очередь они образуют ксенолиты в эндербитах, которые часто имеют интрузивные взаимоотношения с ними.

Метаморфические парагенезисы этого комплекса соответствуют гранулитовой фации умеренных давлений и представлены: габброиды — $Gип_{40-47} (ФГип_{53-54}) + Сал_{22-40} \pm Роg. обм_{31-42} + Pl_{20-60} \pm Kв$, эндербиты — $Gип (ФГип_{41-50}) \pm Сал_{20-40} \pm Би_{43} +$

+Пл₂₇₋₃₂+Кв, чарнокиты — Гип₃₉₋₄₀(ФГип₅₂₋₅₇)±Сал₃₄±Рог. обм₄₈₋₄₉±Би₃₈₋₄₈+Пл₂₃₋₃₀+Кв, что соответствует T=750—870 °C и P=6 кбар [Король, 1990].

4. **Комплекс чарнокитов (гранодиоритов), эндербитов (тоналитов).** Процессы региональной мигматизации и формирование метасоматических глиноземистых гнейсов. Породы этого комплекса являются наиболее распространенными в пределах центральной части Ковдозерского домена и представлены крупными полями полимigmatитовых ассоциаций. Иногда наблюдаются жилы мощностью от нескольких сантиметров до 40—60 см, имеющие изометричную форму, форму звезд и пауков. Их состав варьирует от лейкодиоритового до тоналитового и плагиигранитного [Балаганский и др., 1985]. Наиболее детально породы данного комплекса изучались в районе Тупой губы Ковдозера. Исследования Н. Е. Король и О. И. Володичева (1988) показали, что парагенезисы жильных эндербитов представлены рП₃₈₋₄₅+Пл₂₉₋₃₂+Кв, эндербитов, слагающих обширные мигматитовые поля — рП₄₁₋₅₀+Пл₂₇₋₃₂+Кв, а чарнокитов, образующих отдельные интрузивные массивы — рПр+Би₃₈+Пл₂₃₋₃₈+Орт+Кв.

Все сказанное выше относится к центральной части Ковдозерского домена, периферические же области сложены преимущественно тоналито-гнейсовыми ассоциациями, среди которых часто встречаются глиноземистые гнейсы. Несомненно, что подавляющее большинство тоналитов и гранодиоритов периферических областей являются диафторитами по эндербитам и чарнокитам, что является следствием часто встречаемых в реликтах гранулитовых парагенезисов [Володичев, 1985].

Глиноземистые гнейсы в большинстве работ рассматриваются как древнейшие супракрустальные образования чехольного типа [Володичев, 1975; Володичев, Король, 1983; Земная кора... 1978] и в последнее время выделяются в отдельный самостоятельный СВК [Загородный, Радченко, 1983; Структурно-метаморфическая... 1985; Богданова и др., 1990].

Появившиеся в последнее время данные позволили усомниться в такой трактовке первичного состава глиноземистых гнейсов и интерпретировать их в качестве глубинно-метасоматических образований, формировавшихся в результате замещения пород различных типов. К сожалению, имеющиеся данные не позволяют однозначно прийти к выводу об их глубинном генезисе и поэтому неопределенность в оценке природы глиноземистых гнейсов сохраняется.

Характерные для раннего эндогенного цикла тела метагабброидов и метагаббродиоритов подвержены интенсивным процессам разлинзовывания и интродуцированы гранитным материалом, заполняющим в настоящее время межлинзовое пространство. Иногда гранитные жилы имеют явно интрузивные контакты

с образованием структур типа агматитовых брекчий. В зонах интенсивного расщепления шло насыщение пород кремнеземом и, возможно, перераспределение железа. Породы приобретают характерный рыжеватый оттенок. Эти «ржавые» породы, по-видимому, могут рассматриваться в качестве субстрата глиноземных гнейсов. Содержание Al_2O_3 в этих породах порядка 14—16 вес %. Их минеральный состав: гранат, биотит, плагиоклаз, кварц. В качестве акцессорного минерала присутствует кианит. Глиноземистые гнейсы образуют тонкие пластинообразные уплощенные тела, перемежающиеся с тоналитами и гранодиоритами, образуя субгоризонтально залегающий «слоеный пирог» с четкими тектоническими контактами между пластинами.

На участке «Кианитовый» (рис. 16.12) исследованы двупироксеновые кристаллические сланцы и процессы их динамометаморфических преобразований. Линза кристаллосланца меланократового состава инъецируется энтербитовым материалом. Наложенные деформации ребольской (верхнеархейской) фазы тектогенеза сопровождалась интенсивным расщеплением и формированием мелких изоклинальных складок северо-западной ориентировки с пологими шарнирами (азимут простирания $S=300-350^\circ < 45-80^\circ$; $Ш \rightarrow 310-320^\circ < 0-10^\circ$). В краевой части линзы процессы бластомилонитизации преобразуют породы в гранат-биотитовые гнейсы, породы интенсивно мигматизированы и интродуцированы гранитными жилами. Граниты имеют характерный яркий белый цвет, относятся к группе лейкогранитов и содержат гранат. Часто с этими гранитными жилами и мигматитами ассоциирует кианит, который обычно находится либо в контакте с вмещающими гнейсами, либо в непосредственной близости от него.

В зонах интенсивного расщепления и метаморфической дифференциации гранат-биотитовых гнейсов также наблюдается рост кристаллов кианита. Вне этих зон кианит практически отсутствует. В свою очередь, изучение О. И. Володичевым (1990) процессов образования глиноземистых гнейсов показало, что они формируются по всем типам пород, присутствующим в данном регионе, в результате метасоматических процессов. Проведенные Л. В. Саморуковой [Мигматизация. . . , 1985] работы по определению характера флюидного режима в толще глиноземистых и амфибол-биотитовых гнейсов показали высокое суммарное содержание в них газов и воды (3,3—3,5 мг/г). При этом отмечается, что флюидные включения в породах субстрата характеризуются высокой восстановленностью ($K_{восст}=1,968$) и представлены, в основном, водородной группой газов. Изучение состава мигматитов, с которыми сопряжены кристаллы кианита, выявило anomalously высокие содержания SiO_2 (74—82 вес %) и низкие Na_2O+K_2O (2—4 вес %), что позволяет предполагать их формирование в результате метасоматических процессов. К подобным выводам еще раньше пришли и некоторые другие авторы [Митрофанов и др., 1975]. Эти мигматиты вряд ли могли быть продук-

ОБНАЖЕНИЕ Т-520

УЧАСТОК „КИАНИТОВЫЙ“

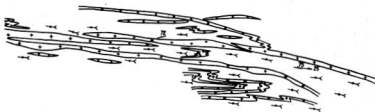


Рис. 16.12. Динамометаморфические преобразования двупироксеновых кристаллических сланцев с преобразованием их в гранат-амфибол-биотитовые и биотитовые гнейсы с кянитом. Обнажение Т-520, участок «Кянитовый».

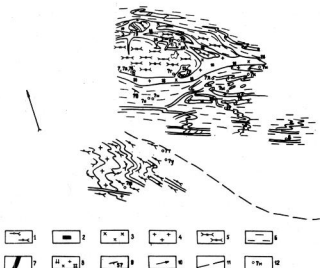
1 — гранат-биотитовые (ржавые) гнейсы; 2 — кристаллы кянита; 3 — белые граниты, нередко кянитсодержащие; 4 — лейкограниты с гранатом; 5 — диафто-

тами анатектического плавления, так как в этом случае должно было произойти полное плавление субстрата, имеющего практически тот же валовой состав.

СРЕДНИЙ ЭНДОГЕННЫЙ ЦИКЛ.

БЕЛОМОРСКИЙ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЙ КОМПЛЕКС

Данный цикл эндогенной активности характеризуется внедрением даек и отдельных интрузивных массивов лабрадорит-габброноритов, а также микроклиновых гранитов. Как правило, образования данного возраста локализованы в периферических частях Ковдозерского домена (массивы Толстиковский, Боярский, Нигрозерский, Жемчужный и др.), но отдельные проявления магматизма встречаются и в центральной зоне [Степанов, 1983; Володичев, 1985]. Чаще всего это дайки метабазитов. Массивы лабрадорит-габброноритов имеют размер 10—12 км в длину при 2—3 км в поперечнике и часто подчинены линейному структурному плану следующего эндогенного цикла.



рированные меланократовые кристаллосланцы; 6 — гранат-амфибол-биотитовые гнейсы (рыжеватые) по кристаллосланцам; 7 — дайка метабазита (на рисунке отсутствует); 8 — диафторированные жильные энтербиты; 9 — элементы залегания (кристаллизационная сланцеватость); 10 — минеральная линейность по амфиболу и биотиту; 11 — зона рассланцевания; 12 — места отбора проб.

Микроклиновые порфировидные граниты всегда ассоциируют с комплексом габброидов и либо интрузируют его, либо образуют самостоятельные массивы вблизи от контакта. Характер становления этого комплекса сопровождается пульсационным внедрением даек базитового и гранитного составов.

Изучение породных ассоциаций этого возраста проводилось на полуострове Толстик Кандалакшского залива и позволило выявить следующую цепь событий:

- ранний дайковый комплекс базитов;
- интрузии лабрадорит-габбро-норитов;
- интрузии микроклиновых порфировидных гранитов;
- поздний дайковый комплекс базитов;
- дайки аплитовидных микроклиновых гранитов.

Возрастная граница этого СВК определялась по геологическим соотношениям. Данные образования явно интрузируют породы раннего эндогенного цикла, подвергаются воздействию деформаций и интрузивному проникновению в них тоналито-гнейсов позднеархейского — ребольского эндогенного цикла.

Дайковый комплекс базитов изучался в Ковдозерском домене в районе Тупой губы, оз. Ковдозеро и на полуострове Толстик Кандалакшского залива. В районе Тупой губы дайка этого комплекса сечет мезократовые диафторированные кристаллосланцы с энтербитовым мигматитовым материалом. Подобные дайки интенсивно деформированы и часто образуют амфиболизированные, согласные с общей структурой прерывистые тела, цепочечные системы будин. Однако в некоторых местах сохраняется их дискордантность по отношению к тоналито-гнейсовой ассоциации раннего эндогенного цикла.

Интрузии лабрадорит-габбро-норитов. Типовым объектом является массив, занимающий центральную часть полуострова Толстик (рис. 16.13).

Толстиковский массив имеет ширину выходов около 2 км при длине около 9 км. Контакты с породами рамы тектонические. Чистые и слабоизмененные разности пород соответствуют габбро-норитам, габбро-анортозитам, метаморфизованные разности раскисляются до габбро и габбро-диоритов [Балаганский и др., 1983].

Комплекс микроклиновых порфириовидных гранитов и аляски-тов. Этот комплекс пород находится в тесной связи с массивами лабрадорит-габбро-норитов. Микроклиновые граниты рассекают тела габброидов и имеют свои жильные и мигматитовые производные. В зонах интенсивного наложенного расщепления и последующих структурно-метаморфических событий микроклиновые граниты преобразуются в тонкозернистые розовато-серые и серовато-белые гнейсы. Контакты микроклиновых гранитов и метагабброидов смяты в изоклинальные складки северо-западной ориентировки следующего по времени цикла.

Процессы ультраметаморфизма, проявленные в тоналит-грано-диоритовой матрице, представлены тонким мигматитовым материалом плагиомикроклинового состава, который затем просекается тремя генерациями **плагиомикроклиновых жил и микроклиновых гранитов.** В это же время происходило внедрение **позднего дайкового комплекса базитов.**

Метаморфические парагенезисы этого возраста не выявлены.

ПОЗДНИЙ ЭНДОГЕННЫЙ ЦИКЛ. ЛОПИЙСКИЙ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЙ КОМПЛЕКС

Поздний эндогенный цикл сыграл важную роль в процессах формирования Ковдозерского домена. В это время образовался единый Карело-Кольский континент, что выразилось в коллизионных взаимоотношениях ранее сформированных отдельно друг от друга континентальных образований. Произошло приращение обрамляющих Ковдозерский домен структур, которые

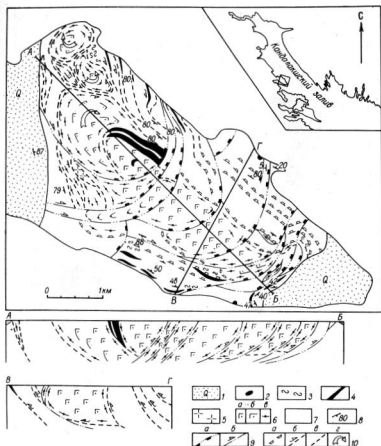
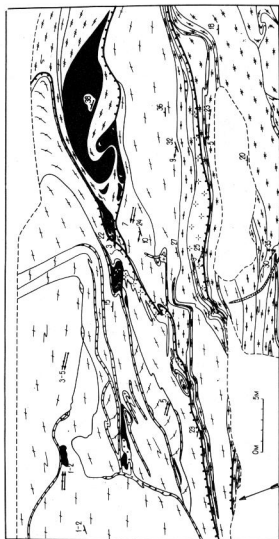


Рис. 16.13. Схематическая геологическая карта п-ова Толстик.

1 — четвертичные отложения, 2 — перцолит-габбро-нориты, 3 — участки интенсивной мигматизации, 4 — дайки базитов, 5 — микроклиновые порфириновые граниты, 6 — габбро-лабрадориты (а — неизмененные, б — рассланцованные, в — преобразованные в гранатоплагиоамфиболиты), 7 — тоналитовые гнейсы, 8 — ориентировка кристаллизационной сланцеватости, 9 — линии ограничения тектонических пластин селецкой (раннепротерозойской) фазы тектогенеза (а — надвиги, б — сдвиги); 10 — линии ограничения позднеархейских тектонических пластин (а — надвиги, б — сдвиги, в — плоскости с неясной кинематикой, г — структуры вращения).



1—6 — лопайский структурно-вещественный комплекс (1 — кварцевые жилы, 2 — жильный плагиомикроклиновый материал, 3 — дайки аплитовых гранитов, 4 — тоналиты, 5 — амфиболиты, 6 — метабазиты, метатриабазиты); 7—9 — беломорский структурно-вещественный комплекс (7 — дайки микроклиновых гранитов, 8 — микроклиновые порфировидные граниты, 9 — метабазиты); 10 — тоналиты саамского структурно-вещественного комплекса, 11 — шаршры (а), осевые поверхности складок (б); 12 — линейность (а), бороздчатость (б); 13 — залегание сланцеватости и полосчатости; 14 — геологические границы, границы пластин (а), фронтальные ограничения надвигов, пакетов пластин (б); 15 — контуры обнажений.

представлены зеленокаменными ассоциациями Моша—Кичанского и Рязановолудского поясов, а также базит-гранулитовых ассоциаций Колвицкого гранулитового пояса (южный фрагмент Лапландско-Колвицкого пояса). Мы рассматриваем геологическое строение только внутренних частей Ковдозерского домена. Следует отметить, что позднеархейский цикл характеризуется наибольшей интенсивностью проявления структурообразующих процессов в Ковдозерском домене, поэтому они являются реперными и позволяют восстанавливать историю развития региона, находя более древние реликты. Геологические данные указывают на то, что наиболее мощным процессам переработки подверглись краевые зоны Ковдозерского домена, тогда как в его центральных частях доминируют более древние структуры раннего эндогенного цикла.

В результате проведенных детальных исследований в районе полуострова Толстик и на прилегающих к нему островах Вачев и Киврейха, а также в районе озер Серяк и Ковдозеро можно заключить, что магматизм позднего эндогенного цикла представлен, в основном, синтетектоническими телами тоналитов и плагиогранитов, несколькими генерациями жил плагио-микроклинового и микроклинового составов.

Тоналит-гранодиоритовая ассоциация. Породы данного комплекса детально изучались на полуострове Толстик. Они образуют мало-мощные уплощенные тектонические линзы и пластины, которые повсеместно перемежаются с полиметаморфическими ассоциациями предыдущих этапов развития (рис. 16.14).

Их внедрение, по всей видимости, происходило в субсолидусном состоянии, на что указывают протогнейсовые структуры и текстуры [Богданова и др., 1990]. Полифазное внедрение масс тоналитового и гранодиоритового составов, а также мощные тектонические преобразования затрудняют выявление последовательности формирования комплекса. Однако детальное изучение геологических взаимоотношений позволило восстановить следующую цепочку (см. рис. 16.14):

синтектонические тела тоналитов и гранодиоритов; две генерации мигматитов плагиоряда; жилы аплитовидных гранитов; две генерации плагиомикроклиновых мигматитов; кварцевые жилы.

Породы комплекса преобразованы в биотитовые тоналитовые гнейсы, гранодиорито-гнейсы, плагиогнейсо-граниты и имеют текстуры и структуры бластомилонитов [Балаганский и др., 1985]. В результате проявления характерных для этого времени тектонических процессов все породные ассоциации Ковдозерского домена по его периферии собраны в многослойные пакеты чешуй-линз. Генетическая природа тектонического разлинзования определяется полициклическим проявлением деформаций вязкого тектонического потока, при котором формировались структурные формы такие, как разно ориентированные изоклинальные складки, сдвиги, надвиги, структуры облекания и вращения [Богданова и др., 1990].

В процессе изучения структурного парагенезиса ребольской фазы тектогенеза в пределах Толстиковского полигона была выявлена пространственно-временная зональность сосуществующих структурных форм (рис. 16.15).

Картирование крупных тектонических линз и пластин показало, что эволюция структурных парагенезисов в глубинно-надвиговых зонах шла по определенному пути. Для каждого конкретно изучаемого объекта (обнажения), который на рис. 16.15 обозначен римскими цифрами (на горизонтальной шкале), иногда удается выстроить временную зависимость последовательности проявления процессов складкообразования. Однако корреляцию этих шкал в пространстве зачастую не удается произвести из-за возможности возникновения различных типов структур одновременно в разных точках пространства. В условной точке I (см. рис. 16.15) процессы структурообразования могли идти по пути усложнения форм и заключать в себе закономерное развитие процессов вязкого течения вещества в субгоризонтальной плоскости. Усложнение системы складок с субгоризонтальными осевыми поверхностями приводило к их пакетированию, а затем к разделению на отдельные тектонические пластины и линзы, имеющие сложную внутреннюю складчатую организацию. В это же время в других условных точках пространства (II и III) могли происходить процессы заложения и развития субвертикальных шир-зон, которые закономерно разделяли пакеты крупных тектонических пластин. Так как в целом трудно ожидать равномерного и одновременного развития процессов и явлений, порождающих деформации в субстрате коры всего геоблока, то следует ожидать смещения во времени сходных процессов в других частях региона (точки IV, V и VI на рис. 16.15).

В целом, при изучении структурного узора ребольского тектоно-метаморфического цикла исследователь сталкивается с не-

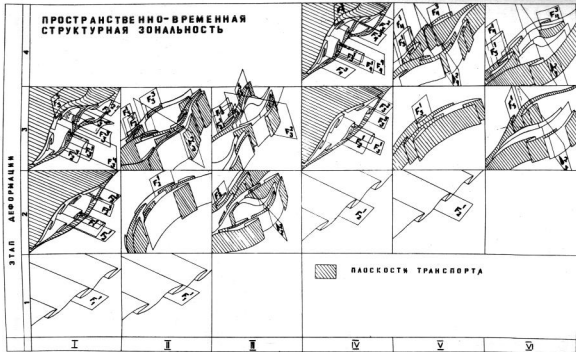


Рис. 16.15. Пространственно-временная зональность формирования структурных форм. Пояснения в тексте.

однородностью типов структурных парагенезисов и интенсивностью проявления их в пространстве.

Следует отметить, что наиболее ярким маркером при выявлении глубинно-надвиговых структур являются плоскости транспорта, которые формировались в условиях высокотемпературного ($\sim 600^\circ\text{C}$) вязкого течения всего вещества этого уровня коры в достаточно обширном пространстве (десятки и сотни км^2). При этом в пределах полуострова Толстик транспортные плоскости уплощенных линз и пластин, а также крутопадающие зоны вязкого сдвига фиксируются целым рядом структурных элементов, такими как бороздчатость, минеральная линейность, кристаллизационная сланцеватость. Данные структурные элементы имеют выдержанные относительно пологие ориентировки (аз. пад. $S=350-40^\circ$, $180-195^\circ$, $<0-30^\circ$, $Ш \rightarrow 280-310^\circ$, $100-115^\circ$, $<0-10^\circ$), которые в контактах совмещенного движения различных пакетов чешуй-линз переориентируются и приобретают крутые наклоны (аз. пад. $S=240-270^\circ$, $<60-70^\circ$, $Ш \rightarrow 150-180^\circ$, $<60-70^\circ$). Формирование как тех, так и других структурных элементов комплементарно и связано с закономерным распределением структурообразующих сил в пределах единого тектонического процесса [Богданова и др., 1990].

СЕЛЕЦКИЙ ЭНДОГЕННЫЙ ЦИКЛ

Селецкий эндогенный цикл характеризуется, в основном, гранитоидным магматизмом плагиомикроклинового ряда. Процессы мигматизации и гранитообразования проявлены локально, в зонах активизации и представлены крупно-среднезернистыми образованиями.

Мигматиты чаще образуют порфиروبластическую лейкоому, а на заключительном этапе — согласно секущие тела биотит-микроклин-плагиоклазового состава. В этом цикле важное значение имели процессы метасоматической мигматизации, а анатектические гранитоиды играли соподчиненную роль [Комплексные... 1988]. Кроме того, известны крупные интрузивные массивы порфировидных и мелкозернистых биотитовых плагиомикроклиновых и лейкократовых гранитов умеренной щелочности. Характерным примером является Соколозерский массив (см. рис. 16.11) в юго-западной части карты, который относится к диорит-лейкогранитной серии андезитового типа [Виноградова и др., 1985].

К начальным фазам селецкого эндогенного цикла относятся тела лерцолит-габбро-норитов, образованные, по мнению многих авторов, в результате заложения системы расколов коры северо-восточного простираания [Ефимов, 1975; Балаганский и др., 1983; Структурно-метаморфические... 1985]. Они представлены мелкими (до 100—200 м, чаще 5—10 м в поперечнике) линзо-

образными или изометричными телами в гранито-гнейсовой матрице. Количество массивов оценивается в несколько сотен. Первичные контакты в большинстве случаев затушеваны наложенными тектоно-метаморфическими процессами, но в отдельных случаях отмечаются первичные взаимоотношения интрузивного характера [Володичев, 1990]. Линейно вытянутые в плане тела трактуются как дайки или пластовые тела. Породы имеют массивную крупнозернистую текстуру и габбро-офитовую, офитовую и друзитовую структуры. Друзитовая структура характеризуется развитием оторочек мелкозернистого граната на границе амфиболизированного пироксена с плагиоклазом. Другим типом каевок являются гранат-биотитовые оторочки на границе манетита и плагиоклаза. Иногда друзитовые структуры представлены каймами амфиболы, орто- и клинопироксена [Малов и др., 1978; Балаганский и др., 1983].

В пределах отдельных массивов иногда наблюдаются плохо выраженная мозаичная дифференцированность, еще реже магматическая расслоенность.

Лерцолит-габбро-нориты характеризуются умеренной магнетизмностью пород, нормальной щелочностью, с резким преобладанием натрия. Состав исходной магмы соответствует толеитовым базальтам. По соотношению нормативных минералов они относятся к семейству с оливин-ортопироксеновым трендом [Земная кора. . . , 1978].

Процессы тектоно-метаморфических преобразований данного возраста отмечены проявлением надвигаобразования, локализованного в северо-восточной части Ковдозерского домена (см. рис. 16.11). Значительных перемещений вдоль плоскостей сместителей, по-видимому, не происходило, о чем свидетельствует слабое изменение позиции глиноземистых гнейсов южнее Княжьей губы [Богданова и др., 1990]. Оценка амплитуды смещения колеблется в пределах 2—10 км, а иногда составляет всего 10—50 м. В целом деформации носили чешуйчато-надвиговый характер и документировались в породных комплексах полуострова Толстик, где они были детально прослежены.

Фронтальные и бортовые части «ложкообразных» надвиговых структур маркируются мелкой изоклинальной складчатостью, фрагментарной мигматизацией подошвы аллохтонов, зонами бластомилонитизации и милонитизации. Во фронтальных областях развита достаточно выдержанная минеральная линейность по биотиту и хлориту, азимуты погружения которой варьируют в пределах 350—40° и 160—195° с пологими углами погружения (0—20°). В бортах аллохтонов углы погружения составляют 20—60°.

Для интрузивных тел лерцолит-габбро-норитов характерными условиями формирования являются $T=1180-800\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P=6-10\text{ кбар}$ [Земная кора. . . , 1978]. Метаморфизм проявлен локально по зонам надвигов и сдвигов и отражает высокобарические усло-

вия амфиболитовой фации при $T=615-650^{\circ}\text{C}$, $P=7,8-8,5$ кбар. На регрессивной стадии $T=550-500^{\circ}\text{C}$ [Володичев, 1975; Комплексы..., 1988].

СВЕКОФЕННСКИЙ ЭНДОГЕННЫЙ ЦИКЛ

Свекофеннский этап активизации континентальной коры в северо-западном Беломорье выражен, в основном, структурообразующими процессами, которые часто развивались с использованием верхнеархейских плоскостей смещения. В местах их проявления развивались системы эшелонированных тектонических пластин северо-западного и субширотного простирания. Этот же этап характеризуется проявлением магматизма, в результате которого внедрялись плагиограниты, адамеллиты, существенно калиевые граниты, слюдоносные и керамические пегматиты. В зонах интенсивной тектоно-метаморфической переработки наблюдаются процессы мигматитообразования. Возраст проявления этих процессов варьирует в пределах 1900—1750 млн лет [Ступников, 1971; Комплексы..., 1988].

Процессы тектоно-метаморфических преобразований пород этого комплекса протекали при $T=570-660^{\circ}\text{C}$ и $P=6,5-7,5$ кбар в условиях высокобарического метаморфизма амфиболитовой фации. На регрессивной стадии кислотного выщелачивания $T=400^{\circ}\text{C}$ и $P=5,5$ кбар [Володичев, 1975; Комплексы..., 1988]. Слюдоносные и керамические пегматиты относятся к постдеформационному этапу и не затронуты тектоно-метаморфическими преобразованиями. Они, по-видимому, отражают условия постепенного отмирания эндогенной активности северо-западного Беломорья.

Эволюция термодинамического режима пород Ковдозерского домена является отражением выявленной направленности процессов регионального метаморфизма в Карело-Кольском регионе. Наиболее ранний прогрессивный метаморфизм характеризовался становлением сложной вертикальной зональности, которая хорошо идентифицируется по изменению во времени характера метаморфических парагенезисов — от гранулитовой до амфиболитовой фации. Геологически эта зональность могла отражать изменение условий, возникавших при подъеме эндербит-чарнокитовых диапиров из зоны магногенерации в более высокие структурные этажи (рис. 16,16, 16.17).

Работы, направленные на выявление характера метаморфизма среднего эндогенного цикла, не привели к успеху. Это, видимо, объясняется условиями стабилизации процессов коровой астено-сферы (астенолинзы). В то время произошло заложение трещин и формирование интрузивного комплекса габбро-лабрадоритов и микроклиновых порфиroidных гранитов. Скорее всего, региональный метаморфизм отражал условия литостатической нагрузки

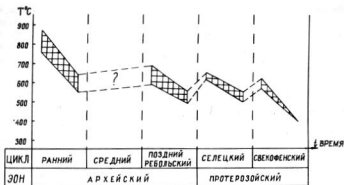


Рис. 16.16. Эволюция температурного режима метаморфизма пород Ковдорского домена. Сост. по данным [Володичев, 1975, 1985; Балаганский, Богданов, 1984; Король, 1990].

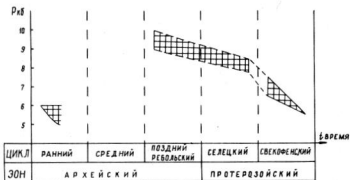


Рис. 16.17. Бариметрические характеристики развития Ковдорского домена. Сост. по данным [Володичев, 1975, 1985; Балаганский, Богданов, 1984; Король, 1990].

и не нашел выражения в новых минеральных парагенезисах, отличных от предыдущего этапа.

Анализ термодинамических условий развития системы в ребольскую, селецкую и свекофенскую фазы тектогенеза указывает на то, что породные ассоциации Ковдорского домена претерпели, по крайней мере, три крупных этапа тектоно-метаморфических преобразований. На рис. 16.16 видно, что температурный режим каждого из трех перечисленных эндогенных

циклов имеет явную регрессивную направленность (от начала к концу), с общим понижением температуры во времени. Изменение давления не имеет столь выраженной дискретности, однако в целом также уменьшается от верхнего архея к протерозою (см. рис. 16.17).

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ РАЗВИТИЯ БЕЛОМОРИД

Таким образом, в раннедокембрийской истории формирования коры северо-западного Беломорья выделяется пять эндогенных циклов, каждому из которых присущи свои специфические особенности, позволяющие выявить геодинамические режимы существования континентально-коровой системы и выстроить их в определенной последовательности.

Прежде чем приступить к рассмотрению последовательности проявления геодинамических режимов в Ковдозерском домене и обрамляющих его структурах, необходимо учесть, что при составлении легенды геодинамической карты северо-западного Беломорья в нее были включены режимы, отражающие этапы развития всей территории. Поэтому сначала будут рассмотрены режимы, касающиеся непосредственно Ковдозерского домена, а затем вкратце разобрана геодинамика других, примыкающих к нему областей. Кроме того, следует обратить внимание на то, что при построении легенды геодинамической карты в правой ее части нанесена возрастная шкала, которая позволяет контролировать время проявления процессов, а размеры условных обозначений соответствуют их интервалам. В тех условных обозначениях, которые нанесены попарно, верхний кубик отображает соответствующий геодинамический режим (рис. 16.18), а нижний отвечает маркирующим его структурно-вещественным комплексам (рис. 16.19).

Наиболее ранние события, протекавшие во внутренних частях Ковдозерского домена, можно восстановить по ксенолитам основных и ультраосновных пород, генезис которых отвечает вулканогенным образованиям [Володичев, 1990]. По утверждению О. И. Володичева (1990) и В. А. Глебовицкого и др. (1986), ранние этапы развития беломорид характеризуются триадой гранит-зеленокаменной ассоциации: метавулканиты основного и ультраосновного состава, интрузивные породы габбро-диорит-кварцдиоритового и кварц-диорит-тоналит-гранодиоритового состава. Один из членов этой триады (ультрабазит-базитовые ассоциации) реконструируется как вулканогенные образования, содержащиеся в качестве ксенолитов в диорит-тоналит-гранодиоритовой матрице. Так как у нас нет прямых доказательств формирования этих комплексов в едином парагенезисе, то можно предположить, что ультрабазит-базиты являются самостоятель-

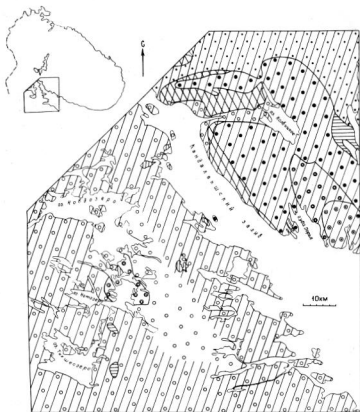


Рис. 16.18. Схема районирования проявлений геодинамических режимов формирования пород северо-западного Беломорья.

Условные обозначения см. в табл. 16.1.

ным комплексом, формировавшим кору базитового состава, время образования которой предшествовало зарождению континентальной коры. Следовательно, самым ранним этапам зарождения континентальной коры предшествовал протоокеанический геодинамический режим или режим первичных зеленокаменных поясов.

Наиболее сохранившиеся фрагменты супракрустального комплекса, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации, иногда имеют тонкозернистое строение, структурно-текстурные особенности вулканитов и даже реликты магматических мине-

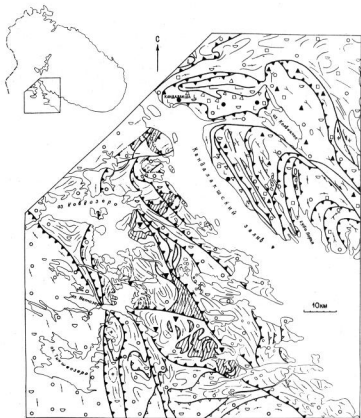


Рис. 16.19. Схематическая карта реперных структурно-вещественных комплексов геодинамических режимов формирования пород северо-западного Беломорья.

Условные обозначения см. в табл. 16.1.

ралов [Володичев, 1990]. Наложение на поверхностные образования прогрессивного метаморфизма гранулитовой фации указывает на их погружение. Характер же ранней мигматизации доказывает достижение супракрустальными породами уровней выплавления гранитоидного вещества. В настоящее время среди изученных комплексов не найдено следов проявления процессов частичного плавления и дифференциации вещества базитовой коры, однако последовательность событий указывает на вторич-

ную природу возникновения континентально-коровых ассоциаций. Нахождение ксенолитов метавулканитов в купольных структурах Ковдозерского домена подтверждает положение о том, что переработанные остатки коры базитового состава были подхвачены образующимися эндербит-чарнокитовыми выплавками и перемещены из области магмогенерации в более высокие структурные этажи.

Кроме формирования интрузивных магматических комплексов, ранний эндогенный цикл характеризовался широким развитием процессов ультраметаморфизма, результатом которых явились гигантские полимigmatитовые поля. Этот факт указывает на наличие в архее условий повышенного геотермического градиента в коре. Поэтому, изучая вскрытые на поверхности глубинные архейские образования, следует, по-видимому, реконструировать двухслойное строение континентальной коры того времени.

Как уже отмечалось, наиболее ранний этап развития Ковдозерского домена характеризовался формированием гранулит-базит-эндербит-чарнокитовой и гранито-гнейсовой ассоциаций, а также развитием купольных и глубинно-надвиговых структур. Вещественное наполнение, интенсивные процессы ультраметаморфизма, структурно-метаморфическая зональность позволили предположить возможность существования конвективного теплопереноса во вскрытом современным эрозионным срезом нижнем слое архейской коры. Характер проявления этих событий в пространстве и времени укладываются в схему упорядоченного типа конвективного перемешивания вещества. Таким образом, весь объем корово-астеносферного слоя на ранней стадии развития мог представлять собой единую систему, подобную ячее Бенара (рис. 16.20).

Известно, что при давлениях $P > 2$ кбар плавление водонасыщенных силикатных магм гранитоидного состава происходит при сравнительно низких температурах $\sim 600\text{--}650^\circ\text{C}$, тогда как при более низких давлениях $P < 2$ кбар температура кристаллизации магм такого состава повышается вплоть до $850\text{--}900^\circ\text{C}$ при $P = 0$ [Жариков, 1976]. Поэтому водонасыщенные мигматиты, поднимавшиеся в процессе конвективного массообмена из низов коры на уровни раздела нижней и верхней коры, сбрасывали в форме флюида минерализованные воды, которые должны были являться источником метасоматоза на границе раздела.

К раннему этапу развития континентально-коровых ассоциаций Ковдозерского домена относятся глиноземистые гнейсы, генезис которых пока не вполне ясен. Однако если принимать их образование как метасоматическое, то в схеме развития коровой астеносферы они должны были бы занимать закономерную позицию, описанную выше. Данный комплекс, по-видимому, маркирует эту зону и является характерной особенностью стационарного типа конвективного теплопереноса. Следы контактового метасоматического перераспределения элементов [Король, 1990;

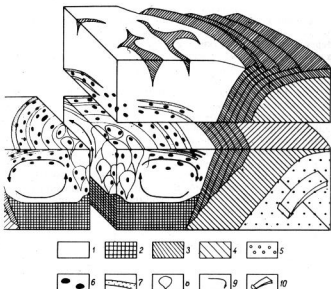


Рис. 16.20. Характерные особенности развития коровой астеносферы.

1 — континентальная кора; 2 — подкоровая область литосферы; 3—4 — литосфера океанического типа, сформированная в предшествующие этапы (3) и на изображенном этапе геодинамической истории (4); 5 — верхняя мантия; 6 — ксенолиты протолита в коровой астеносфере; 7 — область перехода от коровой астеносферы к кристаллической коре; 8 — гранито-гнейсовые купола; 9 — направление тока вещества коровой астеносферы; 10 — направление тока вещества верхней мантии.

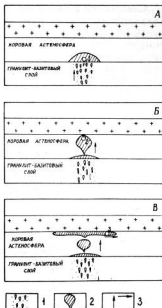
Володичев, 1990], происходившего на ранних этапах становления континентальной коры, косвенно указывают на наличие в системе определенного флюида, переносчиком которого являлись гранито-гнейсовые купола.

Механизм развития процессов раннего этапа отражал закономерную смену событий в поднимающихся гранито-гнейсовых куполах. Характер смены метаморфизма, видимо, подтверждает наличие вертикальной зональности. К сожалению, пока не имеется данных, позволяющих говорить о переходе вертикальной ветви такой зональности в горизонтальную, однако можно предположить, что при достижении куполами зоны перехода к жесткой коре они должны были растекаться в стороны, образуя области вязкого течения вещества в субгоризонтальной плоскости (рис. 16.21). Плащевидный характер залегания тел глиноземистых гнейсов, специфический метаморфизм хорошо объясняют-

Рис. 16.21. Возможный механизм становления вертикальной и горизонтальной метаморфической зональности в коровых ассоциациях Ковдозерского домена.

А — зарождение купола, Б — всплытие купола (становление вертикальной метаморфической зональности), В — растекание купола в субгоризонтальной плоскости (становление горизонтальной ветви метаморфической зональности).

1 — зона частичного плавления и дифференциации в переходном слое от мантии к нижней коре, 2 — гранито-гнейсовые (мigmatитовые) купола, 3 — главные направления движения вещества.



ся этой моделью и позволяют по-новому взглянуть на традиционно многими стратифицируемые вещественные комплексы.

Принцип построения геодинамической карты континентальных областей раннего докембрия заключается в отображении на ней реперов геодинамических режимов и соответствующих процессов, которыми являются определенные вещественные комплексы. Индикатором самого раннего протоокеанического геодинамического режима являются многочисленные ксенолиты мафит-ультрамафитов, которые указывают на историю, предшествующую зарождению континентальной коры. Этим образованиям, строго говоря, должен соответствовать самостоятельный эндогенный цикл. Однако из-за недостатка данных мы вынуждены условно отнести рассматриваемые вулcano-плутонические образования к ранним этапам становления коры континентального типа, не выделяя их в качестве самостоятельного комплекса.

В силу очень незначительных размеров этих образований (в большинстве случаев первые метры) их не удалось показать на структурно-кинематической карте северо-западного Беломорья и поэтому они не были отражены в геодинамической карте и ее легенде (см. рис. 16.18, 16.19).

Следующий по времени проявления средний эндогенный цикл, включающий в себя породные ассоциации беломорского СВК, предшествовал позднеархейским событиям в северо-западном Беломорье. Этот цикл характеризовался заложением системы трещин, закономерно расположенных в пространстве, и внедрением интрузивов комплекса лабрадорит-габбро-норитов и микроклиновых порфировидных гранитов. Основная часть интрузивных массивов находится в обрамлении гранулитового ядра Ковдозерского домена (см. рис. 16.19). Характер проявления магматизма этого времени указывает на отмирание процессов раннего эндогенного цикла и, по-видимому, отражает условия консолидации (кратонизации) континентальной коры в пределах домена (см. рис. 16.18, 16.19).

Поздний верхнеархейский эндогенный цикл, наряду с магматизмом периферических зон Ковдозерского домена, характеризовался интенсивным полициклическим проявлением деформаций вязкого течения.

По данным О. И. Володичева (1990), именно в это время на границе Кольской гранулитогнейсовой и Карельской гранит-зеленокаменной областей произошла трансформация Беломорской структуры с явными признаками зоны сжатия (коллизии). Это событие обусловило резкую смену предыдущего геодинамического режима на режим коллизии. Данное событие выразилось проявлением метаморфизма амфиболитовой фации, который имел не сплошной, а дискретный характер наложенного процесса, не обладающего особенностями регионального метаморфизма в традиционном понимании этого термина.

Магматические процессы этого возраста кардинально отличались от предшествующих событий и были выражены внедрением синтетектонических пластинообразных тел тоналито-гнейсов, которые подчеркивают плоскости транспорта и не образуют самостоятельных интрузивных массивов. Восточная часть Ковдозерского домена по всем признакам является форланд-структурой зоны коллизии Беломорской области с Кольской гранулитогнейсовой областью, тогда как Рязановолудский пояс зеленокаменного типа и Колвицкий гранулитовый пояс маркируют шовную ее часть.

По всем имеющимся признакам в пределах Ковдозерского домена и его обрамления (за исключением центральных частей домена) можно выделить региональный коллизионный геодинамический режим, который в форланд-структуре, швной и тыловой зонах имеет свои особенности.

Эндогенные события селецкого цикла выражены локально и приурочены, в основном, к унаследованным проницаемым зонам северо-западного и субширотного направления. Процессы магматизма и структурообразования указывают на наличие пространственно-временной зональности проявления геодинамических режимов, реперами которых они являются.

Относимый к начальным фазам этого этапа развития региона комплекс лерцолит-габбро-норитов в настоящее время не имеет четкой возрастной позиции в структуре северо-западного Беломорья и отвечает условиям растяжения земной коры. Однако позже рифтогенный геодинамический режим сменился условиями сжатия, которое локально было проявлено в восточной части домена и маркируется малоамплитудными надвигами (см. рис. 16.19). Локальный коллизионный режим, в свою очередь, сменился режимом кратонизации, реперами которого являются интрузивные массивы щелочных гранитов в обрамлении домена и за его пределами.

Свекофенский этап активизации континентальной коры в северо-западном Беломорье выразился, в основном, в структуро-образовательных процессах, которые отвечают коллизионному геодинамическому режиму. Завершение этих процессов ознаменовалось практически полным прекращением активной эндогенной деятельности, которая длилась более одного миллиарда лет, вплоть до каледонского времени. Завершая описание геодинамики Ковдозерского домена, следует указать на индивидуальность пути его развития, которая выразилась следующей последовательностью проявления геодинамических режимов: протоокеанический режим → режим зарождения сиалических ядер → корово-астеносферный режим → режим кратонизации → коллизионный режим → рифтогенный режим → коллизионный режим → режим кратонизации → коллизионный режим → режим кратонизации.

Описанная последовательность геодинамических режимов относится только к внутренним частям Ковдозерского домена. Приведенная же выше структурно-кинематическая карта и карта геодинамических режимов и их реперов покрывают территорию, превышающую размеры Ковдозерского домена и включающую обрамляющие его структуры, которые не связаны с ним генетически. К этим структурам относятся: Рязановодудский пояс зеленокаменного типа, пояс плутоно-метаморфических ассоциаций (Колвицкий гранулитовый пояс), фрагменты Ингозерского и Порьегубско-Умбинского доменов (см. рис. 16.10). В связи с этим легенда геодинамической карты северо-западного Беломорья содержит общую информацию о последовательности проявления геодинамических режимов в северо-западном Беломорье.

Проведенные в Беломорье работы позволили с той или иной степенью достоверности восстановить историю развития каждого в отдельности домена коры и разделяющих их поясов. В результате этого стало возможно произвести пространственно-временную корреляцию геодинамических режимов во всем регионе и определить некоторые общие закономерности его развития. Подробнее эта схема будет разбираться ниже.

Как уже отмечалось, наиболее ранние образования Ковдозерского домена, которые являются маркером режима первичных

зеленокаменных поясов, из-за несоответствия их размеров масштабам структурно-кинематической карты северо-западного Беломорья, не были отображены на ней. По отношению к данным ассоциациям породы Рязановолудского пояса зеленокаменного типа имеют более молодую возрастную позицию и занимают пограничное положение между Ковдозерским доменом, с одной стороны, и Порегубско-Умбинским и Ингозерским, с другой. Изучение зеленокаменных ассоциаций, а также комплексов, которые являются плечами структуры, показало полное отсутствие каких-либо признаков рифтогенной природы пояса и выявило косвенные признаки его первично-океанической природы [Богданова и др., 1992]. Таким образом, наиболее ранним геодинамическим режимом, выделяемым в Рязановолудском поясе зеленокаменного типа, является режим первичных зеленокаменных поясов. Возраст формирования данной структуры условно принимается промежуточным между возрастом становления коры Ковдозерского домена и позднearerхейской коллизией (~2,8 млрд лет назад).

Последующая история развития процессов в этой структуре характеризовалась проявлением коллизионных взаимоотношений в регионе. В пределах пояса уверенно можно выделить ребольский и свекофеннский этапы деформаций (2,75—2,65 и 1,95—1,75 млрд лет), которые являются маркерами коллизионного режима [Структурно-метаморфическая..., 1986]. Восстановленная в Рязановолудском поясе зеленокаменного типа цепь геодинамических режимов имеет вид: режим первичных зеленокаменных поясов → коллизионный режим (2,75—2,65 млрд лет) → ? → коллизионный режим (1,95—1,75 млрд лет) → режим кратонизации. В этом ряду не упоминается режим промежуточной между ребольской и свекофеннской фазами складчатости кратонизации, так как он не был проявлен в поясе зеленокаменного типа. Однако при корреляции процессов и построении региональной схемы периодизации его присутствие необходимо учитывать.

Второй пограничной структурой, которая тесно ассоциирует с поясом зеленокаменного типа, является плутоно-метаморфический пояс фемического профиля (Колвицкий гранулитовый пояс). Генетическая природа породных ассоциаций и характер метаморфической эволюции свидетельствуют о глубинной природе комплекса и предполагают его выдвижение с границы кора—мантия. Доколлизийная история пояса практически полностью затухшена наложенными метаморфическими процессами, однако присутствующие там двупироксеновые кристаллосланцы, перидотиты, эклогитоподобные породы, габбро-нориты и ряд других пород сохраняют следы доколлизийного тектонического перемешивания. Выделенный для этого комплекса режим корово-мантийного смешивания, строго говоря, не отвечает понятию геодинамического режима.

Дело в том, что данные породные ассоциации, в силу нало-

женных процессов, были оторваны и транспортированы с уровня, который предположительно является пограничным и разделяет амфиболит-эндербит-чарнокитовые ассоциации нижней коры и базит-ультрабазитовые комплексы подкоровой литосферы. Естественно предположить, что данная область представляла собой зону перемешивания коровых и мантийных образований с постепенными переходами в обе стороны. Эта зона скорее всего формировалась совместно с корой Ингозерского и Порьегубско-Умбинского доменов, из-под которых затем и был выведен наверх ее фрагмент.

Этот вывод о природе становления породных ассоциаций данного комплекса совершенно не отражает причины перемешивания и поэтому не может указывать на характер проявления сил и процессов его порождающих. Однако ввиду обособленности пояса плутоно-метаморфических ассоциаций в пространстве, считается необходимым выделить доколлизийные процессы, происходившие в нем, в ранг самостоятельного геодинамического режима с условным названием: режим корово-мантийного смешивания. Последующая история развития этой структуры характеризуется более высокими степенями метаморфизма (до эклогитовой фации) и формированием характерной для коллизийных швов линейной структурой, что позволяет уверенно выделить коллизийный геодинамический режим. В интервале 2,4—2,5 млрд лет назад гранулит-базитовые ассоциации были интродуцированы щелочными гранитами (см. рис. 16.11), которые являются маркером проявления режима кратонизации. В свекофеннскую фазу складчатости (1,95—1,75 млрд лет назад) весь регион испытал условия сжатия с формированием характерных для режима коллизии структур. Суммируя все процессы, которые проявились в пределах Колвицкого гранулитового пояса, можно определить следующую последовательность геодинамических режимов: режим корово-мантийного смешивания → коллизийный режим (2,75—2,65 млрд лет) → режим кратонизации → коллизийный режим (1,95—1,75 млрд лет) → режим кратонизации.

По аналогии с процессами в Ковдозерском домене, которые являются маркером режима внутрикоровой конвекции, этот режим можно выделить и в пределах Порьегубско-Умбинского домена, вещественно представленного эндербитами и чарнокитами, а также двупироксеновыми и плагиоклазовыми кристаллосланцами (см. рис. 16.18, 16.19). Близость породных ассоциаций к шовной зоне коллизийной структуры не позволяют выделить доколлизийные структурные парагенезисы в домене и снижают степень достоверности выделяемого режима. Таким образом, в пределах Порьегубско-Умбинского домена можно выделить следующую цепь режимов: ? → режим внутрикоровой конвекции → коллизийный режим (2,75—2,65 млрд лет) → ? → коллизийный режим (1,95—1,75 млрд лет) → режим кратонизации.

Эволюция процессов корообразования и преобразования в Ин-

гозерском домене изучена наименее полно и не позволяет достаточно достоверно выявить характер и последовательность проявления геодинамических режимов в этом регионе. Ввиду очень слабой обнаженности имеются только отрывочные данные о существовании там условий, характерных для астеносферного (астенолинзового) слоя коры, которых явно не хватает для однозначного выявления того или иного локального геодинамического режима. В силу этого режим формирования континентально-коровых ассоциаций Ингозерского домена получил условное название режима внутрикорового гранитообразования. Наряду с неопределенностью выделенного режима, совершенно не охарактеризован наиболее ранний этап становления коры континентального типа в этом регионе. В зоне сочленения породных ассоциаций Ингозерского домена и Колвицкого гранулитового пояса, как уже отмечалось, в интервале 2,5—2,4 млрд лет назад произошло внедрение интрузии щелочных гранитов, маркирующих режим кратонизации. В целом последовательность проявления событий представлена следующими режимами: ? → режим внутрикорового гранитообразования → коллизионный режим (2,75—2,65 млрд лет) → режим кратонизации → коллизионный режим (1,95—1,75 млрд лет) → режим кратонизации.

Восстанавливая эволюционную цепь развития геодинамических процессов в каждой отдельной структуре северо-западного Беломорья, можно заключить: 1) все перечисленные комплексы, выделенные в самостоятельные структуры и домены коры, имеют существенные различия в способах их формирования на ранних стадиях развития; 2) начиная с позднего архея (ребольская фаза тектогенеза) все эти образования подверглись сходным процессам и были собраны в единую структуру (мегакомплекс), сформировав Беломорскую область.

На основании этого можно сделать вывод, что все перечисленные континентально-коровые образования и линейные структуры, разделяющие их с момента зарождения и до позднего архея (до ~2,8 млрд лет назад), развивались независимо друг от друга (кроме пород Колвицкого гранулитового пояса) и имели индивидуальный характер развития. Это, в свою очередь, позволяет утверждать, что процессы эволюции коры континентального типа в северо-западном Беломорье подразделяются на два крупных этапа: ранний — корообразующий и поздний — преимущественно коропреобразующий.

Таким образом, Ковдозерский домен северо-западного Беломорья явился полигоном, на котором была сделана попытка соединения результатов теоретических исследований в области геодинамики раннего докембрия и изучения конкретного геологического объекта. Условия развития беломорид (высокая степень эродированности блока коры, специфика внешнего тектонического воздействия, внутренние процессы эволюции глубинных частей

коры и т. д.) характеризуются определенным парагенезисом геодинамических режимов, который был описан выше. В силу неоднородности проявления событий планетарного и регионального рангов, влияющих на процессы корообразования, скольжение их во времени и пространстве может существенно изменять схему последовательности проявления геодинамических режимов в других областях коры.

Северо-западное Беломорье относится к ряду тех областей, поверхность которых была интенсивно эродирована с момента становления коры и наверх выведены достаточно глубинные ее уровни. Специфика происходивших в коре процессов позволяет предположить подчиненность условий тепло-массопереноса законам гидродинамики, то есть законам движения вязкой жидкости. Подобного рода заключение заставляет усомниться в применимости отработанных на более молодых (фанерозойских) структурно-вещественных комплексах отдельных методик. Одним из примеров нестыковки результатов исследования с реальными геологическими фактами может служить метод возрастного построения шкалы последовательности проявления структурных форм. Хорошо работающий в областях проявления хрупких деформаций этот метод не может быть корректно применен к тем объектам, в которых вещество подвергалось вязкому или вязкопластическому течению. При такого рода течении всего субстрата в разных точках изучаемого объекта одновременно могут формироваться различные структурные формы не только за счет неоднородности процессов течения, но и в силу целого ряда внешних факторов, влияющих на характер и направление перемещения вещества [Миллер, 1982]. При этом, выстраивая последовательную шкалу проявления структурообразовательных процессов, мы должны по серии обнажений выявить структурные формы, которые образовались в каждый отдельный момент времени и были характерны для всего региона. Выделив таким образом складку F_1 в серии обнажений и определив, что она является наиболее ранней, мы обязаны предположить, что во всем исследуемом блоке коры в это время образовывался только этот тип складок. Однако скольжение во времени и пространстве процессов образования одних и тех же типов складок могут привести к путанице и завуалировать истинную картину эволюции структурных форм.

Предлагаемая методика геодинамического анализа глубоко эродированных областей земной коры позволяет с новых позиций взглянуть на процессы развития внутренних частей самостоятельного развивавшихся блоков континентальной коры. В приведенной выше классификации геодинамических режимов раннего докембрия все их типы, за исключением режима зарождения сиалических ядер и корово-астеносферного, являются общепринятыми, а их идентификация по набору определенных структурно-вещественных комплексов, как правило, не вызывает затруднений. Исследования многих авторов в области реконструкции наиболее

ранних этапов развития континентальной коры [Ранняя история Земли, 1980; Рингвуд, 1981; Конди, 1983; Гликсон, 1983 и др.] достаточно уверенно свидетельствуют о существовании соответствующего этому отрезку времени структурно-вещественного парагенезиса, который характеризуется гранит-зеленокаменными ассоциациями с присущими им изометричными и амебообразными структурами. Кроме этого, необходимым условием выделения режима зарождения сиалических ядер должен быть более древний возраст становления зеленокаменных ассоциаций по отношению к гранито-гнейсам.

Режим существования коровой астенотолды в нижних частях отдельных блоков коры может быть охарактеризован только в случае выведения глубинных ее уровней на поверхность. Тогда такие факторы, как повсеместное развитие процессов ультраметаморфизма (не по отдельным зонам, а захватывая весь гранито-гнейсовый субстрат), вертикальная и горизонтальная зональности метаморфических процессов, существование куполовидных структур и структур вязкого течения в субгоризонтальной плоскости, которые имеют закономерное распределение в пространстве и слагают обширные поля, могут являться структурно-вещественным парагенезисом корово-астенотолды геодинамического режима.

В заключение следует отметить, что предлагаемый подход к проблемам изучения геодинамики раннего докембрия позволяет в некоторых случаях адекватно описывать процессы эволюции континентальной коры на самых ранних этапах ее становления.

Автор признателен М. Н. Богдановой за помощь в написании главы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Балаганский В. В., Богданова М. Н. К вопросу об условиях метаморфизма ранних этапов развития беломорид Северо-Западного Беломорья // *Метаморфизм и метаморфогенное рудообразование раннего докембрия*. Апатиты: Кол. ФАН СССР, 1984. С. 58—68.

Балаганский В. В., Богданова М. Н., Ефимов М. М., Козлова Н. Е. Соотношения гранито-гнейсового и амфиболито-кристаллосланцевого комплексов Кольской зоны и их возможные аналоги в Северо-Западном Беломорье // *Геология и история формирования раннедокембрийских структур Кольского полуострова*. Апатиты: Кол. ФАН СССР, 1984. С. 72—78.

Балаганский В. В., Ефимов М. М., Богданова М. Н., Козлова Н. Е. Эволюция базит-гиперузитового (друзитового) магматизма Северо-Западного Беломорья // *Магматические комплексы докембрия северо-восточной части Балтийского щита*. Апатиты: Кол. ФАН СССР, 1983. С. 54—65.

Богданова М. Н., Ефимов М. М., Сорохтин Н. О. Полициклическое развитие гранито-гнейсовых и амфиболито-сланцевых комплексов Северо-Западного Беломорья и их структурная организация (Кольский геодинамический полигон) // *Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы*. Л.: Наука, 1990. С. 36—47.

Богданова М. Н., Ефимов М. М., Сорохтин Н. О. Элементы архейской

геодинамики в Северо-Западном Беломорье//Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН, 1992. С. 81—91.

Вейзер Я. Эволюция отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде в течение геологической истории и ее значение как показателя эволюции земной коры//Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 565—575.

Виноградова Г. С. Формация чарнокито-гранитов//Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1985. С. 106—110.

Володичев О. И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов (на примере беломорского комплекса). Л.: Наука, 1975. 170 с.

Володичев О. И. Геология и геохронология беломорского комплекса//Изотопные методы и проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: Карел. ФАН СССР, 1985. С. 77—86.

Володичев О. И. Динамика развития метаморфических процессов в породах беломорского комплекса//Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1990. С. 139—145.

Володичев О. И., Король Н. Е. Геология и метаморфизм пород гранулитовой фации беломорского комплекса//Петрология глубокометаморфизованных комплексов Карелии. Петрозаводск: Карел. ФАН СССР, 1983. С. 5—23.

Глебовицкий В. А., Другова Г. М. Соотношения между гранит-зеленокаменными и гранулитогнейсовыми ареалами//Проблемы эволюции докембрийской литосферы. Л.: Наука, 1986. С. 71—79.

Глисон А. Стратиграфия и эволюция первичных и вторичных зеленокаменных комплексов; данные по щитам Южного полушария//Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 264—286.

Глуховский М. З., Моралев В. М. Тектоническое положение и петрогенезис анортозитов Алданского щита//Геология и геофизика. 1988. № 4. С. 37—43.

Горохов И. М., Кутявин Э. П., Володичев О. И. и др. Rb-Sr возраст магматических и метаморфических пород беломорского комплекса (Западное Беломорье)//Сов. геология. 1987. № 3. С. 67—75.

Гудвин А. М. Перспективы изучения докембрия//Современные проблемы геодинамики. М.: Мир, 1984. С. 122—139.

Жариков В. А. Основы физико-химической петрологии. М.: Изд-во МГУ, 1976. 420 с.

Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1978. 191 с.
Загородный В. Г., Радченко А. Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1983. 96 с.

Зарайский Г. П. О дифференциальной подвижности компонентов при экспериментальном метасоматозе//Проблемы физико-химической петрологии. Т. 2. М.: Наука, 1979. С. 118—145.

Казаков А. Н. Развитие структур в раннем докембрии//Геология и геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 24—37.

Комплексные поисковые критерии слюдоносных пегматитов Беломорья. Гл. ред. Ю. М. Соколов. Л.: Наука, 1988. 152 с.

Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.

Король Н. Е. Метаморфическая эволюция гранулитового комплекса Северной Карелии. Автореф. дис. М.: 1990. 26 с.

Кратц К. О., Глебовицкий В. А., Былинский Р. В. и др. Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 232 с.

Кратц К. О., Митрофанов Ф. П. О докембрийской земной коре материков (древних щитов), ее становления и тектонической эволюции//Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. С. 147—169.

Ле Пишон К., Франшито Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 370 с.

Лобковский Л. И. Двухъярусная тектоника плит — геодинамические и геолого-геофизические следствия//Геологическая история территории СССР и тектоника плит. М.: Наука, 1989. С. 121—134.

Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Отв. ред. И. В. Бельков. Л.: Наука, 1985. 176 с.

Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 378 с.

Малов Н. Д., Шарков Е. В. Состав исходного расплава и условия кристал-

лизации раннедокембрийских интрузивов друзитового комплекса Беломорья//Геохимия. 1978. № 7. С. 1032—1039.

Мигматизация и гранитообразование в различных термодинамических режимах. Л.: Наука, 1985. 310 с.

Миллер Ю. В. Тектоно-метаморфические циклы. Л.: Наука, 1982. 160 с.

Минц М. В. Палеогеодинамические реконструкции раннего докембрия древнейшей (восточной и северо-восточной) части Балтийского щита//Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН, 1992. С. 34—49.

Митрофанов Ф. П., Кравцова Е. И., Мануйлова М. М. и др. Раннедокембрийские гранитоидные формации. Л.: Наука, 1975. 292 с.

Митрофанов Ф. П., Хильтова В. Я., Вревский А. Б. Состав, структура и процессы архейской литосферы//Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986. С. 135—144.

Натапов Л. М., Межеловский Н. В. Геодинамическая карта СССР и некоторые закономерности тектонической аккреции//Тектонические процессы. М.: Наука, 1989. С. 15—23.

Океанология. Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 413 с.

Полянский О. П. Механизм диапирового всплывания гранито-гнейсовых куполов. Гидродинамическая модель//Модели эволюции процессов метаморфизма на щитах и в складчатых областях. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. С. 62—64.

Поспелов Г. Л. Некоторые вопросы эндогенной динамики//Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971. С. 20—60.

Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.

Синицын А. В. Геодинамика Балтийского щита с позиций архейских кратонов и протерозойских подвижных поясов//Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН, 1992. С. 7—16.

Современные проблемы геодинамики. М.: Мир, 1984. 278 с.

Сорохтин Н. О. Термореологические характеристики в модели формирования коры континентального типа в архее. Препр. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1989. 15 с.

Сорохтин О. Г., Ушаков С. А. Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во МГУ, 1991. 446 с.

Степанов В. С. Ультрабазиты и амфиболиты оз. Серяк (к проблеме генезиса беломорских амфиболитов)//Петрология Карелии. Петрозаводск: Карел. ФАН СССР, 1983. С. 27—38.

Структурно-метаморфическая эволюция Северо-Западного Беломорья/В. В. Балаганский, М. Н. Богданова, Н. Е. Козлова. Апатиты: Кол. ФАН СССР, 1986. 100 с.

Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

Тугаринов А. Н., Бибикова Е. В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980. 130 с.

Хаин В. Е., Божко Н. А. Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 381 с.

Chandrasekhar S. Hydrodynamic and hydromagnetic stability. London: Oxford, Univ. Press, 1961.

Hynes A. Back-arc spreading in the Proterozoic. A theoretical approach//Precambr. Res. 1987. V. 36. P. 189—199.

Knauth L. P., Lowe D. R. Oxygen isotopic composition of cherts from the Onverwacht Group (3.4 b. yrs), South Africa, with implication for secular variation//The isotopic composition of cherts: Geol. Soc. Amer. Abstracts with Programs. 1978. 10. P. 436—438.

Perry E. C. Jr., Tan F. C. Significance of oxygen and carbon isotope variation in the early Precambrian cherts and carbonate rocks of southern Africa//Geol. Soc. Amer. Bull. 1972. V. 83. P. 647—664.

Ringwood A. E. Composition and petrology of the Earth's mantle. New York: McGraw-Hill, 1975. 617 p.

Sclater J. O., Janpart C., Galson D. The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the Earth//Rev. Geophys. Space Phys. 1980. V. 18. p. 269—311.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе наряду с методическими и теоретическими разработками продемонстрирован ряд конкретных примеров геодинамического анализа и палеогеодинамических реконструкций фрагментов крупных раннедокембрийских регионов и отдельных геологических структур, а также некоторые возможности практического использования геодинамических моделей.

Опыт реконструкций геодинамических обстановок в раннепротерозойской геологической эволюции северо-востока Балтийского щита свидетельствует о возможности достаточно непротиворечивого сопоставления структурно-вещественных ассоциаций и структурных ансамблей раннего протерозоя с ассоциациями и ансамблями фанерозоя и современных геодинамических обстановок в соответствии с теорией тектоники литосферных плит. По особенностям строения и размерам раннепротерозойский коллизионный пояс на северо-востоке Балтийского щита (учитывая его продолжение в фундаменте Русской плиты) в целом вполне сопоставим с аналогичными структурами фанерозоя.

Более сложно оценить специфику раннепротерозойской геодинамики. Несколько неожиданной является относительно большая продолжительность и замедленность раскрытия океанических бассейнов, реконструируемых в раннем протерозое Кольского полуострова. Возможно, эта особенность каким-то образом связана с окраинным (задуговым) характером этих бассейнов. Наконец, как неоднократно отмечалось ранее, в качестве специфической черты раннедокембрийских зеленокаменных поясов, весьма ограничено участие андезитов в вулканогенных разрезах окраинно-континентального и/или островодужного типа, что, по-видимому, связано с особенностями раннепротерозойской субдукции (имея в виду режим РТ-условий, размеры и скорость движения плит и др.). Для более детальной разработки этой проблемы необходимы дополнительные исследования.

Основные выводы, полученные в результате геодинамического моделирования раннепротерозойского среза северо-востока Балтийского щита, вполне согласуются с результатами работ на Алданском и Украинском щитах и в пределах Витимо-Байкальского пояса.

Определенное сходство раннепротерозойского и позднеархейского коллизионных поясов Кольского полуострова позволяет перенести основные практические и методические выводы, полу-

ченные при исследовании раннего протерозоя, на позднеархейский временной срез.

Вместе с тем, ясно, что при любых видах геодинамических исследований и, в частности, при использовании весьма эффективных петрогеохимических методов, следует учитывать определенные ограничения этих методов, как это показано при региональном анализе геодинамических условий гранитообразования и формирования базитовых комплексов Алданского щита.

Палеогеодинамические реконструкции выдвигаются в качестве фундаментальной основы и при разработке моделей формирования и локализации месторождений полезных ископаемых. Они также должны способствовать решению главных задач металлогенических исследований (определение условий локализации и оценка масштаба оруденения) и соответствующих задач прогнозирования.

Методическая последовательность прогнозно-металлогенического моделирования может быть представлена в виде технологической цепочки: геодинамическая модель региона — региональная металлогеническая модель и региональный прогноз — геодинамические модели рудоносных структур — моделирование геодинамических обстановок и механизмов формирования первичных и обогащенных рудных концентраций в пределах рудоносных структур и рудных полей.

Отметим, что неизбежная поливариантность палеогеодинамических реконструкций предполагает подобную же вариантность прогнозно-металлогенических построений. Этим определяется необходимость при исследованиях конкретных регионов не столько найти единственно верное решение, но и, выделив наиболее непротиворечивые варианты, выбрать оптимальную очередность их проверки в ходе поисковых и поисково-разведочных работ.

Объемный характер геодинамических моделей позволяет обратиться к их трансформации в трехмерные модели коры (предложенный вариант моделирования позволяет получать удовлетворительные результаты применительно к верхней коре до глубин 15—20 км).

Проведенное объемное моделирование показало, что преобладающая часть территории Кольского полуострова образована сочетанием позднеархейских и раннепротерозойских гранит-зеленокаменных и гранулитогнейсовых областей. Палеогеодинамические реконструкции геологической эволюции региона позволяют представить кору восточной части Балтийского щита, сформированную в результате латеральных перемещений и взаимодействия литосферных и коровых плит и микроплит, в виде совокупности наклонно скученных пластин. Зоны тектонического меланжа включают отторженцы верхней мантии субконтинентального и субокеанического типов. В строении коры участвуют системы гранит-мigmatитовых и гранито-гнейсовых куполов и сводов, деформирующих чешуйчатые и надвиговые ансамбли.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Часть 1. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ	
Глава 1. Современные представления о геодинамике раннего докембрия (М. В. Минц)	6
Глава 2. Геодинамические обстановки формирования главных типов структур древних щитов (М. В. Минц)	15
2.1. Геодинамические обстановки формирования зеленокаменных поясов	16
2.2. Геодинамические обстановки формирования поясов гранит-мigmatитовых и гранито-гнейсовых куполов	24
2.3. Геодинамические обстановки формирования гранит-мigmatитовых поясов, геодинамические обстановки гранитизации (М. В. Минц, Н. М. Кунина)	26
2.3.1. Подходы к интерпретации генезиса раннедокембрийских гранитондов	27
2.3.2. Гранитонды типовых геодинамических обстановок	32
2.3.3. Геодинамическая интерпретация раннедокембрийских гранитондов на примере Мурманского гранит-мigmatитового пояса	40
2.3.4. Геохимические индикаторы геодинамических обстановок формирования раннедокембрийских гранитондов	61
2.3.5. Краткие выводы	62
2.4. Геодинамические обстановки формирования гранулит-гнейсовых поясов (М. В. Минц, В. Н. Фонарев, А. Н. Комилов, Н. М. Кунина)	63
2.4.1. Палеогеодинамические реконструкции обстановок формирования, метаморфизма и размещения гранулитовых поясов на примере Лапландского гранулитового пояса	65
2.4.2. Краткие выводы	105
2.5. Геодинамические обстановки формирования и размещения раннедокембрийских расслоенных интрузивов мафит-ультрамафитов (М. В. Минц)	106
2.5.1. Геологические особенности массивов габбро-анортозитов	107
2.5.2. Геодинамические обстановки формирования и размещения габбро-анортозитов	109
2.5.3. Палеогеодинамические реконструкции обстановок формирования и размещения раннедокембрийских расслоенных мафит-ультрамафитов на примере восточной части Балтийского щита	111
2.5.4. Краткие выводы	119
	501

**Часть 2. МЕТОДЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА
РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ РЕГИОНОВ (М. В. Минц)**

Глава 3. Методические принципы геодинамического анализа	120
Глава 4. Структурно-вещественные и геодинамические комплексы — индикаторы геодинамических обстановок, геохимические методы их опознавания	124
Глава 5. Зональность метаморфических преобразований в качестве индикатора геодинамических обстановок	129
Глава 6. Анализ структурных ансамблей при реконструкциях геодинамических обстановок раннего докембрия	132
Глава 7. Разработка интегральных геодинамических моделей раннедокембрийских регионов	134

**Часть 3. ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА
БАЛТИЙСКОГО ШИТА (М. В. Минц)**

Глава 8. Использование геохимических индикаторов при палеогеодинамических реконструкциях обстановок формирования и метаморфизма гнейсовых комплексов (на примере Кейвской структуры)	136
Глава 9. Палеогеодинамические реконструкции раннедокембрийской геологической эволюции северо-восточной части Балтийского щита — пример разработки интегральной геодинамической модели	179
9.1. Раннепротерозойский этап	179
9.2. Позднеархейский этап	203
9.3. Краткие выводы	216

**Часть 4. НЕКОТОРЫЕ ПРАКТИЧЕСКИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ
РЕЗУЛЬТАТОВ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ
СЕВЕРО-ВОСТОКА БАЛТИЙСКОГО ШИТА**

Глава 10. Использование палеогеодинамических реконструкций при прогнозно-металлогенических исследованиях (на примере сульфидных медно-никелевых руд Кольского полуострова) (М. В. Минц)	219
10.1 Геодинамические обстановки формирования раннепротерозойских месторождений сульфидных медно-никелевых руд восточной части Балтийского щита	222
10.2 Закономерности размещения и геодинамические обстановки формирования медно-никелевых руд Печенгско-Аллареченского участка	229
10.3 Направления прогнозирования медно-никелевого оруденения в пределах Печенгского рудного поля и его обрамления	242
10.4 Краткие выводы	244
Глава 11. Трехмерная модель геологического строения верхней коры Кольского полуострова, включая район бурения Кольской сверхглубокой скважины (М. В. Минц, В. Н. Глазнев, А. Б. Раевский)	246
11.1. Методика объемного гравитационного плотностного моделирования	246
11.2. Объемная модель верхней коры Кольского полуострова	254
11.3. Краткие выводы	275
Список литературы (гл. 1—11)	276

**Часть 5. ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ АЛДАНСКОГО И УКРАИНСКОГО
ЩИТОВ БАЙКАЛО-ВИТИМСКОГО ПОЯСА**

Глава 12. Петрогеохимические исследования при геодинамическом анализе раннедокембрийских комплексов Алданского щита (В. М. Моралев, М. Э. Глуховский)	291
---	-----

Список литературы	316
Глава 13. Палеогеодинамические реконструкции Украинского щита (В. Г. Пастухов, Г. В. Хворова)	318
Список литературы	368
Глава 14. Реотектоника нижней коры на примере докембрия Украинского щита (Е. И. Паталаха, И. Б. Щербаков)	373
14.1. Тектонический поток субмеридионального плана в нижнепротерозойских образованиях Украинского щита	373
14.2. Хаотизированный тектонический поток в архейских сооружениях Украинского щита	388
Список литературы	402
Глава 15. Палеогеодинамические реконструкции Муйского сегмента Байкало-Витимского пояса (А. И. Песков, Г. С. Гусев)	403
15.1. Геологическое строение Байкало-Витимского пояса	405
15.2. Геодинамический анализ	414
15.3. Геодинамическая модель формирования Муйского сегмента Байкало-Витимского пояса	429
15.4. Выводы	435
Список литературы	435
Часть 6. НЕКОТОРЫЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ГЕОДИНАМИКИ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ (Возможные новые концептуальные подходы к проблеме) (Н. О. Сорохтин)	
Глава 16. Теоретические аспекты геодинамики раннего докембрия на примере континентального корообразования северо-западного Беломорья	438
Список литературы	496
Заключение	499

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ
КОМПЛЕКСОВ**

ЛР № 020704 от 28.01.93

Подписано в печать 13.11.94. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага тип. № 2. Гарн.
литературная. Печать офсетная. Усл.-печ. л. 31,5+5 вкл. Усл. кр.-отт. 32.
Уч.-изд. л. 37,91. Тираж 1000 экз. Заказ 330. Цена договорная.

Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт имени А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ)
199026, Санкт-Петербург, Средний пр., 74
Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72

