5ОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ГЕОЛОГИЯ АРХЕЯ Балтийского щита



Санкт-Петербург "НАУКА" 2006 УДК 551.24+551.71+550.4 ББК 26.3 М 67

Козлов Н.Е. Сорохтин Н.О. и др. Геология архея Балтийского щита / Н.Е. Козлов, Н.О. Сорохтин, В.Н. Глазнев, Н.Е. Козлова, А.А. Иванов, Н.М. Кудряшов, Е.В. Мартынов, В.А. Тюремнов, А.В. Матюшкин, Л.Г. Осипенко Геология архея Балтийского щита. – СПб.: Наука, 2006 – 345 с.

ISBN 5-02-025095-3

Книга посвящена геолого-геофизическим, геохронологическим и геодинамическим исследованиям архейских образований восточной части Балтийского щита. В ней впервые обобщены современные данные по строению и эволюции наименее изученных комплексов Мурманского домена, который отнесен авторами к глубоко эродированным уровням коры гранит-зеленокаменного типа. В краткой форме изложены материалы по теории глобальной эволюции Земли, рассмотрены вопросы ее происхождения, строения и состава на ранних стадиях развития. Впервые с единых позиций этой теории рассмотрены процессы формирования архейской континентальной литосферы Балтийского щита и определена генетическая природа Кольского коллизиона.

Книга предназначена для геологов широкого профиля, аспирантов и студентов геологических специальностей вузов.

Ответственный редактор д-р геол.-мин. наук В.П. Петров

Рецензенты: д-р геол.-мин. наук Н.В. Шаров, д-р геол.-мин. наук П.К. Скуфьин

ТП-2006-ISBN 5-02-025095-3 © Коллектив авторов, 2006 © Издательство "Наука", 2006

Оглавление

Введение						
Глава 1 Эволюция процессов континентального корообразо-						
вания в восточной части Балтийского щита						
1.1. Карельская гранит-зеленокаменная область						
1.2. Беломорский подвижный пояс						
1.3. Кольская гранулит-гнейсовая область						
1.4. Мурманский составной домен	44					
Глава 2						
I еолого-петрогеохимические особенности археиских ломенов северо-востока Балтийского шита	52					
2.1 Беломорский подвижный пояс	52					
2.2. Кольская гранулит-гнейсовая область	78					
2.2.1. Центрально-Кольский сегмент Кольско- Норвежского домена	78					
2.2.2. Кейвский домен	98					
2.3. Мурманский составной домен	110					
Глава 3						
Сравнительный анализ вещественного состава архейских доменов северо-востока Балтийского щита						
Глава 4						
Выявление неоднородностей коры архейских доменов по комплексу геолого-геофизических данных						
Глава 5						
Геодинамическая эволюция восточной части	210					
Балтийского щита						
5.1. Карельская гранит-зеленокаменная область						
5.2. Беломорский подвижный пояс						

5.3. Кольская гранулит-гнейсовая область	229
5.4. Мурманский составной домен	237
 5.5. Пространственно-временная корреляция геодинамических режимов Глава 6 	241
Ранние этапы развития Земли и механизмы формирования континентальной литосферы	248
6.1. Тектоническая активность Земли	256
 6.2. Формирование континентальной литосферы в раннем докембрии. 6.2. Гоодинистрические полном полном странатира. 	271
о.э. геодинамические режимы раннего докемория, их эволюция и пространственная позиция	295
Заключение	314
Литература	318
Краткие сведения об авторах	340

Введение

Настоящая работа подводит итог многолетних геологогеофизических исследований коллектива авторов Геологического института Кольского научного центра РАН. Некоторые материалы были получены достаточно давно, некоторые, например, по Мурманскому домену или Ингозерской структуре, в последние годы. При подготовке монографии все эти данные были обработаны в едином ключе и проанализированы с современных позиций. Приведенные в монографии выводы основаны на интерпретации геологических материалов и большого количества аналитических данных, в том числе порядка 5000 полных химических силикатных анализов пород, изучении более 1000 прозрачных шлифов. В ходе исследований для ряда районов составлялись геологические схемы различного масштаба. В работе широко использовались также результаты изотопно-геохимических исследований. Авторские материалы были дополнены литературными данными по различным регионам, на что в работе даны соответствующие ссылки.

Исследования выполнялись по программе Отделения наук о Земле «Глубинное строение и геодинамика Земли: взаимодействие внутренних и внешних (гидросфера, атмосфера, ионосфера) геосфер и их влияние на окружающую среду» при частичной финансовой поддержке Кольской геолого-геохронологической и металлогенической научной школы (HIII №2305.2003.5). Работы были поддержаны также Отделением наук о Земле по госконтрактам: Госконтракты "Пространственные и временные соотношения гранито-гнейсовых архейских комплексов и проблема сохранности и переработки глубинных зон земной коры в кристаллических щитах" (10002-251/ОНЗ-05/192-440/250703-1106 -2003 год и 10002-251/ОНЗ-06/183-440/260504-340 - 2004 год) и РФФИ (грант № 03-05-64740 и № 05-05-64177).

Монография посвящена исследованию древнейших образований северо-востока Балтийского щита. Зеленокаменные структуры архея, как относительно более молодые в сравнении с вмещающими их гранито-гнейсовыми комплексами, в настоящей работе детально не рассматривались, хотя в первой главе, посвященной геологии исследуемой территории, авторы посчитали целесообразным дать их достаточно развернутую характеристику. При этом названные ассоциации описывались раздельно, что принципиально отличает представленную монографию от сходных по содержанию работ других авторских коллективов. Благодаря этому удалось показать, что на территории Карело-Кольского региона можно выделить три генетически различающихся типа зеленокаменных образований архейского возраста. Кроме этого, подобный подход позволил сделать вывод, что в пределах восточной части Балтийского щита все домены континентальной коры были сформированы в различное время, на удалении друг от друга и в схожих условиях реализации процессов корообразования. Наблюдаемые на дневной поверхности структурновещественные комплексы различных доменов и областей могут являться по существу различными уровнями глубинности гипотетического разреза коры региона.

Данная работа как результат исследований большого авторского коллектива содержит лишь согласованные точки зрения. Многие спорные вопросы, естественно, существующие в любом научном коллективе, остались за рамками изложения. В этой связи целесообразно упомянуть авторов отдельных глав, несущих ответственность перед читателем за соответствующие представления, изложенные в работе. Глава 1, в которой обсуждаются проблемы эволюции процессов континентального корообразования в восточной части Балтийского шита. подготовлена д-ром. PAEH геол.-мин. наук, академиком Н.О.Сорохтиным, и д-ром. геол.-мин. наук, академиком РАЕН Н.Е.Козловым. Глава 2, посвященная анализу геологопетрогеохимических особенностей архейских доменов северовостока Балтийского щита и включающая большое количество разделов, представлена в настоящей работе большим авторским коллективом. Геолого-петрографическая часть работы была написана Н.Е.Козловой, канд. геол.-мин. наук А.А.Ивановым, Н.Е.Козловым. Обобщение Н.О.Сорохтиным И петрогеохимических материалов в данной главе, а также сравнительный анализ вещественного состава архейских доменов северо-востока Балтийского щита в главе 3 выполнен Н.Е. Козловым, канд. геол.мин. наук Е.В.Мартыновым и А.А Ивановым. Геохронологические разделы по собственным коллекциям и коллекциям Н.Е. Козловой, Н.Е.Козлова и Н.О.Сорохтина подготовлены канд. геол.-мин. наук Н.М.Кудряшовым.

Авторами главы 4, посвященной выявлению неоднородностей коры архейских блоков по комплексу геологогеофизических данных, являются д-р. физ.-мат. наук В.Н.Глазнев, канд. физ.-мат. наук В.А.Тюремнов, А.В.Матюшкин и Л.Г.Осипенко. Глава 5, посвященная описанию процессов геодинамической эволюции восточной части Балтийского щита, подготовлена с учетом всех материалов, полученных авторским коллективом, Н.О.Сорохтиным и Н.Е.Козловым.

Глава 6, в которой рассмотрены ранние этапы развития Земли и механизмы формирования континентальной литосферы, подготовлена Н.О.Сорохтиным и является изложением его личного авторского видения данной проблемы. Ряд соображений, изложенных в ней, другим участникам монографии представляются дискуссионными. Тем не менее, авторский коллектив посчитал возможным оставить ее в настоящей работе как один из возможных взглядов на проблему.

В технической подготовке монографии большую помощь оказали В.Ю.Калачев, канд. геол.-мин. наук Л.И.Нерович, Л.Д.Кириллова, Н.Г.Турбина, которым авторы выражают глубокую признательность.

Особая благодароность выражается руководителю Кольской геолого-геохронологической и металлогенической научной школы и темы «Пространственные и временные ссотношения гранито-гнейсовых архейских комплексов И проблема сохранности и переработки глубинных зон земной коры в кристаллических щитах», директору ГИ КНЦ РАН, академику РАН, профессору Ф.П.Митрофанову, по инициативе которого организованы настоящие исследования, с были которым неоднократно обсуждался ход решения научных задач и чью постоянную поддержку авторы ощущали как на стадии выполнения работ, так при написании данной книги.

Глава 1 Эволюция процессов континентального корообразования в восточной части Балтийского щита

Окончательно внутренняя структура Балтийского щита в основном была сформирована в результате свекокарельского тектогенеза около 1900-1700 млн. лет назад (Хаин В.И., 2001; Радченко и др., 1992; Минц, 1994 и др.). В настоящее время она включает в себя две различные по возрасту и характеру строения области земной коры – Карело-Кольскую и Свекофеннскую (Загородный, Радченко, 1983). Естественное ограничение щита, близкое к современному, было сформировано в каледонское время, когда в северо-западной его части образовался складчатый пояс каледонид, перекрывший архейские и протерозойские образования в результате закрытия Протоатлантического океана Япетус. Юго-восточная часть щита полого погружается под отложения рифей-палеозойского чехла северной части Русской плиты. Северо-восточная граница проходит вдоль Мурманского побережья и ограничена системой разломов Карпинского, где наблюдается ступенчатое погружение кристаллического фундамента под тиманиды и платформу Баренцева моря (Загородный, Радченко, 1983).

Активная стадия развития восточной части Балтийского щита была завершена на рубеже раннего и позднего докембрия и ознаменовала кардинальное изменение стиля эволюции континентальной литосферы в регионе. Раннедокембрийский этап развития характеризовался проявлением преимущественно корообразующих процессов в регионе, которые протекали в специфических условиях, нехарактерных для более поздних периодов времени. Рифейфанерозойский этап развития отражает условия преимущественно платформенного режима, осложненного периодами деструкции континентальной коры и формированием рифтогенных структур и специфических магматических комплексов.

Формирование восточной части Балтийского щита было завершено в позднем архее, а в ее состав вошли четыре крупных сегмента (литосферных плит) континентальной коры: Карельская гранит-зеленокаменная область (ГЗО), Беломорская область (Беломорский подвижный пояс – ПП), Кольская гранулитогнейсовая область (ГГО) и Мурманский домен. Все перечисленные континентальные образования характеризуются присущими только им стилями корообразования и позволяют реконструировать геодинамическую эволюционную направленность всего архейского континента.

В последнее время архейскую стратиграфическую шкалу Балтийского щита предлагается подразделять на два крупных временных интервала (Глебовицкий, Шемякин, 1995). Рубеж между ранним и поздним археем определен в 3050 млн. лет и ранний комплекс назван саамским (≥3050 млн. лет), а поздний лопийским (3050-2650 млн. лет). При этом лопий также подразделяется на верхний (2850-2650 млн. лет) и нижний (3050-2850 млн. лет). С другой стороны, по официально принятой стратиграфической шкале верхняя граница саамид определена возрастом 3150 млн. лет (Семихатов и др., 1991). Авторами в целом принимаются предлагаемые схемы возрастного расчленения структурно-вещественных комплексов и лишь для саамидов Беломорья вводится поправка. Дело в том, что геохронологические исследования северо-западного Беломорья привели к выявлению несколько более молодого возраста гранито-гнейсового основания, время зарождения которого оценивается в ~3000 млн. лет (Кудряшов и др., 1995; Timmerman, Daily, 1995; Bibikova et al., 1996). Несмотря на это, авторы допускают применение традиционного названия данного структурно-вещественного комплекса (СВК) с принятыми оговорками.

При написании книги авторы сознательно избегали, по возможности, употребления терминов – «блок» и «террейн», ввиду неоднозначности применения этих терминов к условиям формирования континентальной коры в архее и использовали более нейтральный термин – «домен», под которым следует понимать единый и генетически обособленный по условиям развития геоструктурный элемент земной коры (изометричный, близкий к изометричному, но не линейный), локализованный в пространстве и являющийся составной частью кратона, микроплиты или плиты. В пределах домена всегда можно выделить комплексы обрамления, как правило, представленными зеленокаменными ассоциациями и внутренние области, характеризующиеся достаточно однородным строением. В этой связи следует отметить, что Мурманский домен континентальной коры, по мнению авторов, правильнее было бы называть составным ввиду его неоднородности, так как на сегодняшний день, как будет 9

показано далее, можно уверенно выделить три слагающих его самостоятельных сегмента. Кроме этого, данная структура имеет в сравнении с другими доменами более удлиненную форму, протягиваясь с северо-запада на юго-восток на 500 км при ширине около 60 км. В тексте книги название домен для него сохранено лишь местами в силу уже сложившихся традиций.

Приступая к рассмотрению закономерностей геологического развития перечисленных выше континентально-коровых образований восточной части Балтийского щита, необходимо учесть, что изучаемая сегодня внутренняя структура каждого из них, на первый взгляд, резко отлична от других, однако, как будет показано ниже, все они развивались в схожих геодинамических обстановках и несут черты подобия. Одним из главных реперов развития континентальной коры архейского возраста являются контрастные по составу зеленокаменные образования, которые с одной стороны слагают внутреннюю структуру гранит-зеленокаменных областей (ГЗО), а с другой – маркируют зоны сочленения крупных доменов коры.

В этой связи следует отметить, что в свое время А. Гликсон (1980) выделил, описал и охарактеризовал "первичные" зеленокаменные пояса, как наиболее характерные образования архея, 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. К этим же результатам в более позднее время пришли и М. Дж. Вит, С. Роеринг, Р. Дж. Харт и др. (1992).

Полагая, что континентальная кора является производной при метаморфизме, частичном плавлении и дифференциации базитового или гетерогенного по составу, но обязательно содержащего преимущественно основную компоненту, субстрата, становится понятным тот факт, что в пределах сиалических континентальных масс могут быть встречены в виде ксенолитов останцы коры собственно протокеанического этапа развития (рис. 1.1).

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, т.е. рифтогенные, только с рубежа 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 изучаемого региона домены коры часто содержат ксенолиты более древних образований базитового, реже среднего и кислого состава (зеленокаменные ассоциации). В то же время эти ассоциации могут быть встречены и в межконтинентальном (междоменном, межкратонном) пространстве, маркируя зоны их сочленения (рис. 1.1).



Рис. 1.1. Пространственное распределение первичных" зеленокаменных поясов: внутриконтинентальные (1) и межконтинентальные (2)

Этот факт косвенно указывает на возникновение и эволюцию обособленных континентальных масс, которые вплоть до рубежа позднего архея и протерозоя не испытывали скольконибудь значительных латеральных перемещений и развивались самостоятельно. В конце архея произошло их коллизионное сочленение, которое привело к возникновению целого ряда энсиматических межкратонных поясов зеленокаменного типа, маркирующих границы областей, поясов и доменов. Сформированные комплексы являются в настоящее время фрагментами некогда разделяющей их коры базитового состава. К такого рода образованиям можно отнести пояса Тана и Рязановолудский, в зоне сочленения Беломорского подвижного пояса (ПП) и Кольской гранулит-гнейсовой области (ГГО) и Колмозеро-Воронья, между Кольской ГГО и Мурманским составным доменом и ряд других. В результате проведенных исследований удалось показать, что на

11

территории Карело-Кольского региона можно выделить три генетических типа зеленокаменных образований. К первому типу относятся наиболее древние супракрустальные образования, обособленные в пространстве в виде зеленокаменных поясов, к коим можно отнести большинство структур Карельской ГЗО и многочисленные ксенолиты среднего, основного и ультраосновного состава в Беломорском ПП и Мурманском составном домене. Ко второму типу относится ряд зеленокаменных поясов, как уже было сказано, маркирующих границы сочленения доменов, поясов и областей и являющихся инородными и обособленными структурами для каждого из них. Третий тип зеленокаменных образований наиболее специфичен и хорошо идентифицируется только в юго-восточной части Кольско-Норвежского домена (Оленегорский зеленокаменный пояс). Его характерной особенностью является то, что он залегает в краевой части домена на гранито-гнейсовом фундаменте и одним своим бортом образует чехольные комплексы в основном осадочных толщ, а другим контактирует с ассоциациями протоокеанической коры, окружавшей в то время обособленный в пространстве домен континентальной литосферы. В отличие от других зеленокаменных образований, которые чаще всего имеют либо магматические, либо резкие тектонические контакты с окружающими их комплексами, породные ассоциации данной структуры образуют северо-восточным своим бортом стратиграфический разрез платформенного типа, который субгоризонтально залегает на гранито-гнейсовом основании.

1.1. Карельская гранит-зеленокаменная область

Изучению проблем стратиграфии и тектоники архейских образований Карельского кратона посвящено множество фундаментальных работ, основными из которых являются работы К.О. Кратца, В.Я. Горьковца, С.И. Рыбакова, Л.Я. Харитонова, М.А. Гиляровой, Н.В. Горлова, В.И. Робонена, В.С. Куликова, М.М. Стенаря, С.Б. Лобач-Жученко, Ю.В. Миллера и ряда других.

Впервые Л.Я. Харитонов (1966) и Н.В. Горлов (1975) сопоставили Карельский кратон с аналогичными образованиями Африки, Канады и Австралии.

В последние годы, проводимые в пределах описываемого региона работы по изучению пространственно-временных 12

соотношений архейских и нижнепротерозойских структурновещественных комплексов Карелии, позволили выявить в его пределах обособленный геоструктурный элемент земной коры, известный как Водлозерский домен (Изотопная..., 1989). Этот домен континентальной коры по возрастным и структурнометаморфическим характеристикам резко отличается от собственно гранит-зеленокаменной области. Возраст формирования древнейших, слагающих его комплексов оценивается ~3550 млн. лет (Изотопная..., 1989). Мы полагаем, что в качестве объяснения такого своеобразия данной структуры может быть принято предположение, что Водлозерский домен, располагающийся в пределах Карельской гранит-зеленокаменной области, являясь его составной частью, представляет собой ее более древний и более глубинный срез (Куликова В.В., 1993). В связи с этим для корректного рассмотрения эволюционных процессов в Карельской ГЗО авторы считают целесообразным вычленить данную структуру из описания. Такой подход приводит к пространственному ограничению собственно Карельской ГЗО и позволяет избежать серьезных ошибок при восстановлении эволюционной последовательности проявления процессов ее корообразования.

На западе и юго-западе архейские комплексы Карельской ГЗО граничат с раннепротерозойскими (~2500–1700 млн. лет) образованиями, которые были "присоединены" к Карельской ГЗО в результате свекофеннской фазы складчатости (~1900–1700 млн. лет назад) и представляют собой совокупность континентальных, островодужных и собственно океанических образований.

На северо-востоке и востоке Карельская ГЗО граничит с Беломорской областью (Беломорский ПП) (рис. 1.2.). Несмотря на очевидное сходство в строении и в вещественном наполнении обеих областей, граница раздела проводится достаточно уверенно. В целом ряде работ, посвященных данному вопросу (Володичев,1990; Зеленокаменные пояса...,1988), отмечается, что в обеих структурах наиболее отчетливо и практически повсеместно выделяются ребольский и свекофеннский эндогенные циклы, а внутреннее строение обусловлено развитием саамского и лопийского структурно-вещественных комплексов (СВК). Кардинальные отличия между ними заключаются в характере проявления внутрикоровых процессов, протекавших в каждой из областей самостоятельно и независимо и приведших к формированию двух самостоятельных континентальных образований земной коры.



Рис. 1.2. Схема геологического строения Карельской гранитзеленокаменной области (Зеленокаменные..., 1988).

1 — палеозойский чехол; 2 — протерозойские образования; 3 - зеленокаменные породы верхнего архея; 4 — гнейсогранитные ареалы; 5 — беломориды; 6 — границы доменов коры

Зеленокаменные образования Карельской ГЗО

Многие авторы (Зеленокаменные пояса...,1988 и др.) сходятся в том, что стратиграфическая корреляция даже отдельных структур в пределах зеленокаменных поясов крайне затруднена из-за отсутствия маркирующих горизонтов, неравномерной структурно-метаморфи-14 ческой переработки и интенсивного проявления процессов гранитизации. Это может косвенно указывать также на различие условий формирования данных комплексов в пространстве и времени.



Рис. 1.3. Геологическая карта Костомукшского зеленокаменного пояса (по: Кожевников, 1982).

1 – дайки основных пород; 2 – порфиробластические микроклиновые граниты; 3 – основные вулканиты; 4 – ультрабазиты; 5 – плагиомикроклиновые и микроклиновые граниты и мигматиты; 6 – плагиоклазовые и микроклинплагиоклазовые граниты и мигматиты с субстратом гимольских пород; 7 – гимольская серия - тонкополосчатые плагиоклаз-слюдисто-кварцевые сланцы, кварц-плагиоклаз-эпидот-роговообманковые сланцы, конгломераты, графитистые сланцы и кварциты, магнетитовые кварциты, ритмичнослоистые биотит-кварцевые сланцы с прослоями грюнерит-гранат-биотит-роговообманковых магнетитовых кварцитов; 8 – мусковитовые, силлиманитставролитовые кварциты и кварцевые сланцы; 9 – обобщенное залегание пород; 10 – тектонические нарушения

По данным С.И. Рыбакова (1980) в низах условного разреза зеленокаменных поясов чаще всего располагаются лавы, агломератовые туфы андезитов, агломератовые лапиллиевые туфы 15 дацитов и андезито-дацитов, а также кристаллокластические туфы андезитов и дацитов архейского возраста. Кроме того, в низах разреза могут быть расположены базальты (Палаламбинская структура) и даже граувакки (Костомукшская структура).

Центральные части разрезов состоят в большинстве случаев из переслаивающихся пачек базальтов, однако нередко здесь присутствуют осадочно-вулканогенные образования: кристаллокластические туфы андезитов и дацитов, углеродсодержащие сланцы, кремнистые породы, полимиктовые конгломераты, граувакки, карбонатные породы и железистые кварциты. Верхи разрезов представлены чаще всего базальтовыми и андезитовыми лавами и андезитовыми агломератовыми туфами. Иногда разрезы завершаются кремнистыми породами и граувакками. В отдельном случае в верху разреза отмечены коматииты (Кухмо-Суомуссалми). Общая мощность разрезов колеблется в пределах 1500–2000 м до 4000–5000 м (Рыбаков, 1980).

Проводимый рядом авторов (Рыбаков, 1980; Горьковец, Раевская, 1981; Зеленокаменные пояса..., 1988) анализ стратиграфии и строения разрезов зеленокаменных поясов, позволяет им коррелировать их между собой. Однако, на наш взгляд отсутствие явных пространственно-временных закономерностей формирования данных разрезов, их разобщенность в пространстве могут приводить к введению целого ряда крупных и не всегда корректных допущений. Так, в пределах Карельской гранит-зеленокаменной области в настоящее время выделяется два типа зеленокаменных поясов архейского возраста, отличающихся конфигурацией и внутренней структурной организацией (Зеленокаменные пояса..., 1988) (рис. 1.2).

Первый тип включает в себя узкие линейные троги синклинорного строения. Иногда они образуют несколько параллельных структур, разделенных антиклинорными (уплощенными купольными) поднятиями гранито-гнейсового основания. Типичным примером такого рода структур могут служить зеленокаменные образования, установленные к северозападу от оз. Нюк (Этапы тектонического..., 1973), а также Большозерско-Хедозерский пояс (Зеленокаменные пояса..., 1988).

По данным Ю.В. Миллера (Зеленокаменные пояса..., 1988 стр. 55), Большозерско-Хедозерский пояс представляет собой: "...узкую сжатую синклинальную структуру, местами несколько опрокинутую на восток. Разрез пород снизу вверх представлен ритмичнослоистыми песчано-сланцевыми отложениями, метаандезитами и кислыми метатуфами. Контакты трога в большинстве случаев - тектонические".

Формирование данной структуры сопровождалось проявлением метаморфизма фации зеленых сланцев. Однако, их минеральные парагенезисы сохранились локально и были затушеваны более поздними, возможно сумий-сариолийскими процессами, протекавшими в условиях, пограничных между эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациями. Связанные с этим метаморфизмом деформации подчинены субмеридиональному структурному плану. Этот структурный план является унаследованным и развивается по ранее сформированным линейным зонам (Зеленокаменные пояса..., 1988).

Зеленокаменные пояса второго типа имеют более сложную конфигурацию и характеризуются расположением породных ассоциаций данного комплекса между гранито-гнейсовыми куполами изометричной формы. Это является их отличительной особенностью. Форма этих зеленокаменных поясов представляет собой крайне сложную, неправильную или петельчатую амебообразную структуру, окаймляющую купольные образования архейского фундамента, а нередко и содержащими их внутри себя. Наиболее характерной структурой данного типа может служить Костомукшский зеленокаменный пояс (Горьковец и др., 1981; Кожевников, 1982) (рис. 1.3).

Ю.В. Миллером (Зеленокаменные пояса..., 1988) было проведено специальное структурно-метаморфическое изучение Костомукшского зеленокаменного пояса. В результате этого было определено, что "Костомукшская зеленокаменная структура, имеющая в целом неправильную форму (рис. 1.3), образованную системой узких линейных, часто асимметричных синклиналей, у которых одно крыло развито слабо или совсем отсутствует, а контакты тектонизированы". Далее он отмечает (стр. 52), что "первые три этапа метаморфизма характеризовались условиями от эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой фации низких давлений и сопровождались ультраметаморфизмом с образованием плагиоклазовых (первый этап) и плагиомикроклиновых гранитов».

Синхронные с ними деформации выразились в образовании двух генераций складок и соответственно сланцеватости и линейности. Важно отметить, что обе системы линейности характеризуют условия растяжения, причем ранняя ориентирована 17 горизонтально, а поздняя вертикально. Завершающий этап структурно-метаморфических преобразований проявился в виде зон растяжения и скалывания в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма низких давлений и синхронных с ними зон сжатия с проявлением в них метаморфизма амфиболитовой фации повышенных давлений".

Изучая метаморфические преобразования зеленокаменных поясов Карелии, С.И. Рыбаков (1980) пришел к выводу о неоднократном их проявлении во времени. Наиболее ранние выделяемые им процессы относятся к автометасоматическим преобразованиям эруптивных центров вулканической деятельности. С главной фазой складчатости им связывается этап зонального метаморфизма от зеленосланцевой до амфиболитовой фации метаморфизма, который тесно ассоциирует с процессами ультраметаморфизма в контактовых частях зеленокаменных структур. Кроме того, с этим этапом связываются процессы метаморфической дифференциации и метасоматоза, увеличивающиеся к периферическим зонам данных образований. С.И. Рыбаков (1980) также отмечает высокоградиентный режим метаморфизма, хотя местами появляется дистен, указывающий на повышение давления. Все последующие этапы являются диафторическими и представлены процессами зеленосланцевого метаморфизма, связанными с более поздними фазами складчатости.

Анализ всех имеющихся данных по зеленокаменным поясам Карелии позволил С.Б. Лобач-Жученко и Б.И. Малюку произвести реконструкцию механизмов формирования толеитовых магм, доминирующих в разрезах этих структур (Зеленокаменные пояса..., 1988). Благодаря этому было определено, что эволюция толеитового магматизма контролировалось дифференциацией исходных магм в периодически восполняющихся камерах. В связи с доминированием "железистого" тренда в изучаемых образованиях эти камеры располагались на малых глубинах (не более 10 км). Проведенное вышеупомянутыми авторами петрологическое моделирование процессов выплавления толеитовых магм привело к выводу об их возможном образовании за счет частичного плавления перидотитов при давлениях 5–10 кбар, температуре ≈1250°С и степени плавления ~15%, а также эклогитов при давлении ~10 кбарар, температуре ≈1300°С и степени плавления 60–100%. При этом авторами отмечается возникающий в результате сделанных выводов парадокс малоглубинности выплавления толеитовых магм, так как глубины 15-30 км (соответствует 5-10 кбар) по их представлениям, являются маловероятными уровнями плавления перидотитов. Плавление перидотитов должно было происходить на больших глубинах, однако это должно было приводить к образованию более магнезиальных расплавов (Зеленокаменные пояса..., 1988).

Данный фактор несоответствия результатов петрологического моделирования с эволюционными построениями процессов формирования зеленокаменных поясов заставляет усомниться в их континентально-рифтогенной природе.

Гранито-гнейсовые образования Карельской ГЗО

Гранито-гнейсовые образования Карельской ГЗО относятся к числу наиболее слабо изученных объектов. Они существенно изменяются в пространстве по составу, структуре и возрасту. Наиболее древними образованиями фундамента являются "серые" гнейсы, включающие в себя различные гранитогнейсы, теневые мигматиты, мигматиты, разнообразные диориты, гранодиориты и гранитоиды плагиогранит-тоналитового ряда (Зеленокаменные пояса.., 1988). Эти породы относятся к саамскому структурновещественному комплексу (СВК). На восточной окраине гранитзеленокаменной области в составе континентально-коровых образований широко развиты биотитовые, гранат-биотитовые, иногда со ставролитом и кианитом, и биотит-амфиболовые гнейсы, амфиболиты и амфиболовые сланцы, сопоставляемые с саамидами Беломорского ПП (Володичев, 1983, 1985).

Результаты проведенных Ю.В. Миллером (1988) работ в районе нижнего течения реки Кеми, показали, что гранитогнейсовые комплексы представляют собой мигматизированные и смятые в складки пакеты тектонических пластин и линз.

В отличие от пограничных зон, центральные районы Карельской ГЗО характеризуются купольно-складчатым типом строения континентальной коры (Зеленокаменные пояса..., 1988). При этом процессы формирования купольно-складчатых ансамблей происходили либо в стационарных условиях относительного тектонического покоя, либо с преобладанием тангенциального сжатия того или иного направления. Во втором случае это приводило к образованию линейных антиклинорно-19 синклинорных структур, а в первом - к изометричным, овальным и "амебообразным" образованиям.

Кроме того, в Карельской ГЗО выделяется целый ряд последовательно проявленных в интервале 2700 – 2600 млн. лет этапов гранитоидного магматизма, представленного комплексом диоритов, даек гранит-порфиров и целого ряда нерасчлененных гранитов. Данные образования являются поздними по отношению к гранитогнейсам саамского СВК и вулканогенно-осадочным комплексам зеленокаменных поясов и могут быть отнесены к лопийскому СВК.

Проведенные целым рядом авторов (Котов, 1986; Миллер, 1988) работы, привели к выводу о том, что ребольский деформационный цикл был проявлен преимущественно в зоне сочленения Карельской ГЗО с Беломорским (ПП). Данные деформации имели явный характер коллизионных взаимоотношений двух областей и привели к возникновению специфического структурно-вещественного парагенезиса. Подробнее этот деформационный цикл описывается в разделе, посвященном выявлению последовательности развития эндогенных процессов в северо-западном Беломорье. Здесь же отметим лишь то, что с ребольским циклом в восточной части гранит-зеленокаменной области связывается низкотемпературный метаморфизм амфиболитовой фации кианит-силлиманитовой фациальной серии (Байкова, 1978; Рыбаков, 1980).

Последовательность процессов корообразования Карельской ГЗО

Карельская гранит-зеленокаменная область была сформирована в архее и представляет собой, как было показано выше, гнейсо-гранитные ареалы, разделяющие зеленокаменные пояса. Их геологические взаимоотношения не всегда однозначны и интерпретируются многими авторами как процессы рифтогенеза на первично-коровом фундаменте. С нашей точки зрения, подобный взгляд на эволюцию процессов континентального корообразования сталкивается с целым рядом труднообъяснимых факторов геолого-структурного, петролого-геохимического и термодинамического анализов взаимоотношений данных комплексов в пространстве и времени.

Следует отметить, что архейские зеленокаменные пояса практически везде прорываются гранито-гнейсовыми диапирами, обрамляя их по периферии, а иногда и проникая внутрь. При этом краевые части вулканогенно-осадочных комплексов

Эон Эра		Эндогенный цикл	Структуры СВК		Супракрустальные Магматизм – – – – – – – – – – – – – – – – – – –		Эволюция метаморфизма	
	əde			CBK		в саамском СВК	в лопийском СВК	
Архейский Позтиеатейская		Й	Надвиго- складчатые	й		Диориты, гранит-порфиры, граниты, жилы плагиомикро- клиновых гранитов, мигма- титы (2700–2600 млн. лет)	Метаморфизм низкотемпер амфиболитовой фации киан фациальной серии	атурной ит-силлиманитовой
	зэднеархейская	Ребольски	Купольно- складчатые	Лопийски	Базальты, коматииты,	Гранодиориты, тоналиты, мигматит-граниты, мигмати- зация, субавтохтонные тела тоналитов и гранодиоритов в периферических областях (2900–2700 млн. лет)	Зональный метаморфизм от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации	
	Шс	Саамский	Первично- слоистые	Саамский	андезиты, андезито-дациты, дациты, туфы конгломераты, кремнистые породы, сланцы, граувакки, карбонаты (3100– 2750 млн. лет)		Метаморфизм зелефации	

Таблица 1.1. Периодизация процессов корообразования в Карельской ГЗО (без учета данных по Водлозерскому домену)

метаморфизуются в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма, а местами даже мигматизируются. Данный факт объясняется некоторыми авторами (Миллер, 1988; Изотопная.., 1989; Зеленокаменные пояса.., 1988) как последующий за рифтогенезом процесс сжатия системы и возникновение условий

Так, возраст метапелитов из пояса Иломантси определялся Sm-Nd методом и дал модельное значение 3080 ± 80 млн. лет (Huhma, 1985). Это указывает на существование более древнего, нежели окружающие зеленокаменную структуру гранитоиды, источника материала.

Возраст формирования гранитогнейсового фундамента и кисло-среднего магматизма в пределах зеленокаменных поясов крайне сближены, что указывает на малую продолжительность процессов континентального корообразования, укладывающуюся в погрешность определения возраста.

Анализ геохронологических данных по древнейшим породным ассоциациям гранит-зеленокаменной области приводит к выводу, что саамский СВК состоит из резко контрастирующих по генезису и вещественному наполнению образований, наиболее ранние из которых представляют собой остатки протокоры базитового состава, а более поздние являются продуктами ранних этапов зарождения континентальной коры в регионе (см. табл.1.1). Следует также отметить, что возрастной интервал саамского СВК укладывается в значения 3100–2700 млн. лет.

Как уже отмечалось выше, в Карельской ГЗО выделяется целый ряд последовательно проявленных в интервале 2700–2600 млн. лет этапов гранитоидного магматизма (Изотопная..., 1989), представленного комплексом диоритов, даек гранит-порфиров и целого ряда нерасчлененных гранитов. Они прорывают гранитогнейсы саамского СВК и вулканогенно-осадочные комплексы зеленокаменных поясов. По времени проявления магматических и метаморфических процессов эти образования можно отнести к лопийскому СВК (табл. 1.1).

1. 2. Беломорский подвижный пояс

Беломорский ПП является самостоятельной структурой земной коры и занимает положение между двумя крупными разноплановыми тектоническими структурами Балтийского щита: Кольской (ГГО) и Карельской (ГЗО) областями (Глебовицкий, Другова, 1986; Митрофанов и др., 1986). На севере и северовостоке Беломорский ПП граничит с Кольско-Норвежским доменом (рис. 1.4). Ширина зоны сочленения варьирует от 2-3 до 15-20 км и четко выражена в физических полях. В магнитном поле граница фиксируется цепочками линейных аномалий, ориентированных вдоль шовной зоны. В целом она характеризуется структурами линейного типа и выражена надвиганием краевых частей Кольско-Норвежского домена на Беломорский ПП. Большая часть контакта маркируется двумя различными по возрасту и генезису образованиями. Одно из них является поясом зеленокаменного типа (на севере пояс Тана, на северо-востоке Рязановолудский пояс). Другой комплекс представлен плутоно-метаморфическими породами фемического ряда, слагающими Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс. Породы зеленокаменного пояса представлены ортоамфиболитами толеитового ряда, телами метаоливинитов и метапироксенитов, а также метаконгломератами, метатуфопесчаниками, и метакарбонатами (Богданова и др., 1992). Гранулитовый пояс представлен коронитовыми метагаббро-норитами, кортландитами, шрисгеймитами, габброанортозитами и анортозитами. Характерным для этого комплекса является высокобарический метаморфизм гранулитовой фации эклогитовой субфации (Эндогенные..., 1991; Богданова и др., 1992).

Юго-западная граница Беломорид с Карельской ГЗО маркируется структурами зеленокаменных поясов различного возраста. Наиболее древние из них объединены в Моша-Кичанский зеленокаменный пояс архейского возраста и вещественно схожи с породами Рязановолудского пояса и пояса Тана.

Зеленокаменные образования Беломорского ПП

Архейские зеленокаменные ассоциации в пределах Беломорского ПП встречаются повсеместно либо в виде линейных обособленных зеленокаменных поясов, маркирующих границы сочленения доменов, либо в виде ксенолитов различного размера и формы (от 2–5 км, до 2–10 м), слагающих внутреннюю структуру гранитогнейсового основания.

Среди зеленокаменных поясов обрамления Беломорского ПП наиболее изученными и характерными являются Рязановолудский на восточном побережье Кандалакшского залива, Тана-24 Корватундровский на севере, Воче-Ламбинский на северо-востоке и Моша-Кичанский на западе, в зоне сочленения с Карельской ГЗО. Контакты зеленокаменных образований с породами обрамления повсеместно тектонические и представлены переслаиванием пластин и линз. Степень разлинзования высокая. Мощность зеленокаменных образований варьирует от 10–20 до 300–800 м. Максимальная прослеженная протяженность составляет более 50 км.

В Рязановолудском зеленокаменном поясе породные ассоциации представлены преимущественно амфиболитами различного состава. Среди разностей преобладают гранатовые плагиоамфиболиты, нередко содержащие клинопироксен (Виноградов и др., 1980). В районе островов Рязановые луды, в Кандалакшском заливе, в нижней части разреза наблюдаются выходы конгломератов (Богданова, Ефимов, 1975) и прослоев порфировидных амфиболитов. Метаморфизм соответствует высокотемпературной амфиболитовой фации.

В Тана-Корватундровском зеленокаменном поясе наблюдается чередование коматиитов, плагиоамфиболитов и биотитамфиболовых сланцев и линз конгломератов (Ранний докембрий..., 2005). Мощность толщи коматиитов составляет 20–80 м и прослеживается на 500м (там же). В целом, разрезы описанных комплексов хорошо коррелируются.

Зеленокаменные ассоциации внутренних областей Беломорского ПП достаточно разнородны по своему составу и строению. Часть из них, такие как Енский зеленокаменный пояс, занимают положение между доменами континентальной коры Беломорского ПП (см. рис. 1.4) и маркируют зоны их сочленения. Другие образуют различные по составу, строению и размеру ксенолиты, располагающиеся в гранито-гнейсовой матрице и имеющие, как правило, линзовидную и сигарообразную форму. К такого рода образованиям можно отнести Серякский зеленокаменный пояс и множество более мелких ксенолитов района оз. Ковдозеро и Нольозеро.

Енский зеленокаменный пояс имеет ширину выходов 3–5 км и протягивается на 80 км, разделяя северо-западную часть Беломорского ПП на Енский и Ковдозерский домены. Породные ассоциации пояса характеризуются чередованием тонко - и грубополосчатых амфиболитов с биотит-амфиболовыми и амфиболовыми гнейсами. В амфиболитах наблюдаются линзовидные тела ультрабазитов – пироксеновых и перидотитовых коматиитов (Объяснительная..., 1994).

Серякский зеленокаменный пояс прослеживается более чем на 70 км в длину и имеет ширину выходов около 500–700 м. Сложен разлинзованными телами амфиболитов и ультрабазитов.



Рис. 1.4. Схема тектонического районирования Беломорской области.

1 — континентально-коровые образования (I — Карельская гранитзеленокаменная область, II — Чупинский домен, III — Ковдозерский домен, IV — Енский домен, V — Ингозерская структура, VI — Лоттинский домен, VII — Порьегубско-Умбинский домен, VIII — фрагмент Кольско-Норвежского домена Кольской гранулито-гнейсовой области; 2 — зоны сочленения доменов континентальной коры; 3 — архейские зеленокаменные пояса; 4 — Лапландско-Колвицкий плутоно-метаморфический пояс; 5 — нижнепротерозойские зеленокаменные пояса

Самое крупное тело ультрабазитов веретенообразной формы расположено в районе оз. Серяк и представлено серпентинитами,

амфиболитами и хлорит-серпентин-амфиболовыми сланцами. Кроме этого в них отмечается присутствие тел дунитов и гарцбургитов (Лобач-Жученко и др., 1998; Бибикова и др., 1999).

Комплекс ксенолитов двупироксеновых и двупироксенамфиболовых кристаллических сланцев, габбро, пироксенитов и перидотитов.

Породы данного комплекса являются наиболее древними в Ковдозерском домене. Работы О.И. Володичева (1990), Н.Е. Король (1990), а также наблюдения одного из авторов позволяют выявить большое их количество в виде ксенолитов, встречающихся в субстрате мигматитов и в интрузивных образованиях более поздних эндербитов (тоналитов), чарнокитов (гранодиоритов) и гиперстеновых диоритов. Размеры ксенолитов варьируют от 0.5–1 до 50–100 м. в поперечнике.

Гранитогнейсовые образования Беломорского ПП

Гранитогнейсовые образования Беломорского ПП слагают более 90% территории и представлены в основном эндербитами (тоналитами) и чарнокитами (микроклиновыми гранитами) саамского и ребольского эндогенного цикла. Многолетние авторские исследования породных ассоциаций данного комплекса проводились в Ковдозерском домене.

Ранний – саамский эндогенный цикл – включает в себя три этапа развития корообразующих процессов, сформировавших одноименный структурно-вещественный комплекс (саамский СВК). Наиболее широко в Ковдозерском домене распространены породные ассоциации позднего – ребольского эндогенного цикла, которые в основном завершают процессы корообразования и интенсивно преобразуют СВК более ранних эпох (Богданова и др., 1990, 1992).

Саамский СВК. Ранний эндогенный цикл. Наиболее сохранившиеся участки коры наблюдаются, в основном, в центральной части Ковдозерского домена, где не так интенсивно проявились наложенные процессы. Здесь доминируют купольноскладчатые структуры, а по периферии наблюдаются лишь реликты структур вязкого течения вещества в субгоризонтальной плоскости. В целом самый ранний этап развития континентальной коры домена хорошо идентифицируется по развитию купольных и изометричных структур, тогда как все более молодые крупные структуры имеют ярко выраженный линейный характер. Площадь развития наиболее сохранившихся участков коры составляет около 27 70 км² и располагается в южной части оз. Ковдозеро, местами фрагментарно прослеживаясь на юго-восток до Чупинской губы Белого моря (Володичев, 1985). Периферические зоны Ковдозерского домена в процессе эволюции подверглись значительной переработке, однако и там можно наблюдать реликтовые структуры саамского эндогенного цикла, свидетельствующие о вязком течении вещества в субгоризонтальной плоскости (Миллер, 1982; Мигматизация...,1985; Богданова и др., 1990). Наиболее ранними гранитоидными выплавками в регионе являются анатектит-граниты эндербитового состава. Они образуют тонкие прожилки внутри ксенолитов двупироксеновых И двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев. Позже внедрялись крупные массы дифференцированного комплекса 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; Сорохтин, 1994).

Еще позже был сформирован комплекс чарнокитов (гранодиоритов), эдербитов (тоналитов). В это же время были проявлены процессы региональной мигматизации, ультраметаморфизма и формирования метасоматических глиноземистых гнейсов. Породы этого комплекса являются наиболее распространенными в пределах центральной части Ковдозерского домена.

Поздний – ребольский эндогенный цикл (Лопийский СВК). В пределах Беломорского ПП в это время происходило внедрение огромных по объему масс тоналитов и плагиогранитов, осложненных впоследствии внедрением нескольких генераций жил плагиомикроклинового и микроклинового состава. Большая часть внедрявшихся гранитоидов маркируют глубиннонадвиговые структуры и представлены телами синтектонических тоналитов и плагиогранитов. Их внедрение, по всей видимости, было полифазным и происходило в субсолидусном состоянии, на что указывают протогнейсовые структуры и текстуры (Богданова и др., 1990).

Метаморфические изменения этого возраста относятся к фации гранатовых амфиболитов. В этой связи, следует отметить, что часть тоналитов и гранодиоритов периферических областей, скорее всего, была сформирована в результате диафтореза эндербитов и чарнокитов раннего этапа. Единичные находки реликтов гранулитовых парагенезисов в них однозначно об этом свидетельствуют (Володичев, 1985).

Эон Эра	Əpa	Эндогенный цикл	ктуры	CBK	Супракрустальные	Магматизм	Эволюция метаморфизма в разновозрастных СВК		
	L)		Crpy		комплексы		в саамском	в лопийском	
Архейский		Ребольский	Надвиги, сдвиги	Й		Субавтохтонные тела, жилы микроклиновых гранитов; синтектонические пластовые тела тоналитов и плагиогранитов, полимигматизация	Высокобарический мета товой фации <i>T</i> =590–690 регрессивной стадии <i>T</i> =	морфизм амфиболи- °C, <i>P</i> =9–10 кбар, на 490–550°C	
	Позднеархейская	Саамский	купольно- складчатые	Лопийски	Лопийски		Глиноземистые гнейсы, чарнокиты (гранодиориты), эндербиты (тоналиты), полимигматиты; дифференцированный комплекс порфировидных чарнокитов,	Гранулитовая фация умеренных давлений в эндербитах поздней генерации <i>T</i> =550°С,	
			Саамскиј	Реликтовые . складки	й		эндербитов, гиперстеновых диоритов, габбро-диоритов,габбро; ранняя эндербитовая мигматизация	 P=5-6 коар; в ранних эндербитах и чарнокитах T=750- 880°C, P=6 кбар 	
			?	Саамскиі	Вулканиты основного состава, габбро, пиро- ксениты, перидотиты				

Таблица 1.2. Периодизация процессов корообразования в Беломорском ПП без учета зеленокаменных образований

обрамления

29

Последовательность процессов корообразования в Беломорском ПП

Процессы проявления ребольского эндогенного цикла сыграли важную роль в формировании Беломорского ПП в целом и Ковдозерского домена в частности. Это время характеризовалось сближением Карельской ГЗО и Мурманского составного домена и образованием единого Карело-Кольского континента в позднем архее, которое выразилось в коллизионных взаимоотношениях ранее сформированных отдельно друг от друга континентальных образований. В результате этого произошло причленение обрамляющих Ковдозерский домен структур, которые представлены зеленокаменными ассоциациями Моша-Кичанского и Рязановолудского поясов и формирование бо́льшей части объема континентальной коры региона.

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 и малоизмененные реликты.

Геологические данные указывают на то, что наиболее мощным процессам переработки подвергались краевые зоны Ковдозерского домена, тогда как в его центральных частях доминируют более древние структуры раннего эндогенного цикла.

С учетом имеющихся материалов, предлагается следующая последовательность проявления эндогенных процессов в Ковдозерском домене (табл. 1.2). Архейский этап развития характеризовался двумя, сменяющими друг друга во времени, эндогенными циклами. Наиболее ранний – саамский – включает в себя три структурообразующих этапа развития коровых процессов, сформировавших одноименный структурно-вещественный комплекс (саамский CBK). Поздний – ребольский – характеризуется формированием субавтохтонных и перемещенных тел тоналитов и плагиогранитов, объединяемых большинством исследователей в лопийский CBK.

1. 3. Кольская гранулит-гнейсовая область

Кольская ГГО расположена в северо-восточной части Балтийского щита. С юга и юго-запада она граничит с Бело-

морским ПП, с востока и юго-востока перекрывается чехлом Русской плиты, а с северо-востока и севера ограничена зеленокаменным поясом Колмозеро-Воронья и Мурманским составным доменом. В целом Кольская ГГО имеет характерное мозаичное строение континентальной коры и состоит из отличных друг от друга по типу строения доменов (см. рис. 1.5).



Рис. 1.5. Схема районирования раннедокембрийских геоструктурных элементов земной коры северо-восточной части Балтийского щита.

Домены коры: I – Мурманский, II – Кольско-Норвежский, III – Кейвский, IV – Беломорский подвижный пояс, V – Восточно-Кольский, VI – Чапомский, VII – Терский, VIII – Умбинский, IX – Карельский, X – Лоттинский. Пояса: архейские – 1, 2; 1 – Титовско-Колмозерский; 2 – Сергозерско-Стрельнинский; раннепротерозойские – 3, 4, 5; 3 – Лапландско-Колвицкий; 4 – Печенга-Имандра-Варзуга-Устьпонойский; 5 – Северо-Карельский

В пределах описываемого региона можно уверенно выделить шесть таких доменов коры: Кольско-Норвежский, Кейвский, Восточно-Кольский, Чапомский, Умбинский, Терский. В большинстве случаев, перечисленные образования разделены узкими линейными поясами зеленокаменного типа: Колмозеро-Воронья, Сергозерско-Стрельненский, Тана-Рязановолудский, Моша-Вичанским и Лапландско-Колвицким гранулитовым поясом. Реже наблюдаются контакты непосредственного сочленения двух доменов коры, маркируемых специфическими структурно-вещественными парагенезисами (граница Кольско-Норвежского и Кейвского, Кейвского и Восточно-Кольского доменов (см. рис. 1.5)).

В настоящее время, несмотря на детальное и многолетнее изучение архейских структурно-вещественных комплексов Кольской ГГО, проблемы восстановления наиболее ранних этапов ее развития остаются невыясненными, а возрастные характеристики моментов зарождения неопределенными. Наиболее уверенно, как будет показано далее, в пределах региона выделяются структурно-метаморфические комплексы характеризующие широко проявленный в восточной части Балтийского щита процесс позднеархейской коллизии континентальной литосферы.

Проведенные в недавнем прошлом детальные исследования наиболее древних комплексов Кольско-Норвежского домена показали, что все наблюдаемые структурно-метаморфические преобразования в них происходили в течение одного тектонометаморфического цикла (2800–2600 млн. лет) (Авакян, 1992; Добржинецкая, 1989). В настоящее время, в гранат-биотитовых гнейсах кольской серии проанализированы цирконы, возрастные данные которых варьируют в диапазоне от 2.7 до 2.9 млрд. лет и отражают этапы вулканической деятельности и метаморфизма. Кроме того, в этих гнейсах обнаружены ксеногенные цирконы с возрастом около 3.6 млрд. лет (Мыскова и др., 2005).

К сожалению, эти работы не привели к выявлению реликтовых парагенезисов ранних этапов становления континентальной коры в регионе. В целом, Кольско-Норвежский домен имеет чешуйчато-надвиговый тип структурной организации, сформированный в позднем архее в ребольскую фазу складчатости. Однако в юго-западной части домена сохраняются купольно-складчатые структуры этого же времени, указывающие на преобладание в данном районе (Приимандровском) процессов интенсивного гранитообразования. Архейские комплексы представлены неоднократно и неоднородно метаморфизованными образованиями от высокотемпературных ступеней амфиболитовой и гранулитовой фаций до низкоградиентного гранулитового метаморфизма на поздней стадии.

Зеленокаменные образования Кольской ГГО

Наиболее изученными породными ассоциациями фундамента Кольской ГГО являются структурно-вещественные комплексы Кольско-Норвежского домена, ввиду их доступности и хорошей обнаженности. В отличие от них, восточная часть Кольского полуострова на сегодняшний день остается мало исследованной, а в пределах Кейвского домена гранитогнейсовый фундамент не обнажается вовсе.

Как и в Беломорском ПП, в описываемом регионе с той или иной степенью достоверности можно выделить два комплекса пород основного и ультраосновного состава. Первый тип зеленокаменных ассоциаций развит в северном обрамлении Кольско-Норвежского и Кейвского доменов и представлен зеленокаменным поясом Колмозеро-Воронья. Они приурочены к зоне коллизионного сочленения названных доменов коры с Мурманским составным доменом и являются инородными, как для образований Кольской ГГО, так и для комплексов Мурманского домена. Второй тип породных ассоциаций выделяется менее уверенно, ввиду проявления интенсивных структурно-метаморфических наложенных преобразований ребольской фазы тектогенеза в позднем архее. Однако с определенной степенью допущения комплекс ксенолитов основного и ультраосновного составов, развитый во внутренних частях Кольско-Норвежского домена можно, в большинстве случаев, отнести к породным ассоциациям зеленокаменного типа. Кроме перечисленных генетических разновидностей зеленокаменных образований в пределах Кольско-Норвежского домена можно выделить еще один - третий, характеризующийся развитием вулканогенно-осадочного комплекса пород, развитого, в основном, в юго-западной периферийной части домена и залегающих на гранитогнейсовом фундаменте. Эти образования имеют ярко выраженное асимметричное строение, в котором северо-восточное крыло залегает субгоризонтально на поверхности домена и представлено, в основном, осадочными комплексами (глиноземистые гнейсы), а юго-восточное (Приимандровский район) образует крутопадающую синклиналь в краевой его части и характеризуется развитием мощных вулканогенноосадочных толщ и интрузивных образований основного и ультраосновного составов (Оленегорский зеленокаменный пояс).

Зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья. Как уже было сказано, данные образования маркируют зону коллизионного сочленения Кольской ГГО и Мурманского составного домена, которая протягивается через весь Кольский полуостров с северозапада от пос. Лиинахамари на юго-восток до устья р. Поной комплекса (рис.1.5). Зеленокаменные ассоциации данного фрагментарно прослеживаются вдоль всей границы. Наиболее крупный сегмент структуры, собственно пояс Колмозеро-Воронья, протягивается более чем на 150 км и имеет ширину выходов в среднем 10-12 км. В структурном отношении зона Колмозеро-Воронья представляет собой узкую асимметричную синклиналь, оба борта которой срезаны глубинными разломами, а сама она надвинута на породные ассоциации Кольской ГГО. Следует отметить, что северо-восточный борт пояса имеет более крутое и даже, местами, опрокинутое залегание, а юго-западный – более пологое.

Супракрустальный комплекс зоны Колмозеро-Воронья изучен достаточно хорошо (Белолипецкий и др., 1980; Объяснительная..., 1994). В нижней части разреза залегают метавулканиты коматиит-толеитовой серии (свита полмос), среди которой наблюдаются реликты подушечной отдельности, приуроченные к амфиболитам, а также наличие прослоев с миндалекаменными структурами. Иногда среди коматиитов обнаруживаются спинифекс структуры (Вревский, 1980). Характерной особенностью является наличие в разрезе многочисленных тел линзовидной формы, представленных метагабброидами и метагипербазитами. Встречаются и прослои железистых кварцитов (Белолипецкий и др., 1980). В верхней части разреза наблюдается горизонт существенно карбонатных пород мощностью 10-12 м (см. там же, стр. 169). В целом, по имеющимся геолого-геохимическим данным, описанную часть разреза можно отнести к образованиям протоокеанической коры, разделяющей в доколлизионный период континентальные микроплиты Кольской ГГО (Кольско-Норвежскую, Кейвскую, Восточно-Кольскую) и Мурманского составного домена.

Выше по разрезу залегают метавулканиты базальт-андезитовой серии, объединяемые в вороньетундровскую свиту и представленные весьма пестрыми по составу породами: биотито-35 выми, гранат-биотитовыми, гранат-амфибол-биотитовыми и биотит-амфиболовыми плагиогнейсами, биотит-мусковитовыми и мусковитовыми гнейсами, андезитовыми плагиопорфиритами (Белолипецкий и др, 1980). С этим же комплексом связаны и диориты, кварцевые альбитофиры и кератофиры (см. там же, стр. 174).

По геолого-геохимическим данным, породные ассоциации вороньетундровской свиты можно отнести к островодужным образованиям. Завершают разрез высокодифференцированные отложения червуртской свиты, представленные чередованием андалузит-биотитовых сланцев, гранат-ставролит-биотитовых и гранат-кордиерит-биотитовых гнейсов и сланцев.

В верхней части разреза отмечаются полимиктовые конгломераты и гравелиты, а в отдельном случае описан горизонт высокоуглеродистых биотитовых сланцев. Данная часть разреза относится к осадочным и туфогенно-осадочным образованиям (Белолипецкий и др., 1980).

В западной части зоны сочленения Мурманского составного домена и Кольской ГГО в виде узкой полосы развиты метавулканиты основного состава с линзами метакоматиитов, в которых наблюдаются спинифекс-структуры (Борисова и др., 1991). Кроме того, в разрезе присутствуют средние и кислые вулканиты и терригенные породы. Данный комплекс объединен в урагубскую свиту, которая хорошо коррелируется с описанным выше разрезом зоны Колмозеро-Воронья.

Комплекс кристаллосланцев основного состава кольской серии. В пределах Кольско-Норвежского домена в полимигматизированной матрице эндербит-чарнокитового состава, повсеместно встречаются ксенолиты кристаллосланцев основного состава (двупироксеновых), а также линзы метапироксенитов, биотит-гиперстеновых, биотит-гранатовых, гранаткордиерит-силлиманитовых гнейсов и железистых кварцитов. По современным данным (Объяснительная..., 1994), эти образования слагают единый нерасчлененный вулкано-плутонический комплекс, представленный биотитовыми, амфиболпироксен-биотитовыми гнейсами, мигматит-гранитами, тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми гнейсами и амфиболитами. Реже встречаются линзы и прослои магнетитсодержащих амфиболитов и амфибол-биотитовых сланцев. Данные образования коррелируются с наиболее ранними ассоциациями Беломорского ПП, описанных выше (Объяснительная..., 1994).




по минерально-сырьевым ресурсам и горнопромышленному комплексу Мурманской области" Оформление: Д.В.Жиров

ЛЕГЕНДА

+

-

Осадочные и вулканогенные породы	Интрузивные породы	Преобладающий состав	Геологические подразделения	Осадочные и вулканогенные	Интрузивные породы	е Преобладающий состав	Геологические подразделения	
1		Карбон		породы	60 61 62	Чарнокиты, граниты / монцодиориты, граниты / щелочные граниты, сиениты	Нотозерский (NtzC) / Койгерский (KoiM) /	
		Авгиты, нефелиниты, пикриты, кароонатиты, доломиты, аргиллиты, туфопесчаники	Харловская серия (пг)		63	Клинопироксениты, верлиты	Райненчорский (RncC), Порьегубский (PrgC),	
	2	Щелочные сиениты	Контозерский массив (KntM)		64	Габбро, лерцолиты, вебстериты	Застейд (ZasC)	
			Yannopevag canug (hr)			Сумий		
3		эльтраосновные щелочные вулканиты, алевролиты, туфопесчанники, туфы	Хибинский (HibM), Ловозерский (LovM).		65	Нориты, габбронориты, диориты	Имандровский (ImaM)	
	4 5 6	Щелочные ультрамафиты / нефелиновые сиениты / карбонатиты, дайки щелочных пород d_4 ; трубки взрыва кимберлитов, щелочных пикритов, меланефелинитов	Ковдорский (KovM), комплекс мыса Турьего (TurC), Салланлатва (SalM), Африканда (AfrM), Себльявр (SebM)		66	Габбро-анортозиты, габбро, диориты	Главного хребта (GlaM), Колвицкий (KolM), Пыршин (PyrM), Кандалакшский (KndM), Анистундра (AniC), Жемчужный (GemM)	
7		Авгитовые, пикритовые порфириты, гравелиты, песчаники, глинистые сланцы	Ловозерская серия (Lv)		67 68	Перидотиты, пироксениты, габбронориты / лерцолиты, габбронориты	Мончегорский (MonM), Панских тундр (PanM), Федоровой тундры (FedM), Ондомозерский (OndC),	
	8	Долериты (силлы; дайки d ₃)	Баренцевоморский комплекс (BrmC)	70	69	Дуниты, гарцбургиты	Олангский (OlnC) / Алакурттинский (AlaC) Нотозерский (NotC), Северокарельский (SkaC)	
		Венд		70		Риолито-дациты, дациты, андезито-дациты		
9		Аркозовые, полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты	Пуманская (pm), чапомская (ср) свиты	71 12		Базальтовые порфириты, мандельштейны, диабазы	Сейдореченская (sd) свита	
10		Кварцевые, аркозовые, полимиктовые песчаники, алевролиты с линзами фосфоритов	Куяканская свита (kk)	73		Кварциты, полевошпат-кварцевые метапесчаники		
11			Кархуярвинская свита (kth)	74		Диабазы, туфобрекчии, амфиболиты	Кукшинская (kk), визаварская (vzv) свиты	
12			Sourcesstancess (m) Buyburcess (h) Chath	75		Аркозовые метапесчаники, известковые песчаники, известняки; конгломераты		
13		Аркозовые, полимиктовые песчаники, алевролиты с линзами фосфоритов		76		Андезито-базальты, амфиболиты	Пурначская (pn) свита; кандалакшская (knd), карека	
14 15		Аркозовые, полимиктовые песчаники, алевролиты, пестроцветные аргиллиты	Поропеллонская (prp), южнокильдинская (juk) свит	ы 77 78		Кварцевые метапесчаники, метагравелиты	(кг), кеулик-кинерем (кi-кn), корватундровская (кгv) толщи	
		аргиллиты	Палвинская (plv), пригонная (prg) свиты			Нестратифицированные комплексы неопредленного возраста		
16		Полимиктовые конгломераты, аркозовые, кварцевые песчаники, алевролиты	Перяярвинская (prr), коровинская (kr) свиты	79		Двуслюдяные, кварцполевошпатовые сланцы	Тальинская (tl) толща	
		<u>Средний рифей</u>		80		Слюдяные, углеродистые, хлорит-амфиболитовые сланцы, амфиболиты, кварциты	Пикамская (pk) толща	
17		Полимиктовые песчаники, алевролиты, аргилиты	Терская свита (trs)		81	Габбро-амфиболиты, метаультрабазиты	Терский комплекс (TrsC)	
18		песчаники			82	Нориты, габбронориты, вебстериты	Ловноозерский комплекс (LovC)	
19		Полимиктовые, кварцевые конгломераты, аркозовые, кварцевые песчаники	Турьинская свита (tr)	83		Кислые гранулиты	Яуриокская (jar), лоттинская (lt) толщи	
20		Переслаивание филлитов, песчаников и алевролитов, линзы карбонатных пород	Скорбеевская (sk), цыпнаволокская (tsn) свиты	84 85		Основные гранулиты / гранулиты среднего состава, эндербиты	Лапландский комплекс (LapC)	
21		Переслаивание филлитов, песчаников, алевролитов				Верхний (поздний) архей		
22		Полимиктовые конгломераты, песчаники	Зубовская свита (zb)		00	Лопий	Йоканьгский (JokC) Запалнокейвский (ZkeM)	
23		Полимиктовые, аркозовые песчаники, алевролиты с линзами конгломератов	Перевальная свита (pr)		00	Субщелочные граниты	Верхнепонойский(VerC),), Понойский (PonM), Белых	
24		Полимиктовые, аркозовые песчаники, алевролиты		89 90	87 88	Габбро, габбро–лабрадориты; дайки мафитов d_i / кварцевые монцониты, монцодиориты	тундр (BelM), Сахариок (SahM), Цагинский (CagM), Медвежьозерский (MedC), Пачинс	
25		Полимиктовые конгломераты	Лонская свита (In)				(PacM), Погеръяврский (PogC), Ачинский (AcnC) Песщовотундровская (ps) свита	
26		Полимиктовые конгломераты брекчии, конгломераты, песчаники	Мотовская свита (mt)			мета равелиты, метапесчаники, аркозовые Кварциты, мусковит-кварцевые, плагио-кианит-ставролитовые сланцы	Выхчуртская (vh) свита /нерасчлененные	
		<u>Нижний (ранний) протерозой</u>		91		Кианитовые, ставролит-кианитовые, силлиманитовые с гранатом и углеродистые сланцы	Червутская свита (cr) / (vh+cr) свиты	
		<u>Калевий</u>			92	Лейкограниты, гранодиориты	Вороньинский (VorC), Варзинский (VarC), Лахтинский	
	27 28	Нерасчлененные карельские даики мафитов 4 2 Гранодиориты, граниты / лейкограниты	Лицко-Арагубский (AraC), Юовоайвский (JovM)		93	Эндербиты, граниты, гранодиориты, монцодиориты	(LahC) Териберский (TrbC) Цудзьяврский (CdzC)	
	29 30 31		/ Стрельнинский (StrM)		94	Диориты, гранодиориты, плагиограниты	Лицинский (LicC), Колмозерский (Calc),	
		акериты / щелочные и нефелиновые сиениты, фоидолиты	Вулвара (VlvM) / Соустовский (SouM)	95			Устьпонойский (UspC) Высокоземельская (vz) корватундровская (krv)	
	32 33	Диоритовые порфириты / кварцевые диориты, плагиограниты, эндербиты,	Порьиташский (PorC) / Каскельяврский (KskC), Умбинский комплекс (UmbC)		96 97	Слюдяные, гранат-слюдяные парагнейсы и сланцы	ириногорская (ir) свиты	
	34	Чарнокиты, порфировые граниты Габбро, клинопироксениты, верлиты	Печенгский (РесС), Соленоозерский (SolC),	98 99		Гарцбургиты / троктолиты,габбро	Аллареченский (AllC) / Каскамский (KasC) Пебяжинская (Lb), безымянная (bz), арварененская (ar)	
	35 36		Нясюккский (NskC) Томинский (TomC) Сорсовский комплокс (SraC)			кислые, средние метавулканиты / гастингститовые гнейсы	вороньетундровская (vrt) свиты / лебяжинская толш	
			Томині ский (Топіс), сері овский комплекс (Sige) Куолаярвинский (KlvC)	100 101 <mark>102</mark>		Основные метавулканиты, метакоматииты / метавулканиты среднего, кислого и основного	Патчерва (pt), полмос (pl), пялочная (plc), каскамская	
37						состава / конгломераты, метапсаммиты, основные и кислые метавулканиты, кварциты	(кsк), ириногорская (п), вочеламойнская (vc), корватундровская (krv), урагубская (ur) свиты, енский	
38		разальтовые порфириты, диаоазы Базальты, зеленые и услеродистые сданцы, туфы пикритовых порфиритов		103		Слюдяные, гранат-слюдяные парагнейсы и сланцы, конгломераты, кварциты	(en) комплекс Коловайская (klv), песчаноозерская (psc), кинемурская	
39		Переслаивание андезитовых и базальтовых порфиритов, туфов, алевропелитовых	Томингская (tm) южнопеченгская (iup) серии		104 105		(kn), кислогубская (ks), лявозерская свиты	
40 41		сланцев	Townin ckas (an), townone ten ckas (up) cepuu			транодиориты, тоналиты, плагиограниты / эндероиты	центральнокольский (СкіС), мурманский (MurC), Терски (TerC), Туломский (TulC), Ингозерский (IngC) / Лумбовски	
		туфосланцы, филлиты с линзами кароонатных сланцев / песчаники, сланцы с линзами карбонатных пород и кварцитов		106 *		Variante Garage and Antonio	(LmbC), Веже-тундровский (VezC), Канентъявр (KntM)	
		Людиковий				КОЛЬСКО-ОЕЛОМОРСКИИ НЕСТРАТИФИЦИРОВАННЫИ КОМПЛЕКС Слюдяные, гранат-слюдяные гнейсы с кианитом и (или) силлиманитом	Волшпахская (vl),чапомская (cpm), чупинская (cpi),	
42		Риолиты, дацитовые, андезито-дацитовые порфиры, туфы, туфобрекчии,		107	*		риколатвинская (rk), вырнимская (vr) толщи	
43		метаосадки Лиабазовые пикритовые порфириты туфы туфобрекчии полушечные давы	Панареченская (pn), пильгуярвинская (pil)	108	*		Сергозерская (sg) толща	
44 45 46		Филлиты, хлорит-серицитовые сланцы / кварц-серицитовые, карбонатные сланцы /	западносерговская толща (zsg)	109	*		Оленегорская (со), аннамская (ап) толщи	
	47	конгломераты, песчаники				Комплекс основания	osener operas (or) rosią	
	48	Таборо, пироксениты	стральнинский (StrC) Воналамбинский (VocC)	110	*	Биотитовые, амфибол- и пироксен-биотитовые гнейсы, мигматиты, тоналито-гнейсы,	Комплекс основания (ВС)	
	10	Перидотиты, пироксениты	Стрельнинский (зас.), вочеламойнский (чосе)			гранодиорито-гнейсы, амфиболиты		
49 50		<u>ЭТУЛИИ</u> Риолиты дациты андезито-дациты туфы / диабазы туфы туфобрекчии		▲ железис	омераты тые кварцит	Сланцеватость, гнейсовидность Ы 0 - 5° 6 - 30° 31 - 60° 61 - 85° 86 - 90°	геологические границы и их ориентировк	
51 52 53		Аркозовые песчаники, кварциты / известняки, доломиты / алевролитовые сланцы,	совоярвинская (sv), хирвинаволокская (nr), коласйокская (kls), ильмозерская (il),	карбона	атные пород		структурные линии	
54			трехостровская (trt) свиты Ниваярвинская (nv) кукасозерская (kuk)	терриге	нные породы е вулканиты	Слоистость, трахитоидность	надвиги	
55 56		диаоазы, оазальтовые, андезитовые порфириты, туфы, щелочные оазальты	куэтсъярвинская (kt), умбинская (um), песцовая	ф	осфориты	0 - 5° 6 - 30° 31 - 60° 61 - 85° 86 - 90°	сдвиги	
		Сариолий	⊥ (pes), евстифеевская (ev) свиты		жи взрыва дайки	+ + + +	г взоросы и соросы	
57 58		Сариолии	Панаярвинская (pni), ахмалахтинская (ah).	*-		- Опрокинутое	артонобили и с дороги	
59			полисарская (pl), сейдореченская (sd)свиты,	Такое проме протолитом	ежуточное пол , который в на	ожение инфракрустального геологического подразделения обусловлено неопределенным остоящее время сложен полихронными высокобарическими ультраметаморфическими	автомооильные дороги	
		попиломераты, полимиктовые, аркозовые песчапики, кварциты, Сланцы	устыноноиская (us) серия	породами г	ровую плутон	амфиболитовой фации. Не исключено, что некоторые сегменты протолита могли иметь как ическую и/или реститовую природу, так и осадочно-вулканогенную. (Гл. редактор)	о населенные пункты	
						· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		

ЛЕГЕНДА

+

+

Проведенные исследования разреза Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) позволили обнаружить породные ассоциации описываемого комплекса вплоть до глубины 12262 м (Кольская сверхглубокая..., 1984).



Рис. 1.7. Разрез Октябрьского железорудного месторождения Приимандровского района. Публикуется по (Горяинов, Балабонин, 1988).

1 – железистые кварциты, 2 – тоналиты, 3 – амфиболиты, 4 – биотитовые гнейсы, 5 – жедриты, 6 – карбонатсодержащие породы, 7 – нодулярные глиноземистые гнейсы, 8 – разломы

Приимандровского Зеленокаменные ассоциации района (Оленегорский зеленокаменный пояс). Гранито-гнейсовый комплекс основания Кольско-Норвежского домена интенсивно расчешуирован и метаморфизован наложенными деформациями ребольской фазы тектогенеза, которые в большинстве случаев стерли более ранний структурный парагенезис континентальной коры региона (Авакян, 1992). Несмотря на это можно заключить, что повсеместное развитие пластинообразных тел глиноземистых гнейсов, широко развитых на поверхности Кольско-Норвежского домена, а в юго-западной его части формирование крупных объемов амфиболито-гнейсовых и джеспелитовых толщ, указывают на присутствие в регионе крупного зеленокаменного пояса, большей своей частью "плащеобразно" залегающего на гранитогнейсовом фундаменте. При этом описанные комплексы неравномерно распределены в пространстве. Центральная и северо-восточная части региона характеризуются распространением преимущественно глиноземистых гнейсов, тогда как юго-западная зона содержит крупные объемы железистых кварцитов, а также различных по составу амфиболитов и гнейсов (рис. 1.6).

Наложенные процессы не позволили стратифицировать супракрустальные комплексы в юго-западной части домена 39

(Горяинов, 1976; Объяснительная..., 1994), однако изучение Приимандровского района показало, что основной объем разрезов составляют амфиболиты, биотитовые гнейсы, глиноземистые гнейсы и железистые кварциты, реже встречаются карбонатсодержащие породы (см. рис. 1.7). Контакты с тоналито-гнейсами тектонические. Практически всегда супракрустальные разрезы формируют синклинальные складчатые структуры. При этом наблюдается общая закономерность распределения вещественных комплексов в пространстве. Низы разрезов чаще всего представлены амфиболитами, выше залегают биотитовые гнейсы, следующими располагаются глиноземистые гнейсы и железистые кварциты. Метаморфические характеристики ранних этапов формирования пород кольской серии неизвестен.

Гранито-гнейсовые образования Кольской ГГО

Наиболее детально фундамент Кольской ГГО также исследован в пределах Кольско-Норвежского домена, тогда как в Кейвском он не обнажается, а в восточной части Кольского п-ова практически не изучен. Как и в других докембрийских образованиях континентальной коры, подавляющая часть фундамента Кольско-Норвежского домена сложена породами тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава, которые повсеместно содержат ксенолиты фрагментов описанного выше комплекса кристаллосланцев основного состава. В настоящее время выделяется несколько групп гранитоидов. Наиболее древняя представлена габбро-гранитной серией и гиперстенсодержащими тоналитгранодиоритами (Добржинецкая, 1989; Авакян, 1992). Породы данного комплекса подверглись структурно-метаморфическим преобразованиям в условиях гранулитового метаморфизма умеренных давлений совместно с ассоциациями комплекса кристаллосланцев основного состава кольской серии.

Ко второй группе можно отнести крупные плутоны и жильные тела гранодиоритов (эндербитов, чарнокитов), которые внедрялись в комплекс кольских гнейсов во время поздней стадии гранулитового метаморфизма (Nordgulen et al., 1995).

К третьей возрастной группе интрузивных образований можно отнести породные ассоциации монцонит-сиенитовой серии, прорывающей более древний гнейсовый комплекс (Nordgulen et al., 1995).

Таблица 1.3. Периодизация процессов корообразования в Кольско-Норвежского домене Кольской ГГО без учета зеленокаменных образований обрамления (пояс Колмозеро-Воронья)

		ный	Структ	Структуры		Централы	ная часть домена	Юго-западна:		
Эон Эра		Эндогенн цикл	Центр	Юго- запад	CBK	Супракрустальные образования	Магматизм	Супракрустальные образования	Магматизм	Метаморфизм
Архейский Позднеархейский		Поздний-ребольский	Пластические сдвиговые и. надвиговые	Купольно-складчатые, надвиговые и слвиговые	Лопийский		Локальная калиевая мигматизация, калиевые граниты 2630 ± 30 млн. лет Эндербиты, чарнокиты, региональная мигматиза- ция 2850–2680 млн. лет		Локальная калие- вая мигматизация, калиевые граниты 2630 ± 30 млн. лет Тоналиты, гранодиориты, монцодиориты, региональная мигматизация 2850–2680 млн. лет	Локальный мета- морфизм эпидот - амфиболитовой фации <i>T</i> =530 ± 10°C Зональный грану- литовый (680 ± 30°С, 6.2±1.2 кбар) - амфиболитовый (590 ± 25°С, 5.3 кбар)
	озднеархейский	Средний	Первично-	слоистые	Средний	Глиноземистые гнейсы 2880 ± 50 млн. лет		Железистые квар- циты, металепти- ты, метапелиты, двупироксеновые кристаллосланцы (амфиболиты, горнблендиты)		
		Ранний-саамский	Глубинно-надвиговые		Саамский		Нерасчлененный вулкано-плутонический комплекс биотитовых, амфибол- пироксен- биотитовых гнейсов, мигматит-гранитов, тоналит-трондьемит- гранодиоритовых гнейсов и амфиболитов; возраст 3100–2900 млн. лет			

Наиболее поздние процессы гранитообразования проявлены локально и выразились в формировании пегматитовых жил калиевых гранитов и в редких случаях калиевой мигматизацией (Авакян, 1992).

Последовательность процессов корообразования в Кольской ГГО

Кольская ГГО была в основном сформирована в архее и представляет собой ансамбль полиметаморфических комплексов, каждый из которых претерпел неоднократные структурные изменения, неоднородно проявленные в пространстве и времени. Центральная часть Кольско-Норвежского домена характеризуется проявлением глубинно-надвиговых процессов уже на ранних этапах становления континентальной коры, приведших к тектоническому перемешиванию супракрустальных и интрузивных образований, благодаря чему был сформирован нерасчлененный вулкано-плутонический комплекс, представленный биотитовыми, амфибол-пироксен-биотитовыми гнейсами, мигматит-гранитами, тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми гнейсами и амфиболитами.

Имеющиеся данные по возрастам тоналитов и плагиогранитов, которые определялись Pb/Pb методом по валовым пробам соответствуют значениям 3085 ± 100 млн. лет (Пушкарев и др., 1979) и 3070 ± 180 млн. лет (Воче-Ламбинский..., 1991) в зоне сочленения Кольско-Норвежского домена и северо-западного Беломорья.

Оценочные данные термоизохронного Pb/Pb датирования по данным (Авакян, 1992; Добржинецкая, 1989) укладываются в интервал 3200–2900 млн. лет и, по их мнению, отвечают времени формирования континентальной коры региона. Наши данные, полученные этим же методом на полигоне Воче-Ламбина хорошо согласуются с приведенными выше и составляют 3070 ± 30 (Воче-Ламбинский..., 1991). Модельные Rb/Sr и Sm/Nd возрасты укладываются в интервал времени 2.85–2.93 млрд. лет (Balashov, et al., 1992; Bibikova et al., 1992; Daly et al., 1992; Timmerman et al., 1993).

Несмотря на возможность оспаривания каждой из приведенных изохрон и оценочных определений в отдельности несомненным является тот факт, что полученные в результате площадной выборки результаты отвечают одному и тому же интервалу времени. По-видимому, его и следует считать возрастным интервалом формирования континентальной коры Кольско-Норвежского домена.

Позже, уже на сформированной коре континентального типа произошло накопление вулканогенно-осадочного комплекса, который в центральной части домена представлен пластинообразными телами глиноземистых гнейсов и местами железистых кварцитов, а в юго-западной части мощными толщами амфиболитов, гнейсов и джеспелитов (Оленегорский зеленокаменный пояс). Изучение породных ассоциации данного комплекса и его структурной позиции не выявило следов рифтогенеза на стадии формирования. По-видимому, данный комплекс мог быть образован на окраине архейской литосферной микроплиты, один борт которого налегал на уже сформированные континентальнокоровые ассоциации, а другой причленялся к коре протоокеанического типа. Rb/Sr датирование глиноземистых вероятный гнейсов определило наиболее возраст их формирования, который составляет 2880 ± 50 млн. лет (Авакян, 1992). U/Pb датирование биотит-эпидотовых гнейсов (относимых к кольской серии) из нижних частей разреза Кольской сверхглубокой скважины дало возраст 2865 ± 50 млн. лет (Дук и др., 1989). По мнению авторов, этот возраст отвечает древнейшему метаморфизму пород кольской серии

Еще позже произошло внедрение в фундамент Кольско-Норвежского домена гранитоидов второй и третьей групп, а в завершающей стадии развития архейской коры был сформирован жильный комплекс пегматитов.

1. 4. Мурманский составной домен

Мурманский составной домен, занимает крайнее северовосточное положение в перделах Балтийского щита. Он имеет удлиненную форму, вытянутую в северо-западном направлении и ограничен с северо-востока глубинным разломом Карпинского в акватории Баренцева моря, а с юго-запада и юга примыкает к Кольско-Норвежского, Кейвскому и Восточно-Кольскому доменам (см. рис. 1.5). Граница с перечисленными геоструктурными элементами земной коры представлена узкой линейной тектонической зоной глубинного заложения, в которой присутствуют породы зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья.

Внутри составного домена выделяются следующие сегменты: западный Титовско-Урагубский; центральный Териберско-Воронь-

инский и; восточный Иоканьгско-Лумбовско-Усть-Понойский, которые разделяются рядом крупных разломов – Харловский, Святоносско-Стрельнинский, Восточно-Кейвский (Ветрин, 1979).

Степень изученности внутреннего строения Мурманского домена очень незначительная и на сегодняшний день, имеются лишь отрывочные данные о вещественной и структурной его организации.

Зеленокаменные образования Мурманского составного домена

Ксеногенный комплекс пород основного и ультраосновного состава. Самыми древними породными ассоциациями, развитыми во внутренних частях Мурманского домена, являются ксенолиты основного и ультраосновного состава. Эти породы наиболее детально были исследованы в восточном и центральном его сегментах и представляют собой многочисленные линзовидные тела различного размера и вытянутой сигарообразной формы, расположенные среди диорит-плагиогранитов более позднего комплекса пород. Следует отметить, что в восточном сегменте ксенолиты описываемого комплекса пород встречаются значительно реже, нежели в центральном. В пределах Териберского района (центральный сегмент) количество основных и ультраосновных пород варьирует от 3 до 4% общей площади. Породы представлены мелкозернистыми амфиболитами, плагиоамфиболитами (метагабброидами), горнблендитами (метапироксенитами), метаультрабазитами и порфиритами. Крупные тела сближены в пространстве и, по-видимому, представляют собой некогда единый комплекс породных ассоциаций зеленокаменного типа.

Гранито-гнейсовые образования Мурманского составного домена

Мурманский домен сложен в основном тоналитами и плагиогранитами, диорит-плагиогранитами и анатектит-гранитами, которые составляют более 80% объема, а также ксенолитами гнейсов в тоналитовом веществе. В восточном сегменте тоналиты, плагиограниты, диорит-плагиограниты и анатектит-граниты часто содержат реликты гранулитовых парагенезисов (Даркшевич, Шлайфштейн, 1979), что позволяет предположить их образование за счет диафтореза эндербитов. В центральном сегменте эти реликты полностью отсутствуют, а сами породные ассоциации слабо изменены наложенными процессами. Несмотря на явные следы диафторических преобразований, в структурном отношении данный комплекс пород слабо изменен. В отдельных случаях, в восточном сегменте, нами наблюдались пликативные деформации (надвиги и сдвиги) породных ассоциаций и приуроченная к ним локальная мигматизация. В центральном сегменте структурирование описанных образований практически отсутствует и только лишь при среднемасштабном (1:50000) картировании площади удалось выявить их купольно-складчатое строение. В зонах сопряжения купольных структур наблюдаются участки рассланцевания пород и мелкая изоклинальная складчатость. Характерным является то, что гранитоидные интрузии имеют ярко выраженную матрацевидную отдельность, а форма куполов приближается к изометричной. Данный факт однозначно указывает на формирование континетальнокоровых ассоциаций Мурманского составного домена в спокойных тектонических условиях и отсутствии каких-либо тангенциально направленных составляющих деформационного плана. В западной части центрального сегмента, в районе оз. Канентъявр, наблюдается увеличение наложенных структурно-метаморфических преобразований диорит-плагиогранитного комплекса пород и формирования крупных зон рассланцевания и складчатости.

В восточной части домена широко развиты породы эндербитчарнокитовой серии, которые прорывают более древние образования и формируют отдельные массивы (Ветрин, 1984). В центральной и восточной частях домена отмечается широкое развитие палингеннометасоматических гранитов.

Структуры Мурманского домена часто имеют северозападное простирание (Ветрин, 1984). По другим данным, описанные комплексы пород интенсивно рассланцованы и разчешуированы как в северо-западном, так и в северо-восточном направлениях (Баржицкий, 1988). В северо-восточной части домена наблюдается широкое развитие купольно-складчатых структур.

В непосредственной близости от зоны сочленения Мурманского домена с Центрально-Кольским сегментом и Кейвским доменом, выделяется более молодой комплекс интрузивных тел диорит-плагиогранитного состава. Чаще всего эти породы образуют линзы и пластины, реже изометричные тела с апофизами в раму.

Таблица 1.4. Периодизация процессов корообразования в центральном сегменте Мурманского составного домена

)он Эра		лснный икл	Структуры	BK	Супракрустальные	Магматизм	Эволюция метаморфизма в разновозрастных СВК		
()	()	л л л			комплексы		Ранний	Лопийский	
		Поздний - ребольский				Эндербиты Канентъяврского массива	Амфиболитовый - гранулитовый		
Архейский Позднеархейская	ая		купольно-складчатые в центре и сдвиго-надви- говые по периферии	ский		Мясокрасные микроклиновые граниты, метасоматоз (микро- клинизация и эпидотизация) Розовые микроклиновые граниты, метасоматоз (микроклинизация)	Амфиболитовый – эпидот-амфиболитовый		
	Позднеархейск		Разломы, расколы	ший		Дайки амфиболитов			
			Купольно-складчатые, разломы, расколы	Ло		Диориты, плагиограниты	Амфиболитовый		
						Дайки амфиболитов			
		анний	?	нний	Амфиоолиты, плагиоамфиболиты (метагабброиды), горнблендиты (метапироксениты), метаультрабазиты		Амфиболитовый с реликтами гранулитовой		
		P_{a}		Pa	Порфириты				

Наиболее крупными из этих тел являются Колмозерский и Канентъяврский массивы, первый из которых имеет около 120 км в длину при ширине от 0.5-2 до 13-15 км (Ветрин, 1984). Залегание интрузивных тел согласно с кристаллизационной сланцеватостью северо-западного простирания и параллельно зоне сочленения Мурманского и Кольско-Норвежского доменов. чаще всего тектонические. Внутри Контакты массивов обнаружены многочисленные ксенолиты биотитовых гнейсов и амфиболитов, предположительно относящиеся К разрезу зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья. Гранитоиды Колмозерского и Канентъяврского массивов являются типичным примером синтектонических образований, залечивающих зону коллизионного сочленения континентальных образований. Породы данного комплекса прорывают не только фундамент Мурманского домена, но и зеленокаменные ассоциации пояса Колмозеро-Воронья.

Наиболее молодыми образованиями Мурманского домена являются палингенно-метасоматические граниты и интрузивные комплексы габбро-лабрадоритов и субщелочных гранитов в восточной его части.

Габбро-лабрадориты Мурманского домена, как правило, представлены дайками и уплощенными телами. По составу они соответствуют оливиновым габбро и габбро-диабазам.

Массивы формации рапакивиподобных гранитов (Иоканьгский, Низъяврский, Порт-Артурский и ряд других) расположены в пределах Йоканьгского участка восточного сегмента (Ветрин, 1984; Ветрин, Шлайфштейн, 1986). По составу они соответствуют лепидомелан-феррогастингситовым гранитам, монцонитам и гранодиоритам. Пространственно эти гранитоиды тесно ассоциируют с габбро-лабрадоритами. Контакты массивов с вмещающими породами тектонические, однако, редко наблюдаются и первичные секущие взаимоотношения.

В ходе тематических исследований Геологического института КНЦ РАН в 2004 г. на северо-востоке Мурманского блока М.Н. Петровским в районе оз. Панэявр (в 10 км к западу от пос. Гремиха) был открыт и изучен небольшой массив щелочных пород – субщелочных и щелочных альбитовых сиенитов (Петровский и др., 2005).

Последовательность процессов корообразования в Мурманском составном домене

Континентальная кора Мурманского домена была окончательно сформирована в позднем архее в результате проявления двух этапов тектономагматической активности. Детальные исследования проводились во всех трех сегментах домена, но наиболее полно разрез земной коры региона был изучен в его центральной части. Самыми ранними породными ассоциациями, слагающими Мурманский домен, является ксеногенный комплекс преимущественно основного и ультраосновного состава, который, строго говоря, должен относиться к предшествующему образованию данного сегмента земной коры этапу. Однако на сегодняшний день отсутствует достаточное количество геолого-структурных данных, позволяющих приурочить его к самостоятельному эндогенному циклу, отражающему процессы формирования коры протоокеанического или гетерогенного типа (табл. 1.4).

В результате детальных исследований, проводимых в последние годы, было установлено, что описанные породные ассоциации, с одной стороны, рассекаются дайками мелкозернистых амфиболитов, а с другой содержат ксенолиты порфиритов.

Данные факты могут свидетельствовать о достаточно продолжительной и сложной тектономагматической эволюции комплекса основных и ультраосновных образований.

Внедрение крупных объемов пород тоналитового (эндербитового) и плагиогранитного, диорит-плагиогранитного состава привело к формированию континентальной коры региона. В центральном сегменте основную роль в ее становлении играли диорит-плагиогранитные выплавки, которые позже были интрудированы комплексом пересекающихся даек амфиболитов.

Наиболее сохранившимися и повсеместно наблюдаемыми структурами являются купольно-складчатые, которые ввиду их значимых размеров (1–3 км) выявляются лишь при картировании крупных участков.

Поздний – ребольский – эндогенный цикл развития континентальной коры Мурманского домена характеризовался внедрением крупных масс калиевых гранитоидов и эндербитов. В это же время, на южном фланге домена, была сформирована зона Колмозеро-Воронья, представленная одноименным зеленокаменным поясом и маркирующая коллизионный шов между описываемым регионом и Кольской ГГО. Следует отметить, что в результате столкновения континентальных масс перечисленных геоструктурных элементов коры, Мурманский домен был надвинут на породные ассоциации пояса Колмозеро-Воронья и Кольской ГГО, вторичная переработка которых привела к формированию крупных объемов калиевых гранитоидов. На завершающих этапах развития произошло внедрение комплекса диорит-плагиогранитов и эндербитов (Колмозерский и Канентъяврский массивы), залечивающих шовную зону и содержащих ксенолиты зеленокаменных ассоциаций колмозерского комплекса.

Глава 2

Геолого-петрогеохимические особенности архейских доменов Северо-Востока Балтийского щита

2.1 Беломорский ПП

Геология

Беломорский ПП (Беломорский подвижный пояс..., 1997) является самостоятельным блоком земной коры и занимает положение между двумя крупными разноплановыми тектоническими областями Балтийского щита: Кольской гранулито-гнейсовой (ГГО) и Карельской гранит-зеленокаменной (ГЗО) (Глебовицкий, Другова, 1986; Митрофанов и др., 1986). На севере и северо-востоке Беломорский ПП граничит с Кольско-Норвежским доменом.

Породные ассоциации Беломорского ПП изучались многими исследователями (Шуркин, 1962, Володичев, 1990, Балаганский и др., 1986, Богданова и др., 1992). В структурном отношении он состоит из отдельных пластин, которые сложены разновозрастными породами, совмещенными на одном уровне в результате тектонических (надвиговых) процессов (Миллер, Милькевич, 1995; Глебовицкий и др., 1996). Ряд исследователей рассматривают пластины как стратиграфические подразделения беломорской серии. Одними авторами в пределах Беломорид выделялось три свиты: керетьская, хетоламбинская и лоухская (Мишарев и др., 1960), другими – восемь: керетьскую, хетоламбинскую, лоухскую, чупинскую, княжегубскую, кайтатундровскую, кандскую и ёнскую (Шуркин и др., 1962).

Детальные структурные работы на ряде участков (Дук, 1967, Эз, 1967; Балаганский и др., 1986, Пожиленко, 1984, 1987) установили неправомочность стратификации данного комплекса пород, и этот вывод был утвержден на рабочем совещании Межведомственной региональной стратиграфической комиссии в Санкт-Петербурге в 1993 г. и отражен на геологической карте м-ба 1:500000 (Объяснительная записка..., 1994).

Было установлено, что внутри Беломорского ПП и на его границе с Карельским кратоном (Докембрийская..., 1992; Балаганский, 2002) развиты сдвиговые зоны, которые оказываются комплементарными некоторым крупным складкам, развитым в окаймляемых этими зонами блоках.

В пределах Беломорского ПП выделяется несколько структур, которые, которые ниже рассматриваются отдельно.

Ёнский домен. В состав домена входит Ёнский зеленокаменный пояс, выделен В.И. Пожиленко и является реликтом позднеархейской структуры, переработанной в раннем протерозое (Пожиленко, 1984, 1987). Это сложная синформа, имеющая две зоны северо-западного простирания, разделенные системой разломов с незначительным смещением границ пластов амфиболитов. В юго-западной зоне преобладают северо-восточные структуры, а в северо-восточной – северо-западные. Граница между Енским комплексом и комплексом пород обрамления рассматривается как региональное несогласие (Пожиленко, 2002). Породы Ёнского зеленокаменного пояса представлены пластовыми телами и прослоями биотитовых и амфиболовых гнейсов и амфиболитов, в разной степени мигматизированных, разной мощности и с разным характером границ. Породы неравномерно гранитизированы и мигматизированы. Породы обрамления Енского зеленокаменного пояса сложены тоналитогнейсами (биотитовыми и амфиболбиотитовыми гнейсами) с мелкими и крупными телами гранатовых и полевошпатовых амфиболитов. Часто амфиболиты мигматизированы, содержат прослои гранатитов и реликты клинопироксен-гранатовых пород. Именно среди гранатовых амфиболитов восточной части Ёнского домена были сделаны находки архейских эклогитов (Объястинельная записка ..., 1994; Konilov et. al. 2004).

Корватундровский домен. Указанная территория относится к северо-западной части Беломорского составного террейна по (Балаганский и др., 1998). Породы беломорского комплекса здесь сотрудниками исследовались в разные годы ΠΓΟ "Севзапгеология", а так же сотрудниками Геологического института КФАН СССР (КНЦ РАН) Л.Н. Латышевым, Л.А. Виноградовым, В.И. Пожиленко, В.А. Докучаевой и др. В 1986 -1989 гг. геолого-съемочные работы масштаба 1: 50000 в этом районе проводились сотрудниками ЦККГЭ ПГО " Севзапгеология" Б.А. Шлайфштейном, А.П. Липовым, М.М. Козловым и другими, а также сотрудником КНЦ РАН А.А. Ивановым, который работал в районах г. Корва-тундры, рек Падос, Карека, Кундас, Тепси. По его мнению, в строении архейского комплекса описываемой территории принимают участие три комплекса: беломорский, 53

комплекс палингенных гранитоидов и тундровый комплекс (Козлов и др., 1990). Образования первого комплекса отнесены к беломорскому типу несколько условно, на основании геологического расположения описываемого района на продолжении зоны беломорид и северо-западного Беломорья. Породы распределены по изученной площади неравномерно и встречаются в виде фрагментов различного размера, располагающихся в палингенных гранитоидах. При этом наблюдается некоторая зональность, выражающаяся в том, что с северо-запада на юго-восток увеличивается встречаемость фрагментов пород беломорского комплекса внутри комплекса палингенных гранитоидов. Эти породы сохраняются в виде скиалитов, иногда достаточно крупных, в массе новообразованного гранитоидного материала. Образования беломорского комплекса представлены различными по зернистости сланцеватыми плагиоамфиболитами со сфеном, эпидотом, апатитом, хлоритом, и рудными минералами. Иногда в незначительных количествах присутствует микроклин и моноклинный пироксен. Комплекс палингенных гранитоидов является наиболее развитым на территории изучаемого района. Слагающие его образования обнажаются в виде мощных пластин, зачастую приуроченных к положительным формам рельефа и залегающих моноклинально. По минеральному составу это лейко - мезократовые разнозернистые, как правило, биотит – плагиоклазовые гнейсы, иногда с амфиболом, с небольшим количеством микроклина, с мусковитом, эпидотом, сфеном, апатитом, мелкими зернами рудных минералов. По составу отвечают гранитам, реже гранодиоритам. Имеют очень монотонный облик, но иногда в них располагаются незначительные по мощности тела плагиоклазовых амфиболитов, которые, вероятно, могут быть дайковыми. Это же касается и единичных находок тел ультраосновных пород. Отличие палингенных гранитоидов и лейкократовых пород скиалитов беломорского комплекса часто затруднено.

Ингозерский домен расположен в западной части Беломорского ПП и образует самостоятельную структурную единицу. На геологической карте он выделяется в самостоятельный блок и рассматривается как древнейшая интрузия гранодиоритов и, тоналитов, плагиогранитов, окруженная гнейсами комплекса основания (Объяснительная записка..., 1994). Эти породы несогласно перекрываются более молодыми породами, представленными метаморфизованными вулканогенно-осадочными толщами кислогубской, пялочной и арваренчской свит (Объяснительная записка..., 1994г.; Пожиленко и др., 2002г.).

И.Д. Батиевой и И.В. Бельковым породы изученного района выделялись в два комплекса: олигоклазовых гранитогнейсов и древних гнейсов их обрамления. Гранодиориты выходят в ядре крупной антиклинальной складки и имеют секущие взаимоотношения с гнейсами обрамления. Их ксенолиты в олигоклазовых гранитогнейсах наблюдались И.Д. Батиевой на Карельском пороге р. Умба (Батиева, 1958; Батиева, Бельков, 1968).

Геологами МГРЭ (Л.И. Иванова, В.Н. Соколова, Е.Д. Чалых и др.) в данном районе выделялся гнейсовый (беломорский) комплекс, разделенный на несколько свит. Древнейшие гнейсы выходят в ядре крупной антиклинали (олигоклазовые гранитогнейсы по И.Д. Батиевой).

Комплекс основания сложен биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами (21К-02, 1К-02, 2К-02)¹ (рис. 2.1, А) с телами полевошпатовых и мономинеральных амфиболитов (Т18К-02, 7К-02, 17К-02) (рис. 2.1, Б), реже гранат-биотитовыми гнейсами. Тела



Рис. 2.1. Биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы комплекса основания.

А. Амфибол-биотитовый гнейс комплекса основания;

Б. Амфибол-биотитовый гнейс с прослоем полевошпатового амфиболита в комплексе основания.

амфиболитов будинированы, в межбудинных пространствах наблюдаются кварцевые жилы. В них присутствует, линейность, погружающаяся по азимуту 290° под углом 5–10°, а также сланцеватость и тонкая мигматитовая полосчатость, падающие по азимуту 0–330° под углами 5–20°. По этому же азимуту падают

¹ Номера проб, данные по которым приведены далее в табл. 2.6 и 2.7.

осевые поверхности мелких изоклинальных складок, в которые смяты тонкие прослои амфиболитов. Вблизи амфиболитов гнейсы обогащаются амфиболом. Наблюдаются системы поздних пегматитовых жил различной ориентировки и поздние разрывы, по которым происходили как правые, так и левые сдвиги. В гнейсах наблюдается микроклинизация в виде тонких жилок, слабо секущих сланцеватость в гнейсах, и порфиробластов. Она проявлена неравномерно по зонам; количество микроклинизированных пород увеличивается к югу.

Для гнейсов комплекса основания наблюдается такая последовательность эндогенных процессов:

• образование пород, исходных для биотитовых и биотитамфиболовых гнейсов комплекса основания;

• внедрение даек основных пород, исходных для полевошпатовых и мономинеральных амфиболитов;

• совместная их деформация, рассланцевание, будинаж тел основных пород;

смятие гнейсов и амфиболитов в изоклинальные складки;

послойная микроклинизация гнейсов, микроклиновый порфиробластез;

формирование открытых складок;

• внедрение пегматитовых жил различной ориентировки и мощности;

• мелкие разрывы, по которым наблюдаются как лево, так и правосторонние сдвиги.

Породы ингозерского комплекса очень плохо обнажены, но в редких обнажениях сложены мелко-среднезернистыми слабо мигматизированными биотитовыми гнейсами - гранитогнейсами (T20K-02), которые секутся многочисленными пегматитовыми жилами различной ориентировки. Биотитовые гнейсы образуют как самостоятельные массивы, так и небольшие тела, заключенные в средне-крупно-гигантозернистых гранитах. Пегматиты образуют отдельные секущие жилы, так и поля большой площади. Взаимоотношения между этими породами установлены на детальном участке, на пороге Семиверстный р. Умбы.

Здесь, в обнажении на берегу наблюдаются слабомигматизированные мелкозернистые биотитовые гнейсы (В6011), находящиеся в виде ксенолитов среди розовых микроклиновых гранитов (В6012) различной зернистости и пегматитов (рис.2.2, A). Во всех ксенолитах гнейсов наблюдается одинаковая ориентировка сланцеватости, которая совпадает с ориентировками сланцеватости в гнейсах основания. Взаимоотношения между розовыми микроклиновыми гранитами различной зернистости и пегматитами носят характер нечётких границ, в которых происходит переход от одной разности пород к другой. Также наблюдаются пегматитовые жилы в ксенолитах гнейсов. Эти пегматитовые жилы и разнозернистые микроклиновые граниты секутся кварцевой жилой.

В других обнажениях пород Ингозерского домена также наблюдаются ксенолиты слабо мигматизированных биотитовых гнейсов и полевошпатовых амфиболитов в пегматитах (рис.2.2, Б) Сланцеватость, наблюдаемая в нем, совпадает со сланцеватостью всех ксенолитов гнейсов и со сланцеватостью пород комплекса основания.





Б

Рис. 2.2. Ксенолиты различного состава в породных ассоциациях ингозерского комплекса.

А. Ксенолит биотитового гнейса в граните ингозерского комплекса;Б. Ксенолит амфиболита в пегматите ингозерского комплекса

В породах ингозерского комплексе наблюдается следующая последовательность эндогенных процессов.

• образование пород, исходных для биотитовых гранитогнейсов (олигоклазовые граниты по И.Д. Батиевой или древние гнейсы ядра антиклинальной структуры);

• внедрение даек (?) основных пород, впоследствии превращенных в полевошпатовые амфиболиты;

• деформация пород, рассланцевание;

послойная микроклинизация биотитовых гнейсов?

• внедрение крупных тел пегматитов (гнейсы сохраняются в виде не развернутых ксенолитов);



• образование разноориентированных пегматитовых жил небольшой мощности, с гранатом и без него;

• трещинки, внедрение кварцевых жил;

 мелкие разрывы со смещениями (как левосдвиговые, так и правосдвиговые).

Если сравнивать схемы последовательности процессов для пород комплекса основания и пород ингозерского комплекса, то они принципиально похожи. В породах ингозерского комплекса не наблюдается ранней изоклинальной складчатости, но это может быть объяснимо плохой обнаженностью и значительным объемом внедренных пегматитов. То есть эти породы по структурной истории не отличаются от гнейсов основания и, скорее всего, являются более древними, выходящими в ядерной части всей Ингозерской структуры.

Породы комплекса основания метаморфизованы в условиях низкотемпературной субфации амфиболитовой фации. В них наблюдаются следующие парагенетические ассоциации: плагиоклаз +кварц+биотит±микроклин±мусковит±амфибол (роговая обманка), характерная для гнейсов, и плагиоклаз+амфибол (роговая обманка), характерная для амфиболитов.

Реститы гнейсов в гранитоидах ингозерского комплекса метаморфизованы также в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Для них характерной является следующая парагенетическая ассоциация: плагиоклаз +кварц+биотит±микро-клин±мусковит±амфибол. Для амфиболитов характерна парагенетическая ассоциация: плагиоклаз+амфибол.

Ковдозерский домен является самостоятельной структурной единицей, которая имеет специфику эволюции корообразующих процессов и является составной частью Беломорского ПП. Вслед за О.И. Володичевым (1990) и Н.Е. Король (1990), М.Н. Богдановой. М.М. Ефимовым и Н.О. Сорохтиным было проведено детальное изучение пород Ковдозерского комплекса в районе Тупой губы оз. Ковдозеро, а также на побережье оз. Нольозеро и оз. Нотозеро. Специфика строения Ковдозерского домена состоит в том, что наименее переработанные наложенными процессами породные ассоциации и структуры, связанные с их формированием, сохранились к настоящему времени только в центральной его части.

Детальное изучение геологии и метаморфизма пород Ковдозерского домена (Балаганский и др., 1984а; Богданова и др., 1990, 1992), а также авторские исследования, позволили установить сложную и закономерно проявленную в пространстве и времени цепь событий, указывающую на длительную историю геологического развития региона.

Отличительной чертой раннего, проявленного на территории Ковдозерского домена, саамского эндогенного цикла можно считать метаморфизм гранулитовой фации умеренных давлений Последующие циклы сопровождались 1983). (Володичев, метаморфизмом амфиболитовой фации в условиях высоких и повышенных давлений, существенно изменяя породы раннего эндогенного цикла (Богданова и др., 1990; 1992). Этот процесс привел к практически полному исчезновению признаков существования ранних парагенезисов по периферии Ковдозерского домена и только лишь в центральной его части можно наблюдать сохранившиеся реликты (Богданова и др., 1990; 1992). Все тектоно-метаморфические процессы сопровождались пластическими деформациями, дискретно проявленными в пространстве (Богданова и др., 1990). Именно благодаря этому возможно нахождение сохранившихся участков пород, несущих память о наиболее ранних процессах.

В Ковдозерском домене была установлена следующая последовательность формирования ранних (саамских) магматических комплексов по первичным геологическим соотношениям (Сорохтин, 1994).

1. Двупироксеновые и двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы и перидотиты в виде ксенолитов, встречающихся в субстрате мигматитов и в интрузивных образованиях более поздних эндербитов (тоналитов), чарнокитов (гранодиоритов) и гиперстеновых диоритов. Размеры ксенолитов варьируют от 0.5–1 м до 50-100 м в поперечнике. Наложенные диафторические процессы нередко приводят к полному исчезновению ранних метаморфических парагенезисов с преобразованием их в плагиоамфиболиты. Предполагается вулканогенная природа для большинства исследованных ксенолитов (Володичев, 1985, 1990), которые несут следы автономных структурно-метаморфических преобразований. Среди них в тоналитовых гнейсов в районе села Гридино (Гридинская зона меланжа, западное Беломорье, Карелия) были найдены и детально изучены архейские эклогиты (Володичев и др., 2004). К этому комплексу приурочена ранняя эндербитовая мигматизация.

2. Наиболее ранними гранитоидными выплавками в регионе являются анатектит-граниты эндербитового состава. Они образуют тонкие прожилки согласные с автономной кристаллизационной сланцеватостью внутри ксенолитов двупироксеновых и двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев. Размер лейкосомы колеблется от 0.5 до 2–3 см, а протяженность их ограничивается размерами ксенолита.

3. Дифференцированный комплекс порфировидных чарнокитов, гиперстеновых диоритов, габбродиоритов и габбро. В этой магматической ассоциации основной объем занимают эндербиты и чарнокиты, а базитовые компоненты находятся в строго подчиненном количестве. (Володичев, 1985; Сорохтин, 1994). 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 с ними интрузивные взаимоотношения.

4. Чарнокиты (гранодиориты), эндербиты (тоналиты), региональная мигматизация. Формирование метасоматических глиноземистых гнейсов. Породы этого комплекса являются наиболее распространенными в пределах центральной части Ковдозерского домена и представлены крупными полями полимигматитовых ассоциаций. Иногда они образуют крупные обособления лейкосомы мощностью от нескольких сантиметров до 40-60 см, имеющих изометричную форму, форму звезд и пауков. Их состав варьирует от лейкодиоритового до тоналитового и плагиогранитного. Наиболее детально породы данного комплекса изучались в районе Тупой губы оз. Ковдозеро.

Все сказанное выше относится к центральной части Ковдозерского домена, периферические же области сложены преимущественно тоналито-гнейсовыми ассоциациями, среди которых часто встречаются глиноземистые гнейсы. Представляется возможным предположить, что подавляющее большинство тоналитов и гранодиоритов периферических областей являются диафторитами по эндербитам и чарнокитами. Это следствие вытекает из факта встречаемости в них реликтовых гранулитовых парагенезисов (Володичев, 1985). Субстратом глиноземистых гнейсов являются рыжеватые (ржавые) мелкозернистые породы (биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы), которые образуют тонкие пластинообразные уплощенные тела, перемежающиеся с тоналитами и гранодиоритами. Контакты между пластинами всегда тектонические.

Магматизм позднеархейского ребольского эндогенного цикла представлен, в основном, синтектоническими телами тоналитов и плагиогранитов, несколькими генерациями жил плагио-микроклинового и микроклинового состава, которые детально изучались на п-ве Толстик Кандалакшского залива. Они образуют маломощные уплощенные тектонические линзы И пластины, которые повсеместно перемежаются С полиметаморфическими ассоциациями предыдущих этапов развития. Полифазное внедрение масс тоналитового и гранодиоритового состава, а также мощные тектонические преобразования затрудняют выявление последовательности формирования комплекса.

Однако детальное изучение геологических взаимоотношений позволило восстановить последовательность событий от молодых к древним

- кварцевые жилы,
- две генерации плагиомикроклиновых жил,
- дайки аплитовых гранитов,
- мигматиты плагио-микроклинового ряда,
- синтектонические тела тоналитов и гранодиоритов II группы,
- две генерации мигматитов плагиоряда,
- синтектонические тела тоналитов I группы,
- дайки базитового состава.

Породы Ковдозерского домена преобразованы в биотитовые тоналитовые гнейсы, гранодиорито-гнейсы, плагиогнейсо-граниты и имеют текстуры и структуры бластомилонитов (Богданова и др., 1992). В результате проявления характерных для этого времени тектонических процессов все породные ассоциации 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 разноориентированные изоклинальные складки, сдвиги, надвиги, структуры облекания и вращения (Богданова и др., 1990) (рис. 2.3).



аплитовых гранитов, 4 – тоналиты 2^{-ой} группы, 5 – тоналиты 1^{-ой} группы; 6 – 8 – беломорский СВК: 6 – дайки образования неясного генезиса: 9 – плагиоамфиболиты, 10 – меланократовые амфиболиты; 11 – шарниры (а), .1 – 5 – лопийский СВК: 1 – кварцевые жилы, 2 - жильный плагиомикроклиновый материал, 3 – дайки микроклиновых гранитов, 7 – микроклиновые порфировидные граниты, 8 – метагабброиды; 9 – 10 – осевые поверхности складок (б); 13 – залегание сланцеватости и полосчатости; 14 – геологические границы: пластин (а), фронтальные ограничения надвигов, пакетов пластин (б); 15 – контуры обнажения. Архейские породные ассоциации секутся многочисленными протерозойскими базитовыми дайками, содержат пластовые интрузии лабрадорит-габброноритов и микроклиновых порфировидных гранитов.

Серякская домен или Серякская зона амфиболитов располагается в пределах Ковдозерского домена и относится к структурам линейного типа. В пределах этой зоны широко развиты бластомилонитовые структуры с ярко выраженной линейностью. Высокая степень деформации серякских амфиболитов по сравнению с окружающими гнейсами стала основанием для выделения Серякской сдвиговой зоны, для которой доказывается правосторонний характер движений (Балаганский, 2002).

Петрографическая характеристика пород

Беломорский ПП

Детальная петрографическая характеристика пород Беломорского ПП (Беломорского комплекса) приводится в монографиях К.Д. Шуркина (1962) и О.И. Володичева (1990) и поэтому ниже приводится лишь их краткое описание.

Двупироксеновые и двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы – породы с нематогранобластовой структурой, часто массивной текстурой, наиболее ранним парагенезисом которых является: ортопироксен-клинопироксен-плагиоклаз (андезин-лабрадор, № 40–55), кварц. Клинопироксен замещается буро-зеленой роговой обманкой. В гранатсодержащих разностях присутствует гранат пироп-альмандинового ряда. Макроскопически породы несут следы автономных структурно-метаморфических преобразований. Иногда в них наблюдаются реликты ранних изоклинальных складок, тонкие прожилки мигматитов – эндербитов (ортопироксен-плагиоклаз-кварцевых гранитоидов).

Дифференцированный комплекс порфировидных чарнокитов, эндербитов, гиперстеновых диоритов, габбро-диоритов и габбро. Все породы этого комплекса имеют метаморфические нематобластовую и нематогранобластовую структуры, Габброиды часто представлены кристаллосланцами, и по составу варьируют от габбро до диоритов с постепенными переходами между разностями, состоят из ортопироксена, клинопироксена, роговой обманки, плагиоклаза, кварца. В зонах диафтореза эти породы превращены в мезократовые, равномернозернистые, неполосчатые амфиболиты. Эндербиты представляют собой крупнозернистую породу, состоящую из ортопироксена, клинопироксена, биотита, плагиоклаза, кварца. Диафторированные разности эндербитов представлены среднезернистыми биотит-амфиболовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами. Чарнокиты представляют собой порфировидные гнейсограниты с порфиробластовой, гранобластовой структурой, состоящие из крупных порфировых вкрапленников калишпата, которые по краям перекристаллизовываются в гранулированную массу, из ортопироксена, клинопироксена, микроклина основной массы, роговой обманки, биотита, плагиоклаза, кварца. Состав эндербитов и чарнокитов врьирует от лейкодиоритового до тоналитового и плагиогранитного.

Жильные чарнокиты и эндербиты имеют гранобластовую структуру, состоят из ромбического пироксена, плагиоклаза, в переменных количествах калишпата и кварца, а интрузивы – из ромбического пироксена, биотита, плагиоклаза, ортоклаза, кварца.

Для толщи амфиболовых и биотитовых гнейсов и амфиболитов, как самого Беломорского комплекса, так и выделяемого в его составе Ёнского зеленокаменного пояса, характерны следующие петрографические разновидности. По химическому составу часть этих гнейсов отвечает тоналитам, возможно диафторитам по эндербитам.

Биотитовые гнейсы – породы с тонкополосчатой, сланцеватой или массивной текстурой, лепидогранобластовой структурой, состоящие из кварца, плагиоклаза (олигоклаза №25–30), зеленовато-бурого биотита, иногда микроклина, из вторичных – минералов группы эпидота, мусковита, хлорита, скаполита, карбоната. Из акцессориев встречаются ортит, циркон, апатит, магнетит, пирит,

Амфиболовые гнейсы – отличаются от предыдущей группы пород только содержанием роговой обманки. Для них характерно присутствие более высокого количества эпидота (до 10%) и титанита. В меланократовых разностях присутствует диопсид.

Амфиболиты – по минеральному составу подразделяются на гранатовые, полевошпатовые, эпидотовые, мономинеральные, диопсидовые и скаполитовые. Это породы с нематогранобластовой и нематобластовой структурами, состоящими из обыкновенной роговой обманки, плагиоклаза № 30–40, кварца и граната. Из 64 акцессориев наиболее характерно присутствие титанита. По условиям залегания и петрохимическим особенностям они чаще всего являются ортопородами.

Гранат-биотитовые гнейсы – играют в этой толще резко подчиненную роль.

Гранитогнейсы – светло-серые, розовые, лейкократовые эпидотсодержащие биотитовые гнейсы, связанные постепенными переходами с мигматитами. Там, где они утрачивают слоистость – там они преобразовываются в гранитоиды. Различаются по содержанию плагиоклаза (№ 17–25), микроклина и кварца и зеленоватого биотита. Второстепенные минералы: эпидот, амфибол (чаще сине-зеленая роговая обманка), мусковит, редко гранат. Акцессорные: магнетит, апатит, титанит, циркон, ортит. По составу гранитогнейсы отвечают породам тоналит-трондьемитового ряда

Толщи глиноземистых гнейсов:

Кианит-гранат-биотитовые, гранат-биотитовые U биотитовые гнейсы представлены двумя текстурными разновидностями: крупночешуйчатыми, грубополосчатыми и мелкозернистыми, сахаристыми. Крупночешуйчатые гнейсы – это отчетливо сланцеватые породы с контрастным распределением кварц-полевошпатового материала и полосок, сложенных биотитом, гранатом и кианитом. Мелкозернистые гнейсы имеют в обнажениях массивную текстуру, но иногда обладают полосчатостью. Структура пород гранолепидобластовая, порфиробластовая. Гранат составляет 15-20%, плагиоклаз (№30-35) – до 65%, кварц – 15–30% и до 20% кианита. Характерна коричневая и красновато-коричневая окраска биотита. Второстепенные минералы: мусковит и амфибол; акцессории: рутил, циркон, апатит, турмалин, сульфиды.

Необходимо отметить, что содержание Al_2O_3 в мелкозернистых разностях достигает 14–16 вес% и сопоставимо с содержаниями в тоналито-гнейсах домена.

Ингозерский домен

Комплекс основания

Гнейсы комплекса основания представляют собой светлосерую, средне – мелкозернистую породу, состоящую из кварца, микроклина, плагиоклаза, биотита, мусковита, иногда амфибола. Структура гнейсов лепидогранобластовая и бластокластическая. Амфибол в гнейсах появляется вблизи тел амфиболитов (рис. 2.4, А). Из акцессорных и вторичных минералов в них присутствуют эпидот, ортит, циркон, титанит, апатит. Изучение породообразующих минералов показало, что порода испытала несколько этапов преобразования, что выразилось в формировании нескольких генераций метаморфических минералов.



Рис.2.4. Петрографические разности комплекса основания и Ингозерской структуры.

А. Биотит-амфиболовый гнейс комплекса основания. Николи ×, Ув. 25;

Б. Амфиболит комплекса основания. Николи II, Ув. 25;

В. Гранитогнейс ингозерского комплекса. Николи $\times,$ Ув. 25;

Г. Гранит ингозерского комплекса. Николи ×, Ув. 25

Амфиболиты – полевошпатовые или мономинеральные представляют собой черного или зеленоватого цвета прослои в гнейсах. Структура амфиболитов средне-крупнозернистая, гранонематобластовая и нематобластовая, размер зерен до 5 мм. Они сложены амфиболами двух видов (зеленой и голубовато-зеленой роговой обманкой), плагиоклазом, хлоритом, клиноцоизитом, эпидотом. Из акцессорных минералов присутствуют ортит, циркон, апатит, титанит. Наличие симплектитовых сростков эпидота с 66 альбитом по краю крупных зерен клиноцоизита и амфибола-2 с кварцем вокруг крупных зерен амфибола-1 может свидетельствовать об изменении термодинамических условий и флюидного режима на позднем этапе преобразования амфиболитов (рис. 2.4, Б).

Ингозерский комплекс

Гнейсы ингозерского комплекса представляют собой мелкосреднезернистую породу серого цвета, структура их лепидогранобластовая и бластокатакластическая. Гнейсы сложены плагиоклазом, кварцем, микроклином, биотитом, мусковитом и, редко, амфиболом. Из вторичных минералов присутствуют клиноцоизит, эпидот; из акцессорных - циркон, титанит, ортит, апатит, рудные минералы. В этих породах, как и в гнейсах комплекса основания, присутствует несколько генераций главных породообразующих минералов, что также свидетельствует о полистадийной истории их преобразования (рис. 2.4, В).

Граниты ингозерского комплекса представляют собой розоватую по цвету, средне - крупнозернистую породу, с гранитной структурой, состоящую из кварца, плагиоклаза, микроклина, биотита, мусковита. Из акцессорных минералов присутствует циркон. Часто граниты слабо рассланцованы (рис. 2.4, Г).

Амфиболиты (ксенолиты в породах Ингозерского комплекса) представляют собой средне-крупнозернистую породу с нематобластовой структурой, сложены амфиболом, плагиоклазом, кварцем, биотитом. Из вторичных и акцессорных минералов присутствуют карбонаты, эпидот, титанит, циркон, гранат, рудные минералы.

Метаморфизм

В целом метаморфизм в Беломорском подвижном поясе характеризуется зональностью от дистен-ортоклазовой до дистенмикроклиновой и дистен-мусковитовой субфаций. Ранний метаморфизм в Ковдозерском домене соответствует гранулитовой фации умеренных давлений (Володичев, 1975, 1990; Король, 1990), породы этой фации представлены двупироксеновыми и амфиболдвупироксеновыми кристаллосланцами, эндербитами и чарнокитами, что соответствует T=750-870°C и P=6 кбар. Парагенезисы жильных эндербитов представлены ромбическим пироксеном +плагиоклазом+кварцем; эндербитов, слагающих обширные мигматитовые поля – также ромбическим пироксеном +плагиоклазом +кварцем, а чарнокитов, образующих отдельные интрузивные массивы, - ромбическим пироксеном+биотитом +плагиоклазом +ортоклазом+кварцем. Ранний гранулитовый метаморфизм был установлен в чупинских гнейсах (P = 6,5 кбар, T = 800°С, Володичев. 1990), который сменился метаморфизмом кианит-ортоклазовой субфации (T = 600-700°C, P = 12-13 кбар. Володичев и др. 1990). В ксенолитах среди тоналитовых гнейсов в районе с. Гридино (Гридинская зона меланжа, Западное Беломорье, Карелия), были найдены и детально изучены архейские эклогиты (Р – до 17 кбар) (Володичев и др., 2004). Впоследствии они были преобразованы в амфиболиты и гранатовые амфиболиты (P = 6-7 кбар, $T = 680-700^{\circ}$ С). Параметры метаморфизма диафтрических преобразований по породам гранулитовой фации соответствуют Т=550-640°С и Р=5-6 кбар (Балаганский, Богданова, 1984). В северной части БПП параметры первого метаморфизма составляют 665-695°С, и 9,7-10,6 кбар (Беляев, Пожиленко, 1997).

Петрогеохимия

Химический состав типичных разновидностей пород описанных групп приведен в табл. 2.1. По систематике М.И.Дубровского (2002) в пределах Беломорского ПП среди гранитоидов, реконструируемых как метамагматиты, он отвечает преимущественно дацитам, в подчиненном количестве – риолитам и андезитам. В Ингозерской структуре разнообразие подобных пород еще меньшее, их составы отвечают лишь дацитам.

Исследование вещественного состава всего спектра метаморфитов Беломорского складчатого пояса, проведенное на основе специально созданной для этих целей базы данных, включающей 927 полных силикатных анализов, как литературных, так и оригинальных, показывает существенное разнообразие пород. Среди них выделяется 15 разновидностей, по первичной природе относящихся к различным группам петрогеохимической систематики А.А. Предовского (1980). Это метапикробазальты (0.3%), глиноземистые, железистые и магнезиальные метабазиты (соответственно 18.1, 10.6 и 13.3%), метаандезобазальты (13.4%), метаандезиты (4.7%), метадациты (0.3%), метариодациты (0.1%), а также метакластогенные образования – метатуф-(14%). метааркозы (0.2%), метасубграувакки (0.2%). фиты метаграувакки (7.2%) и метапелиты (3.3%). Кроме того, 11. 4% проб

пород не были распознаны, поскольку их состав попадает в поле перекрытия метатуффитов и метамагматитов (7.4%) и в поле перекрытия последних с метаосадочными образованиями (4%).

№ пр	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	68.85	0.04	15.16	2.37	1.38	0.16	1.58	3.23	3.73	3.06
2	71.49	0.13	15.07	0.22	2.79	-	0.96	3.12	3.82	1.88
3	67.84	0.45	15.51	1.08	2.76	0.05	1.44	3.93	4.12	1.49
4	65.06	0.50	15.01	0.85	5.06	-	3.52	2.72	2.38	3.00
5	67.28	0.40	15.30	1.03	4.32	-	2.84	3.18	2.48	2.18
6	65.80	0.43	17.00	0.44	5.72	0.10	2.96	2.40	2.20	1.92
7	54.00	0.81	18.31	2.76	4.86	0.08	4.65	7.95	4.30	1.15
8	49.15	0.90	15.10	2.21	9.45	0.20	6.95	11.85	2.59	0.71
9	65.12	0.44	16.44	0.34	3.20	0.02	1.04	3.32	4.52	3.91
10	65.35	0.15	19.08	0.00	2.42	0.02	0.90	5.08	5.89	0.57
11	73.43	0.15	14.08	0.00	2.36	0.02	0.11	1.12	3.65	4.36
12	49.67	1.52	13.14	3.07	11.37	0.24	5.94	9.84	2.37	0.58
13	52.79	1.12	12.21	3.84	9.36	0.19	5.34	9.18	2.44	1.54
14	67.16	0.50	15.53	0.35	4.63	0.06	1.37	4.02	4.45	0.90
15	67.76	0.51	14.86	0.00	4.64	0.06	1.34	4.43	4.37	0.84

Таблица 2.1. Химические анализы главных типов пород Беломорского блока

1 – плагиомикроклиновые (гранито) гнейсы. (116Ш); 2, 3 – биотитовые (гранито) гнейсы мелкозернистые (19; 269); 4 – биотитовые гнейсы. (64Р); 5 – гранат-биотитовый гнейс. (206Р); 6 – гранат-кианит-биотитовый гнейс (295); 7 – эпидот-биотит-амфиболовый гнейс 8 – гранат-амфиболовый гнейс. (129м) (1–8 – данные взяты из книги К.А. Шуркина. 1962). 9 – тоналитовый гнейс. 10 – эндербит (9–10 - колл. М.Н. Богдановой М.М., Ефимова, Н.О. Сорохтина Хим. анализы сделаны в лаборатории ГИ КНЦ РАН). 11 – гранитогнейс Ингозерского комплекса. (ПР-В6011); 12 – полевошпатовый амфиболит ксенолита в ингозерском комплексе. (ПР-В6015а); 13 – биотитизированный полевошпатовый гнейс комплекса основания. (ПР-7К02); 14 – биотит-амфиболовый гнейс комплекса основания. (ПР-1К02А).(11–15 – колл. Н.Е. Козловой. Хим. анализы сделаны в лаборатории ГИ КНЦ РАН)

Если исключить из рассмотрения нераспознанные с точки зрения генезиса протолитов разновидности, следует отметить, что в спектре метаморфитов преобладают метамагматиты (68.8%), а среди них – основные по составу породы (47.7%). Среди зернистых метаосадочных и вулканогенно-осадочных пород доминируют метатуффиты (15.8%) и метаграувакки (8.2%).

Реконструкция возможного геодинамического режима формирования протолитов пород пояса, проведенная по гранитоидам, с использованием диаграмм Дж. Пирса с соавторами (Pearce et. al. 1984; по С.Б. Лобач-Жученко с соавторами, 1995) (рис.2.5), а также с использованием методов авторов по основным породам (см. далее табл.3.2, глава 3) позволяет говорить о сходстве беломорских образований с породными сериями островных дуг.



Положение кислых разновидностей метаморфитов, реконструируемых как зернистые метаосадочные породы, на диаграммах М. Бхатии (Bhatia, 1982) и Дж. Мейнарда с соавторами (Maynard et al., 1982) не противоречит такому выводу, поскольку и они отчетливо ложатся в поле океанических дуг (рис. 2.6, 2.7).

Одновременное сходство с островодужными образованиями и траппами может быть объяснено тем, что происхождение последних связано, как полагают многие исследователи, с плюмтектоникой, характерной для ранних этапов развития Земли (Magmatism...,1992; White R., McKenzie D.,1995, Шарков и др., 2000). Следовательно, такое сочетание продуктов плюм - и плейттектоники является, возможно, отражением переходного характера гединамической обстановки формирования протолитов пород, слагающих Беломорский подвижный пояс, то есть наследованием его веществом как черт связанных с плюмтектоникой траппов, так и достаточно четко проявившихся в более позднее время развития Кольского региона (Козлов, 1995) признаков плейттектонических островодужных режимов.



Рис. 2.6. Положение точек составов наиболее распространенного типа песчано-алевритовых метаосадочных пород Беломорского подвижного пояса на диаграммах М. Бхатии (Bhatia. 1983).

Поля I – IV соотетствуют тектоническим обстановкам: I – океанической островной дуги; II – континентальной островной дуги; III – активной континентальной окраины; IV – пассивной окраины

Исследование вещественного состава метаморфитов Ингозерской структуры было проведено с использованием лишь 19 71 полных силикатных анализов. С учетом столь незначительной по объему выборки результаты данных петрогеохимических исследований можно считать предварительными. По первичной природе среди метаморфитов Ингозерской структуры выделяется 8 разновидностей, относящихся к различным группам петрогеохимической систематики А.А. Предовского (1980). Это железистые и магнезиальные метабазиты (соответственно 10.5% и 5.3%), метариодациты (21.1%), метариолиты (21.1%), а также метакластогенные образования – метатуффиты (5.3%), метасубграувакки (5.3%) и метаграувакки (10.5%).



Рис. 2.7. Положение точек составов наиболее распространенного типа разновидностей песчано-алевритовых метаосадочных пород Беломорского подвижного пояса на диаграмме Дж. Б. Мейнарда с соавторами (Maynard et al., 1982).

Буквенные обозначения на рисунке: бассейны магматических дуг: FA – преддуговые, BA – задуговые; внугриокеанические активные обстановки: SS-сопряженные со сдвиговыми дислокациями, CA – окраинноконтинентальные дуги; пассивные обстановки: TE- интраконтинентальные, интракратонные рифты и авлакогены

Кроме того, значительное количество метаморфитов (21,1%) не были распознаны, поскольку их состав попадает в поле
перекрытия метатуффитов и метамагматитов, что является отличительной чертой этой структуры. Если исключить из рассмотрения эти нераспознанные с точки зрения генезиса протолитов разновидности, следует отметить, что в спектре метаморфитов структуры преобладают метамагматиты (73.4%), а среди них – кислые по составу породы (53.4%). Зернистые метаосадочные породы, составляющие 20%, представлены лишь метасубграувакками и метаграувакками. Ксенолиты сложены железистыми и магнезиальными метабазитами.



Рис. 2.8. Положение точек составов песчано-алевритовых метаосадочных пород Ингозерской структуры на диаграммах М. Бхатии (Bhatia. 1983). Поля см. на рис.2.6

Отсутствие данных по содержанию ряда малых элементов не позволили использовать для геодинамических реконструкций диаграммы Дж. Пирса с соавторами (Pearce, 1984), как это было сделано для других структур. Положение точек составов кислых разновидностей метаморфитов, реконструируемых как зернистые метаосадочные породы, на диаграммах М. Бхатии (1983) 73 и Дж. Мейнарда с соавторами (1982) (рис.2.8, 2.9) позволяет, как и в случае с метаморфитами Мурманского домена, говорить о сходстве пород структуры с ассоциациями, сформированными в условиях режима континентальных островных дуг и активных окраин. При этом и здесь вещество основных пород домена наиболее сходно с веществом траппов и континентальных рифтов (см. далее табл.3.2, глава 3).



Рис. 2.9. Положение точек составов песчано-алевритовых метаосадочных пород Ингозерской структуры на диаграмме Дж. Б. Мейнарда с соавторами (Maynard et al., 1982). Буквенные обозначения см. на рис. 2.7

Возможно, для Ингозерской структуры данное противоречие может быть связано с тем, что геологически породы основного состава в ней также представлены, главным образом, ксенолитами в гранитоидном веществе и их состав является отражением условий их формирования в более раннее, в сравнении с гранитоидным веществом, время. Кроме того, одновременная близость к островодужным образованиям и траппам может быть объяснена, также как и в предыдущем случае, отражением переходного характера гединамической обстановки формирования протолитов пород, слагающих Ингозерскую сруктуру.

Геохронология

Слагающие Беломорский ПП образования долгое время рассматривались как древнейшие раннеархейские глубокометаморфизованные осадочные и вулканогенные породы (Шуркин, 1962; Стенарь, 1987; Сыстра, 1991). Впоследствии, с получением новых геохронологических данных, образования беломорского комплекса стали рассматриваться как одновозрастные с позднеархейскими образованиями Карельской гранит-зеленокаменной области (Тугаринов, Бибикова, 1980; Bogdanova, Bibikova, 1993; Бибикова, 1989; Бибикова и др., 1993, 1995, 2001, 2004; Лобач-Жученко и др., 1993, 1995; Степанов, Слабунов, 1993 и др.).

В составе выделяемых в Беломорье разновозрастных тектонических покровов (Миллер, 1997, Миллер и др., 2002), наиболее древним считается чупинский комплекс, сложенный мигматизированными гранат-биотитовыми и кианит-гранат-биотитовыми гнейсами. Их время формирования в результате датирования разных популяций циркона определяется интервалом 2.9–2.84 млрд. лет (Bibikova et al., 1999; Бибикова и др., 2004). Возраст детритового циркона из гранат-кианитовых гнейсов 3.2–3.1 млрд. лет (Claesson et al., 2000) предполагает наличие еще более древних пород. Sm-Nd модельные возрасты укладываются в диапазон 3.01–2.83 млрд. лет (Timmerman, Daly, 1995; Claesson et al., 2000). Метаморфизм пород чупинского покрова определяется возрастом 2.8–2.85 млрд. лет (Бибикова и др., 1993; Bibikova et al., 1999; Claesson et al., 2000).

Мафит-ультрамафитовый магматизм Беломорского ПП приурочен к хетоламбинскому покрову и гехронологически изучен в пределах Серякской зоны Ковдозерского домена. Тела метатрондьемитов толеитовой серии в составе базит-гипербазитового комплекса имеют U-Pb возраст циркона равный 2878 ± 13 млн. лет (Бибикова и др., 1999). Sm-Nd модельный возраст этих пород составляет 2840 млн. лет. Этот комплекс также интрудирован телами диоритов с возрастом 2850 ± 20 млн. лет (Borisova et al., 1997).

Время формирования реликтов тоналитов и кварцевых диоритов тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации Беломорского ПП оценивается в 2.83–2.80 млрд. лет (Бибикова и 75

др., 1999, 2003). Наиболее распространенные гранитоиды имеют возраст 2.78-2.70 млрд. лет (Bogdanova, Bibikova, 1993; Бибикова и др., 1995; Каулина, 1996; Кудряшов, 1996). В палеосоме мигматизированных гнейсов датированием единичных зерен установлен наиболее древний возраст для Беломорского пояса 3.05 млрд. лет. (Slabunov et al., 2000). Sm-Nd модельные изотопные возрасты гранитоидов Беломорского ПП находятся в пределах 2.73–2.93 млрд. лет (Timmerman, Daly, 1995). Во всех породах ТТГ ассоциации преобладающим является ювенильный мантийный материал с незначительными добавками корового вещества.

В пределах Ёнского домена был проанализирован циркон из гнейсов по риодацитам восточного фланга Ёнского ЗП, U-Pb возраст которого составил 2778 ± 4 млн. лет (Пожиленко и др., 2000). На восточном продолжении этого домена, в районе пр. Широкой Салмы и были обнаружены и продатированы архейские эклогиты (Объяснительная записка..., 1994; Konilov et al., 2004). Определения возраста проводились для пород эклогитовой ассоциации: эклогит, адакитовая выплавка и эклогит-рестит. U-Pb датирование циркона из эклогита показало, что возраст циркона, характерного для метаморфизма высоких давлений, равен 2695 ± 26 млн. лет (Каулина, Апанасевич, 2005). Этот возраст, в пределах ошибки, совпадает с возрастом аналогичного метаморфического циркона из архейских эклогитов района с. Гридино (2720 ± 6 млн. лет - Володичев и др., 2004). Изотопные определения возрастов цирконов из адакитовых выплавок и эклогита-рестита проводились методом локального ион-ионного датирования на SHRIMP-2 в Австралии с помощью LAS-IPCMS. В адакитах были выделены две гетерогенные группы с возрастами 2875 ± 11 млн. лет и 2755 ± 10 млн. лет (Belousova et al., 2004), предварительная оценка возраста эклогита-рестита 2.82 млрд. лет.

Воче-Ламбинский комплекс пород расположенный на границе Кольско-Норвежского домена и Беломорского ПП включает позднеархейский супракрустальный комплекс и гнейсы ТТГ ассоциации (Воче-Ламбинский..., 1991). Возраст тоналитов инфракомплекса и магматического циркона из гальки метаморфизованных и рассланцованных тоналитов 2.81 млрд. лет (Balashov et al., 1992; Кислицин и др., 2000). U-Pb возраст магматического циркона из андезитового метатуфа 2663 ± 1 млн. лет (Кислицин и др., 2000). Sm-Nd модельные возрасты кислых вулканитов и тоналитогнейсов их фундамента 2.81–2.87 млрд. лет и положи-

тельные значения ε_{Nd} (Timmerman, Daly, 1995), свидетельствуют об отсутствии длительной коровой предыстории этих пород.

Геохронологические исследования Ковдозерского домена проводились в районе Тупой губы и на п-ове Толстик, а также в районе ст. Жемчужная. Возраст магматического циркона в тупо-губских метатоналитах составил 2785 ± 22 млн. лет (Bibikova et al., 1996). На п-ове Толстик датирование циркона из ортогнейсов определяет время его кристаллизации в 2741 ± 43 млн. лет. По результатам U-Pb анализа цирконов установлена следующая последовательность событий (Бибикова и др., 1993) габбро-норитов – 2692 ± 1.4 млн. лет, внедрение диоритов – 2657 ± 6 млн. лет, метаморфизм амфиболитовой фации – 2640-2580 млн. лет назад с формированием анатектических выплавок трондъемитов на заключительной стадии (Каулина, Кудряшов, 2000).

В составе эндербит-чарнокитового комплекса Западно-Беломорского гранулитового пояса выделяются массивы гиперстеновых гранодиоритов и диоритов с установленным временем их образования 2.73–2.71 млрд. лет (Зингер, 1993; Лобач-Жученко и др., 1995; Левченков и др., 1996; Глебовицкий и др., 2000).

Диорит-плагиогранитный (санукитоидный) комплекс слагает Северо-Карельский батолит, расположенный в районе Пяозеро. U-Pb возраст магматогенных цирконов из этих пород 2724.4 ± 7.8 млн. лет (Бибикова и др., 1997). Лейкограниты слагают наиболее крупные массивы в пределах Чупинского парагнейсового пояса. U-Pb возраст магматических цирконов из лейкогранитов 2700 ± 10 млн. лет (Бибикова и др., 2004; Слабунов и др., 2000). Плагиомикроклиновые граниты образуют посткинематические жильные тела и крупные массивы в пределах Беломорского подвижного пояса. Их возраст оценивается 2674.1 ± 4 млн. лет (Другова и др., 1995). В восточной Фенноскандинавского щита установлены части архейские субщелочные граниты двух возрастных уровней: с возрастом около 2.8 млрд. лет (Jopperi, Vaasjoki, 2001) и около 2.7 млрд. лет (Чекулаев и др., 1994; Чекулаев, 1996).

Кроме перечисленных ассоциаций, в северо-западной части Беломорского ПП установлены небольшие жилы тоналитов, трондьемитов и диоритов, сформировавшихся в период 2.68-2.58 млрд. лет (Балаганский и др., 1990; Кудряшов, 1996; Каулина, Богданова, 2000; Bogdanova, Bibikova, 1993).

Ингозерский комплекс расположен в западной части Беломорского ПП и сложен преимущественно гранодиоритами, 77 тоналитами и плагиогранитами. Sm-Nd модельные датировки протолитов пород этого домена находятся в промежутке 2.8–3.1 млрд. лет и отражают позднеархейский возраст отделения расплава от мантийного источника (см. далее табл.2.7.).

2.2. Кольская гранулит-гнейсовая область

2.2.1. Центрально-Кольский сегмент Кольско-Норвежского домена

Геология

Кольско-Норвежский домен занимает северо-западную часть территории Норвегии (Серварангер-Кольский террейн, выделенный Л.Ф.Добржинецкой с соавторамии (Dobrzhinetskaya et. al, 1995), а на Российской территории – северо-западную часть Кольского полуострова (до границы с Кейвской структурой), с юга ограниченную Аллареченским зеленокаменным поясом, породами главного хребта и с юга – Имандра-Варзугской зоной карелид. Серварангер-Кольский террейн неоднороден по составу и сложен структурными комплексами: Хомпен (биотит-амфиболдиопсидовые и гиперстеновые гранодиориты), Ярфиорд-Кола (толщи парагнейсов), Киркенес (тоналиты орто И И прослоями амфиболитов и железистых тоналитогнейсы с кварцитов), Варангер (тоналиты и серые гнейсы), Бьернватн (парагнейсы, лептиты, амфиболиты, конгломераты и железистые кварциты), Браннфиллет (амфиболито-гнейсовые толщи и железистые кварциты). Гарсио (тоналиты, амфиболиты и железорудные породы), Сванвик (тоналиты, серые гнейсы и мигматиты с редкими амфиболитами) и Хутоявр (тоналитогнейсы нестратифицированная И аннамская толша (Объяснительная записка..., 1994)). Эти комплексы подробно описаны в (Dobrzhinetskaya et. al, 1995; Сейсмогеологическая модель..., 1997).

Авторы в составе Кольско-Норвежского домена выделяют Центрально-Кольский сегмент, включающий в себя два района: центральную часть (занимающую территорию от Кейвского домена до гранитов лицко-арагубского комплекса) и западную (северовосточное обрамление Печенгской структуры, ограниченное на востоке гранитами лицко-арагубского комплекса). Аллареченская, Приимандровская и Нотозерская структуры в состав Центрально-Кольского сегмента при этом не включаются.

Описываемая территория располагается в центре Кольского полуострова и на различных схемах в таком объеме не выделяется, но может быть приурочена к разным структурнотектоническим единицам, выделенным ранее другими исследователями. По схеме П.М. Горяинова (Горяинов, 1981) территория Центрально-Кольского сегмента занимает юго-восточную часть Кольско-Норвежского мегаблока. К.Х. Авакян (Авакян, 1992) называет это Центрально-Кольской гранулито-гнейсовой областью архея. Другие исследователи (Предовский и др., 1987) относили описываемые образования к Чудзъяврской подзоне Центрально-Кольского блок-антиклинория. По В.В. Балаганскому и др. (Балаганский и др., 1998) данная территория располагается в пределах Кольско-Норвежского блока в составе Центрально-Кольского составного террейна, в который входит и Кейвский домен.

Традиционно, образования Центрально-Кольского сегмента относились к раннему архею, однако появившиеся в последнее время данные позволяют отнести момент их заложения и начальных этапов формирования к более молодому возрасту (Авакян, 1992; Бибикова, 1989; Грачева и др., 1985; и др.).

Изучение комплексов описываемого региона еще с середины XIX века (Геология СССР, 1958) привело к формированию двух основных точек зрения на природу гранито-гнейсового фундамента. По представлениям А.А. Полканова (1935, 1964) самыми древними образованиями Кольского полуострова являются гранатовые и слюдяные гнейсы, которые соответствуют метаморфизованным мергелисто-глинистым и песчано-глинистым породам с джеспилитами и известняками. Этот комплекс был, по его мнению, прорван интрузиями габбро-амфиболитов, гиперстеновых диоритов и олигоклазовых гранитов саамской эпохи диастрофизма. Позже, И.Д. Батиева и И.В. Бельков (1968, 1984) выделили в качестве древнейшей ассоциации первично тоналитового фундамента реконструируемые ими эффузивные и интрузивные породы, объединив их в единую вулкано-плутоническую ассоциацию.

Еще позже, были выделены гранитоиды фундамента и более молодые, прорывающие их, гнейсограниты (Объяснительная..., 1994). При этом породы кольской серии (глиноземистые гнейсы, слюдяные гнейсы, двупироксеновые кристаллосланцы, железистые кварциты) формировались между двумя эпохами гра-79 нитообразования. Современные данные (Объяснительная...., 1994) показывают, что в интервале времени 2.85–2.95 млрд. лет назад в пределах Центрально-Кольского сегмента был сформирован единый вулкано-плутонический комплекс, представленный биотитовыми, амфибол-пироксен-биотитовыми гнейсами, мигматит-гранитами, тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми гнейсами и амфиболитами.

Породы кольской серии традиционно относятся к парапородам и являются более молодыми по отношению к гранитоидам фундамента (Объяснительная..., 1994). Строго говоря, на сегодняшний день не имеется геологических данных о первичных взаимоотношениях супракрустального комплекса с комплексом основания. Процессы более позднего позднеархейского структурирования системы и сопутствующий им высокотемпературный метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фации привели к практически полному стиранию этой информации.

На российской территории орто - и парагнейсы были выделены как волшпахкская свита и чудзъяврскя свита

В Центрально-Кольском сегменте Кольско-Норвежского домена нами выделяются несколько районов, отличающиеся по структуре и степени метаморфизма, которые ниже рассматриваются отдельно.

Центральная часть Центрально-Кольского сегмента. Детальные исследования последних лет, проведенные в его пределах выявили наложенную на гранитогнейсовое основание и супракрустальные комплексы кольской серии зональность проявления структурно-метаморфических процессов и сопряженного с ними гранитоидного магматизма плагио – и плагиомикроклинового ряда (Добржинецкая, 1989; Авакян, 1992; Бондаренко, Дагелайский, 1968; Балаганский, 1998; Петров и др., 1996). Северовосточная и юго-западные части региона представляют собой зоны линеаризации структурно-вещественных комплексов, вытянутые в северо-западном направлении. Эти зоны образуют серию чередующихся тектонических пакетов пластин, сложенных орто - и парапородами. Углы падения плоскостей транспорта достаточно выдержаны и составляют 30-50°. Крупные пакеты пластин погружаются в направлении от центра к периферии домена. Внутри пластин наблюдаются типичные структуры вязкого течения в субгоризонтальной плоскости, ведущих к образованию сложно деформированных ансамблей (Добржинецкая, 1989; Авакян, 1992).

В центре этой территории отмечается возрастание степени линеаризации комплексов основания с увеличением углов погружения плоскостей транспорта и осевых поверхностей изоклинальных складок, вплоть до субвертикальных (Авакян, 1992). Породы структуры представлены гнейсами кольской серии и гранитоидно – диоритовым комплексом (Полканов и др., 1964; Бондаренко, Дагелайский, 1968; Макиевский, 1973; Жданов, Малкова, 1974; Крюков, 1978; Горяинов, 1980; Загородный, Радченко, 1983; Батиева, Бельков, 1984; Авакян, 1992), Петровская, Баянова, 2000 и др.). Их возрастные и генетические взаимоотношения трактуются в литературе по-разному. В большинстве работ доминируют представления о том, что гранитоидно-диоритовый комплекс является фундаментом для кольских гнейсов. По мнению К.Х. Авакяна (1992), эти два комплекса являются единым подразделением, представленным эндербит-базитовой метамагматитовой и гнейсовой, преимущественно метаосадочной, составляющей. Существуют также и представления, в соответствии с которыми (Гольтвегер, Кунина, 1984), к примеру, глиноземистые гнейсы волшпахской толщи (Бондаренко, Дагелайский, 1971) являются продуктами гранитизации. В районе оз. Пятнъявр по геологическим и геохронологическим данным был установлен более молодой возраст гиперстеновых монцодиоритов по отношению к силлиманитгранат-биотитовым гнейсам кольской серии (Balashov et. al., 1992).

К эндербит-базитовой группе пород относятся различные лейкократовые и мезократовые эндербиты, основные кристаллосланцы (с гранатом или без него), метапироксениты, амфиболиты (в том числе эклогитоподобные с гранатом), горнблендиты, амфиболовые и биотит–амфиболовые плагиогнейсы, локально развитые железистые кварциты, гиперстенсодержащие плагиограниты и плагиоклазиты, различные сапфириновые и ортопироксенсиллиманитовые образования, которые приурочены также к локальным тектоническим зонам, и некоторые другие типы пород.

На межведомственном региональном стратиграфическом совещании в 1993 г. было предложено гнейсы кольской серии объединить в нестратифицируемый комплекс с названием «кольско-беломорский», а при описании его строения использовать название- «толща» (Объяснительная записка..., 1994). Выделяется толща слюдяных и гранатовых гнейсов (волшпахкская толща): это гранат-биотитовые гнейсы, гнейсы, обогащенные глиноземистыми минералами – кордиеритом, 81

силлиманитом, иногда с единичными зернами ставролита и кианита, и толща орто и парагнейсов (чудзъяврская толща), куда относятся различные двупироксеновые и биотит-гиперстеновые плагиогнейсы, железистые кварциты и некоторые другие типы пород. Интрузивные гранитоидные породы представлены древним Вежетундровским комплексом эндербитов и более молодых гиперстеновых монцодиоритов и гиперстеновых кварцевых диоритов чудзъяврского комплекса. Основные породы представлены телами метапироксенитов, плагиоклазитов, основых кристаллосланцев и амфиболитов, чередующихся с эндербитами, а также расслоенными интрузиями г. Генеральской и г. Карикъявр и щелочно-ультраосновным массивом Гремяха-Вырмес (Объяснительная записка..., 1994).

По площади района породы гранитоидно-диоритового комплекса и гнейсы кольской серии распространены равномерно. При этом образования, относящиеся к разным группам, в при-контактовых зонах становятся бластомилонитами и часто мета-соматически изменяются.

В целом район имеет сложное чешуйчато-надвиговое строение и хорошо выраженную структурная зональность. В той его части, которая примыкает к зонам Оленегорской и Колмозеро-Воронья, наблюдаются линейные, сильно вытянутые структуры, а в центральной части сегмента картируются участки со сжатыми изоклинальными складками, ограниченные зонами пластических сдвигов (Авакян, 1992).

Западная часть Центрально-Кольского сегмента, под которым нами подразумевается территория северо-западной части Кольского полуострова, с востока ограниченная гранитоидами лицко-арагубского комплекса, в геологическом отношении представляющая северное обрамление Печенгской структуры. Геологическим изучением Печенгского района занимались в разное время многие исследователи - А.А. Полканов, П. Эскола, Л.Я. Харитонов, Н.А. Елисеев, К.Д. Беляев, Г.И. Горбунов, С.Н. Суслова, Д.Д. Мирская М.А. Гилярова, Г.Г. Дук, А.А. Предовский, В.И. Казанский, А.А. Кременецкий, В.П. Петров, О.А. Беляев, Е.Д Чалых и многие Значительные работы многими исследователями другие. проводились в рамках изучения образований района заложения Кольской сверхглубокой скважины (Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984; и др.). В границах международного проекта

82

МПГК № 408 в изучении архейских образований района принимали участие и авторы настоящей работы.

Северная часть района, от Лиинахамари до побережья Баренцева моря, сложена, в основном, разнообразными интенсивно мигматизированными гнейсами: биотитовыми, гранатбиотитовыми (рис. 2.10, А), гранат-биотит-силлиманитовыми, кордиерит-гранат-ортоклаз-биотитовыми и, в подчиненном количестве, амфиболовыми и биотит-амфиболовыми с прослоями полевошпатовых амфиболитов и двупироксеновых кристаллосланцев. На западе, в районе губы Долгая на побережье Баренцева моря, породы метаморфизованы в условиях гранулитовой фации. Основной разновидностью здесь являются кордиерит-гранат-ортоклаз-биотитовые гнейсы и двупироксеновые кристаллосланцы с прослоями железистых кварцитов (рис. 2.10, Б).





А. Полосчатость, выраженная чередованием м\з биотитовых (светлосерое) и мигматизированных гранат-кордиерит-биотитовых гнейсов (темносерые полосчатые прослои (р-н п. Лиинахамари). Наблюдение произведено в замке сжатой складки.

Б. Прослои железистых кварцитов (голубое) в мигматизированных биотитамфиболовых гнейсах (район п. Лиинахамари).

В восточном направлении от губы Долгая до Немецкой бухты, увеличивается степень рассланцевания гнейсов и их диафтореза в условиях амфиболитовой фации. Вследствие неоднородности деформации сохраняются породы, содержащие парагенезисы гранулитовой фации: мелкозернистые гранатбиотитовые гнейсы с красно-коричневым биотитом, чередующиеся с прослоями мелкозернистых ортопироксен-биотитовых 83 гнейсов, гранат-биотит-кордиеритовые гнейсы, прослои двупироксеновых кристаллосланцев.

Полевошпатовые амфиболиты образуют протяженные тела различной мощности, не обнаруживают секущих контактов и лежат в разрезе с гнейсами. Аналогичные тела в зоне гранулитового метаморфизма представлены в различной степени амфиболизированными двупироксеновыми кристаллосланцами.

Гнейсы и амфиболиты района пересекаются системами базитовых даек, комагматичных вулканитам печенгского комплекса, и интенсивно развитыми зонами сдвигового рассланцевания, формировавшимися на фоне зеленосланцевого диафтореза. Вся совокупность базитовых даек по кинематическим условиям внедрения делится на две группы. Дайки более ранней, субвертикальной системы метадолеритового состава в прибрежной полосе Баренцева моря имеют северо-восточную ориентировку, которая южнее меняется на юг – юго-восточную и субмеридиональную, а к юго-востоку от Печенгской структуры опять приобретают северо-восточное простирание. Дайки более поздней генерации имеют пикрит-долеритовый состав и секут дайки предшествующей группы, имея пологое залегание и образуя в плане отчетливые кулисные ряды.

Зоны зеленосланцевого диафтореза и рассланцевания образуют густоветвистую систему, расчленяющую объем архейских пород на линзовидные в трех измерениях, часто иерархически соподчиненные блоки меньшего размера.

Южная часть района, с северо-востока примыкающая к Печенгской структуре отличается от других частей Кольско-Новежского домена более низкой степенью метаморфизма (силлиманит-ставролитовая субфация амфиболитовой фации по О.А. Беляеву с соавторами, 1977). В связи с этим одни исследователи рассматривали гнейсы данного района в качестве образований тундровой серии, коррелируя их с гнейсами тальинской свиты, выделенной в южном обрамлении Печенги (Макиевский, 1973), другие разделяли гнейсы кольской серии на два комплекса и рассматривали породы данного района как более молодой верхний комплекс (Чудинова и др., 1987).

Для восточного обрамления Печенги (р-н пос. Луостари) характерно преобладание северо-восточных структур, сохраняющихся при продвижении к юго-востоку – востоку (в р-ны горы Кариквайвиша, ст. Перевал) (Радченко и др., 1992) и наблю-84 дающихся в реликтовых блоках, окаймляемых наложенными более поздними зонами северо-западной переработки пород.

Породные ассоциации данного района сложены чередованием биотитовых, гранат-биотитовых и гранат-биотитовых с высокоглиноземистыми минералами гнейсов предположительно супракрустального генезиса, но отсутствие хороших маркирующих горизонтов и плохая обнаженность затрудняют выявление его структуры.

В гнейсах наблюдаются замки ранних изоклинальных складок, осевые поверхности которых имеют северо-восточное простирание. Более поздняя сдвиговая деформация, в которой участвуют и гнейсы и гранитоиды, не была достаточно интенсивной, так как практически везде наблюдаются сохранившиеся секущие соотношения между гнейсами и гранитоидами.

Оба названных этапа деформации не изменили СВ простирания структурного плана гнейсов, что отличает этот район от побережья Баренцева моря, где преобладают СЗ простирания пород. Более поздние редкие дайки долеритов имеют СВ простирание и пересекаются меридиональными низ-котемпературными (кварц-хлоритовыми) сдвиговыми зонами.

В целом надо отметить, что, хотя ранние породные ассоциации представлены биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами, их количество именно здесь, вблизи Печенгской структуры, незначительно, а основной фон представлен более поздними гранитоидами (в соотношении 3:2), внедренными после одного или двух этапов складчатости гнейсов. Гнейсы сохраняются в гранитоидном веществе в виде ксенолитов разного масштаба (рис.2.11, А-Г). Встречаемость ранних реликтовых замков складок увеличивается по мере приближения к Печенгской структуре. Ранние асимметричные складки имеют СВ-ЮЗ пологое погружение шарниров и иногда зеркалу можно предположительно установить по ИХ реликтовое северо-восточное простирание пород и падение в юго-западном направлении. Северо-западная переработка пород проявлена в этом районе в виде открытых-сжатых СЗ складок и дискретных СЗ зон.



Рис. 2.11. Структурные особенности гнейсов северо-восточного обрамления Печенгской структуры в районе п. Луостари.

А – ксенолиты биотитовых гнейсов в плагиогранитоидах (р-н г. Заполярного);
Б – срезание сланцеватости и мигматитовой полосчатости в биотитовых гнейсах гранитами (р-н п. Луостари);

В – реликт м\з биотитовых гнейсов, «обтекаемый» гнейсами с крупночешуйчатым биотитом (р. Титовка);

Г – срезание сланцеватости в биотитовых гнейсах гранитами (р-н п. Луостари)

Петрографическая характеристика пород.

Западная часть Центрально-Кольского сегмента.

Северная часть северо-восточного обрамления Печенгской структуры (р-н Лиинахамари) Породы характеризуются метаморфическими гранобластовыми, порфиробластовыми (в случае присутствия в породе граната), гранолепидо– и лепидогранобластовыми (в зависимости от соотношения слюдистых минералов) структурами. Биотит в этих гнейсах высокотитанистый, преимущественно красно-коричневый, в зонах диафтореза приобретающий желто-коричневую окраску и уменьшение содержания TiO₂ (Козлов и др., 2001). По химическому составу он на 86 диаграмме «Железистость-ТіО₂» попадает в поле биотитов гранулитовой фации (Другова и др., 1972). Из акцессориев в гнейсах встречаются магнетит, титанит, в зонах гранулитового метаморфизма – рутил, циркон.

Биотит-амфиболовые гнейсы имеют предположительно интрузивный генезис, так как в одном случае Ю.А. Морозовым (ИФЗ РАН) было закартировано тело таких биотитамфиболовых гнейсов, имеющее первичный замкнутый контур (Козлов и др., 2001).

Гранат-биотитовые снейсы состоят из граната, биотита, кварца, плагиоклаза, ед. з. апатита (рис. 2.12, А). В зонах диафтореза красновато-коричневый биотит и гранат замещается симплектитом желто-коричневого биотита и силлиманита-фибролита (рис. 2.12, Б, В).

Двупироксеновые кристаллосланцы состоят из м\з клино- и ортопироксенов, плагиоклаза, вторичных амфибола и биотита (рис. 2.12, Г).

Гранат-биотит-кордиеритовые гнейсы состоят из порфиробласт граната, удлиненно-линзовидных зерен кордиерита, биотита, кварца, образующего ленточные агрегаты (рис. 2.12, Б). В них ранний парагенезис магнезиального граната и высокотитанистого биотита сменяется поздним с более железистым гранатом и менее титанистым биотитом, силлиманитом и почти полным замещением кордиерита тальк-слюдисто-хлоритовым агрегатом.

Ортопироксен-биотитовые кристаллосланцы состоят из кварца, плагиоклаза, ортопироксена, биотита, хлорита и амфибола, развивающегося по ортопироксену, единичных зерен акциссорных апатита и циркона (рис. 2.12, Д).

Биотит-амфиболовые плагиогнейсы представляют собой лейкократовую средне-крупнозернистую породу с "пятнистой" структурой, состоящую из плагиоклаза, кварца, неравномерно распределенных биотита и амфибола, (рис. 2.12, Е). Структура порода гипидиоморфнозернистая, текстура такситовая. Порода подверглась более позднему диафторезу в условиях эпидот-амфиболитовой фации, что выразилось в развитии эпидота по плагиоклазу и эпидотовых кайм на границе плагиоклаза и амфибола.



Рис. 2.12. Фотографии шлифов из наиболее характерных разновидностей пород р-на п. Лиинахамари.

А – гранат-биотитовый гнейс. Ув. 25, николи ×;

Б – гранат-биотит-кордиеритовый гнейс. Ув. 25, николи ×;

В – развитие ставролита и силлиманита по биотиту в гранат-биотиткордиеритовом гнейсе;

Корднеритовом гненес,
Γ – двупироксеновый кристалло-сланец. Ув. 25, николи × Ув. 25, николи ×;
Д – биотит-ортопироксеновый гнейс. Ув. 25, николи ×;
Е – амфибол-биотитовый плагигонейс. Ув. 25, николи ×.

Южная часть северо-восточного обрамления Печенгской структуры (р-н Луостари). Петрографически породы южной части северовосточного обрамление Печенгской структуры имеют гранобластовую или лепидогранобластовую структуры (в зависимости от содержания слюдистых минералов и представлены следующими разновидностями: кианит-биотитовыми – (рис.2.13, А), биотитовыми, ставролит-силлиманит-биотитовыми, (рис.2.13, Б), гранат-



Д Рис. 2.13. Фотографии шлифов из наиболее характерных разновидностей пород р-на п. Луостари.

- А кианит-биотитовый гнейс. Ув.25. Николи II;
- Б ставролит-силлиманит-биотитовый гнейс. Ув.25. Николи II;
- В гранат-биотитовый гнейс. Ув.25. Николи II;
- Г эпидот-биотитовый гнейс. Ув.25. Николи II;
- Д гранит. Ув.25. Николи×.
- 89

биотитовыми (рис.2.13, В), эпидот-биотитовыми (рис.2.13, Г), гранат-кордиерит-биотитовыми, двуслюдяными гнейсами.

Для этих гнейсов характерна желто-коричневая окраска биотита и невысокое содержание в нем TiO₂, железистые гранаты. В некоторых случаях видно, что кианитовый парагенезис является более поздним, наложенным на ставролитовый в зонах интенсивного расланцевания – в одном из шлифов сохраняется участок со ставролитом, обтекаемый наложенной сланцеватостью с кианитом. Акцессорные минералы гнейсов: циркон, магнетит.

Центральная часть Центрально-Кольского сегмента

Петрография этого района подробно описана в работах Л.П. Бондаренко, В.Б. Дагелайского (1968), К.Х. Авакяна (1992), Л.С. Петровской (2000, 2005), поэтому детальная характеристика петрографических разностей тут не приводится, авторы ограничиваются лишь перечислением типов пород, слагающих данный район по Авакяну (1992). Отметим только, что этот сегмент сложен толщами *гнейсов и кристаллосланцев*, метаморфизованных в амфиболитовой и гранулитовой фациях и подразделяющихся на ортопороды и парапороды:

Парапороды гранулитовой и амфиболитовой фаций представлены слюдяными и гранат-слюдяными, гиперстенкордиерит-биотит-гранатовыми, шпинель-силлиманит-кордиеритбиотит-гранатовыми, кианит-биотит-силлиманит-гранатовыми; биотит-гиперстеновыми гнейсами;

Ортопороды гранулитовой фации представлены кристаллосланцами: двупироксеновыми, гранат-клинопироксеновыми, гранат-гиперстеновыми, биотит-гранат-гиперстеновыми, железистыми кварцитами и массивами гиперстеновых диоритов с жилами лейкократовых эндербитов, гранатовых эндербитов, гиперстеновых плагиогранитов, наиболее изученных в Чудзъяврском комплексе (Объяснительная записка..., 1994).

Калиевые ортопороды представлены ортопироксен-биотитовыми, силлиманит-сапфирин и шпинельсодержащими биотиткордиерит-ортопироксеновыми и бескварцевыми силлиманитсапфирин-кордиерит-биотит-ортопироксеновым, биотит-двупироксеновыми мезократовыми гнейсами. Кальциево-магниевые ортопороды представлены биотитгиперстеновыми и двупироксеновыми плагиогнейсами.

Ортопороды амфиболитовой фации представлены различными гнейсами: биотит-амфиболовыми, амфибол-биотитовыми, биотитовыми, гранат-биотитовыми.

Высокожелезистые породы (метасоматиты по ортопородам?) представлены железистыми кварцитами.

Высококальциевые (орто?) породы впервые обнаружены Л.С. Петровской (Петровская и др., 2005) и представлены гранатбиотитовыми гнейсами, в минеральном составе содержащих 45– 70% плагиоклаза – (битовнит-анортита) (Петровская, 2005)

В глиноземистых гнейсах присутствуют поздние жилы гранатсодержащих гранитов, субсогласных со сланцеватостью. В зонах амфиболитовой фации среди гнейсов и амфиболитов отмечается густая сеть пластовых и секущих микроклиновых гранитов с реликтами вмещающих их пород. Кроме этого наблюдаются мелкие тела метапироксенитов и горнблендитов, располагающиеся в гнейсах в виде линз или будинированных прослоев.

Метаморфизм

В западной части Центрально-Кольского сегмента установлено, что метаморфизм пород кольской серии происходил в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций (Виноградов, Виноградова, 1973; Беляев, 1976). Этими авторами установлена латеральная метаморфическая зональность и выделены три зоны, соответствующие трем различным фациям метаморфизма: кордиерит-гиперстеновая фация (гиперстендиопсид-плагиоклаз-кварцевая и силлиманит-гранат-кордиерит-ортоклазовая субфации гранулитовой фации) – к СЗ от оз. Нясюккаярви: биотит-гранат-кордиеритовая фация (силлиманит-гранат-кордиерит-ортоклазовая субфация амфиболитовой фации) – на западном побережье Печенгской губы от Баренцева моря на севере до оз. Трифонаярви на юге; биотитсиллиманитовая фация (силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовая и высокотемпературная часть силлиманит-гранатмусковит-биотитовой субфации амфиболитовой фации) – к югу от Печенгской губы до Печенгской структуры. Породы испытали интенсивный диафторез в условиях амфиболитовой 91

и эпидот-амфиболитовой фаций в зонах рассланцевания и повышенной трещиноватости.

Наименее метаморфизованные породы, слагающие силлиманит-ставролитовую метаморфическую зону, распространены в восточном и южном обрамлении Печенгского синклинория. Устойчивость ставролит-силлиманитовой ассоциации характеризует низкотемпературную часть Р-Т поля силлиманит-гранат-биотит-мусковитовой субфации.

Образования центральной части Кольско-Норвежского домена претерпели полициклические метаморфические преобразования в условиях от амфиболитовой до гранулитовой фаций. Установлено два этапа гранулитового метаморфизма (Balashov et. al., 1992, Петровская, Баянова, 2000).

В отдельных локальных зонах параметры гранулитового метаморфизма, с учетом присутствия сапфириновых парагенезисов, могут быть существенно выше (Авакян, 1992). Заключительный этап тектонометаморфического цикла сопровождался диафторезом в условиях амфиболитовой и эпидотамфиболитовой фации.

Петрогеохимия

Химический состав типичных разновидностей пород описанных групп приведен в табл. 2.2. По систематике М.И.Дубровского (2002) кислые породы Кольско-Норвежского домена,² реконструируемые как метамагматиты, представлены дацитами и риолитами.

Исследование вещественного состава всего спектра метаморфитов Кольско-Норвежского домена, проведенное на основе специально созданной для этих целей базы данных, включающей 1976 полных силикатных анализа, как литературных, так и оригинальных, показывает максимальное для архея Кольского региона разнообразие пород. Среди них выделяется 18 разновидностей, по первичной природе относящихся к различным группам петрогеохимической систематики А.А. Предовского (1980). Это метапикробазальты (0.5%), глиноземистые, железистые и

² В этой главе, главе 3, а также при обобщениях, сделанных в главе 5, авторы используют термин «Кольско-Норвежский домен», включая в его объем данные по Центрально-Кольскому сегменту, как составляющему подавляющую часть всего Кольско-Норвежского домена на Российской территории.

№ пр	SiO ₂	TiO ₂	Al_2O_3	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	68.15	0.56	14.88	1.02	4.43	0.045	1.85	1.95	3.96	1.79
2	50.50	0.73	14.38	1.85	12.5	0.29	6.72	10.4	1.35	0.24
3	66.69	0.69	15.60	1.49	4.94	0.068	2.85	1.33	2.44	2.09
4	64.51	0.51	15.20	0.94	5.41	0.057	3.31	3.40	3.71	1.35
5	66.47	0.32	14.65	0.86	4.08	0.067	2.40	3.33	3.72	1.90
6	69.42	0.51	14.93	1.31	2.97	0.053	2.35	1.21	2.08	1.82
7	64.72	0.72	16.16	1.51	3.68	0.062	2.73	2.86	3.12	2.74
8	53.95	0.81	16.65	0.31	8.70	0.14	8.49	4.76	3.37	2.44
9	62.55	0.70	17.49	-	6.57	0.04	3.75	2.05	2.80	2.24
10	68.92	0.42	14.72	1.74	2.59	0.06	1.86	5.22	2.78	0.65
11	51.10	0.76	15.11	2.37	8.22	0.20	6.97	10.4	2.85	0.55
12	73.58	1.10	17.06	0.66	2.43	0.02	1.83	0.82	0.28	1.30
13	44.40	0.16	0.15	-	46.9	0.18	2.25	3.06	0.22	0.15
14	73.58	0.08	14.50	0.64	1.94	0.04	1.34	3.39	3.20	0.61

Таблица 2.2. Химические анализы главных типов пород Кольско-Норвежского домена (Центрально-Кольского сегмента).

1–7 – западная часть Центрально-Кольского сегмента: 1–5 – р-н п. Лиинахамари: 1 – гранат-биотитовый гнейс (9812), 2 – двупироксеновые кристаллосланцы (9813); 3 – гранат-биотит-кордиеритовые гнейсы (9820), 4 – ортопироксен-биотитовые кристаллосланцы (9843), 5 – биотит-амфиболовые гнейсы (9802); 6–7 – р-н п. Луостари: 6 – биотитовый гнейс, (19-00); 7 – плагиогранит (1ЛФ) (1–7 – колл. Н.Е. Козловой Химанализы сделаны в ГИ КНЦ РАН), 8–14 – центральная часть (из книги Авакян, 1992). 8 – гранатсодержащие основные кристаллосланцы (609/4), 9 – глиноземистые гнейсы гранулитовой фации из центральной части района (217/1), 10 – гранат-биотитовые плагиогнейсы (207/2), 11 – основные кристаллосланцы (169/1), 12 – глиноземистые гнейсы (163), 13 –железистые кварциты (4Б), 14 – лейкократовые эндербиты (168).

магнезиальные метабазиты (соответственно 9.8, 9.1 и 5.9%), метаандезобазальты (7.6%), метаандезиты (2.5%), метадациты

(0.3%), метариодациты (0.1%), метариолиты (0.1%), а также метакластогенные образования – метатуффиты (13.3%), метаплагиокварциты (0.4%), метааркозы (0.5%), метасубграувакки (1.6%), метаграувакки (14.5%), метамелановакки (2.1%) и метапелиты (6.8%). Кроме того, также как и в других архейских структурах, значительное количество метаморфитов, а именно 24.4% проб пород не были распознаны. При этом точки составов этих пород, в отличие от метаморфитов Мурманского домена и Ингозерской структуры, попадают преимущественно не в поле перекрытия метатуффитов и метамагматитов (6.5%), а в поле перекрытия последних с метаосадочными образованиями (17.9%).

Если исключить из рассмотрения нераспознанные с точки зрения генезиса протолитов разновидности, следует отметить, что в спектре метаморфитов преобладают не метамагматиты, как это будет показано для пород Мурманского домена и Ингозерской структуры, а осадочные и вулканогенно-осадочные разновидности, составляющие в общей сложности 52.8%. Среди метамагматитов преобладающими являются основные по составу разности, слагающие 33.3% из 47.2%, приходящихся на долю пород первично магматического генезиса. Среди зернистых метаосадочных и вулканогенно-осадочных пород доминируют метаграувакки (19.2%) и метатуффиты (17.8%).

Реконструкция возможного геодинамического режима формирования протолитов пород домена, проведенная как по гранитоидам, с использованием диаграмм Дж. Пирса и др., (Pearce et al.,1984) (рис.2.14), так и по кислым разновидностям метаморфитов, реконструируемым как зернистые метаосадочные породы, с помощью диаграмм М. Бхатии (Bhatia, 1982) и Дж. Мейнарда с соавторами (Maynard et al., 1982) (рис.2.15, 2.16), позволяет говорить о сходстве вещества пород с веществом, сформированным в условиях режима океанических дуг, чуть более «континентальных», чем Беломорские образования. Основные по составу породы домена также сходны с трапповыми и островодужными образованиями (см. табл.3.2, глава 3).

Одновременная близость к островодужным образованиям и траппам может быть объяснена, как и во всех предыдущих случаях, отражением переходного характера гединамической обстановки формирования протолитов пород, слагающих Кольско-Норвежский домен.



Рис. 2.14. Положение точек составов гранитоидов Кольско-Норвежского домена на диаграммах Дж. Пирса с соавторами (Pearce et al., 1984)



Рис. 2.15. Положение точек составов наиболее распространенного типа песчано-алевритовых метаосадочных пород Кольско-Норвежского домена на диаграммах М.Бхатии (Bhatia. 1983). Поля см. на рис.2.6 95



Рис. 2.16. Положение точек составов наиболее распространенного типа разновидностей песчано-алевритовых метаосадочных пород Кольско-Норвежского домена на диаграмме Дж. Б. Мейнарда с соавторами (Maynard et al., 1982). Буквенные обозначения см. на рис. 2.7.

Геохронология

Геохронологическое изучение Кольско-Норвежского домена проводилось многими исследователями (Горохов и др., 1976; Пушкарев и др., 1978; Лобач-Жученко и др., 1986; Бибикова, 1989; Дук и др. 1989; Балашов и др., 1992 и др.). Ключевыми объектами для определения возраста являлись породы, извлеченные из нижней части разреза Кольской сверхглубокой скважины.

Наиболее древние значения возраста 2835–2832 млн. лет получены для цирконов тоналитовых гнейсов из разреза Кольской сверхглубокой скважины и интерпретируются авторами как возраст первичной кристаллизации тоналитов (Кольская сверхглубокая....,1998). Для тоналитовых гнейсов норвежской части домена, U-Pb возрасты цирконов определяют время для Хомпенгнейсов 2902 ± 9 млн. лет, Сванвик-гнейсов 2825 ± 34 млн. лет, Варангер-гнейсов 2813 ± 6 млн. лет, Киркенес-гнейсов 2804 ± 9 млн. лет. (Levchenkov et al., 1995). Возраст высокоглиноземистых гнейсов Кольско-Норвежского домена 2880 ± 45 млн. лет (Авакян, 1992) и 2832 ± 11 млн. лет (Balashov et al., 1992), двупироксеновые кристаллосланцы Вежа-тундры – 2830 ± 70 млн. лет (Бибикова, 1989). Метаморфизм и гранитизация пород кольской серии оценивается цирконами с возрастами 2719 ± 3 млн. лет и 2706 ± 3 млн. лет (Levchenkov et al., 1995), 2760 ± 10 млн. лет и 2630 ± 70 млн. лет (Авакян, 1992).

Время метамофизма гранулитовой фации в Кольско-Норвежском домене определено по результатам геохронологических исследований, проводившихся в районе оз. Чудзъявра. Первый этап гранулитообразования определяется возрастом 2.8 млрд. лет (Митрофанов и др..., 1997). В районе оз. Пулозеро продатированы U-Pb методом цирконы, указывающие на более поздние этапы гранулитового метаморфизма и эндербитообразования с возрастами 2724 ± 49 и 2656 ± 14 млн. лет. Время наложенного метаморфизма амфиболитовой фации с образованием метаморфогенных амфибол-биотитовых тоналитов по эндербитам определяется в 2640 \pm 20 млн. лет и 2635 \pm 5 млн. лет назад. Регрессивного метаморфизм для гранулитов датируется в 2568 \pm 10 млн. лет, а для тоналитов – 2575 \pm 20 млн. лет. U-Pb возраст циркона из жильного гранат-силлиманитсодержащего граносиенита, секущего гранулиты кольской серии, равен 2550 ± 16 млн. лет. Sm-Nd модельные возрасты для этих пород составляют интервал 2.80-2.95 млрд. лет с отрицательными значениями є_{Nd}, указывающие на значительные добавки корового материала (Петровская, Баянова, 2000, 2003).

Возраст силлиманит-гранат-биотитовых гнейсов района оз. Пятньявр 2832 ± 11 млн. лет. U-Pb возраст циркона из гиперстеновых и кварцевых монцодиоритов 2719 ± 28 млн. лет и 2715 ± 8 млн. лет, соответственно. Более поздние этапы гранулитового метаморфизма в этом районе отражают время 2679 ± 18 млн. лет, 2650 ± 15 млн. лет и 2634 ± 12 млн. лет. Циркон из пегматита с возрастом 2556 ± 27 млн. лет определяет заключительный, постгранулитовый этап развития (Balashov et al., 1992).

Возраст метаморфизма определялся в гранат-биотитовых гнейсах и габброидах на детальных участках в северном обрамлении Печенгской структуры (Ниткина, 2000). Время метаморфизма гранат-биотитовых гнейсов 2810 \pm 150 млн. лет, 2587 \pm 5 млн. лет – время внедрения габброидов, 2507 \pm 7 млн. лет – 97

возраст термального процесса, с которым связано рассланцевание габброидов, 2503 ± 67 млн. лет – возраст образования кварцевых метасоматитов. На детальном участке в р-не п. Лиинахамари: 2724 ± 27 млн. лет – возраст магматической кристаллизации циркона в диоритах, 2620 ± 16 млн. лет – время кристаллизации пегматитовой жилы.

В настоящее время, в гнейсах кольской серии с использованием ионного микрозонда SHRIMP в г. Санкт-Петербург (ВСЕГЕИ), проанализированы цирконы из гранат-биотитового гнейса, возрастные данные которых варьируют в диапазоне от 2.7 до 2.9 млрд. лет, отражающие этапы вулканической деятельности и метаморфизма. Кроме этого, в этих гнейсах обнаружены ксеногенные цирконы с возрастом около 3.6 млрд. лет (Мыскова и др., 2005).

2.2.2. Кейвский домен

Геология

Кейвский домен расположен в центральной части Кольского полуострова. На востоке и западе он граничит с Кольско-Норвежским, на севере с Мурманским доменами континентальной коры, а с юга ограничен раннепротерозойскими образованиями Печенго-Имандра-Варзугского зеленокаменного пояса. Традиционно в пределы Кейвского домена включают область развития архейских магматических континентально-коровых образований (Верхнепонойский выступ), тектонически причлененных к покрытому осадочновулканогенным чехлом Кейвскому домену в юго-западной его части.

В целом, в пределах Кейвского домена выделяются следующие сегменты: Ефимозерский, Верхне-Понойский, а также Пурначский выступы (Радченко, Радченко, 1984; Белолипецкий и др., 1980).

Образования Пурначского выступа и Ефимозерского сегмента некоторыми авторами выделяются в составе кольскобеломорской серии. Породы этих структур представлены биотитовыми и амфиболовыми гнейсами, двупироксеновыми кристаллосланцами и гранат-биотитовыми гнейсами. Пурначский выступ ограничен разломами, на севере контролирующими размещение интрузий габбро-анортозитов, калиевых и щелочных гранитов. Ядерная часть его сложена мигматит гранитами, краевые части – плагиогранитами и гнейсами. Верхнепонойский выступ ограничен краевыми разломами, контролирующими размещение габбро-анортозитов и щелочных гранитов. В центральной части, выступ сложен плагиогранитами, а в краевых – биотитовыми и амфиболовыми гнейсами

Архейские образования, подстилающие супракрустальные образования Кейвской зоны и выделяемые в составе кольскобеломорского комплекса, представлены биотитовыми и амфиболовыми гнейсами и кристаллосланцами. Они слагают Понойский выступ и значительную часть Ефимозерского и Пурначского выступов (Пожиленко и др., 2002). В гальках конгломератов нижних толщ наблюдаются породы формации гранодиоритовтоналитов-плагиогранитов (Объяснительная записка..., 1994).

Супракрустальные верхнеархейские комплексы занимают всю центральную часть структуры и были детально описаны предшественниками (Бельков, 1963; Мирская, 1975, 1978а, 19786; Белолипецкий и др., 1980; Объяснительная записка..., 1994, Пожиленко и др., 2002).

Разрез образований Кейвского домена представлен несколькими свитами (снизу вверх): 1) терригенная коловайская и кинемурская свиты, сложенная амфиболовыми и биотитовыми гнейсами и кварцитовидными сланцами с конгломератами в основании; 2) свита *падчерва*, представленная амфиболитами, амфиболовыми и серицитовыми плагиосланцами; 3) лебяжинская свита биотитовых (обычно с гранатом) гнейсов и плагиогнейсов с реликтовыми структурными признаками вулканитов и продуктов их щелочного метасоматоза; 4) собственно кейвская серия, представленная червуртской, выхчуртской и песцовотундровской свитами, представленные кианитовыми, ставролитовыми и углеродистыми сланцами, а также кварцитами (Объяснительная записка..., 1994; Белолипецкий и др., 1980).

Первые три уровня ранее относились к тундровой серии. В состав Кейвского домена входят лейкократовые биотитсодержащие тонкозернистые гнейсы (бластомилониты), которые в северном обрамлении террейна входят в состав кольской серии. Образования кольской серии отделяются от пород лебяжинской свиты перерывами, корами выветривания.

Кейвская серия. Червуртская свита, нижняя подсвита, сложена гранат-ставролитовыми углеродистыми сланцами, гранат-мусковитовыми, мусковит-биотитовыми сланцами и туфоконгломератами. Верхняя подсвита представлена кианито-99 выми, ставролит-кианитовыми углеродистыми сланцами. От лебяжинской свиты кейвская серия также отделяется перерывами и корами выветривания.

Выхчуртская свита также состоит из двух подсвит. Нижняя подсвита представлена кварцитами, мусковит-кварцевыми сланцами, иногда со ставролитом. Верхняя подсвита состоит из плагиоклаз-кианит-ставролитовых, плагиоклаз-ставролитовых углеродистых сланцев, плагиоклазитов.

Песцовотундровская свита представлена малокейвской и золотореченской подсвитами. Малокейвская подсвита, сложена мусковитовыми сланцами с гранатом и биотитом, часто полевошпатовыми, аркозовыми метапесчаниками, полимиктовыми конгломератами. Золотореченская подсвита представлена двуслюдяными с гранатом и ставролитом сланцами, иногда углеродистыми, с пачками олигомиктовых конгломератов, мусковит-серицит-кварцевыми сланцами, кварцевыми конгломератами, аркозовыми кварцито-песчаниками.

Незначительным распространением в центральной части Кейвского домена пользуются образования, относящиеся к варзугской серии (Белолипецкий и др., 1980), которая сложена тремя толщами: 1) карбонатные породы, флогопит-мусковиткварц-полевошпатовые и диопсид-тремолитовые породы, метапесчаники; 2) амфиболиты, метамандельштейны, метапорфириты; 3) двуслюдяные, гранат-биотитовые и гранат-биотитовые с амфиболом плагиосланцы и кварцито-песчаники.

На территории Кейвского домена широко распространены щелочные гнейсо-граниты или граниты (в разных интерпретациях). Пространственно зоны их распространения тяготеют к периферии домена и маркируют границы сочленения с другими континентально-коровыми образованиями. До сих пор нет единого взгляда на природу этих образований, так как, с одной стороны, они несут признаки типично магматических комплексов, а с другой, обнаружены признаки их развития по породам лебяжинской серии. На основании этого, одними исследователями признается магматическая ИХ природа (Батиева, 1976), другими же они относятся к метасоматическим образованиям (Сидоренко, Ожогин, 1975; Минц, 1993, 1994). По данным М.В. Минца (1993) щелочные граниты формируют куполовидные структуры и образуются за счет реоморфизма и ремобилизации осадочно-вулканогенного комплекса лебяжинс-100 кой серии. По данным (Zozulya et.al., 2005) щелочные грантиы появляются как дайкоподобные или пластовые тела мощностью несколько сотен метров. Западнокейвский и Понойский массивы имеют субгоризонтальное залегание, а массивы Лаврентьевский, Белая Тундра, Пачинский, Нижне-Понойский – субвертикальную. Большинство гранитов гнейсовидные, но степень гнейсовидности варьирует в пределах одного и того же тела и между различными телами. Массивы Кульйок и Сахарйок сложены нефелиновыми и щелочными сиенитами.

Петрографическая характеристика пород

Петрография довольно подробно дана в литературе (Бельков, 1963; Белолипецкий и др., 1980), поэтому здесь приводится краткая характеристика пород кейвского домена.

Коловайская и кинемурская свиты

Коловайская толща.

Амфиболовые и биотитовые гнейсы – мелкозернистые гнейсы серой и темно-серой окраски с округлыми обособлениями кварца. Иногда они характеризуются очень тонкой полосчатостью, выраженной в чередовании по-разному обогащенных биотитом тонких прослоев. Структуры, развитые в гнейсах, как правило, лепидогранобластовые. Они состоят из кварца (20–40%), плагиоклаза (олигоклаза, олигоклаз-андезина, 30–50%), роговой обманки (до 5– 10%), микроклина (10–30%), биотита (5–7%). В качестве акцессориев присутствуют алланит, титанит, апатит, магнетит, пирит, циркон.

Кинемурская толща.

Биотитовые гнейсы имеют серую и желтовато-серую окраску, сланцеватую текстуру и лепидогранобластовую структуру. Состоят из биотита (10–15%, до 25%), плагиоклаза (альбитолигоклаза, 15–55%), кварца (15–85%), мусковита (5–15%), хлорита и, иногда, граната. Акцессории: апатит, циркон, титанит, алланит.

Кварцитовидные сланцы с конгломератами в основании – прослои с линзовидными и эллипсоидальными обособлениями кварца и плагиогранитного состава.

Свита падчерва

Амфиболиты – тонкозернистые и мелкопорфиробластические породы, в которых на фоне тонкозернистой, существенно плагиоклазовой основной массы выделяются разноориентированные порфиробластические выделения амфибола. Амфиболиты состоят из обыкновенной роговой обманки (до 80%), плагиоклаза (олигоклаз-андезина, 20–50%). В незначительном количестве отмечается кварц, гранат, эпидот, биотит и карбонат (до 5–10%), акцессориив: титанит, магнетит, ильменит.

Биотитовые и серицитовые плагиосланцы – плагиогнейсы с реликтовой псаммитовой структурой, состоящие из кварца, плагиоклаза, биотита, обыкновенной роговой обманки. Серицитовые плагиосланцы состоят из кварца (35%), мусковита (до 5%) и серицитизированного плагиоклаза (олигоклаза, 45–55%), акцессориев: апатита, титаномагнетита, циркона.

Лебяжинская свита.

Биотитовые гнейсы, часто с гранатом характеризуются тонкозернистым сложением, темно-серой окраской, микролепидогранобластовой структурой с реликтами порфировой. В миндалекаменных разностях отмечаются эллипсоидальные миндалины кварца, реже – кварц-карбонатные, биотитовые и кварцполевошпатовые миндалевидные обособления. Состоят из биотита (15–25% и до 40%), плагиоклаза (от альбит-олигоклаза до олигоклазандезина) – 20–60%, кварца (20–35%), микроклина (10–35%), мусковита (до 10%), граната (до 5%), эпидота-клиноцоизита (до 5%), хлорита, акцессорных: титанита, алланита, лейкоксена, циркона.

Червуртская свита

Нижняя подсвита

Гранат-ставролитовые углеродистые сланцы – породы черной, серой, реже светлой окраски, зависящей от степени распыленности углеродистого вещества, с порфиробластовой, лепидогранобластовой и гранобластовой структурами. В состав входят кварц (25–60%), гранат (5–10. до 50%,), ставролит (15– 50%), мусковит, биотит, хлорит, акцессорные: ильменит, апатит, титанит, циркон, рудный минерал, углеродистое вещество.

Гранат-мусковитовые сланцы – светло и темно-серые сланцеватые породы с пойкилопорфиробластовой и лепидогранобластовой структурой основной ткани. В состав входят гранат (5–10%), кварц (60%), мусковит (35–25%), реже биотит, хлорит, хлоритоид, акцессорные: апатит, ильменит, ортит, пирротин.

Мусковит-биотитовые сланцы и туфоконгломераты. Туфоконгломераты, туфоалевролиты – тонкослоистые породы серого и темно-серого цвета с обломками кварц-полевошпатовой породы и неправильной формы зернами (порфирокластами) пелитизированного плагиоклаза. Обломки в этих породах отличаются размерностью. *Мусковит-биотитовые сланцы* – тонкозернистые породы с лепидобластовой структурой, состоящие из мусковита, кварца, плагиоклаза (альбит-олигоклаза), порфиробласт биотита, ильменита, графита.

Верхняя подсвита

Кианитовые, ставролит-кианитовые углеродистые сланцы – представляют собой породы черного, серого, светло-серого цвета, в которых на фоне основной тонко-зернистой ткани отчетливо выделяются различной формы агрегаты и одиночные кристаллы кианита. В зависимости от морфологических типов выделения кианита различаются сланцы с порфиробластическими агрегатами волокнистого или шестоватого кианита, призматическизернистыми агрегатами и параморфическими (по хиастолиту) агрегатами таблитчатых кристаллов. Структура пород порфиробластическая, а основная мелкозернистая ткань имеет гранобластовую, лепидобластовую, пойкилобластовую структуры.

Кианитовые сланцы состоят из кианита (30–60%), кварца, мусковита, реже – ставролита, биотита, граната, плагиоклаза, эпидота, хлорита, акцессориев: ильменита, рутила, алланита, лейкоксена, циркона, апатита, углеродистого вещества.

Ставролит-кианитовые сланцы состоят из кианита (10–30%), кварца (50–60%), мусковита, ставролита, плагиоклаза (Бельков, 1963) и аналогичных акцессориев.

Силлиманитовые сланцы с параморфозами силлиманита по кианиту наблюдаются в Западных Кейвах.

Выхчуртская свита

Нижняя подсвита

Кварциты – породы светло-серого цвета, массивные, иногда с тонкой градационной слоистостью, почти мономинеральные, с гранобластовой структурой.

Мусковит-кварцевые сланцы, иногда со ставролитом – породы светло-серого цвета с ксенобластами ставролита, граната, редкого биотита, харктеризуются гранобластовой структурой, реже бластопсаммитовой, состоят из кварца (85–95%), незначительного количества мусковита (5–10%), иногда плагиоклаза (5–10%) и микроклина. А также акцессорных циркона, апатита, рутила.

Верхняя подсвита

Плагиоклаз-кианит-ставролитовые, плагиоклаз-ставролитовые и углеродистые сланцы – структура пород пойкилопорфиробластовая с гранолепидобластовой основной массой. Состоят из 103 ставролита (1–25%, до 40% на Малых Кейвах), кианита (5–20%), плагиоклаза (от олигоклаз-андезина до лабрадора, 5–15%), кварца (30–50%), мусковита (10–20 до 50%), биотита, акцессориев: ильменита, углеродного вещества, рутила, апатита, циркона, эпидота, алланита. Идиобласты ставролита преимущественно шестигранной формы, образуют двойники и тройники, в крестообразных срастаниях отмечаются кианит и ставролит с зональным распределением углеродистого вещества. Встречаются пойкилобласты кианита и ставролита с зональным распределением включений кварца и углеродистого вещества.

Песцовотундровская свита

Малокейвская подсвита

Мусковитовые сланцы с гранатом и биотитом, полевошпатовые, аркозовые метапесчаники, полимиктовые конгломераты – серебристо-серые породы с редкими пластинками биотита и гранатом. В них наблюдается гравий и мелкая галька кварца. В гальках туфоконгломератов встречаются окатанные обломки лебяжинских гнейсов, меланократовых биотитовых плагиосланцев, кварца, кварцита, двуслюдяного сланца. В полимиктовых конгломератах цемент представлен биотитовыми плагиосланцами, отмечаются прослои серицит-мусковитовых сланцев. Биотитовые плагиосланцы цемента характеризуются темно-серой окраской и тонкозернистым сложением, слоистой структурой, обусловленной чередованием гранат-биотитовых прослоев. Песцовотундровские сланцы характеризуются серебристосветло-серой окраской, неравномернозернистые, содержат в нижней части разреза 10-30% олигоклаза, 10-15% мусковита, до 10% биотита. Количество плагиоклаза уменьшается до нескольких зерен, а мусковита увеличивается (до 45%).

Золотореченская подсвита

Двуслюдяные сланцы с гранатом и ставролитом, иногда углеродистые, пачки олигомиктовых конгломератов, мусковитсерицит-кварцевые сланцы, кварцевые конгломераты, аркозовые кварцито-песчаники – часто порфиробластовые породы буроватожелтые, серо-желтые породы, образующие грубую слоистость. Слои отличаются массивностью, различным содержанием слюд, граната. Отмечаются разновидности, содержащие различное количество обломков (от единичных до составляющих 10% объема породы). Обычными являются валуны кварца и кварцита эллипсоидальной формы, линзы (обломки?) биотит-хлоритового сланца. В западном направлении в разрезе появляется крупнообломочный материал, а к востоку уменьшаются размеры порфиробласт и обломков кварца и кварцита, но появляется обильный гравий последнего. На западном участке Малых Кейв преобладают тонкослоистые серицит-мусковит-кварцевые сланцы со слойками, различающимися содержанием слюды и гравия кварца. Прослои кварцито-песчаников тут редки.

Метаморфизм

Метаморфические преобразования верхнеархейских и нижнепротерозойских супракрустальных комплексов протекали в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Время проявления этих процессов до конца не изучено и считается, что либо верхнеархейские комплексы не испытывали метаморфизма, или же он был существенно более низкотемпературным (Петров и др., 1986). С другой стороны, очевидным является позднеархейский возраст тектонического сочленения Кейвского домена с Мурманским и Верхнепонойским, а также с Центрально-Кольским сегментом Кольско-Норвежского домена в результате которого, должен был возникать приграничный низкоградиентный метаморфизм. Породы лебяжинского комплекса метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, а породы кейвской серии – в условиях дистен-ставролитовой субфации амфиболитовой фации. В Западных Кейвах эта субфация сменяется силлиманит-мусковитовой и силлиманит-микроклиновой субфациями. Эта смена субфаций связана с повышением *Т*°С, а микроклинизация и мусковитизация – с воздействием щелочных гранитов (Беляев и др., 1977; Суслова, 1957).

Петрогеохимия

Химический состав типичных разновидностей пород описанных групп приведен в табл. 2.3. По систематике М.И. Дубровского (2002) кислые породы Кейвского домена, которые могут быть реконструированы как метамагматиты, представлены преимущественно риолитами и дацитами.

Исследование вещественного состава всего спектра мета

N₂	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
пр										
1	69.50	0.45	14.10	0.68	2.99	0.05	0.91	2.11	3.72	4.00
2	53.22	1.46	15.71	2.88	8.84	0.20	3.54	8.72	3.30	0.26
3	54.46	1.28	14.24	3.84	10.2	0.24	2.50	7.53	3.19	1.41
4	60.22	1.27	13.13	3.03	9.05	0.15	2.28	4.70	3.00	2.00
5	68.78	0.49	12.69	1.65	6.17	0.14	014	1.03	3.75	3.88
6	76.40	0.23	10.43	0.31	3.66	0.06	0.07	0.55	2.31	4.95
7	71.20	0.61	14.28	1.80	7.56	0.09	0.55	0.29	0.30	2.10
8	74.30	0.51	12.18	2.80	5.20	0.08	0.00	0.23	0.28	2.26
9	67.22	0.60	17.00	2.06	3.06	0.03	0.70	1.72	2.48	3.78
10	90.76	0.05	4.82	0.37	0.43	0.01	0.18	0.10	0.25	1.03
11	92.60	0.05	3.23	0.44	1.82	0.02	0.12	0.10	0.08	1.26
12	64.37	0.66	28.83	0.87	0.56	0.00	0.18	0.62	0.11	0.82
13	62.23	1.18	30.72	1.75	0.83	0.01	0.00	0.28	0.37	1.33
14	67.75	1.56	24.04	0.84	0.72	0.01	0.29	0.38	0.62	1.25
15	82.06	0.79	10.06	1.14	1.13	0.01	0.00	1.35	0.73	0.87
16	85.84	0.54	8.82	1.27	1.22	0.01	0.00	0.78	0.30	1.04
17	68.00	1.46	21.06	1.03	0.02	0.55	0.66	1.55	2.16	0.13
18	62.92	1.60	23.59	2.96	0.82	Сл.	0.78	1.22	2.37	1.75
19	75.10	0.36	13.29	1.71	1.71	0.03	1.10	1.14	1.80	3.00
20	78.18	0.30	10.82	0.50	2.40	0.03	1.29	0.50	3.85	1.86
21	66.04	1.20	17.33	3.23	3.03	0.06	1.75	1.58	2.65	2.07
22	81.80	0.25	10.80	0.36	0.81	0.02	0.27	0.43	0.31	3.72
23	83.14	0.19	8.34	0.30	1.62	0.03	0.30	0.86	1.02	3.58

Таблица 2.3. Химические анализы главных типов пород Кейвского домена

Коловайская свита: 1 – биотитовый гнейс, р. Поной ниже устья р. Рябоги (241); патчервтундровская свита: 2 - порфиробластический амфиболит, М. Кейвы (Р-7225-6); 3 - биотитсодержащий плагиоамфиболит, среднее течение р. Ачи (2997); 4 - биотит-амфиболовый плагиосланец, междуречье рр. Лебяжьей и Кофты (541\1); лебяжинская свита: 5, 6 – гранат-биотитовый гнейс и мусковитбиотитовый гнейс, среднее течение р. Ачи (3528;4053); червуртская свита (нижняя подсвита): 7 – ставролит-гранат-слюдистый сланец, Кейвы, (401/2); 8 – гранат-мусковитый сланец, г. Тяпшманюк (344); 9 – двуслюдяной гнейс, Кейвы (2614/1); 10, 11 – мусковитовые кварциты, г. Песцовая (433; 434); червуртская свита (верхняя подсвита): 12 – параморфический кианитовый сланец, г. Воргельурта (60/51); 13 - среднезернистый ставролит-кианитовый сланец, г. Шуурурта (326); 14 – ставролит-кианитовый сланец, г.Шуурурта, (9/68); 15, 16 – мусковит-кварцевые сланцы со ставролитом и кианитом, г. Нусса (741, 743); – порфиробластические плагиоклаз-кианитвыхчуртская свита: 17 ставролитовые сланцы, г. Шуурурта (7/68); 18 – порфиробластический плагиоклаз-ставролитовый сланец, г. Воргельурта (12/28); песцовотундровская свита, малокейвская подсвита: 19 – биотит-мусковитовый сланец (цемент конгломератов), Колмозеро (3034/2); 20 – аркозовый метапесчаник, М. Кейвы (860/12); 21 – двуслюдяной сланец с гранатом и ставролитом, к северу от пос. Каневка (130/1); песцовотундровская свита, золотореченская подсвита: 22 мусковит-кварцевый сланец, М. Кейвы (К-376); 23 - кварцито-песчаник, М. Кейвы (5148/7) (из книги Белолипецкий и др., 1980)

морфитов Кейвского домена, проведенное на основе существующей базы данных, включающей 1116 полных силикатных анализов, выбранных из литературных источников, как и в случае с Кольско-Норвежским доменом, показывает максимальное для архея Кольского региона разнообразие пород. Среди них выделяется 18 разновидностей), по первичной природе относящихся к различным группам петрогеохимической систематики А.А. Предовского (1980). Это метапикробазальты (0.3)%), глиноземистые, железистые И магнезиальные метабазиты (соответственно 10.8%, 3.4% и 4.5%), метаандезобазальты (9.8%), метаандезиты (3.9%), метадациты (0.7%), метариодациты (1.1%), метариолиты (1%), а также метакластогенные образования – метатуффиты (5.8%), метаплагиокварциты (0.1%), метааркозы (15.7%), метасубграувакки (8.3%), метаграувакки (5%), метамелановакки (2.1%) и метапелиты (9.1%). Кроме того, также как в других архейских структурах, значительное количество И метаморфитов, а именно 18.3% проб пород не были распознаны. При этом точки составов этих пород, попадают достаточно равномерно как в поле перекрытия метатуффитов и метамагматитов (9.3%), так и в поле перекрытия последних с метаосадочными образованиями (9%).



Рис. 2.17. Положение точек составов гранитоидов Кейвского домена на диаграммах Дж. Пирса с соавторами (по М.В. Минцу и др., 1996).

Разным цветом на рисунке обозначены: синие точки – лейкократовые биотитсодержащие гнейсы (метадациты) Кейв, красные – лебяжинские гнейсы, зеленые – щелочные граниты Белых тундр, фиолетовые – кейвские эгирин-арфведсонитовые гнейсы

Если исключить из рассмотрения нераспознанные с точки зрения генезиса протолитов разновидности, следует отметить, что

107

в спектре метаморфитов, как и в Кольско-Норвежском домене, преобладают осадочные и вулканогенно-осадочные разновидности, составляющие в общей сложности 56.5%. Среди метамагматитов преобладающими и здесь являются основные по составу разности, слагающие 23.3% из 43.5%, приходящихся на долю пород первично магматического генезиса. При этом в отличие от пород Кольско-Норвежского домена, среди зернистых метаосадочных и вулканогенно-осадочных пород доминируют не метаграувакки и метатуффиты, а метааркозы (19.2%), метапелиты (11.1%) и метасубграувакки (10.2%), то есть образования, более свойственные платформенным областям.



Рис. 2.18. Положение точек составов наиболее распространенного типа песчано-алевритовых метаосадочных пород Кейвского домена на диаграммах

М. Бхатии (Bhatia. 1983).

Поля I–IV см. на рис. 2.6. Синие треугольники – низкотитанистые породы, зеленые – высокотитанистые породы. Точки разного цвета – медианные значения для соответствующих групп.

108
Реконструкция возможного геодинамического режима формирования протолитов пород домена, проведенная по гранитоидам, с использованием диаграмм Дж. Пирса с соавторами (данные М.В. Минца и др., 1996) (рис. 2.17) а также с использованием методик авторов по основным породам (см. далее, табл. 3.2, глава 3) позволяет говорить о некотором сходстве образований Кейвского домена с породными сериями островных дуг.

Прослеживается отчетливая тенденция к смещению составов пород в направлении полей внутриплитных структур. Одновременное сходство основных пород Кейвского домена с траппами может быть объяснено, как и во всех предыдущих случаях, отражением переходного характера гединамической обстановки формирования протолитов пород, слагающих этот домен.



Рис. 2.19. Положение точек состава наиболее распространенного типа разновидностей песчано-алевритовых метаосадочных пород Кейвского домена на диаграмме Дж. Б. Мейнарда с соавторами (Maynard et al., 1982).

Буквенные обозначения см. на рис. 2.7. Цветные обозначения см. на рис. 2.18

Положение кислых разновидностей метаморфитов, реконструируемых как зернистые метаосадочные породы, на диаграммах М. Бхатии (Bhatia, 1982) и Дж. Мейнарда с соавторами (Maynard et al., 1982) (рис. 2.17, 2.18) также попадают в поле 109 пассивных окраин и интракратонных рифтов. Таким образом, кейвские образования по особенностям химического состава принципиально отличны от всех прочих архейских структур Кольского региона.

Необходимо отметить, что среди метаосадочных образований Кейв четко выделяется две группы пород, одна из которых аномально обогащена Al_2O_3 и TiO₂ (см. рис. 2.19.), что свидетельствует о варьировании степени исходного выветривания в Кейвском домене в ходе накопления метаосадочных толщ (Головенок, 1977). Для приведенных выше реконструкций были использованы разновидности с более низким содержанием этих элементов.

Геохронология

U-Pb возраст цирконов из метаморфизованных риодацитов лебяжинской свиты составляет 2871 ± 15 млн. лет (Беляев и др., 2000). Щелочногранитный магматизм в пределах домена фиксируется его началом в 2751 ± 41 млн. лет (Понойский массив) (Bayanova et al., 1998) и его окончанием в 2670-2650 млн. лет (массивы Западных Кейв и Белых тундр). Перекристаллизация щелочных гранитов происходила в интервале 2500-2400 млн. лет. Габбро-анортозитовый магматизм 2678 ± 16 млн. лет (Ачинский массив), 2659 ± 3 млн. лет (Цагинский массив) (Zozulya et al., 2005). Для первоначальных магм анортозитов предполагается обогащенный мантийный источник с отрицательными значениями є_{Nd} и низкими значениями Y/Nb. По совокупности геологических и геохимических данных, первоначальная магма Кейвских анортозитов относится к субщелочному типу и формировалась во внутриплитной обстановке (Кудряшов, Зозуля, 2004). Sm-Nd модельные значения для щелочных гранитов укладываются в широкий диапазон возрастов от 2.6 млрд. лет до 3.1 млрд. лет (табл. 2.4).

2.3. Мурманский составной домен

Геология

Как уже было сказано ранее (см. гл. 1), Мурманский составной домен занимает крайнее северо-восточное положение Балтийского щита. Слагающие его сегменты: *западный*: Титовско-Урагубский; *центральный*: Териберско-Вороньинский и *восточные*:

№ образца	Место взятия	Порода	Содержание. ppm			Изотопные отношения		Модельный возраст		U–Pb	
			Sm	Nd	Sm/Nd	¹⁴⁷ Sm/	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	CHUR, млн.	DM, млн.	возраст циркона,	εNd(T)
						Na		лет	лет	млн. лет	
Fm-8	Сахарйок	щелочные габбро	1.35	6.78	0.20	0.1203	0.511172 ± 12	2911	3210	2613	-2.97
Cx M-18	»	нефелиновый сиенит	25.84	156.89	0.16	0.0996	0.510917 ± 4	2688	2967	2613	-0.95
Skh-20-10	»	»	51.41	266.25	0.19	0.1167	0.511283 ± 16	2571	2920	2613	0.43
Skh-20-245	»	»	51.47	315.96	0.16	0.0984	0.510930 ± 8	2637	2920	2613	-0.30
Skh-15-150	»	щелочной сиенит	53.40	321.83	0.17	0.1003	0.510962 ± 12	2638	2926	2680	0.53
Кн–16	Западные Кейвы	граносиенит	10.86	50.67	0.21	0.1296	0.511322 ± 11	2973	3293	2674	-2.62
26/85	»	щелочной гранит	12.95	68.10	0.19	0.1149	0.511240 ± 12	2594	2932	2654	0.64
17a/85	»	»	11.15	58.49	0.19	0.1152	0.511243 ± 14	2598	2936	2654	0.59
Lw–8	Лаврентьевский	»	3.58	13.51	0.26	0.1599	0.512058 ± 12	2398	3081	2654	1.23
19/85	Западные Кейвы	»	11.00	53.79	0.20	0.1236	0.511287 ± 10	2804	3134	2654	-1.43
Lw-74	Лаврентьевский	»	2.72	14.41	0.19	0.1141	0.511163 ± 11	2710	3025	2654	-0.60
U-11	ЗападныеКейвы	»	8.59	37.55	0.23	0.1382	0.511492 ± 16	2971	3328	2654	-2.43
Wt-3-2	Белые тундры	»	9.21	27.08	0.34	0.2057	0.512340 ± 20			2654	-8.98
wt-1-3	»	»	19.11	89.98	0.21	0.1283	0.511335 ± 12	2890	3221	2654	-2.10
32/90	Западные Кейвы	»	17.18	92.53	0.19	0.1122	0.511113 ± 10	2738	3043	2654	-0.93
22–90	»	»	13.07	72.26	0.18	0.1093	0.511106 ± 14	2660	2969	2654	-0.07
cx-13-20	Сахарйок	гнейсогранодиорит	6.10	33.16	0.18	0.1112	0.511155 ± 14	2632	2952	2654усл.	0.24
Ц–18	Цага	габбро-анортозит	1.80	7.50	0.24	0.1454	0.51173 ± 3	2687	3153	2660	-0.15
A-7	Ачинский	габбро	0.83	4.02	0.21	0.1248	0.511362 ± 6	2694	3050	2680	-0.10
Щ–13	Щучьеозерский	габбро-анортозит	2.05	10.38	0.20	0.1192	0.511266 ± 5	2686	3023	2660	-0.23

Таблица 2.4. Sm-Nd изотопные данные для пород Кейвского домена. Данные предоставлены Д.Р. Зозулей и Т.Б. Баяновой

Иоканьгский, Лумбовский и Усть-Понойский, сложены различными комплексами гранитоидов: комплексом эндербитов (Канентьяврский массив Териберско-Вороньинского сегмента и лумбовский комплекс), принадлежащих к древнейшей формации тоналитовых гнейсов – плагиогранитов (Виноградов, Виноградова, 1979; Эндогенные режимы..., 1991); Лицинским, Колмозерским и Устьпонойским комплексами диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов; Териберским комплексом эндербит-гранитов позднескладчатой формации и формации палингенно-метасоматических гранитов; Вороньинским, Варзинским и Лахтинским комплексами, также принадлежащими к формации палингенно-метасоматических гранитов; Йоканьгским комплексом формации субщелочных гранитов (Батиева, Бельков, 1968; Костин, 1971; Ветрин, 1979; Минц и др., 1980; Ветрин, 1984, и др., Объяснительная записка..., 1994).

Структура Мурманского составного домена имеет выраженное купольно-складчатое строение. Плагиогранитоиды содержат большое количество ксенолитов различного состава: биотитовые гнейсы, различные амфиболиты, амфибол-биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы, часть из которых может иметь осадочно-вулканогенное происхождение. Размеры ксенолитов варьируют в широких пределах от первых сантиметров до первых сотен метров, а в отдельных случаях до километра в диаметре. Форма ксенолитов часто изометричная или слабо удлиненная.

Среди гранитоидов встречаются останцы супракрустальных образований. Так, на территории Титовского-Урагубского сегментов расположен фрагмент, сложенный породами кольского комплекса. На восточном замыкании структуры, на площади Лумбовского и Усть-Понойского сегментов также располагается полоса разнообразных биотит-амфиболовых плагиосланцев и амфиболитов шириной около 2.0-2.5 км, метаморфизованных относительно слабее кольского комплекса, и, вероятно, относящихся к аналогам образований лопийских зеленокаменных структур - пояс Качковка - Снежница (Федоров и др., 1985; Федорова, Никитина, 1990; и др.).

Титовско-Урагубский сегмент. В пределах этого сегмента гранитоиды представлены формацией тоналитовых гнейсов и плагиогранитов (Ветрин, 1984). Породы рассланцованы и превращены в гранитогнейсы, сланцеватость имеет преимущественно северо-западное простирание. В пределах Титовского сегмента наблюдается перемежаемость отдельных петрографических разновидностей гранитоидов. В кварцевых диоритах и диоритах отмечаются линзовидные и пластообразные тела амфиболитов, вытянутых согласно с простиранием полосчатости в гранитоидах. Количество меланократовых включений варьирует от 0 до 30–40%. Биотит-амфиболовые, амфиболовые и биотитовые диориты, кварцевые диориты, плагиограниты и гнейсограниты Урагубского участка также содержат многочисленные тела плагиоамфиболитов, в ряде случаев будинированных (Ветрин, 1979). Степень рассланцевания пород Мурманского домена в западной его части наиболее высокая, поскольку эти участки наиболее приближены к зоне сочленения Мурманского и Кольско-Норвежского доменов.

Западная часть Териберско-Вороньинского сегмента. Самыми древними породами в центральной части Мурманского домена, по мнению предшественников (Виногралов, Виноградова, 1979; Ветрин, 1984), является Канентъяврский массив эндербитов, относящийся к древнейшей формации тоналитов-плагиогранитов.

Канентъяврский массив представляет собой тектонический блок, ограниченный разломами субширотного и субмеридионального простирания. Размеры блока 15×25 км, общая площадь около 350 км². Массив сложен однородными биотит-гиперстеновыми гранитоидами, варьирующими по меланократовости от тоналитов до лейкократовых плагиогранитов. Внешне эндербиты (Сев–3, 4) представляют собой однородные плотные породы серой или коричневато-серой окраски, массивной или неясногнейсовидной текстуры, среднезернистой структуры.

Встречаются отдельные, рассеянные среди эндербитов, гнезда плагиомикроклиновых гранитов. Среди эндербитов района озера Канентъявр встречаются отдельные полосы гранатсодержащих разностей, в которых гранат ассоциирует с гиперстеном. Кроме того, отмечаются отдельные системы гиперстен-кварц-плагиоклазовых жил, расположенных параллельно полосчатости, и отдельные гнездовидные выделения того же состава.

В пределах описываемого комплекса развиты массивные лейкократовые и мезократовые эндербиты, имеющие неравномерное распространение по территории. Собственно эндербиты сохраняются лишь в виде отдельных пятнистых полей и неясно выраженных зон северо-восточного простирания.

Вся остальная территория сложена плагиогранитами, в которых наблюдается нечеткая полосчатость с постепенными переходами между лейкократовыми и меланократовыми разностями. Северо-восточное простирание первичной полосчатости устанавливается в ряде обнажений в массивных эндербитах по чередованию более лейкократовых и меланократовых прослоев, падающих по азимуту 330–340° под средними углами. В этих реликтовых эндербитах часто наблюдаются плагиогранитные жилы субширотного и субмеридионального простирания.

В пределах массива неравномерно развита сланцеватость северо-западного простирания и падения 200 – 220° под среднимикрутыми углами. В одном из обнажений видно наложение поздней зоны рассланцевания с простиранием 290° и крутым падением на юго-запад на раннюю полосчатость с падением по аз. 340° под углом 40°. Наиболее хорошо эта сланцеватость проявлена в плагиогранитах и плагиомикроклиновых гранитах. Часто наблюдаются постепенные переходы от эндербитов к плагиогранитам, плагиомикроклиновым гранитам и гранитогнейсам. Плагиомикроклиновые граниты располагаются по зонам и часто ассоциируются с очень лейкократовыми плагиогранитами, в которых наблюдаются гнезда биотита и амфибола. Иногда видно, как массивные эндербиты-плагиограниты облекаются зонами расланцевания, и в них также наблюдаются крупнозернистые лейкократовые плагиограниты с гнездами биотита и амфибола.

Среди эндербитов в небольшом количестве встречаются линзовидные и пластоообразные тела мелкозернистых сланцеватых диопсидовых амфиболитов, инъецированных прожилками гиперстеновых плагиогранитов и плагиоаплитов. Размер тел колеблется по мощности от 10 см до 2–3 м, по протяженности от 0.3 м до 20–30 м, ориентировка тел параллельна первичной полосчатости эндербитов. Часто цепочки таких тел вытянуты согласно с полосчатостью, что позволяет считать их частями одного и того же пласта (рис. 2.20, А).

В дорожной выемке, на 38 км автодороги Кола-Туманный в плагиогранитах была обнаружена дайка долеритов, мощностью около 2 м, которая просекает массивные эндербиты. Наиболее поздним процессом, проявленном в районе работ, можно считать процесс рассланцевания, микроклинизации и эпидотизации эндербитов, проявленного локально по зонам. Эти зонки часто ветвятся, «облекая» более массивные участки плагиогранитов. Кроме этого наблюдаются мелкие крутопадающие тектонические зонки простиранием 240° с четко проявленной линейностью на стенках, погружающейся по азимуту 70°, угол 55°. В них эндербиты переработаны практически до псевдотахилитов.



Рис. 2.20. Структурные особенности эндербитов и ксенолитов в них в Канентъяврском массиве.

А – ксенолит амфиболита в эндербитах. Длина молотка – 60 см.;

Б — детальный участок на г. Сэввер. Общий вид крупного ксенолита рассланцованных и мигматизированных биотитовых гнейсов. Размер GPS = $11 \times 5,5$ см; В — контакт эндербитов Канентъяврского массива с ксенолитом рассланцованных и мигматизированных биотитовых гнейсов. Размер GPS = $11 \times 5,5$ см; Г — мелкая изоклинальная складчатость в ксенолите мигматизированных биотитовых гнейсов. Юго-западный склон горы Сэввэр;

Д — мелкая изоклинальная складчатость в биотитовых гнейсах колмозерской серии. Размер GPS = $11 \times 5,5$ см

По данным предшественников породы Канентъяврского массива в юго-западном направлении через зону интенсивного

рассланцевания и микроклинизации сменяется породами осадочновулканогенного комплекса зеленокаменного пояса Петцдордынч (Добржинецкая, 1989). С запада массив ограничен широкой зоной разлома по р. Средней. Пояс Петцдордынч у зоны разлома выклинивается. С другой стороны от нее располагается другой зеленокаменный пояс, обнаженный на горе Лисьей, сложенный амфиболитами, железистыми кварцитами, амфиболовыми, амфибол-биотитовыми и биотитовыми мигматизированными гнейсами, относимыми к колмозерской серии (Добржинецкая, 1989). Исследования показали, что непосредственного контакта эндербитов с поясом горе Лисьей не наблюдается, а комплексы разделены широкой зоной разломов субмеридианального простирания, развитых в районе пос. Североморск-3. На востоке плагиограниты сменяются также зоной, сложенной рассланцованными и мигматизированными плагиогранитами.

Как уже говорилось, в эндербитах Канентъяврского массива отмечается большое количество ксенолитов амфиболитов и гнейсов, один из которых был закартирован на детальном участке, расположенном на горе Сэввэр к западу от оз. Канентъявр. Развитые в пределах участка породы представлены эндербитами ксенолитами массивными с гнейсов и амфиболитов (рис. 2.21 и 2.20, Б). Эндербиты участка массивные (Сев-20/1), средне - равномернозернистые, в них наблюдаются лишь мелкие дискретные зоны рассланцевания, в которых, как правило, отмечаются ксенолиты более древних пород. В пределах детального участка закартирован крупный – 15 м в длину и 5 м в ширину – ксенолит биотитовых, с поверхности «ржавых» гнейсов, в южной части своей рассланцованный до тонкоплитчатого состояния (Сев-20). В ксенолите отмечаются тонкие гранитные прожилки, смятые в изоклинальные складки (наблюдаются сорванные замки этих складок), а также более крупнозернистый гранитоидный материал, слагающий межбудинные пространства ранее будинированных пород ксенолита (своеобразный межбудинный «паук»). То есть в нем наблюдается своя, более древняя, полосчатость и деформационная история. Все, и мелкие и крупные, ксенолиты на участке вытянуты согласно с генеральным направлением общего рассланцевания пород (этот процесс по всему массиву проявлен неравномерно, центральная его часть наименее рассланцована) в северо-западных румбах (азимут простирания – 295–300°). Такие образования не единичны. Как пример, ксенолит биотитовых гнейсов, имеющий четкий контакт с

117

эндербитами, был обнаружен приблизительно в 500 метрах от детального участка (рис. 2.20, Г), на самой вершине горе Сэввэр. В другом ксенолите гнейсов к западу от детального участка наблюдается также тонкий гранитный прожилок, смятый в изоклинальную складку (рис. 2.20, В). Аналогичные складки наблюдаются в породах Колмозерской серии в р-не горы Лисьей (рис. 2.20, Д).



Рис. 2.21. Схематическая геологическая карта детального участка на горе Сэввер. 1 – эндербиты; 2 – прослои (а – биотит-амфиболовых гнейсов и б – клинопироксенсодержащих амфиболитов); 3 – зоны рассланцевания; 4 – ранние плагиогранитные жилки; 5 – элементы залегания; 6 – предполагаемые геологические границы; 7 – контуры обнажений

Характерным является тот факт, что простирание сланцеватости в породах колмозерской серии и в ксенолитах Канентъяврского массива совпадают и имеют СЗ простирание (295°-300°). Другой закономерностью является то, что все ксенолиты биотитовых, амфибол-биотитовых и амфиболовых мигматизированных



Рис. 2.22. Основные разновидности гранитоидов Мурманского домена Териберского района.

А – диарит; Б – серый плагиогранит; В – розовато-серый плагиогранит; Г – розовый микроклиновый гранит; Д – мясо-красный микроклиновый гранит; Е – эпидотизированный плагиомикроклиновый гранит.

гнейсов находятся на продолжении зоны развития колмозерской серии аналогичных пород, т.е. протягиваются к северо-западу от нее. Таким образом, по предварительным данным, можно предположить, что эндербиты Канентъяврского массива, не являются древним комплексом пород, а принадлежат к комплексу позднеархейских гранитоидных интрузий, "залечивающих" зону сочленения Мурманского и Кольско-Норвежского доменов.

Центральная часть Териберско-Вороньинского сегмента. Развитые здесь породные ассоциации представлены гранитоидами, которые относятся к более молодым формациям (териберский и вороньинский комплексы гранитоидов).

Кроме этого, в пределах изученного района выделяются пироксеновые диориты - эндербиты, плагиограниты и гранодиориты, плагиомикроклиновые граниты (формации эндербитовгранитов) и микроклиновые граниты (формации палингенно-метасоматических гранитов) (Ветрин, 1984; Костин, 1971). Эндербиты были выделены и закартированы в нижнем течении р. Вороньей в районе оз. Нуккешъявр (Костин, 1971). К краевым частям массива пироксеновые гранитоиды сменялись чарнокитами, а затем плагиомикроклиновыми гранитами. Позднее было установлено их региональное распространение в пределах центральной части Мурманского домена (Минц и др., 1980). Эти реликтовые массивы располагаются среди обширного поля палингенно-метасоматических гранитов.

Наши исследования в районе р. Териберки, подтопленной водохранилищами, показали, что среди гранитоидов района преобладают серые и слабо розовато-серые плагиограниты и тоналиты, в них наблюдаются «теневые» участки реликтовых более меланократовых пород – диоритов (Сев–388/1, 540/6) и эндербитов (Ветрин, 1984). Основные разновидности пород представлены на рис. 2.22.

В серых плагиогранитах (Сев-1001, 388-1) наблюдается пологопадающая полосчатость, выраженная чередованием более меланократовых и более лейкократовых прослоев (рис. 2.23, A).

Комплекс диорит-плагиогранитов занимает более 90% территории района работ и представлен серией интрузий, различающихся по составу и текстурно-структурным особенностям. При этом, скорее всего, породы данного комплекса формировались в достаточно короткий период времени и являются группой полифазных интрузий. Достаточно часто в них можно наблюдать генетически связанные с ними и близкие по составу 120 жильные тела нескольких генераций, а также ксенолиты (автолиты) геохимически родственных разностей. Например, наблюдается непосредственный контакт темно-серых меланократовых плагиогранитов и светлосерых плагиогранитов с голубым кварцем. Кроме этого, можно видеть ксенолиты первых гранитов во вторых. Иногда, часто без резких контактов, эти серые плагиограниты и диориты переходят в розовато-серые граниты, с темным плагиоклазом, темным кварцем с массивными текстурами. Кроме этих, преобладающих в данном районе гранитоидов, наблюдаются различные розовые мелко и крупнозернистые существенно микроклиновые граниты, слагающие штокообразные тела (купола) небольшой площади.



Рис. 2.23. Структуры в гранитоидах центральной части Мурманского домена. А – элементы субгоризонтальной неоднородности в плагиогранитах; Б – купольная структура в мясокрасных микроклиновых гранитах. Пос. Лолейное

В целом, в пределах описываемого региона более ранние микроклиновые граниты представлены средне – крупнозернистыми, равномернозернистыми массивными породами розового цвета, образующими самостоятельные интрузивные массивы и жильные фазы. Более поздние также формируют самостоятельные интрузии жильную фазу И представлены И среднекрупнозернистыми, равномернозернистыми массивными породами мясокрасного цвета с микроклином темного кирпичного цвета. Нами наблюдались непосредственные контакты этих двух типов микроклиновых гранитов и жилы мясокрасных микроклиновых гранитов, прорывающих розовые граниты. Характерным является тот факт, что и ранние и поздние микроклиновые граниты образуют мелкие интрузивные массивы. Все встреченные массивы микроклиновых гранитов имеют изометричную, близкую к овальной, форму тел и размеры от 150 до 400 метров в поперечнике. Массивы микроклиновых гранитов часто образуют купольные структуры (Рис. 2.23, Б).

В процессе картирования территории было отмечено несколько закономерностей размещения микроклиновых гранитов:

1. розовые (ранние) микроклиновые граниты встречаются реже мясокрасных (более поздних);

2. массивы микроклиновых гранитов, имеющих ширину выходов 1-2 км, наиболее широко развиты в узкой (2-3 км) прибрежной полосе Баренцева моря и вдоль крупного субмеридианального разлома, протягивающегося от восточного борта Верхнетериберского водохранилища к поселкам Териберка и Лодейное. «Мясокрасные» граниты также часто приурочены к тектоническим зонам небольшой мощности преимущественно субмеридионального простирания, в которых подвергаются рассланцованию и деформированию дайки долеритов. В остальных районах изученной территории, тела микроклиновых гранитов встречаются редко. Процессы микроклинизации плагиогранитов наиболее интенсивно развиты вблизи массивов микроклиновых гранитов.

Гранитоиды р-на Териберки имеют массивную текстуру и практически не рассланцованы. В них отмечаются различные по размеру тела основных пород, количество которых уменьшается по направлению с юга на север. В этом же направлении увеличивается количество микроклиновых гранитов. Взаимоотношение плагиогранитов и тел основных пород были нами изучены на детальном участке, на берегу Верхнетериберского водохранилища (рис. 2.24).

Здесь среди полосчатых плагиогранитов наблюдаются крупные тела основных пород комплекса амфиболит-метагабброметапироксенит-метаультрабазитов (рис. 2.25 А, Б). Полосчатость полого падает на юго-запад. Около тел она в ряде случаев меняет свою ориентировку, как бы облекая эти тела. Среди плагиогранитов отмечаются «теневые» участки реликтовых, более меланократовых пород – диоритов (Сев-540/6). Тела основных пород имеют размеры от 2 см до 30 м в поперечнике и сложены темно-зелеными мономинеральными амфиболитами, метапироксенитами, серыми полевошптовыми амфиболитами – метагабброидами и переходными между ними разностями (Сев-541/1, 395, 266, 373, 540–1, 374 – различные ксенолиты в плагиогранитах).

122



1 - эпидотовые поздние жилки; 2 – дайка долеритов; 3 – жилы микроклиновых гранитов; 4 – микроклинизированные и эпидотизированные плагиограниты; 5 – ксенолиты метапироксенитов (мономинерльных амфиболитов); 6 – дайкоподобное – ксенолиты метагабброидов (полевошпатовые амфиболиты); 8 – плагиограниты; 9 – метадиориты; 10 – зоны рассланцевания; 11 – Рис. 2.24. Схематическая геологическая карта участка на восточном берегу Верхнетериберского водохранилища тело (прослеженное по ксенолитам) мелкозернистых полевошпатовых амфиболитов; 7 границы между разновидностями пород; 12 – элементы залегания; 13 – контуры обнажений.

123



Ж 3 Рис. 2.25. Ксенолиты в плагиогранитах Мурманского домена на берегу Верхнее-Териберского водохранилища.

А – ксенолит амфиболита в плагиогранитах. Размер крышки объектива = 6,5см;
Б – крупное тело амфиболитов, брекчированное плагиогранитами. Фрагмент детального участка «Родеро»;

В – скопление мелких ксенолитов различного состава в меланократовых плагиогранитах. Размер крышки объектива = 6,5см;

Г – процесс ассимиляции амфиболита плагиогранитами. Детальный участок. Размер крышки объектива = 6,5см;

Д – асимметричные «тени давления» около небольшого ксенолита (детальный участок);

Е – асимметричные зоны дробления и растаскивания около ксенолита в зоне рассланцевания внутри крупного составного ксенолита. Детальный участок;

Ж – ксенолит порфирита в более крупном ксенолите метагаббро и метапироксенитов. Размер GPS = 11х5,5см;

3 – древняя дайка амфиболитов серого цвета в амфиболитах зеленовато-темносерого цвета, картируемая по обломкам разного цвета и состава. Детальный участок Размер крышки объектива = 6.5 см.

Крупные тела являются «составными» и представляют массу углова-

тых обломков, сцементированных в краевых зонах плагиогранитами, а внутри тел пегматитовыми выплавками. Полосчатость облекает как мелкие обломки, так и крупные тела, около которых наблюдаются сжатые и изоклинальные складки. Эти тела имеют в целом линзовидную форму и вытянуты согласно с простиранием полосчатости в плагиогранитах. Краевые части составных тел рассланцованы, более лейкократовые обломки ассимилированы плагиогранитами и рассланцованы и имеют нечеткие границы и амфиболизацию около них плагиогранитов с образованием диоритов гибридного состава. Внутренняя же часть тел испытала хрупкую деформацию, приведшую к растрескиванию и растаскиванию тел на угловатые обломки, промежутки между которыми заполнены пегматоидным материалом плагиогранитного состава. В одном обломке видно, что процесс ассимиляции амфиболита был прерван, а ксенолит разделен на два фрагмента при внедрении новой порции гранитного вещества, а затем интрудирован тонкой жилой плагиогранита (рис. 2.25, Г). Это указывает на относительную продолжительность и многоактность событий гранитизации основного субстрата. Обращает на себя внимание тот факт, что часть ксенолитов имеет округлую оплавленную форму и иногда нечеткие контакты, а другие обладают угловатыми формами и четкими контактами. При этом угловатые ксенолиты далеко не всегда расположены внутри или рядом с крупными брекчированными телами основного состава. Не менее часто такие ксенолиты встречаются на значительном расстоянии (первые километры) от них и представлены мелкими одиночными фрагментами угловатой формы.

Помимо крупных тел в плагиогранитах наблюдаются и мелкие (рис. 2.25 В), которые бывают как угловатые, так и округлые, с ассимилированными границами. Прослои с мелкими обломками также вытянуты согласно с общей полосчатостью. Возможно, некогда единые пласты основных пород, расположенные среди диоритовплагиогранитов, будинировались, растаскивались в процессе деформации сдвига. Некоторые ксенолиты имеют признаки сдвиговой деформации: асимметричные зоны (тени) дробления на хвостах вытянутых ксенолитов, зоны рассланцевания внутри ксенолитов, от некоторых крупных обломков отрываются и вытягиваются вдоль этих зон «отторженцы».

Наиболее деформированные обломки находятся в краевых частях и между крупными телами (рис. 2.24). Наблюдается ассимиляция более лейкократовых обломков плагиогранитным материалом, от некоторых мелких фрагментов остаются лишь тени. Иногда внутри крупных тел наблюдаются зоны рассланцевания, также согласные с общим простиранием полосчатости в плагиогранитах.

В этих зонах наблюдаются дробление краевых частей обломков и формирование в них «теней давления» (рис. 2.25, Д - Е), растаскивание и будинаж мелких вытянутых обломков (микробудинаж). Полосчатость в плагиогранитах, выраженная в чередовании прослоев по-разному обогащенных темноцветными минералами, облекает крупные составные и мелкие ксенолиты.

В одном из крупных составных ксенолитов в обломке метапироксенита был встречен ксенолит метапорфирита с порфировыми выделениями плагиоклаза и амфибола (рис. 2.25, Ж). Данная уникальная находка названа нами условно – "ксенолит в ксенолите". Порода среднезернистая, равномернозернистая, массивная. Ксенолит имеет прямоугольную форму и около 40 см в поперечнике.

При картировании детального участка на берегу Верхнетериберского водохранилища внутри крупного брекчированного тела амфиболитов зеленовато-темно-серого цвета были обнаружены брекчированные фрагменты прорывающей их древней дайки мелкоравномернозернистых массивных плагиоамфиболитов светло-серого цвета на выветрелой поверхности (рис. 2.24 и 2.25 3).

Последующие более детальные исследования позволили обнаружить не только непосредственные контакты этих пород, но

и ксенолиты зеленовато-темно-серых амфиболитов в светло-серых плагиоамфиболитах.

Породы подверглись микроклинизации, которая является более поздней по отношению к полосчатости. Согласно с этой полосчатостью располагаются более поздние жилы микроклиновых гранитов. Такая послойная микроклинизация проявлена на участке неравномерно. В местах концентрации наибольшего количества прожилков микроклиновых гранитов порода приобретает розовый оттенок.

Здесь же наблюдается большое количество различных секущих друг друга микроклиновых жил. В западной части участка расположена зона эпидотизации с размытыми границами, ширина которой около 10 м и простирание примерно СЗ. По единичному наблюдению в коренном развале подобные зоны эпидотизации маркируют поздние сдвиговые зоны. Микроклиновые жилки и зоны с эпидотом и микроклином формируются по срывам при разлинзовании уже послойно микроклинизированных пород. Такие же, более мелкие, дискретно расположенные зонки, отмечаются по всему участку. Мощность их составляет первые сантиметры. Степень микроклинизации увеличивается вблизи границ тел основных пород – как в наиболее проницаемых для К-флюидов зонах.

В породах Териберского комплекса наблюдается несколько групп даек долеритов.

Одна группа даек внедрялась в диорит-плагиогранитный комплекс, сразу после его становления. Их мощность варьирует от 0,7–1,0 м до 20 м в раздувах. Протяженность дайковых тел от 15 м до 200 м. Породы даек представлены мелкозернистыми массивными амфиболитами темно-серого цвета. В центральной части раздува одной крупной дайки наблюдаются к-с\з плагиоамфиболиты (метагаббро, Сев–436, 435, 457A, 406, 424, 474). Дайки амфиболитов внедрялись в комплекс диоритплагиогранитов с явными следами ремобилизации вещества приконтактовой зоны последних. Изучение даек показало, что они не являются едиными и непрерывно прослеживающимися в пространстве геологическими телами. В тоже время нами не было обнаружено вблизи контактов дайки каких-либо наложенных сдвиговых тектонических деформаций могущих привести к их будинажу и растаскиванию. Однако процессы будинажа и

брекчирования тела дайки плагиогранитами явно присутствуют. Можно видеть два типа жильных фаз микроклиновых гранитов.

Описанные дайки имеют азимут простирания равный 295-300° и субвертикальные углы наклона и 245° и углы наклона 50-80°. Этот факт указывает на то, что после формирования комплекса диоритов-плагиогранитов, в нем была сформирована система пересекающихся под углами 120 и 60° трещин, в которые и внедрились дайки амфиболитов.

На детальном участке эпидотизированные плагиограниты секутся дайкой долеритов, простирающейся в СВ направлении. Дайка по контактам окружена «мясокрасными» микроклиновыми гранитами с голубым кварцем. Эти же граниты располагаются параллельно осевым поверхностям асимметричной складки, деформирующей дайку (левый сдвиг) (рис. 2.26, А). Наблюдается ксенолит дайки в эпидотизированных плагиогранитах. Наряду с этим ксенолитом, рядом находится другой ксенолит амфиболита, который, по-видимому, относится к более раннему комплексу амфиболитметагаббро-метапироксенит-метаультрабазитов (рис. 2.26, В). В другой дайке, расположенной также на берегу Верхне-Териберского водохранилища наблюдается инъецирование дайки жилами плагиогранитов, сходных с ними по составу. Это может свидетельствовать о ремобилизации вещества плагиогранитов во время внедрения дайки (рис. 2.26, Б).

Более поздними, секущими все гранитоиды, являются дайки долеритов с азимутом простирания от 340° до 355°. Они образуют тела мощностью от 2–3 метров до 60-80 метров и протягиваются на 400–600 метров. Углы падения - субвертикальные. Породы мелко и среднезернистые, представлены агрегатом плагиоклаза и пироксена, часто амфиболизированные в приконтактовых зонах и имеющие долеритовую (офитовую) структуру. Центральные части крупных даек представлены метагаббро.

Мелкие дайки сильно тектонизированы и несут следы дробления и рассланцевания. Внутри даек и вблизи от контакта во вмещающих породах часто наблюдаются карбонатные жилы, которые брекчируют их и заполняют тектонические пустоты – трещины отрыва. С жилами карбоната ассоциируют крупные выделения сульфидов, которые повсеместно присутствуют в долеритах. Крупные тела данного типа не испытывают каких либо деформаций и практически неизменены. Породы, слагающие их массивные и, лишь в приконтактовых зонах они слабо амфиболизированы. Мелкие дайки изменены гораздо сильнее и местами, практически полностью превращены в амфиболиты.



Рис. 2.26. Дайки и их структурные особенности в комплексе плагиогранитов на берегу Верхне-Териберского водохранилища.

А – общий вид дайки амфиболитов, прорывающей диорит-плагиограниты. Размер крышки объектива = 6,5см;

Б – процесс брекчирования дайки амфиболитов жилами плагиогранитов серого цвета, мелкозернистыми "розовыми" микроклиновыми гранитами, и пегматоидными "мясокрасными" микроклиновыми гранитами. Размер крышки объектива = 6,5см;

В – ксенолит дайки амфиболитов в плагиограните. Крайняя – северная часть детального участка Размер крышки объектива = 6,5см.

Дайки долеритов прорывают мясокрасные микроклиновые граниты и содержат их ксенолиты. С другой стороны на дайки наложены процессы микроклинизации. Наложенные процессы микроклинизации проявлены локально и затрагивают лишь приконтактовые зоны даек. Самыми поздними, секущими все образованями, являются тонкие, четкие зонки эпидота и кварцевые жилы. Зонки с эпидотом часто ветвящиеся, секут рассланцованную дайку и сформировались, по-видимому, также во время поздней сдвиговой деформации. К наиболее молодому комплексу в районе работ можно отнести дайки долеритов, которые не испытали каких-либо видимых наложенных процессов. Одна из таких крупных даек обнаружена на побережье Баренцева моря, в районе пос. Дальние Зеленцы и прорывает комплекс диоритов.

Породы, слагающие тело дайки, массивные мелко и среднезернистые, равномернозернистые долериты, красноватого оттенка на выветрелой поверхности и темно-серые на свежем сколе. Мощность дайки 30–40 м и протяженность более 500 м. Азимут простирания дайки 300°, угол падения – субвертикальный.

Йоканьгский сегмент была детально изучен ранее (Мирская, 1960; Иванов, 1960; Юдин, 1958) и сложен, в основном, в различной степени микроклинизированными плагиогранитами и микроклиновыми гранитами, содержащими многочисленные ксенолиты более древних пород – амфиболитов, диоритов и биотитовых гнейсов. Все эти разновидности секутся дайками основных пород северо-восточного простирания.

Среди плагиогранитов наблюдаются макроскопические зоны катаклаза, с различной степенью переработки пород. Иногда катаклазиты слагают линзовидные участки среди не катаклазированных разностей (рис. 2.27, А). Также наблюдаются крупные участки катаклазированных пород, к которым приурочены линзы эпидозитов, сформированных по метасоматически переработанным, микроклинизированным плагиогранитам. В шлифах пород из этих зон наблюдается перекристаллизация минералов до хороших гранобластовых структур и их следует называть бластокатаклизитами.

Степень микроклинизации увеличивается с юга на север по направлению к берегу Баренцева моря. В этом же направлении увеличивается степень рассланцевания гранитоидов, подчеркнутая микроклиновыми мигматитами и многочисленными сильно уплощенными в плоскости сланцеватости меланократовыми прослоями амфиболитов и биотитовых гнейсов (часто по амфиболитам) (рис. 2.27, Б). Среди них наблюдаются небольшие по мощности зоны, сложенные уплощенными ксенолитами амфиболитов – будинированными телами, межбудинные пространства которых сложены плагиогранитами (Йок–313),. Иногда в плагиогранитах наблюдаются бороздчатость и линейность по удлиненным ксенолитам амфиболитов. Такие многочисленные прослои с ксенолитами закартированы на детальном участке (рис. 2.28, 2.27 В, Г).



Рис. 2.27. Структурные особенности гранитоидов Мурманского домена в Йоканьгском сегменте.

А – бластокатакластическая структура в гранитогнейсах;

Б-ксенолиты основных пород в плагиограните;

В – линейность по ориентировке ксенолитов амфиболитов. Детальный участок;

Г – разлинзование гранито-гнейсов, связанное с этапом надвигообразования. Плоскости надвигов маркируются микроклиновыми гранитами (микроклинизация – 2) и прослоями с ксенолитами амфиболитов. Детальный участок.

Среди ксенолитов выделяются наиболее древние мелкосреднезернистые биотитовые гнейсы (Йок-105) в которых отмечается плагиогранитные прожилки, иногда тонкая полосчатость и структуры будинажа. Межбудинные пространства выполнены плагиогранитным материалом. Гнейсы ксенолитов имеют хорошие лепидогранобластовые структуры. Реликтов магматических структур в них не отмечается. Метадиориты и амфиболиты, наблюдаемые в ксенолитах различного размера (от 10 см до 30 м), несут следы деформаций, рассланцевания, будинажа.

В плагиогранитах (Йок-320) районов, удаленных от берега моря на 10 км, сланцеватость в породах носит не отчетливый характер, микроклинизация проявлена по дискретным зонам



Рис. 2.28. Схематическая геологическая карта участка к востоку от пос. Гремиха на побережье Баренцева моря.

1 – 5 – дайковые породы: 1 – жилы муджиеритов, 2 – жилы долеритов, 3 – меланогаббро, 4 – переходные разности, 5 – порфировидные оливиновые пироксениты, 6 – оливиновые порфириты зоны закалки; 7 – микроклиновые граниты (жилы); 8 – крупные ранние микроклиновые прожилки (послойная микроклинизация); 9 – плагиограниты; 10 – прослои с ксенолитами, сцеметированными немикроклинизированными плагиогранитами; 11 – сланцеватость; 12 – линейность, бороздчатость; 13 – геологическая граница (сплошная линия – прослеженная, пунктирная – предполагаемая); 14 – контур обнажений

(Йок–320В). Здесь же, среди плагиогранитов, наблюдаются, наряду с мелкими, крупные (до 50 метров диаметром) ксенолиты диоритов (Йок–308, 317) и амфиболитов и, реже, амфиболовых гнейсов. Форма ксенолитов преимущественно овальная.

Основные породы ксенолитов полностью перекристаллизованы, в них наблюдаются метаморфические нематогранобластовые и гранонематобластовые структуры. В тонких прожилках и в межбудинном пространстве будинированных тел также наблюдается плагиогранитный материал, как правило, обогащенный амфиболом. Эти ксенолиты часто имеют угловатую форму. Кроме перечисленных образований в интенсивно микроклинизированных гранитах наблюдаются ксенолиты, возможно, более молодых пород основного состава - маломощных даек, которые впоследствии были будинированы и растащены. Эти ксенолиты представлены в шлифах метадолеритами, метагаббро с сохранившимися реликтами первично магматических структур - офитовой, гипидиоморфнозернистой.

Гранитоиды Йоканьгского сегмента секутся дайками долеритов протерозойского и дайками щелочных пород палеозойского возраста.

Лумбовский сегмент сложен пироксенсодержащими гранитоидами – чарнокитоидами, которые по фациальному облику и геологическому положению сходны с породами Канентьяврского массива, и ассоциирующимися с ними породами основного состава – габбро-норитами, диоритами (Ветрин, 1984). В среднем течении р. Лумбовки породы варьируют по составу от габбро-норитов до гранодиоритов и гранитов с постепенными переходами между разностями. В породах кислого состава устанавливаются ксенолиты окварцованного габбро, размером 30–40 см округлой формы. Породы имеют массивную или слабо гнейсовидную текстуру и гранобластовую, гетеробластовую и аллотриоморфнозернистую структуру, местами реликтовую диоритовую.

Гранитоиды *Усть-Понойского сегмента* относятся к формации гранодиорит-тоналит-плагиогранитов.

Петрографическая характеристика пород

Западная часть Териберско-Вороньинского сегмента.

Эндербиты представляют собой однородные плотные породы коричневато-серой окраски. Структура пород преимущественно аллотриоморфнозернистая, гранобластовая. Состоят из плагиоклаза-35–50%, кварца – 15–30%, ортопироксена – 5–10, красноватокоричневого высокотитанистого биотита – 5–15%; акцессориев: ти танита, апатита, циркона (рис. 2.29, А).



Рис. 2.29. Фотографии шлифов из основных разновидностей пород Мурманского домена в р-не оз. Канентъявр.

- А эндербит. Ув 25, Николи ×; Б. Плагиогранит. Ув 25, Николи ×;
- В микроклинизированный плагиогранит Ув 25, Николи ×;
- Г. амфиболизированный клинопироксеновый сланец.

Плагиограниты – представлены породами серого цвета также аллотриоморфнозернистой структуры, чередующиеся с эндербитами. Характеризуются более светлой окраской и отсутствием ортопироксена. Иногда развиваются как диафториты по эндербитам, в которых ортопироксен замещен зеленоватокоричневым биотитом. Породы состоят из плагиоклаза– 35–50%, кварца – 20–30, коричневого или зеленовато-коричневого биотита – 5–15%, акцессорных титанита, апатита, циркона (рис. 2.29, Б, В).

Микроклиновые граниты – розовато-серые породы, в редких случаях мигматизированные (микроклиновые мигматиты).

Структура их – гипидиоморфнозернистая и аллотриоморфнозернистая. Состоят из плагиоклаза – 30–35%, кварца – 30–35, микроклина – 30–35, биотита – 5–10%, в качестве акцессориев присутствует циркон, апатит.

Ксенолиты – мелкозернистые породы в эндербитах, которые представлены амфиболитами, двупироксеновыми кристаллосланцами и клинопироксенсодержащими амфиболитами. Структура их гранонематобластовая. Породы состоят из плагиоклаза – 30–40%, клинопироксена – 6, иногда ортопироксена, амфибола – 60–70%. Вторичным минералом является биотит. Из акцессориев отмечаются циркон и титанит (рис. 2.29, Г).

Центральная часть Териберско-Вороньинского сегмента

Диориты – темно-серого цвета массивные породы. Структура – гипидиоморфнозернистая. Породы состоят из кварца – 25-30%, плагиоклаза - 35-45, клинопироксена – 5-15, микроклина – 2-5, биотита – 10-15, амфибола - 7-10%; рудного минерала. Клинопироксен в них часто присутствует лишь в виде реликтов среди замещающих его биотита и амфибола. Акцессории: титанит, алланит, циркон, апатит (рис. 2.30, А). В некоторых из этих пород отмечается ортопироксен (Ветрин, 1984).

Плагиограниты – породы серого цвета, в основном, массивные, иногда слабо полосчатые, с гипидиоморфнозернистой структурой, состоят из кварца – 20–35%, плагиоклаза – 30–45, микроклина – 2–5, биотита – 5–10, амфибола – 5–10%; рудного минерала и акцессориев: циркона, алланита, апатита. В них клинопироксен отсутствует или присутствует в виде мелких реликтов среди амфибола (рис. 2.30, Б).

Розовые микроклиновые граниты. Это розового и сероваторозового цвета массивные породы, с серым кварцем, с гранитной или гипидиоморфнозернистой структурой. Состоят из кварца – 25–30%, плагиоклаза – 20 25, микроклина – 30–35, биотита – 10–12, эпидота – 2%; рудного минерала, акцессориев: титанита; апатита (рис. 2.30, В).

Мясокрасные микроклиновые граниты – это красного цвета массивные породы с голубым кварцем, с аллотриоморфнозернистой, иногда порфировидной структурой, состоят из кварца – 20–30%, плагиоклаза – 20–30, микроклина (в виде ксеноморфных зерен и крупных порфировидных вкрапленников) – 45–55, биотита – 1–10%, рудного минерала; эпидота, акцессориев: апатита, циркона (рис. 2.30, Г).



Рис. 2.30. Фотографии шлифов из основных разновидностей пород Мурманского домена в p-не реки Териберки.

- А метадиорит с реликтовым клинопироксеном. Ув.25. Николи II;
- Б микроклинизированный плагиогранит. Ув.25. Николи ×;
- В розовый гранит. Ув.25. Николи ×;
- Г мясокрасный гранит. Ув.25. Николи ×;

Д – метагаббро с пойкилитовой структурой. Обломок в крупном «составном» ксенолите. Ув.25. Николи ×;

Е – амфиболит с реликтами клинопироксена. Мелкий ксенолит. Ув.25. Николи ×.

Ксенолиты основных пород. В крупных ксенолитах обломки представлены метагаббро и метагабброноритами. Метагаббро представляет собой породу с пятнистой окраской, с пойкилитовой или ги-

пидиоморфнозернистй структурой, состоит из клинопироксена – 30%, плагиоклаза – 20; роговой обманки – 20, биотита – 30, эпидота; рудного минерала <1, акцессорного циркона <1% (рис. 2.30, Д).

Метагаббронориты распространены меньше, чем метагаббро, и представлены породами темно-зеленого, почти черного цвета, с гипидиоморфнозернистой или пойкилоофитовой структурой. Состоит из клинопироксена – 35%, ортопироксена – 5, плагиоклаза – 40, биотита – 15, роговой обманки – 5, рудного минерала <1, акцессорного циркона <1%.

Метанориты состоят из: ортопироксена – 30%, плагиоклаза – 20, вторичных минералов: амфибола актинолит-тремолитового – 40, биотита – 8, рудного минерала <1%, акцессорного циркона.

Мелкие ксенолиты представлены амфиболитами, состоящими из плагиоклаза и роговой обманки, иногда с реликтами клинопироксена. Структура этих пород нематогранобластовая, иногда бластогипидиоморфнозернистая (рис. 2.30, Е).

Йоканыгский сегмент

Плагиограниты - породы светло-серого или сероваторозового цвета, среднезернистые (реже, крупнозернистые), часто с порфировидной структурой, обусловленной присутствием крупных зерен полевого шпата, окруженных более мелкозернистой массой с гранобластовой структурой. Серовато-розовый цвет появляется в случае интенсивного проявления процессов микроклинизации. Обычно порода имеет грубогнейсовидный облик и, реже, массивный. Иногда видно чередование мелкозернистых и крупнозернистых полос линзовидной или извилистой формы. Мелкозернистые полосы являются зонами перекристаллизации. В этих зонах наблюдается гранобластовая структура, а на сохранившихся и неизмененных участках – гипидиоморфнозернистая. Крупные зерна также окружены агрегатом мелких полигональных зерен. Породы представлены плагиоклазом - 50%, кварцем – 20, биотитом – 20, эпидотом – 7, остальные минералы составляют 3%. Вторичные минералы: амфибол, эпидот, титанит, хлорит; акцессорные минералы: циркон, алланит, апатит (Рис. 2.31, А).

Микроклинизированные плагиограниты представляют собой породу розовато-серого цвета, возникшего за счет развития порфиробластов микроклина или же чередования серого плагио-

гранита и маломощных микроклиновых прожилков. Они приурочены к дискретным тектоническим зонам в поле преимущественного распространения серых плагиогранитов или к зонам более интенсивной микроклинизации. В микроклинизированном плагиограните также наблюдается гипидиоморфнозернистая структура, а в перекристаллизованных участках – гранобластовая. Кроме порфиробластического микроклина в этих породах отмечаются ксеноморфные зерна в интерстициях плагиоклаза. Крупные зерна микроклина перекристаллизовываются с краев зерен с образованием мелких полигональных зерен. Главные породообразующие минералы: плагиоклаз–60%, кварц–25, микроклин–10, биотит–5, вторичные минералы: эпидот <1, акцессорные: титанит– <1%, циркон – единичные зерна, алланит (рис. 2.31, Б).

Граниты - это розовые, иногда красные среднезернистые, реже мелкозернистые породы массивной текстуры и, часто, порфировидной структуры. Гнейсовидная текстура в них наблюдается реже и обычно слабо развита. Содержание темноцветного минерала (биотита, амфибола) незначительно, распределение его обычно равномерное. В микроклиновом граните главные породобразующие минералы представлены микроклином – 40%, плагиоклазом – 20, кварцем - 20, биотитом – 10, вторичные – эпидотом – 9, амфиболом – до 3, карбонатом – 1, акцессорные минералы составляют 1% и представлены титанитом, алланитом, цирконом.

Эпидотизированные плагиограниты - среднезернистые породы с серо-розовым оттенком, с полосками и пятнами зелёного цвета. Породы массивные, в шлифах с бластокатакластической, гранобластовой структурой, часто порфирокластовой. Реликтовые крупные зерна плагиоклаза сохраняются среди мелких полигональных зерен перекристаллизованного плагиоклаза. В участках перекристаллизации и в центральной части крупных зерен наблюдается интенсивное выделение эпидота (рис. 2.31, В). Главные минералы: кварц – 25%, плагиоклаза – 30–23, амфибол – 10, биотит – 7, вторичные минералы: эпидот – 10–30%, карбонат, хлорит, акцессории: титанит; циркон, алланит.

Ксенолиты амфиболитов представляют собой мелкозернистую темно-серого или почти черного с зеленоватым оттенком породу. Текстура гнейсовидная и массивная, структура гранонематобластовая. Главные минералы: амфибол – 46–80, плагиоклаз – 5–14; вторичные минералы: биотит – 2, эпидот – до 23, клиноцоизит – 12, кварц – до 3, хлорит – 1, титанит – до 3, 138 рудный минерал, апатит алланит <1% (Рис. 2.31, Г). Амфиболбиотитовые гнейсы образовались по лейкократовым базитам и диоритам и представляют собой средне- и мелкозернистую породу серого цвета с гнейсовидной текстурой и немато – и лепидогранобластовой структурой. Главные породобразующие минералы: амфибол–0–33%, плагиоклаз–35, биотит–5–19, кварц–17, вторичные: эпидот–5, микроклин–2, хлорит<1%, акцессории: титанит + апатит + циркон + хлорит <1%.



Рис. 2.31. Фотографии шлифов из основных разновидностей пород в Йоканьгском сегменте.

А – плагиогранит с гипидио-морфнозернистой структурой. Ув 25. Николи ×;
Б – перекристаллизованный с краев порфиробласт микроклина в микроклинизированном плагиограните. Ув 25. Николи ×;

В – эпидотизированный и перекристаллизованный плагиогранит. Ув 25. Николи ×;

 Γ – ксенолит амфиболита с реликтовым измененным клинопироксеном. Ув 25. Николи II.

Ксенолиты гнейсов - Представляют собой мелкозернистую породу, встречающуюся в виде ксенолитов в плагиогранитах. В этих породах не наблюдается первично-магматических структур. Структура в них лепидогранобластовая. Главные минералы: плагиоклаз – 62%, кварц – 18, биотит – 12, вторичные: карбонат – <1, эпидот – 6, акцесории: титанит – 2, апатит – <1%, циркон – ед.з. *Метаморфизм*

Весьма сложным представляется вопрос о метаморфизме структурно-вещественного комплекса Мурманского составного домена, считающегося основной площадью развития пород древнейшего фундамента. Здесь преобладающим распространением пользуются метаморфические и ультраметаморфические образования, типичные для зон амфиболитовой фации. Однако в последние годы появляются данные о наличии среди них реликтов пород гранулитовой фации. Они были известны в западной части Мурманского домена в районе оз. Канентъявр (Виноградов, Виноградова, 1979), В р-не Серебрянской ГЭС (Костин, 1971), а также обнаружены в его восточной части, от р. Золотая до линии м. Святой Нос нижнее течение р. Ачи (Даркшевич, Шлайфштейн, 1979; Добржинецкая, 1989). Гранулитовые парагенезисы в этих районах последовательно замещаются амфиболитовыми и эпидот-амфиболитовыми более локально И низкотемпературными ассоциациями, причём это замещение происходит со значительным разрывом во времени. По данным Б.А. Шлайфштейна, к востоку от линии – мыс Святой Нос – нижнее течение р. Ачи – реликты гранулитовых парагенезисов полностью отсутствуют (Даркшевич, Шлайфштейн, 1979; Беляев и др., 1977).

Петрогеохимия

Химический состав типичных разновидностей пород описанных групп приведен в табл.2.5. По систематике М.И. Дубровского (2002) кислые породы Мурманского домена представлены главным образом дацитами и риолитами.

Исследование вещественного состава всего спектра метаморфитов Мурманского домена, проведенное на основе имеющейся базы данных, включающей 294 полных силикатных анализа, как литературных, так и оригинальных, показывает достаточное разнообразие пород. Среди них выделяется 12 разновидностей, по первичной природе относящихся к различным группам петрогеохимической систематики А.А. Предовского (1980). Это глиноземистые, железистые и магнезиальные метабазиты (соответственно 8.2%, 2.7% и 2%), метаандезобазальты (4.4%), метаандезиты (7.1%), метадациты (4.4%), метариодациты (15.6%), метариолиты (4.4%), а также метакластогенные образования - метатуффиты (5.1%), метааркозы (2%), метасубграувакки (2.7%) и метаграувакки (5.8%).

Таблица 2.5. Химические анализы главных типов пород Мурманского домена

№ пр	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	75.64	0.04	12.83	0.20	1.50	0.01	0.24	0.61	3.04	4.87
2	62.98	1.07	17.51	1.19	3.49	0.09	1.30	3.84	5.05	1.59
3	59.86	1.02	13.96	3.27	5.78	0.12	3.40	5.20	3.77	1.71
4	69.79	0.24	15.79	0.00	2.95	0.03	0.90	4.69	4.31	0.14
5	48.48	1.55	6.27	9.02	8.93	0.25	11.1	9.15	0.23	1.15
6	53.93	1.98	14.36	3.42	6.13	0.13	3.20	8.27	3.97	0.44
7	68.37	0.32	16.24	0.30	2.16	0.03	0.86	3.01	4.68	2.27
8	72.84	0.54	12.96	1.11	2.19	0.03	0.95	2.25	3.70	1.91
9	68.47	0.54	14.49	1.38	3.09	0.07	1.20	5.03	4.34	0.40
10	63.85	1.06	14.97	3.56	3.59	0.09	1.50	3.99	4.14	1.51
11	53.0	0.66	17.10	2.95	3.83	0.13	6.15	8.08	4.80	1.29
12	55.36	0.61	18.22	1.88	3.12	0.07	5.43	8.14	3.81	0.95

1 – 6 – западная и центральная часть Териберского сегмента: 1 – микроклиновый гранит р-н р. Териберки (пр. сев–385–04); 2 – плагиогранит р-н р. Териберки (сев 435А/04); 3 – диорит р-он р. Териберки (пр. сев 1099А); 4 – эндербит горы Сэввэр р-н оз. Канентъявр (пр–535); 5 – амфиболит ксенолита р. Териберка (пр–266); 6 – гнейс ксенолита горы Сэввэр, р-н оз. Канентъявр (пр–536–1); 7 – 12 – Йоканыгский домен, р-н Йоканыгского оз.): 7 – плагиогранит (320–03), 8 – микроклинизированный плагиогранит (320–603), 9 – эпидотизированный плагиогранит (705–Д–03), 10 – 12 – ксенолиты в плагиогранитах: 10 – биотитовый гнейс (105–03), 11 – амфиболит (120–03); 12 – диорит (317–03) (из колл. Н.Е. Козлова; Н.Е. Козловой, М.Ю. Сидорова, Н.М. Кудряшова. Химанализы сделаны в ГИ КНЦ РАН).

Кроме того, значительное количество метаморфитов, а именно 35,4% проб пород не были распознаны, поскольку их состав попадает в

поле перекрытия метатуффитов и метамагматитов, что, как и в случае Беломорского IIII, является отличительной чертой Мурманского домена. Как и во всех последующих случаях, изложенных при описании метаморфитов иных структур, авторы не настаивают на такой интерпретации протоприроды пород, подчеркивая, что сохранены авторские названия, принятые в названной систематике. В данном случае ключевым является факт разнообразия состава метаморфических пород, что открывает перспективы для сопоставлений с использованием материалов об их вещественном составе, как это будет показано в главе 3.

Если исключить из рассмотрения нераспознанные с точки зрения генезиса протолитов разновидности, следует отметить, что в спектре метаморфитов преобладают метамагматиты (75.7%), а среди них – средние и кислые по составу породы (48.9%). Среди зернистых метаосадочных пород, составляющих 16.3 %, доминируют метасубграувакки и метаграувакки (13.1%). Ксенолиты Мурманского домена более разнообразны по составу, чем описанные ранее в Ингозерской структуре, и соответствуют железистым, магнезиальным и глиноземистым метабазитам, метаандезобазитам, метаандезитам и метатуффитам.

Реконструкция возможного геодинамического режима формирования протолитов пород домена, проведенная как по гранитоидам, с использованием диаграмм Дж. Пирса с соавторами (Pearce et al., 1984) (рис.2.32, количество определений, к сожалению, очень ограниченное), так и по кислым разновидностям метаморфитов, реконструируемым как зернистые метаосадочные породы, с помощью диаграмм М. Бхатии (1983) и Дж. Мейнарда с соавторами (1982) (рис.2.33, 2.34) позволяет говорить о сходстве вещества пород с веществом, сформированным в условиях режима формирования островных дуг и активных континентальных окраин, то есть в условиях чуть более континентальных, чем образования Беломорского складчатого пояса и Кольско-Норвежского домена.

Основные по составу породы домена наиболее сходны с базальтами траппов и континентальных рифтов (см. табл.3.2, глава 3). Данное противоречие может быть связано, как и в Ингозерской структуре, с тем, что геологически породы основного состава представляют собой, как правило, ксенолиты в гранитоидном веществе, то есть несколько оторваны от него по времени формирования. При этом часть ксенолитов может принадлежать к продуктам более молодого, протерозойского, возраста, широко развитыми в регионе (Митрофанов, 2001). Одновременная близость к островодужным образованиям и траппам может быть объяснена, кроме того, как и во всех предыдущих



Рис. 2.32. Положение точек составов гранитоидов Мурманского домена на диаграммах Дж. Пирса с соавторами (Pearce et al., 1984)

10 5

500 1000

5 10

Y, ppm



Рис. 2.33. Положение точек составов наиболее распространенного типа песчано-алевритовых метаосадочных пород Мурманского домена на диаграммах М. Бхатии (Bhatia. 1983). Поля I-IV см. на рис.2.6.

500 1000



Рис. 2.34. Положение точек составов наиболее распространенного типа разновидностей песчано-алевритовых метаосадочных пород Беломорского подвижного пояса на диаграмме Дж. Б. Мейнарда с соавторами (Maynard et al., 1982). Буквенные обозначения см. на рис.2.7.

Геохронология

В геохронологическом отношении Мурманский домен до настоящего времени был наименее изучен по сравнению с другими структурно-вещественными комплексами Кольского полуострова. Время формирования гранитоидных комплексов из разных блоков этого домена оценивалось в основном на результатах определения Sm-Nd модельных возрастов И укладывалось в интервал 2.68-2.94 млрд. лет (Timmerman, Daly, 1995). Более ранние изотопно-геохронологические данные с возрастом 2.6-2.7 млрд. лет указывали на время метаморфизма и мигматизации этих пород (Пушкарев и др., 1978). Для прецизионного изотопно-геохронологического изучения U-Pb методом (по циркону) и Sm-Nd (модельные возрасты) были отобраны пробы из восточного Иоканьгского и центрального Териберского сегментов.


Рис. 2.35. Типы цирконов из исследованных пород (иммерсионный препарат, проходящий свет)

Иоканьгский сегмент

Для определения U-Pb возраста по циркону из плагиогранитов были отобраны пробы на побережье Баренцева моря (рис. 2.28). Основные разновидности цирконов приведены на рис. 2.35.

Цирконы из немикроклинизированных и микроклинизированных плагиогранитов представлены дипирамидально-призматическими кристаллами цирконового типа, желтовато-коричневого цвета, полупрозрачными за счет трещинноватости, ребра граней сглажены, поверхность корродированна, Ку = 3–4.



Рис. 2.36. Диаграмма с конкордией для плагиогранитов Йоканьгского сегмента



Рис. 2.37. Диаграмма с конкордией для немикроклинизированных плагиогранитов Йоканьгского сегмента

В иммерсионной жидкости в отдельных кристаллах просматривается грубая зональность. U–Pb возраст циркона четырех фракций из каждой пробы, по верхнему пересечению с конкордией, составил 2748 ± 7 млн. лет (СКВО=0.18) и 2771 ± 9 млн. лет (СКВО=0.85), нижнее пересечение отвечает современным потерям свинца (рис. 2.36, 2.37). Полученные возрасты цирконов из плагиогранитов отражают время кристаллизции этих пород. Sm–Nd модельные возрасты T(DM) – 2868 и 2936 млн. лет, соответственно; $\varepsilon_{Nd} = -0.17$ и –0.49 (табл.2.36).



Рис. 2.38. Диаграмма с конкордией для биотитовых гнейсов Йоканыского блока

Циркон из биотитового гнейса представлен дипирамидально-призматическими удлиненными прозрачными кристаллами, ребра граней сглажены, Ку = 4 – 5.

В иммерсионной жидкости наблюдаются мелкие включения черного цвета, зональность не просматривается. U–Pb возраст четырех фракций циркона по верхнему пересечению с конкордией составил 2724 ± 7 млн. лет (СКВО = 1.3) (рис.2.38), нижнее отвечает современным потерям свинца. Морфология

циркона, а также незначительные содержания урана 230–340 ppm по сравнению с содержаниями урана из цирконов в плагио-гранитах 800–1300 ppm, скорее, свидетельствуют о кристаллизации циркона в результате наложенных процессов метаморфизма, а не о возрасте протолита этих пород. T(DM) = 3068 млн. лет. $\varepsilon_{Nd} = -2.27$ (табл. 2.6).

В пробе из диорита зерна циркона состоят из розоватых, сильно трещиноватых дипирамидально-призматических кристаллов цирконового типа, Ку = 4–6. Возраст по верхнему пересечению для четырех размерных фракций циркона составил 2717 ± 7 млн. лет (СКВО = 1.5), нижнее пересечение отражает современные потери свинца (рис. 2.39).



По своим морфологическим признакам и внутреннему строению, циркон в диорите отвечает магматическому генезису, а полученный возраст, времени его кристаллизации. T(DM) = 2862 млн. лет. $\epsilon_{Nd} = 0.14$ (табл.2.6).

Размер фракции,		Содер мн	одержание, Изотопные отношения мкг/г		Rho			Возраст, млн. лет				
л⁰ оор.∕фрак.	(µт навеска, мг)	Pb	U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb*	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb*	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
Биотитовый гнейс				•								•
ИОК-105/1	-75 (0.5)	104.8	228	1580	0.1957 ± 4	0.1230 ± 4	0.4047 ± 12	10.506 ± 42	0.80	2191 ± 6.5	2480 ± 10	2727 ± 5
ИОК-105/2	-100 + 75(1.4)	167.4	335	3480	0.1919 ± 2	0.1312 ± 1	0.4372 ± 22	11.371 ± 56	0.97	2338 ± 12	2554 ± 13	2730 ± 2
ИОК-105/3	-100 (0.5)	82.4	169	1422	0.1970 ± 6	0.1465 ± 3	0.4188 ± 12	10.900 ± 43	0.71	2255 ± 7	2515 ± 10	2731 ± 5
ИОК-105/4	-75 + 50(1.3)	184.9	344	890	0.2017 ± 2	0.1515 ± 2	0.4548 ± 22	11.807 ± 59	0.99	2416 ± 12	2589 ± 13	2727 ± 1
Диорит												
ИОК-317/1	+125 (1.55)	265.0	404	3160	0.1906 ± 3	0.2879 ± 6	0.5126 ± 20	13.214 ± 53	0.89	2668 ± 11	2695 ± 11	2716 ± 3
ИОК-317/2	+125 (1.45)	292.5	504	2950	0.1911 ± 2	0.1678 ± 2	0.4937 ± 25	12.758 ± 64	0.98	2587 ± 13	2662 ± 13	2720 ± 3
ИОК-317/3	-125+100 (1.1)	258.5	439	3375	0.1906 ± 2	0.2940 ± 3	0.4590 ± 9	12.758 ± 25	0.96	2435 ± 5	2592 ± 5	2718 ± 1
ИОК-317/4	-125+100(0.8)	231.4	389	1386	0.1955 ± 2	0.2020 ± 2	0.4894 ± 15	12.621 ± 38	0.99	2568 ± 8	2652 ± 8	2716 ± 1
Амфиболит												
ИОК-308/1	-125 (0.7)	75.9	120	5910	0.1914 ± 2	0.3349 ± 3	0.4815 ± 24	12.594 ± 63	0.98	2534 ± 13	2650 ± 13	2740 ± 2
ИОК-308/2	-125 (0.8)	75.4	118	5455	0.1914 ± 2	0.3324 ± 3	0.4848 ± 14	12.670 ± 38	0.92	2548 ± 8	2655 ± 8	2738 ± 3
ИОК-308/3	-125 (0.85)	76.7	119	7550	0.1910 ± 4	0.3324 ± 7	0.4890 ± 19	12.797 ± 51	0.85	2566 ± 10	2665 ± 11	2741 ± 7
ИОК-308/4	-125 (0.4)	78.0	122	7265	0.1908 ± 4	0.3349 ± 3	0.4852 ± 24	12.677 ± 63	0.94	2550 ± 13	2656 ± 13	2738 ± 4
Микроклинизиров	ванный плагиогранит											
ИОК-320В/1	+125 (1.6)	267.5	484	1830	0.1970 ± 2	0.1005 ± 1	0.4901 ± 15	12.885 ± 38	0.94	2571 ± 8	2671 ± 8	2748 ± 2
ИОК-320В/2	+125 (0.85)	277.1	496	775	0.2059 ± 2	0.1289 ± 1	0.4774 ± 14	12.544 ± 37	0.94	2516 ± 7.5	2646 ± 8	2747 ± 2
ИОК-320В/3	-125+75 (3.9)	206.1	382	1380	0.1993 ± 2	0.1070 ± 1	0.4745 ± 14	12.484 ± 37	0.93	2503 ± 7.5	2642 ± 8	2749 ± 2
ИОК-320В/4	-75 (4.1)	217.1	402	1430	0.1989 ± 2	0.1083 ± 1	0.4748 ± 9	12.484 ± 25	0.91	2505 ± 5	2642 ± 5	2748 ± 2
Немикроклинизир	ованный плагиограни	Г										
ИОК-313/1	+100(0.4)	521.4	999	2932	0.1950 ± 2	0.04628 ± 4	0.4867 ± 7	12.825 ± 19	0.95	2556 ± 4	2667 ± 4	2752 ± 2
ИОК-313/2	+100(0.8)	345.1	824	3485	0.1887 ± 2	0.04687 ± 5	0.3929 ± 8	10.047 ± 20	0.87	2136 ± 4	2439 ± 5	2702 ± 2
ИОК-313/3	-75 (1.45)	199.1	443	3570	0.1912 ± 2	0.04432 ± 4	0.4213 ± 8	10.922 ± 22	0.87	2266 ± 4.5	2517 ± 5	2725 ± 2
ИОК-313/4	+150(1.3)	452.2	925	3425	0.1925 ± 3	0.06916 ± 10	0.4488 ± 13	11.708 ± 47	0.86	2390 ± 7	2581 ± 10	2735 ± 4
Эндербит												
CEB-3/1	-75 (3.4)	82.8	143	1633	0.2006 ± 2	0.1156 ± 1	0.5059 ± 25	13.495 ± 67	0.98	2639 ± 13	2715 ± 13	2772 ± 2
CEB-3/2	-150+100 (0.45)	42.3	75	1213	0.2033 ± 2	0.1143 ± 1	0.4959 ± 35	13.246 ± 66	0.96	2596 ± 18	2697 ± 13	2774 ± 5
CEB3/3	-100 (0.5)	45.2	70	512	0.2164 ± 1	0.1840 ± 1	0.5267 ± 42	14.035 ± 70	0.95	2727 ± 22	2752 ± 14	2770 ± 4
CEB-3/4	-100+75 (0.5)	101.7	139	165	0.2658 ± 2	0.3002 ± 1	0.4982 ± 25	13.292 ± 66	0.95	2606 ± 13	2701 ± 14	2772 ± 4

Таблица. 2.6. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из пород Иоканьгского блока Мурманского домена

Примечания: * – значения исправлены на масс-фракционирование, холостое загрязнение и обыкновенный свинец по модели Стейси–Крамерса (Stacey, Kramers, 1975). Погрешности соответствуют последним значащим цифрам после запятой

В амфиболите циркон состоит из прозрачных бесцветных длиннопризматических зерен, Ку = 3–5. U-Pb возраст четырех размерных фракций циркона составил 2739 \pm 7 млн. лет (СКВО = 0.31). T(DM)=2638 млн. лет. ε_{Nd} = 3.24 (табл. 2.6).

Полученные изотопно-геохронологические результаты для пород Иоканыгского сегмента свидетельствуют о том, что наибольший вклад в построение этого блока внесли граниты заключительной стадии архейского магматизма с возрастом 2.7-2.8 млрд. лет. Этот этап гранитообразования и связанный с ним Кметасоматоз полностью переработали существующую более древнюю кору, возможными остаточными продуктами которой являются многочисленные ксенолиты амфиболитов среди гранитоидов. U-Pb возраст циркона из амфиболитов 2739 ± 7 млн. лет (рис. 2.40) фиксирует время наложенного метаморфизма амфиболитовой фации. Интрузии диоритов с возрастом 2717 ± 7 млн. лет, вероятно, приурочены к поздним тектоническим зонам, на границах которых происходило их внедрение.



			minosep	ского дог	Nellob					
Образец	Порода	Tzr	Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	ε _{Nd} (T)	T(DM)		
Мурманский домен										
ИОК- 320б	Плагио гранит	2750	3.548	32.493	0.066001	0.510261 ±19	-0.17	2868		
ИОК- 105-03	Bt- гнейс	2725	4.942	26.844	0.111303	0.510989 ±16	-2.27	3068		
ИОК- 317-03	Диорит	2720	1.716	9.910	0.104661	0.510997 ±9	0.14	2862		
ИОК- 308-03	Амфи- болит	2740	4.559	22.594	0.121969	0.511454 ±17	3.24	2638		
ИОК- 320-03	Плагио гранит	2750	1.343	12.574	0.064569	0.510236 ±9	-0.98	2866		
ИОК- 313-03	Плагио гранит	2770	1.756	11.531	0.092527	0.510710 ±13	-0.49	2936		
Сев-3	Эндер- бит	2780	7.775	38.893	0.120843	0.511323 ±22	1.47	2827		
Сев-4	Гранит	-	8.190	50.934	0.097206	0.510796 ± 27	_	2943		
Сев-20	Гнейс	2750	2.127	9.709	0.132441	0.511505 ±15	0.62	2895		
Сев- 20/1	Эндер- бит	2880*	7.553	36.111	0.126441	0.511447 ±10	2.07	2792		
Сев- 435/04	Габбро ид	2750*	8.358	40.688	0.124179	0.511362 ±16	0.75	2868		
Сев- 538/1	Амфи- болит	2720	9.564	43.411	0.133175	0.511486 ±16	-0.27	2961		
Сев- 541/1	»	2750*	6.144	30.064	0.123546	0.511348 ±16	0.7	2872		
Сев- 436/04	Габбро ид	2750*	3.747	15.030	0.150726	0.511872 ± 19	1.31	2850		
Сев- 395/04	Амфи- болит	2750*	5.601	35.647	0.094979	0.510801 ±9	0.14	2879		

Таблица 2.7. Sm-Nd данные для пород Мурманского и Ингозерского доменов

Сев- 1001/04	Плагио гранит	—	10.131	53.382	0.114730	0.511165 ± 20	_	2897
Сев- 388- 1/04	Диорит	2650	5.310	36.746	0.087359	0.510597 ±33	-2.58	2952
Сев- 540/6	»	2650*	20.239	118.680	0.103090	0.510970 ± 19	-0.65	2858
Сев- А435/04	Плагио гранит	_	4.295	27.886	0.093117	0.510701 ±9	_	1963
Сев-266	Амфи- болит	2750 [*]	18.725	76.510	0.147945	0.511748 ±19	-0.14	3027
Сев- 457А/04	Доле- рит	_	16.137	84.430	0.115542	0.511129 ±24	_	2981
Сев-373	Амфи- болит	2750*	4.638	27.459	0.102096	0.510970 ±18	0.92	2832
Сев- 540- 1/04	»	2750*	3.732	23.240	0.097065	0.510952 ± 10	2.36	2730
Сев-406	Доле- рит	_	3.494	18.322	0.115283	0.511154 ±10	_	2932
Сев- 374/04	Амфи- болит	2750	7.672	41.410	0.111999	0.511152 ± 8	0.97	2836
Сев- 424/04	Доле- рит	_	4.326	22.521	0.116125	0.511196 ±7	_	2890
Сев- 474/04	»	-	3.994	15.988	0.151006	0.511803 ±40	_	3044
			Инго	эзерский ;	цомен			
T18 K02a	Амфи- болит	2800*	2.098	14.008	0.090518	0.510726 ±29	0.98	2867
21 K02	Bt- гнейс	2800^{*}	1.492	8.468	0.106513	0.510972 ± 14	-0.02	2950
T20 K02	»	2800^{*}	1.509	8.502	0.107323	0.510900 ±11	-1.73	3081
1 K02A	»	2800^{*}	2.177	11.355	0.115892	0.511190 ±5	0.86	2893
2 K02	Bt-amf- гнейс	2800*	2.537	15.502	0.098926	0.510875 ±17	0.83	2881

Примечание: *- предполагаемый возраст

Основная часть Sm-Nd модельных значений возраста находится в интервале 2.8–3.0 млрд. лет. Этот интервал времени между полученными U–Pb возрастными данными и Sm–Nd модельными значениями характеризует незначительный промежуток времени нахождения протолитов пород в коре. Величина ε_{Nd} в исследованных образцах находится в пределах от 0.14 до – 0.49 и свидетельствует о несущественных добавках корового материала. В амфиболите значение ε_{Nd} = 3.24 предполагает мантийный источник протолита этих пород.



Рис. 2.41. Диаграмма с конкордией для эндербитов Канентъяврского массива

Териберский сегмент

Для изотопно-геохронологического изучения U–Pb методом по циркону была отобраны представительные пробы из Канентъяврского массива эндербитов.

Циркон в пробе эндербита представлен прозрачными дипирамидально-призматическими зернами розоватого цвета, ребра кристаллов сглажены, Ку = 2–3. В иммерсионной жидкости циркон однороден, зональность не просматривается (рис. 2.35).

Возраст по верхнему пересечению с конкордией четырех размерных фракций циркона составил 2772 ± 7 млн. лет (СКВО = 0.79), нижнее пересечение отвечает современным потерям свинца (рис. 2.41, табл. 2.36). Морфологические особенности циркона свидетельствуют скорее о магматической природе его образования, поэтому полученный возраст отражает время кристаллизации эндербитов. T(DM) = 2827 млн. лет. $\varepsilon_{Nd} = 1.47$

Глава 3

Сравнительный анализ вещественного состава архейских доменов северо-востока Балтийского щита

Методы исследования

В основе геохимического подхода к решению задач реконструкции лежит банк данных, содержащий информацию о химических составах горных пород метаморфических комплексов докембрия $D = \{D_j\}$ и образований фанерозоя $A = \{A_i\}$, совокупности которых используются в качестве эталонов обстановок формирования породных ассоциаций. Удобной математической моделью для представления химического состава комплекса горных пород, охарактеризованных п параметрами, является п-мерная случайная величина. Тогда химические составы совокупности разновозрастных структур A и D могут быть формально представлены совокупностями п-мерных случайных величин $X = \{X_i\} u Y = \{Y_j\}$. Для комплексов фанерозоя A известны некоторые характеристики обстановок их формирования $\{p_i\}$, причем значения каждой из них заданы в виде отношения частичного порядка на множестве A^*A . Аналогичным образом могут быть заданы возрастные характеристики.

Пусть $Z = \{Z_i\}$ – множество п-мерных случайных величин $Z = \{Z_i\}$ и на множестве Z^*Z задано отношение частичного порядка "<". Если с – п-мерный вектор единичной длины, то скалярное произведение (c,Z_i) является одномерной случайной величиной. Эту случайную величину можно охарактеризовать ее математическим ожиданием $M\{(c, Z_i)\}.$ Для сравнения математических ожиданий использовался ранговый статистический критерий Пури-Сена-Тамуры о равенстве средних. При этом необходимо произвести оценку средних (в качестве этой оценки выбирается медиана $Me\{(c,Z_i)\})$ и вычислить статистику Пури-Сена-Тамуры $\Lambda((c,Z_i),(c,Z_i))$. Статистическое моделирование характеристики, множество значений которой заданно отношением "<", заключается в поиске такого *n*-мерного вектора с единичной длины, для которого, при выбранном уровне значимости δ, выполняются условия:

 $Me\{(c,Z_i)\} < Me\{(c,Z_j)\}$ и $\Lambda((c,Z_i),(c,Z_j)) > \chi^2(\delta)$ (здесь $\chi^2(\delta)$ - значение квантили χ^2 – распределения для уровня значимости δ для всех пар $<Z_i, Z_j>$ таких, что $Z_i<Z_j$.

Выбор указанного статистического критерия определяется его устойчивостью относительно нарушения условия нормальности (и даже унимодальности) распределений случайных величин, а также относительно наличия в выборках аномальных наблюдений. Эти нарушения (и наличие аномальных наблюдений) характерны для реальных выборок.

Содержательно задача моделирования сводится к аппроксимации отношения частичного порядка линейной функции $P:Z \rightarrow R$, связанной с параметрами химического состава образований в виде $P(Z_i) = M\{(c, Z_i)\}$. Качество аппроксимации оценивается значением функционала:

 $J(P) = \bigcup_{U}^{U} \Lambda((c,Z_i),(c,Z_i)), \ c \partial e \ U = \{ \langle Z_i, Z_i \rangle | Z_i \langle Z_i \} \}.$

Вектор с, который будем называть фактором частичного порядка, характеризует общую направленность изменчивости химических составов относительно частичного порядка.

Задача распознавания протоприроды метаморфитов

Результатом процедуры распознавания первичной природы пород, слагающих эти комплексы, является их классификация по группам горных пород в рамках выбранной систематики. Решение этой задачи осуществлялось методом, который позволяет описать первичную природу метаморфитов в виде двух совокупностей выборок: выборками, состоящими только из однозначно классифицированных образцов, и выборками, расширенными за счет образцов отнесенных к нескольким группам одновременно.

Выборки этих совокупностей, соответствующие одноименным группам, сравниваются между собой по критерию Пури-Сена-Тамуры о равенстве средних. В случае, когда гипотеза о равенстве средних относительно одной из групп, для выбранного уровня значимости, отвергается необходимо осуществить два варианта реконструкции обстановок формирования протолитов изучаемых комплексов докембрия (отдельно для каждой совокупности) с последующим сопоставлением результатов, полученным по этим вариантам. В противном случае, результаты реконструкции по обоим вариантам совпадают.

Задача моделирования характеристик обстановок формирования комплексов фанерозоя

Для целей сопоставления разновозрастных комплексов по химизму слагающих их пород, относительно данной характеристики, необходимо обеспечить переход *n*-мерных случайных величин $\{X_i\}$ к некоторой линейной функции, связанной с этими величинами и обладающей некоторыми оптимальными свойствами. Такой переход может быть осуществлен путем аппроксимации введенного отношения частичного порядка линейной функцией *P*, которому соответствует фактор частичного порядка с, с максимальным значением функционала качества J(P). Для этого следует решить оптимизационную задачу *max J*(*P*) при ограничениях:

 $Me\{(c,X_i)\} < Me\{(c,X_j)\}$ и $\Lambda((c,X_i),(c,X_j)) > \chi^2(\delta)$ для всех пар < $X_i,X_j>$ таких, что $X_i< X_j$.

Тогда в качестве функционала выбирается такая линейная функция P, что выполняется условие $P(X_i) = M\{(c,X_i)\}$. Для поиска решения указанной задачи оптимизации может быть использован метод Нелдера–Мида (Nelder J.A., Mead R., 1964).

Задача моделирования характеристик отличий обстановок формирования фанерозойских комплексов

Для решения этой задачи каждая обстановка G_i из эталонного множества $\{G_i\}$ должна быть охарактеризована совокупностью объектов фанерозоя $A_i = \{A_{ik}\}$, сформировавшихся в соответствующих условиях. Химические составы породных ассоциаций $\{A_{ik}\}$ представлены в виде совокупности *n*-мерных случайных величин $X_i = \{X_{ik}\}$. Для целей построения системы характеристик отличий фанерозойских комплексов необходимо для каждой пары $\langle G_i, G_j \rangle$ построить систему дискриминантных функций, заданных на множестве случайных величин и обеспечивающую оптимальное разделение совокупностей X_i и X_j . Так как, для каждой пары $\langle G_i, G_j \rangle$ можно ввести отношение частичного порядка "<" ($X_{ik} \langle X_{jr}$, если $i \langle j \rangle$, то для каждой пары совокупностей случайных величин $\langle X_i, X_j \rangle$ строится линейная функция P_{ij} с максимальным значением качества аппроксимации $J(P_{ij})$. Если для выбранного уровня значимости такой показатель найден, то задача решена. В противном случае, необходимо одну из совокупностей, например X_{i} разбить на несколько, возможно пересекающихся, множеств $\{Z_{il}\}$. Основой для такого разбиения может служить информация алгоритма о случайных величинах наиболее "препятствующих" разделению на множества. Затем для каждой пары $\langle Z_{ib}X_j \rangle$ осуществляется поиск линейной функции, аппроксимирующей отношение частичного порядка P_{iil} .

Если и в этом случае окажется, что для некоторой $\langle Z_{il}, X_j \rangle$ невозможно построить линейную функцию с требуемым уровнем значимости, то следует произвести более дробное разбиение множества X_i и повторить попытку построения уже новой системы $\{P_{ijl}\}$. Процедура заканчивается либо построением $\{P_{ijl}\}$ (и соответственно $\{c_{ijl}\}$), либо выводом об отсутствии отличий по химизму между совокупностями A_i и A_j .

В случае, когда построенная система состоит из нескольких линейных функций, ее следует оптимизировать. Этот шаг определяется требованием выбора наиболее устойчивого, из всех возможных, описания отличий. Для оптимизации системы $\{P_{ijl}\}$ в работе разработан метод суть которого заключается в следующем.

Охарактеризуем построенную систему критерием качества $J_0 = min\{J(P_{ijl})\}$. Степень устойчивости описания предлагается характеризовать функционалом $J = min\{(c_{ijk}, c_{ijr})\}$, принимающего значения в промежутке [-1,1]. Такой выбор определяется представлением о максимальной устойчивости в случае линейной разделимости выпуклых оболочек множеств $\{M(X_{ik})\}$ и $\{M(X_{jk})\}$ и, следовательно, достаточности одной линейной функции для описания отличий рассматриваемых совокупностей.

Исходя из изложенного, выбор устойчивого описания может быть осуществлен в результате решения, для выбранного уровня значимости б, оптимизационной задачи *max J* при ограничениях:

a) $J_0 > \chi^2(\delta);$

б) $Me\{(c_{ijb}X_{ik})\} < Me\{(c_{ijb}X_{jr})\}$ и $\Lambda((c_{ijb}X_{ik}), (c_{ijb}X_{jr})) > \chi^2(\delta)$ для всех $< X_{ik}, X_{jr}, l >$ таких, что $X_{ik} < X_{jr}$ и X_{ik} из Z_{il} .

Для ее решения использовался метод Нелдера-Мида. Содержательно эта задача сводится к установлению характера отличий параметров химического состава комплексов фанерозоя, сформировавшихся в разных геодинамических обстановках.

Задача моделирования характеристик отличий докембрийских и фанерозойских комплексов

Пусть совокупность разновозрастных образований состоит из двух совокупностей – эталонных породных ассоциаций фанерозоя $A = \{A_i\}$ и метаморфических комплексов докембрия $D = \{D_j\}$. Их химические составы представлены совокупностями п-мерных случайных величин $X = \{X_i\}$ и $Y = \{Y_j\}$. Для выявления характера отличий химических составов докембрийских и фанерозойских образований предлагается метод построения минимальной (по количеству) системы линейных функций $\{P_l\}$, которая оптимально описывает эти отличия. Для этого на множестве X*Y вводится отношение частичного порядка: $X_i < Y_j$ для всех *i,j*. Затем методом, описанным для решения задачи моделирования характеристик отличий обстановок формирования, производится построение системы линейных функций $\{P_l\}$ (и соответственно факторов $\{f_l\}$). Аналогичным образом производится и оптимизация построенной системы. На рисунке рис. 3.1 приведен результат такого моделирования.

Задача учета особенностей химических составов комплексов докембрия при реконструкции обстановок формирования их протолитов

Особенности химических составов пород для комплексов докембрия $\{M(Y_i)\}$ относительно фанерозоя $\{M(X_k)\}$ определяются системой $\{f_i\}$ факторов частичного порядка X < Y, полученной при моделировании характеристик отличий по химическому составу фанерозойских и докембрийских образований. Для учета этих особенностей в работе предлагается процедура многовариантной (каждому фактору f_i соответствует вариант V_i) реконструкции.

В основе способа реконструкции по каждому варианту V_i лежит разработанный автором метод, позволяющий получать оценки, характеристик обстановок формирования протолитов докембрийских комплексов, которые не зависят от возможных смещений $\{M(X_k)\}$ и $\{M(Y_l)\}$ относительно фактора отличий f_i .

Такая независимость достигается в результате снижения размерности признакового пространства в результате перехода от исследования п-мерных случайных величин к (n-1)-мерным путем проектирования реализаций $\{X_k\}$ и $\{Y_l\}$ на гиперплоскость ортогональную f_i с последующим моделированием изучаемых характеристик в пространстве меньшей размерности.



Рис. 3.1. Положение медианных значений составов основных пород различных объектов фанерозоя (зеленые точки) и докембрия (красные точки) на диаграмме Fx – Fy, где:

0.75K₂O

Необходимость моделирования характеристик в новом признаковом пространстве определяется возможным отсутствием, для выбранного уровня значимости, аппроксимации в этом пространстве какой-либо характеристики линейными функциями. Для оценки соответствия обстановок формирования протолитов докембрийских комплексов эталонам фанерозоя в работе введена мера сходства, которая определяется как независимая, от выявленных отличий образований фанерозоя и докембрия, функция параметров химического состава.

Процедура многовариантной реконструкции завершается сопоставлением результатов, полученным для каждого из вариан-

тов. Степень их соответствия определяет уровень достоверности результатов реконструкции.

Задача оценки степени «сходства-отличия» объектов охарактеризованных неоднородными выборками

Как правило, эти химические составы пород геологических объектов представлены неоднородными выборками (полимодальное распределение составов, наличие аномальных значений и т.п.), поэтому использование методов прямого их сопоставления на основе известных статистических критериев представляется некорректным. Кроме того, сравниваемые объекты часто представлены несколько различающимися по набору разновидностей пород ассоциациями.

В такой ситуации сначала необходимо провести сравнение для каждой породной разновидности, входящей в состав обеих ассоциаций, и только затем будет возможным получить оценку степени соответствия этих ассоциаций "в целом". При этом вывод о степени соответствия образований должен осуществляться с учетом как степени соответствия спектров породных разновидностей в ассоциациях, так и статистических оценок соответствия составов однотипных пород.

Ввиду того, что проблема выбора меры близости (отличия) составов породных ассоциаций является одним из ключевых моментов при выборе похожих объектов, остановимся на этом вопросе более подробно. Для этого рассмотрим, к примеру, две условные ассоциации горных пород – *А* и *В*. Первая представлена выборкой составов пород, слагающих эту ассоциацию, $X = \{x_i\},\$ где x_i – *n*-мерный вектор состава соответствующей пробы, а n число измеренных параметров состава. Аналогично, вторая представлена выборкой $Y = \{y_i\}$. Таким образом, каждая из породных разновидностей ассоциации Α представлена соответствующей выборкой (к-ой разновидности соответствует выборка X_k). При этом выполнено соотношение $X = \bigcup X_k$ (для ассоциации В соответственно имеет место соотношение $Y = \bigcup Y_l$).

Для целей сравнения однотипных породных разновидностей (в рамках выбранной классификации) из ассоциаций A и B, представленных выборками X_k и Y_l , введем меру их близости (отличия). А именно, будем говорить об их полном соответствии $(X_k \equiv Y_l)$, если многомерные средние этих выборок отличаются статистически незначимо при выбранном уровне значимости α (обычно выбирается $\alpha = 0.05$ или $\alpha = 0.01$). При сравнении средних можно использовать непараметрический критерий Пури-Сена-Тамуры. В случае, когда нет полного соответствия между X_k и Y_l , для оценки степени отличия составов можно воспользоваться значением статистики Пури-Сена-Тамуры $\Lambda(X_k, Y_l)$, а именно: чем больше значение этой статистики, тем выше степень отличия составов.

Если сравниваемые ассоциации A и B представлены одним и тем же набором породных разновидностей, то в качестве меры их близости (отличия) может быть выбрана следующая величина: $\rho(A,B) = E\{r(x_{ki},co(Y_k))\}$, где $r(x_{ki},co(Y_k))$ обычное евклидово расстояние от состава пробы x_{ki} из k-ой породной разновидности ассоциации A до выпуклой оболочки $co(Y_k)$ выборки составов k-ой разновидности ассоциации $B, E\{.\}$ - среднее этих расстояний для всех проб породной ассоциации A. Следует отметить, что обычно $\rho(A,B) \neq \rho(B,A)$.

При сравнении некоторой эталонной ассоциации A с некоторой совокупностью ассоциаций $\{B_1,...,B_m\}$ ассоциация B_j будет наиболее близка к A, по сравнению с другими, если при выбранном уровне значимости выполняются статистические гипотезы: $\rho(A,B_j) < \rho(A,B_k)$ для всех $k \neq j$. Причем для проверки гипотезы $\rho(A,B_j) < \rho(A,B_k)$ предлагается использовать упомянутый выше критерий Пури-Сена-Тамуры.

При сравнении ассоциаций пород, подвергнувшихся метаморфизму, использование этой меры связано с рядом ограничений. Во-первых, в ходе метаморфических преобразований в породах могут существенно меняться содержания некоторых компонентов. Во-вторых, использование указанной меры предполагает, что все породы исследуемых ассоциаций надежно классифицированы относительно их первичной природы по породным разновидностям. Поэтому сначала необходимо осуществить пересчет химических составов пород, слагающих изучаемые ассоциации, исключив влияние компонент состава, наименее устойчивых в процессах метаморфизма.

Это можно сделать следующим образом: выбрав устойчивые компоненты состава, пересчитать их на 100%, исключив из



Рис. 3.2. Генерализованная карта Гренландии, северо-востока Канады и Балтийского щита для образований древнее 1.2 млрд. лет, по Д. Бриджуотеру и др. (Bridgwater et al., 1992,).

Вертикальная штриховка – архейские кратоны; точки – архейские гнейсы, переработанные в мобильных поясах, область без крапа – молодые подвижные пояса.

Цифры в кружках: названия комплексов: 1 – Лапландско-Кольский мобильный пояс, 2 – Мурманский домен, 3 – Карельский кратон, 4 – мобильный пояс Nagssugtoqidian, 5 – Северо-Атлантический кратон, 6 – подвижный пояс Makkovikian-Ketilidian, 7 – каледониды.

Точками с цифрами обозначены сравниваемые образования: 1 – Мурманский домен; 2 – Западная Гренландия и Восточный Лабрадор; 3 – 7 – блоковые структуры Карельского кратона: 3 – Вокнаволокская; 4 – Тулосская; 5 – Водлозерская; 6 – Северная Финляндия; 7 – Таваярвинская; 8 – Центральное Беломорье; 9 – Терский домен; 10 – Западное Беломорье; 11 – Аллареченская структура; 12 – Нотозерский домен; 13 – Приимандровская структура; 14 – Центрально-Кольский сегмент Кольско-Норвежского домена; 15 – Кейвский домен; 16 – Ингозерская структура

рассмотрения остальные. После этого, сравнение ассоциаций A и B предлагается проводить по схеме, приведенной ниже. Одна из выборок составов, например Y (ассоциация B), подвергается кластеризации (разделению на некоторое заранее неизвестное число статистически однородных непересекающихся групп): $Y = \{Y_i\}$. Алгоритм такого рода кластеризации известен [2]. Затем вычисляется мера сходства между A и B: $\rho(A, B) = E\{\min r(x_i, co(Y_k))\}$. Здесь

 $r(x_i, co(Y_k))$ – обычное евклидово расстояние от состава пробы x_i 164 из ассоциации A, охарактеризованной выборкой X, до выпуклой оболочки кластера представленного выборкой Y_k , а $E\{.\}$ - оценка среднего этих расстояний для всех проб породной ассоциации A. В качестве этой оценки можно выбрать медиану.

Отметим, что соотношение $\rho(A,B) = \rho(B,A)$ чаще всего не выполняется. Поэтому наиболее надежный результат при сравнении эталонной ассоциации A с некоторой совокупностью ассоциаций { $B_1,...,B_m$ } будет получен в следующем случае: ассоциация B_j наиболее близка к A, по сравнению с другими, если $\rho(A,B_i) < \rho(A,B_j)$, $\rho(B_{i,A}) < \rho(B_{j,A})$ для любого $I \neq j$ и эти соотношения статистически значимы при выбранном уровне значимости.

Если сравниваемые объекты представлены несколько различающимися по набору разновидностей пород ассоциациями, то для оценки степени отличий породных ассоциаций необходимо предварительно выполнить определенные действия. В частности, необходимо провести процедуру реконструкции пород по их первичной природе.

Породы сравниваемых ассоциаций классифицируются по группам (породным разновидностям). Затем формируются выборки составов пород из разновидностей присутствующих одновременно во всех сравниваемых ассоциациях. И уже для построенных таким образом выборок проводится оценка их соответствия вышеуказанным способом.

Обсуждение результатов

В настоящей главе предпринята попытка сопоставления вещественного состава архейских доменов, детально описанных в главе 2. Кроме того, в ограниченном масштабе проведены более широкие сопоставления с породными ассоциациями Карелии, Канады, Гренландии, нацеленные в первую очередь на проведение корреляции образований Мурманского домена, как наименее изученного среди архейских образований Кольского региона, с древнейшими породными ассоциациями смежных территорий.

Анализ работ, посвященных корреляции изученных образований Мурманского домена с архейскими комплексами соседних регионов, указывает на возможность их сопоставления с метаморфитами, описанными в главе 2, а также с породными ассоциациями Северной Карелии, Канады и Гренландии (Сорохтин, Ушаков, 2002; Хаин, 2003; Минц и др., 1996, Bridgwater et.al., 1992; Gorbatschev, Bogdanova, 1993). Всего для целей подобного сопоставления в настоящей работе было использовано 4800 полных силикатных анализов, том числе по Канаде и Гренландии – 108, по Северной Карелии – 358, по Беломорью – 927 и по Кольскому полуострову – 3405 (рис. 3.2).



Рис. 3.3. Степень сходства метаморфитов Мурманского домена и архейских комплексов Северо-Атлантического кратона и Балтийского щита.

Чем меньше значение коэффициента отличия (значения по вертикали), тем больше сходство сравниваемых объектов. Цифры соответствуют номерам блоковых структур на рис. 3.2.

Условные обозначения: А, В – типичные гранит-зеленокаменные области (А – палеоархей, В – неоархей), С – области промежуточного типа, D – типичные гранулит-гнейсовые области. Е – Ингозерская структура.

Проведенный сравнительный анализ полученных результатов отражен на рис. 3.3 График распределения коэффициента отличия указывает на петрогеохимическое родство структурновещественных комплексов Мурманского домена (точка 1) с характерными породами гранит-зеленокаменных областей (ГЗО) Канады, Гренландии и Балтийского щита (точки 2 – 6). При этом на графике хорошо видно резкое отличие ГЗО и Мурманского домена от образований типичных гранулит-гнейсовых областей (ГГО), к которым относятся Нотозерский домен, Приимандровская структура, Центрально-Кольский сегмент Кольско-Норвежского домена и Кейвский домен (точки 11 – 15). Обращает на себя внимание сходство вещественного состава породных комплексов Мурманского домена в выбранном пространстве эталонов с палеоархейскими образованиями Северо-Атлантического кратона, что позволяет более оптимистично смотреть на возможность определения его более древнего возраста. Отчетливо просматривается также сходство с метаморфитами Ингозерской структуры (точка 16).



Рис. 3.4. Положение палеоархейских комлексов Карелии, Гренландии и Канады относительно породных ассоциаций Мурманского домена и известково-щелочных и субщелочных базальтов фанерозоя на тренде Fg= 0.004SiO₂−0.58TiO₂−0.05Al₂O₃+0.546∑FeO−0.248MnO−0.05MgO− 0.282CaO+0.368Na₂O+0.291K₂O.

И-Щ, СЩ – известково-щелочные и субщелочные базальты фанерозоя соответственно.

В случае принятия гипотезы о раннеархейском возрасте пород Мурманского домена важным представляется вопрос об их сравнении с палеоархейскими образованиями Северо-Атлантического кратона. При их максимальном сходстве, как это было показано выше, устанавливается ряд значимых отличий состава комплексов Мурманского домена от древнейших породных ассоциаций как Карелии, так Канады и Гренландии. Характер этих отличий описывается линейной функцией параметров химического состава (трендом) Fg = 0.004SiO₂-0.58TiO₂- $0.05Al_2O_3 + 0.546\Sigma$ FeO-0.248MnO-0.05MgO-0.282CaO+0.368- $Na_2O+0.291K_2O$, то есть совокупным ростом в направлении к Мурманскому домену Σ FeO, Na_2O и K_2O . Такое отличие хорошо объяснимо, если принять предположение о более глубинном генезисе его породных ассоциаций. Действительно, данный тренд хорошо описывает, к примеру, изученные по литературным данным (всего 1099 полных силикатных анализов) различия разноглубинных, согласно модели О.А. Богатикова и А.А. Цветкова (1988), фанерозойских магматитов основного состава (рис. 3.4).

Вся совокупность геолого-петрогеохимических данных позволяет рассматривать Мурманский домен в качестве фрагмента раннеархейской глубоко эродированной ГЗО, сохранившего в своем основании лишь тоналит-трондьемит-гнейсовый фундамент, насыщенный включениями супракрустальных пород. Этим может быть объяснено и отличие структурно-вещественных парагенезисов Мурманского домена от характерных ансамблей типичных гранит-зеленокаменных областей. Действительно, по данным М.В. Минца с соавторами (1996), зеленокаменные пояса Карельской ГЗО выклиниваются на глубине 3-5 км от поверхности, далее, по сейсмическим данным, прослеживаясь фрагментарно. Этот факт очень важен и указывает на то, что при достаточно интенсивных процессах орогении, проявившихся в Кольском регионе в позднем архее, некоторые ГЗО могли иметь аллохтонное залегание и подвергнутся интенсивной эрозии. К таким областям, повидимому, может быть отнесен и Мурманский домен, который был надвинут на Кольско-Норвежский и Кейвский домены по Титовско-Кейвскому надвигу (Шарков и др., 2000), что могло привести к выведению на поверхность более глубинных частей земной коры, нежели, например, в Карельской ГЗО, лишенных отчетливо проявленных признаков зеленокаменных структур. Если наше предположение верно, то настоящие исследования дают уникальную возможность сравнения породных ассоциации типичных ГЗО с их более глубинным аналогом, каковым является Мурманский домен.

Сопоставление вещественного состава наиболее древних, согласно геохронологическим данным, породных ассоциаций Карелии, Гренландии и Канады с относительно более молодыми архейскими комплексами Балтийского щита позволяет говорить о наличии «возрастного» тренда изменчивости химического состава пород, который описывается линейной функцией параметров химического состава F=0.027SiO₂–0.413TiO₂–0.499Al₂O₃+0.393- Σ FeO+0.1MnO+0.574MgO+0.188CaO–0.037Na₂O–0.243K₂O (здесь и далее Σ FeO – суммарное железо в форме FeO, окислы приведены к 100%). Положение породных ассоциаций Мурманского домена на данном тренде, приближенное к наиболее древним комплексам, не противоречит выводу о раннеархейском времени формирования их протолитов (рис. 3.5,а).

2 3 16	15 7	12 14	9611 •••	13	4	10 8
-4	-3	-2	-1	0	1	F
	T				B	
Ĩ	1	1	Ī		1	
3	4	5	6	7	8	F

Рис. 3.5. Положение палеоархейских комплексов Карелии, Гренландии и Канады относительно архейских комплексов северо-востока

Балтийского щита: (a) и породных ассоциаций Мурманского домена (b), соответственно, на тренде F= $0.027 SiO_2$ - $0.413 TiO_2$ - $0.499 Al_2O_3$ +0.393-

 Σ FeO+0.1MnO+0.574MgO+0.188CaO-0.037Na₂O-0.243K₂O.

1 – 16 на рисунке – комплексы архея (цифры соответствуют номерам блоковых структур на рис.3.2.; Т – толеиты, В – бониниты.

Отметим также, что данный тренд указывает на закономерное увеличение от древних комплексов к более молодым совокупного влияния Mg, Fe, Ca, Mn и Si с соответствующим снижением совокупного влияния Ti, Al, Na, K. Это представляется важным в связи с известными закономерностями (Добрецов и др., 1986; Попов,1988, и др.) возрастания концентрации Mg, Si, отчасти Ca и Fe и понижении содержании Ti и щелочей, в первую очередь К, при смене в фанерозойских вулканических сериях толеитовых ассоциаций бонинитовыми. To есть приведенная выше «временная» функция одновременно удовлетворительно описывает отличия составов бонинитовой ассоциации от островодужных толеитовых вулканитов фанерозоя. Этот вывод хорошо иллюстрируется положением названных фанерозойских образований на данном тренде (рис. 3.5,6).

Для целей такого сопоставления были использованы выбранные из различных источников литературные данные о составе 99 бонинитов и 43 толеитов, встречающихся совместно в островодужных ассоциациях. Напомним, что бониниты, характерные породы геологических систем островных дуг, преимущественно юных – Идзу-Бонинской, Марианской, Тонга-Кермадекской и других (Геология дна, 1980; Татарин и др., 1987; Симонов и др., 1994), считаются высокомагнезиальной разновидностью известково-щелочных вулканитов (Добрецов и др., 1986; Шарков и др., 1997), достаточно типичных для офиолитовых разрезов (Добрецов и др., 1997) как фанерозоя, так и докембрия и пространственно тесно сопряжена с ними.

Объекты сопоставления	В перекрытия полей, куда попадают нераспознанные разновидности	% метамаг матитов	Состав преоб- ладающих типов мета- магматитов	Преобладающие типы метаоса- дочных пород
Мурманский домен	В/тф*	75,7	Кислые и средние	ГВ СГВ
Ингозерская структура Центроти не	В/тф	73,4	Кислые	ГВ СГВ
Центрально- Кольский сегмент	В/тф В/ОС	47,2	Основные	ГВ ТУФ
Кейвский домен	В/тф В/ОС	43,5	»	АРК СГВ ГЛ
Беломорский ПП	В/тф В/ОС	68,8	»	ΤΥΦ ΓΒ

Таблица 3.1. Сопоставление некоторых особенностей состава протолитов раннеархейских и нижнелопийских комплексов Кольского региона

*) В/тф – вулканиты и туффиты, В/ОС – вулканиты и осадочные породы, АРК – аркозы, СГВ – субграувакки, ГВ – граувакки, ТУФ – туффиты, ГЛ – глины

Добавим к этому, что метавулканиты, по своим характеристикам близкие известково-щелочным сериям, известны как в Карельской ГЗО области, где они имеют возраст 3.3 млрд. лет (Лобач-Жученко и др., 1991), так и на Кольском полуострове, где их возраст составляет 2.9 млрд. лет (Митрофанов и др., 2002). Более того, в Северной Карелии А.А. Щипанским с соавторами (1999) описаны архейские бониниты с возрастом 2.80-2.81 млрд. лет.

Сходные, «бонинитоподобные», серии формировались и на более поздних этапах развития Гренландии и Балтийской провинции, в палеопротерозое, причем для северо-востока Балтийского щита их развитие завершалось образованием расслоенных платиноносных интрузивов (Шарков и др., 1997, 2000).

Объекты		Дуги		Континен	cov	Теонны	
сопоставления	Юные	Развитые	Зрелые	тальные рифты	COX	гранны	
Мурманский домен	3.43	3.71	3.21	2.94	3.13	2.37	
Ингозерская структура	3.10	3.54	3.06	1.73	1.95	1.76	
Центрально- Кольский сегмент	4.68	7.06	4.89	5.28	6.10	3.38	
Кейвский домен	3.72	4.34	3.74	3.90	4.03	3.36	
Беломорский ПП	3.68	4.34	3.75	3.88	3.72	3.0	

Таблица 3.2. Сопоставление возможного геодинамического режима формирования протолитов основных пород древнейших комплексов Кольского региона.

Примечание: жирным выделены минимальные или близкие к минимальным значения коэффициента близости



Рис. 3.6. Сравнение распространенности первичных разновидностей пород в различных архейских структурах Кольского региона

I – Мурманский домен, II – Ингозерская структура, III – Беломорский подвижный пояс, IV – Кольско-Норвежский домен, V – Кейвский домен. Это представляется важным, поскольку аналогичная генетическая связь бонинитовых магм с хромитовыми и платиноносными прослоями отмечалась для расслоенных массивов и других регионов, к примеру, для Бушвельдского массива (Sharpe, Hulbert, 1985; Hatton, Sharpe, 1989).

Таким образом, фиксируется устойчивое различия вещественного состава ранне – и позднеархейских породных ассоциаций, сходное с трендом отличия бонинитовых вулканических серий от островодужных толеитов фанерозоя. Можно предполагать, что данная петрогеохимическая «временная» тенденция отражает начальную стадию эволюции вещественного состава метамагматитов изученной территории от ранних, толеитовых ассоциаций к более поздним, палеопротерозойским «бонинитоподобным», образованиям. Если это предположение верно, можно говорить о том, что предпосылки такого формирования создавались еще в архее, что подчеркивает правомерность вывода о длительности геологических процессов в раннем докембрии (Балашов и др., 1995; Митрофанов, 2001).



Рис. 3.7. Сравнение распространенности первичных типов пород в различных архейских структурах Кольского региона

I – Мурманский домен, II – Ингозерская структура, III – Беломорский подвижный пояс, IV – Кольско-Норвежский домен, V – Кейвский домен.

Максимальное сходство метаморфитов Мурманского домена и Ингозерской структуры, как бы «просвечивающей» сквозь породы Беломорского домена и сложенной, по представлениям большинства исследователей, древнейшими для региона образованиями, что отражено в легенде многих геологических карт Кольского полуострова, при такой трактовке геологических событий вполне объяснимо.

Если наши предположения верны, Мурманский домен является архейской глубоко эродированной гранит-зеленокаменной областью, сохранившей в своем основании лишь тоналиттрондьемит-гнейсовый фундамент, насыщенный включениями супракрустальных пород. Протолиты пород Беломорского подвижного пояса, Кольско-Норвежского и Кейвского доменов можно рассматривать как вновь образованные геоструктурные элементы земной коры, сформированный в результате коллизионного взаимодействия Карельской и Мурманской гранит-зеленокаменных областей.



Рис. 3.8. Сравнение вещественного состава различных архейских структур Кольского региона.

Цифры у линий – коэффициенты близости соответствующих объектов. Чем меньше значение коэффициента отличия, тем больше сходство сравниваемых объектов По особенностям вещественного состава исследованные в настоящей работе архейские комплексы могут быть разделены на две группы первая из которых представлена породами Мурманского домена и Ингозерской структуры, а вторая - метаморфитами Беломорского подвижного пояса, Кольско-Норвежского³ и Кейвского доменов (табл. 3.1, 3.2).

Отметим, что внутри второй группы также намечаются отличия между породными ассоциациями Беломорского домена, с одной стороны, и Кольско-Норвежского и Кейвского доменов, с другой. При этом метаморфиты Беломорского подвижного пояса по многим параметрам ближе к породам первой группы (рис. 3.6, 3.7, 3.8), хотя между ними есть и ряд существенных отличий (рис. 3.9, 3.10).

Расчет меры близости архейских объектов (Ингозерская структура ввиду малого количества анализов в выборке из этого сопоставления была исключена) показывает, что в центральной части Кольского региона выделяется полоса, сложенная метаморфитами Центрально-Кольского сегмента Кольско-Норвежского и Кейвского доменов, отчетливо отличающимися как от Беломорских образований, так и от пород Мурманского домена (рис. 3.8).

При сравнении породных ассоциаций в общих чертах достаточно отчетливо просматривается подобие Кольско-Норвежского и Кейвского доменов (рис. 3.11). При этом более детальное сопоставление позволяет сделать вывод об их различии и отчетливо выраженном своеобразии пород Кейвского домена (рис. 3.10, 3.12, табл. 3.1). Данные о возможной первичной природе протолитов кейвских образований позволяют говорить об их большей близости к комплексам, более свойственным платформенным областям.

Далее приведены результаты сравнения вещественного состава метаморфитов в пределах двух названных выше групп. Напомним, что, согласно авторской трактовке, для исследованных в настоящей работе архейских комплексов первой группы (Мурманский домен и Ингозерская структура) принимается раннеархейское время формирования протолитов, в то время как

³ Использовались данные по Центрально-Кольскому сегменту, как составляющего подавляющее большинство территории Российской части Кольско-Новежского домена

породные ассоциации второй группы (Беломорский, Кольско-Норвежский и Кейвский домены) могут быть отнесены к более молодым, возможно, нижнелопийским комплексам. Геохронологические данные не противоречат такому предположению (табл.3.3).



Рис. 3.9. Сопоставление распространенности первичных разновидностей пород в пределах Мурманского домена, Ингозерской структуры и Беломорского подвижного пояса.

I – метабазиты, II – породы среднего и кислого состава, III – сернизтые метаосадочные породы, IV – метатуффиты, V – метапелиты.

Исследование латеральной изменчивости состава пород Мурманского домена позволяет говорить о наличии устойчивых петрогеохимических отличий его восточной, центральной и западной частей. Характер этих отличий описывается линейными функциями параметров химического состава F_1 или F_2 (в данном случае задача не имеет единственного решения), приведенными в табл. 3.4. В полосе пород, представленной образованиями Кольско-Норвежского и Кейвского доменов, также устанавливаются аналогичные отличия, что, в случае принятия предложенной последовательности формирования комплексов, может являться отражением унаследования более молодыми породными ассоциациями черт пород основания. Оба тренда, за исключением поведения TiO₂, подобны по направленности трендов изменения содержания элементов описанному ранее «глубинному» тренду Fg (табл. 3.4).

Такое сходство может быть объяснено, если предположить, что восточная часть Кольского региона уже на самых ранних этапах его развития обладала более мощной и зрелой корой, что и определили наличие в ее пределах более глубинных магматических





Поля I–IV соотетствуют тектоническим обстановкам: I – океанической островной дуги; II – континентальной островной дуги; III – активной континентальной окраины; IV – пассивной окраины. Красный квадрат – Кейвский домен; зеленый ромб – Мурманский домен; Красный ромб – Ингозерская структура; зеленый треугольник – Центрально-Кольский сегмент Кольско-Норвежского домена; синий кружок – Беломорский подвижный пояс.

источников и продуктов их переработки. В пользу такого предположения свидетельствует и более «платформенный» характер первичных породных ассоциаций Кейвского домена. Данная региональная тенденция нарастания «глубинности» формирования породных ассоциаций с запада на восток является продолжением описанной выше более крупномасштабной зональности от Гренландии и Карелии к Мурманскому домену (Fg).



Рис.3.11. Сопоставление Кольско-Норвежского и Кейвского доменов

I – метавулканиты, II – породы первично-осадочного и вулканогенно-осадочного генезиса, III – нераспознанные.

Исследование изменчивости состава пород древнейших образований вкрест простирания пород, с юга – юго-запада на север – северо-восток, от Ингозерской структуры к Мурманскому домену, показывает наличие тренда, описанного линейными функциями параметров химического состава F_1 или F_2 (в данном случае задача также не имеет единственного решения), приведенными в табл. 3.5. В предположительно более молодых архейских образованиях, от Беломорского к Кольско-Норвежскому домену, также как и в предыдущем случае, устанавливаются аналогичные отличия. Данный тренд в общих чертах противопо-

	архенск	их пор	одвисс	ледован	ных стру	ктурах	_	
Мурманский	U-Pb			0000	0			
домен			A A	A .				1 1
Кольско-	U-Pb		0 00 00 0 0		000 C			
норвежскии домен						11		
Кейвский домен	U-Pb		0 000	0				
		Å	1	11	41	A		
Беломорский домен	U-Pb	0	0 0 000	800 000	. 00	0	•	
				IN .		Å		
Ингозерская структура	U-Pb							
	T Nd					Å	1 1 1 4	
0-	U-Рb воз	26 раст ци	00 270 1ркона	00 280	0 290	0 3	000 3100	32

ложен по направленности изменения содержания отдельных элементов описанному ранее «временному» тренду F (табл. 3.5).

Таблица 3.3. Распределение Sm-Nd модельных и U-Pb (по цирконам) возрастов

I — Sm-Nd модельный возраст (одностадийная модель)

I – Sm-Nd модельный возраст (двустадийная модель)

Таблица 3.4. Сравнение вариантов «латерального» тренда (F1 и F2) и тренда «глубинности» в древнейших комплексах Кольского региона.

Окислы	F ₁	F ₂	Fg
TiO ₂	+0.28	-0.29	-0.58
Fe	+0.04	+0.25	+0.55
MnO	-0.46	<u>+0.04</u>	-0.25
CaO	+0.07	-0.58	-0.28
Na_2O	+0.47	+0.29	+0.37
K_2O	+0.42	<u>+0.01</u>	+0.29

Жирным шрифтом выделены совпадения, подчеркнуты значения, которые ввиду малой величины не учитывались при сопоставлениях.

Это хорошо объяснимо в рамках гипотезы, которой придерживаются и авторы настоящей работы (Козлов и др., 1999), согласно которой южная – юго-западная часть породных ассоциаций региона, начиная уже с раннего архея, последовательно наращивала более древнее, расположенное на севере – северо-востоке ядро, являясь по отношению слагающим его комплексам более молодыми.



Рис. 3.12 Положение точек медианных составов песчано-алевритовых метаосадочных пород архейских комплексов Кольского региона на диаграмме Дж.Б. Мейнарда с соавторами (Maynard et al., 1982).

Буквенные обозначения на рисунке: бассейны магматических дуг: FA-преддуговые, BA– задуговые; внутриокеанические активные обстановки: SS- сопряженные со сдвиговыми дислокациями, CA- окраинноконтинентальные дуги; пассивные обстановки: TE- интраконтинентальные, интракратонные рифты и авлакогены

Данные о вещественном составе метаморфитов архейских доменов Кольского региона в сочетании с геологическими материалами, а также информацией об эволюции архейских структур Карелии (Лобач-Жученко и др., 2000) позволяет предложить для структур северо-востока Балтийского щита следующую последовательность формирования:

Древнейший этап – древнее 3100 млн. лет – формирование на северо-востоке Балтийского шита древнейших ядер (микроплит). сложенных коровым веществом, гетерогенным по составу, представленных преимущественно ультрабазитами, базитами, в меньшей степени средними и кислыми разновидностями пород в пределах двух смежных площадей - одного на территории, ныне сложенной метаморфитами Карельского кратона, другого – в Кольском регионе. Кора в пределах последнего имела варьирующую мощность, максимальную на северо-востоке, в районе Мурманского домена (а в его пределах – на востоке структуры). Карельская древнейшая микроплита обладала в целом несколько меньшей мощностью. Наращивание обеих микроплит в архейское время шло в направлении с юго- запада на северо-восток (в Карелии – это породы Вокнаволокского и Ондомозерского блоков, на Кольском полуострове – образование Ингозерской структуры, хотя более вероятным представляется, что Ингозерская структура является реликтом обособленного домена, близкого по времени формирования к Мурманскому, но обладавшего несколько меньшей мощностью коры). Микроплиты были разделены, вероятно, океанической корой.

Окислы	F ₁	F ₂	F
TiO ₂	+0.23	+0.34	-0.41
Al_2O_3	-0.19	+0.11	-0.50
Fe	-0.46	-0.12	+0.39
MnO	+0.46	-0.79	+0.1
MgO	-0.10	+0.12	+0.57
CaO	-0.20	-0.02	+0.19
K_2O	+0.51	+0.45	-0.24

Таблица 3.5. Сравнение вариантов тренда (F₁ и F₂) изменения состава пород древнейших комплексов Кольского региона вкрест простирания с «временным» трендом F.

Жирным шрифтом выделены значения, имеющие знак, противоположный «временному» фактору, подчеркнуты значения, которые ввиду малой величины не учитывались при сопоставлениях

Лопийский этап – 3100 – 2500 млн. лет характеризуется сближением микроплит, их столкновением и формированием целого ряда зеленокаменных поясов, маркирующих зоны сочленения. К такого рода поясам можно отнести, например пояс Танаэлв и Урагубско-Колмозеро-Вороньинский.

....
Глава 4 Выявление неоднородностей коры архейских доменов по комплексу геолого-геофизических данных

Изучение неоднородностей доменов коры на всю мощность ее развития предполагает, что данные о глубинном строении были получены с помощью некоторого комплекса геофизических методов, а итоговые модели такого строения приводятся по результатам интерпретации этих материалов. Однако при такой постановке вопроса в неявной форме присутствует некоторая исходная геологическая концепция, которая всегда используется для формирования первичной интерпретационной модели геофизического строения территории. В силу этого обстоятельства сопоставительный и объективный анализ данных может быть выполнен только для самих аномальных геофизических полей, а также для набора геолого-геофизических и петрофизических признаков по объективно установленным породным комплексам региона исследований. Именно с этих позиций в данной главе и рассматриваются результаты выявления сходства и различия в строении архейских доменов коры Кольского региона. Некоторое здесь представляют сейсмические материалы, исключение которые трудно сопоставлять в виде первичных годографов или сейсмических монтажей, поэтому эти данные фигурировали в анализе строения доменов коры в виде интерпретационных построений. Следует отметить, что выявление особенностей строения отдельных доменов коры тесно связано с установлением типичных неоднородностей внутреннего строения самих этих доменов и слагающих их комплексов пород. Поэтому, помимо общего анализа региональных геолого-геофизических данных, в главе достаточно подробно рассматриваются необходимые материалы по петрофизической типизации отдельных, наиболее представительных и ярко выраженных в аномальных геофизических полях, типов пород архейских доменов Кольского региона.

4.1. Анализ региональных геолого-геофизических данных

Одной из задач исследования неоднородностей архейского фундамента Кольского региона являлось его изучение по комплексу геолого-геофизических признаков. Такого рода исследования, основанные на сведениях о поверхностных физических свойствах пород, наблюденных поверхностных геофизических полях и сейсмических данных о глубинном строении коры, позволяют ответить на вопрос о степени схожести или различия отдельных доменов архейской коры по выделенному набору геофизических признаков. Естественно, что все физические свойства пород и значения, геофизических полей относятся к настоящему времени, однако, в сопоставлении с конкретными геологическими единицами изучаемых доменов, можно говорить об опосредованной связи геологических особенностей и измеряемых геофизических характеристик. Ниже рассмотрим более подробно основные положения такого рода исследования по выявлению неоднородностей архейских доменов коры Кольского региона, останавливаясь на наиболее принципиальных моментах, необходимых для понимания качества исходных геолого-геофизических данных, использованных для анализа, и собственно самих результатов анализа.

Сведения о глубинном строении земной коры нашего региона сосредоточены в сводной сейсмогеологической базе данных, сформированной на основе интерпретационных материалов по земной коре северо-востока Балтийского щита и его обрамления (Глазнев, 2003), полученных на отдельных профилях и в точках сейсмических зондирований, как на суше, так и на акваториях прилегающих морей. Разумеется, такая обобщенная сейсмическая модель коры региона представляет только некоторое аппроксимационное приближение реальных материалов, заданных на нерегулярной дискретной сетке, однако оно чрезвычайно удобно для операций с интерполированными величинами мощностей слоев коры и скоростями продольных волн в них. Собственно сейсмогеологическая модель коры представляет собой набор вертикальных скоростных колонок с положением границ раздела в коре, заданные в дискретных точках географических координат. Указанная база данных подготовлена в системе MS Access, что позволяет легко визуализировать и анализировать все сейсмические материалы на основе современных геоинформационных технологий. В качестве такого инструмента визуализации и анализа нами использовалась ГИС ArcView 3.1 вместе с модулями «Spatial Analyst» и «3D Analyst».

Помимо данных о глубинном строении коры использовались также материалы наблюдения различных геофизических 182

полей по территории Кольского региона. К этим данным относятся гравитационное поле, представленное в виде сводной карты аномалий Буге с плотностью промежуточного слоя 2.67 г/см³, построенной по данным многочисленных наземных съёмок региона. Кроме того, использовалась сводная карта приращения модуля вектора напряженности аномального магнитного поля, полученная по результатам многочисленных аэромагнитных съёмок в Кольском регионе. Эти материалы были дополнены также сводными результатами изучения гамма-фона, представленными в виде карт гамма-спектрометрических аэросъёмок по всей территории исследований. Все указанные выше геофизические поля, обеспечивающие достаточно плотное покрытие территории региона, были организованы в виде соответствующих баз данных MS Access в реальных географических координатах. Такой подход к организации первичных материалов сделал возможным визуализацию геофизических полей в приемлемой форме и применение различных методов пространственного статистического анализа этих данных непосредственно в ГИС ArcView 3.1.

Данные по физическим свойствам поверхностных пород Кольского региона формировались на основе имеющейся обобщенной информации, представленной на петрофизических картах восточной части Балтийского щита масштаба 1:1000000 (Петроплотностная..., 1977; Петромагнитная..., 1977). Петрофизические данные были также частично пополнены новыми материалами, необходимыми для более достоверной оценки физических свойств пород по отдельным районам исследований. Все указанные обобщенные петрофизические данные соотносились с пространственными геологическими объектами, представленными на геологической карте Кольского региона масштаба 1:500000 (Геологическая..., 1996), в результате чего была сформирована атрибутивная таблица к этой карте, созданной на основе ГИС технологий. Построенные карты обеспечивают плотное покрытие региона петрофизическими и геологическими данными. Представление петрофизических данных в виде реляционных таблиц к геологическим объектам на ГИС карте региона позволило использовать развитый аппарат геоинформационной системы ArcView 3.1 для анализа пространственной геологической и петрофизической информации.

На основе всех указанных выше первичных и интерпретационных геолого-геофизических данных был выполнен комплексный анализ имеющихся материалов для выявления формальных различий или сходства в поверхностных геологических комплексах, внешних геофизических полях и глубинном строении земной коры наиболее древних доменов северо-востока Балтийского щита. Предварительно, на основе региональной геологической и геофизической информации было выполнено районирование территорий Мурманского, Кольско-Норвежского доменов и Беломорского ПП земной коры, преимущественно сложенных архейскими породами. В пределах каждого из этих образований были выбраны достаточно типичные по геологическому наполнению и однородные по геофизическим полям эталонные участки, на территории которых заведомо отсутствуют более молодые комплексы пород. Участки имеют различные размеры, что связано с особенностями их геолого-геофизического строения. Положение этих шести выбранных для исследований участков показано на обобщенной геологической карте Кольского региона (рис. 4.1).



Рис. 4.1. Положение выбранных участков на геологической карте Кольского региона.

1 – запад Мурманского домена, 2 – центр Мурманского домена, 3 – восток Мурманского домена, 4 – Кольско-Норвежский домен, 5 – Беломорский ПП, 6 – Кейвский домен

Для всех выделенных участков были сформированы матрицы формализованных значений геологических (типы и распространенность породных комплексов), геофизических (значения аномалий гравитационного, магнитного и гамма-спектрометрических полей) и структурных признаков по строению коры (положение внутрикоровых границ раздела и скорости в слоях коры).

Размеры выборок составляют: запад Мурманского домена -3427 значений, центр Мурманского домена – 3724 значения, восток Мурманского домена – 2735 значений, Кольско-Норвежский домен – 1435 значений, Беломорский ПП – 1598 значений, Кейвский домен – 6402 значения. Последующая статистическая обработка этих данных позволила получить усредненные характеристики использованных геолого-геофизических параметров по каждому из участков, которые практически не зависят от размеров использованных выборок.

На первой стадии рассматривались региональные данные по геологическому строению каждого из выбранных участков, которые были сформированы на основе цифровой модели геологической карты Кольского региона с использованием модуля пространственных операций в ГИС ArcView 3.1. Полученные значения частоты встречаемости типов пород в пределах выбранных участков показаны в таблице 4.1, где приведены также классификационные коды соответствующих пород, использованные при создании легенды цифровой геологической карты Кольского региона масштаба 1:500000.

Как следует из приведенной таблицы, в пределах выбранных участков имеются различные наборы типичных пород, а сами комплексы пород обладают, кроме того, различной представительностью в пространстве (см. рис. 4.2). Для большей наглядности и взаимного сопоставления наборов пород по участкам, данные были преобразованы в информационную характеристику – энтропию комплексов пород для соответствующих выборок, значения которых приведены на рис. 4.2. Как явствует из приведенных данных, весь Мурманский домен и, особенно, его центральная часть, характеризуется минимальной энтропией, что может свидетельствовать о наиболее простом и однородном поверхностном геологическом строении этого домена по отношению к другим выбранным полигонам. Кейвский домен,

185

1/	Π	Участки							
Код	Породы	1	2	3	4	5	6		
62	Щелочные граниты,						23.05		
-	сиениты Периолиты габбро-								
68	нориты	—	—	—	—	1.21			
87	Габбро, габбро-						1 48		
07	лабродариты Матарраранити						1.10		
89	метапесчаники						1.21		
	Кварциты, кианит-								
90	ставролитовые						3.53		
	сланцы Ставролит-киани-								
91	товые, силлимани-						5.83		
	товые сланцы								
92	леикограниты, гранолиориты	45.64	21.21	11.34	—	2.05			
	Эндербиты, граниты,								
93	гранодиориты,	12.32	—	—	74.34	—			
	монцодиориты								
98	Кислые и средние						32.76		
	мставулканиты								
99	I астингститовые гнейсы						24.38		
	Основные								
100	метавулканиты,	-	-	-	—	0.64	0.08		
	метакоматииты Метарушканити								
101	среднего, кислого и	_	_	_	_	1.21			
	основного состава								
103	Слюдяные, гранат-						3.81		
105	и сланцы, кварциты						5.61		
	Гранодиориты,								
104	тоналиты,	41.70	78.79	57.79	0.30	0.51			
105	плагиограниты Энлербиты	0 34	_	13 79	_	_			
105	Слюдяные, гранат-	0.51		15.77					
106	слюдяные гнейсы с	_	_	_	20.56	23.71			
	кианитом								
108	Гнейсы, амфиболиты,	_	_	_	2.66	_			
	железистые кварциты								
	ьиотитовые, амфибол и пироксен-								
110	биотитовые гнейсы,	_	_	17.08	2.14	70.67	3.86		
	мигматиты,								
	тоналито-гнейсы								

Таблица 4.1. Частота встречаемости пород (в %) по участкам (номера участков см. на рис. 4.1)

186

в отличии от других доменов архейской коры региона исследований, представляет достаточно сложное геологическое образование, сочетающее в себе множество различных комплексов пород. Последнее обстоятельство, вероятно, может свидетельствовать о том, что Кейвский домен отличается от других архейских образований коры нашего региона многостадийным развитием.



Энтропия для типов пород

2,5 2,0 1,5 1,0 0,5 0,0

Рис. 4.2. Количество типов пород и энтропия выборок пород по участкам. (Цифры на диаграмме – номера участков на рис.4.1)

Для более объективной характеристики поверхностного геологического строения эталонных участков были рассмотрены петроплотностные данные по поверхностным породам, которые были синтезированы из цифровой геологической карты, содержащей атрибутивные данные о плотностях соответствующих пространственных комплексов пород. Кроме того, были привлечены обобщенные материалы гамма–спектрометрической аэросъёмки, результаты которой обычно представляются в величинах концентраций калия, урана и тория, рассчитанных по интенсивностям гамма излучения для соответствующих спектральных каналов съемки. Сводные данные о средней плотности пород и усредненной концентрации радиогенных элементов в обобщенном виде показаны на рис. 4.3. Из приведенных материалов явствует, что по своим плотностным характеристикам поверхностные породы



Мурманского домена отличаются от архейских пород Кольско-Норвежского домена и Беломорского ПП, для которых характерны существенно повышенные значения средней плотности пород.

Рис. 4.3. Средняя плотность поверхностных пород и содержание радиогенных элементов в поверхностных породах соответствующих участков коры. (Цифры на диаграмме – номера участков на рис.4.1.)

В тоже время породы Мурманского домена обладают сходством с усредненными параметрами плотности пород Кейвского домена коры. Величины средних концентрации U и Th в поверхностных породах, показывают, что центральная часть Мурманского домена существенно отличается от всех остальных архейских доменов коры региона, за исключением Кейвского. Однако сам Кейвский домен характеризуется почти двукратным повышением среднего содержания калия в поверхностных породах, что выделяет его на фоне всех прочих архейских образований Кольского региона.

Статистический анализ потенциальных полей региона был ориентирован на выяснение региональных неоднородностей в строении коры доменов и, особенно, на неоднородности по магнит-

ным и плотностным свойствам верхней части коры в пределах т.н. «гравиактивного» и «магнитоактивного» слоев коры (Glaznev et. al., 1989). Для выполнения такого анализа, с помощью средств пространственного анализа в системе ArcView 3.1., были вычислены средние значения соответствующих полей по выборкам данных и оценены их дисперсии, которые приведены на рис. 4.4.



Рис. 4.4. Средние значения и дисперсии, геофизических полей по эталонным участкам архейских доменов коры. (Цифры на диаграмме – номера участков.)

Представленные материалы показывают принципиально различные тенденции в поведении аномальных геофизических полей в пределах Мурманского домена: если среднее значение аномалий гравитационного поля растет от участка 1 к участку 3 в восточном направлении, то значения аномалий магнитного поля значимо уменьшаются в этом же направлении. Поведение средних значений гравитационного и магнитного полей в Кольско-Норвежском домене и Беломорском ПП имеет одинаковую тенденцию, но отличается по амплитудам от участков Мурманского домена. На этом общем фоне Кейвский домен выделяется значительной положительной аномалией магнитного поля, что не характерно для других архейских образований коры региона.

Очевидно, что указанные различия в уровнях средних значений регионального гравитационного и магнитного полей изученных доменов коры, являются результатом интегрального эффекта распределения плотностных и магнитных неоднородностей в земной коре и самой верхней (неоднородной) части мантии региона. То есть различия в строении доменов коры, выявленные по региональным геофизическим полям, следует относить ко всей мощности земной коры, представленной в исследованных областях региона.

Анализируя разницу в дисперсии аномальных полей региона, можно сделать обоснованные выводы о степени неоднородности физических свойств пород в пределах самой верхней части кристаллической земной коры – гравиактивного и магнитоактивного слоев (Глазнев, 2003). По величинам дисперсии наблюденных геофизических полей можно сделать вывод о почти одинаковой мощности гравиактивного слоя во всех архейских доменах коры, за исключением Кейвского домена, в котором дисперсия гравитационного поля существенно больше, а, следовательно, мощность гравиактивного слоя – значительно меньше. Значения дисперсии аномального магнитного поля показывают, что все участки Мурманского домена и Кейвский домен имеют относительно одинаковую (нормальную) мощность магнитоактивного слоя и, в отличие от них, мощность этого слоя значительно уменьшается для Кольско-Норвежского домена и повышается в Беломорском ПП.

Помимо данных о потенциальных полях для анализа использовались также обобщенные сейсмические материалы о строении земной коры по выбранным участкам. Здесь, однако, еще раз следует отметить, что в пределах участка 3 (восток Мурманского домена) отсутствуют какие-либо реальные сейсмические наблюдения и статистические построения для этого домена выполнены только по данным формальной интерполяции сейсмических материалов для всего Кольского региона и прилегающих акваторий и частей суши (Глазнев, 2003). Статистический анализ интерпретационных сейсмических данных о строении коры выполнялся с помощью средств пространственного анализа в 190 системе ArcView 3.1. по выборкам для каждого из участков. В рассмотрение были приняты только значения глубинного положения внутрикоровых границ, поскольку различия в усредненном скоростном строении отдельных доменов оказались слабо выразительными, что является, скорее всего, результатом малой детальности построенных скоростных моделей региона. Рассчитанные усредненные модели строения коры показаны на рис.4.5 только для глубин границ и мощностей слов коры по каждому из доменов.

Приведенные данные по участкам показывают, что мощность гранитно-метаморфического слоя коры примерно одинакова для Мурманского и Кольско-Норвежского доменов и значимо уменьшается в Беломорском ПП и Кейвском домене. Естественно, что граница раздела между гранитно-метаморфическим и базитовым слоями коры подчиняется той же закономерности. Среди всех участков выделяется центральная и восточная части Мурманского домена, характеризующаяся минимальной мощностью базитового слоя коры. Несколько большими значениями мощности этого слоя отличается также Кейвский домен, а вот для остальных эталонных участков мощность его существенно повышена. Сходство в глубинном строении Беломорского ПП и Кейвского домена просматривается в значениях мощности переходного слоя коры. По значению этого же параметра центральная и восточная части Мурманского домена занимают промежуточное положение, а в западной его части и в Кольско-Норвежском домене мощность переходного слоя существенно уменьшена. Глубинное положение границы раздела между базитовым и переходным слоями показывает ее закономерное уменьшение по направлению с запада на восток для Мурманского домена. Минимальными значениями этого параметра обладает Кейвский домен, а вот Беломорский ПП и Кольско-Норвежский домен характеризуются максимальной глубиной залегания этой границы раздела.

Суммарная мощность коры минимальна для восточной части Мурманского и Кейвского доменов. Мощность коры несколько больше в центральной и восточной частях Мурманского домена, а в Беломорском ПП и Кольско-Норвежском домене она достигает максимальных величин. Здесь следует отметить, что мощность коры в Беломорском ПП, правда несколько западнее положения выбранного участка 5, достигает величины 48 км, что



представляет некоторый абсолютный максимум этого параметра для коры Кольского региона (Глазнев, 2003).

Рис. 4.5. Усредненные значения мощностей слоев коры и глубин внутрикоровых границ.

В целом приведенные выше результаты анализа региональных геологических и петрофизических материалов, данных наблюдений региональных геофизических полей, а также интерпретационных сейсмических данных о положении внутрикоровых границ раздела, позволяют наметить некоторые 192

общие черты и различия в строении эталонных участков архейской земной коры Кольского региона. На фоне всех эталонных участков выявляются резкие отличия в строении коры и в значениях аномальных геофизических полей для Мурманского домена. Этот домен, в целом достаточно однородный по составу слагающих его поверхностных пород, значимо различается в геофизических полях - центральная и восточная части домена являются наиболее однородными и отличаются от его западной части. Отметим также, что центральная и восточная части домена имеют наиболее «примитивное» строение земной коры, характеризующееся достаточно нормальным соотношение мощностей основных слоев коры, выделяемых по сейсмическим данным. Следует также отметить, что по характеру внешних геофизических полей для центральной и восточной частей Мурманского домена не отмечается следов значительной переработки первичного материала коры.

Кольско-Норвежский домен и Беломорский ПП отмечаются некоторым сродством по выбранным параметрам строения земной коры, но в аномалиях геофизических полей они достаточно принципиально отличаются друг от друга. Если рассматривать эти два геоструктурных элемента региона как некоторые этапы развития архейской земной коры, то по характеру геофизических полей и сейсмическим данным о строении коры можно предполагать, что выделенные блоки претерпели значительные изменения в составе и строении по сравнению с аналогичными образованиями центральной и восточной части Мурманского домена. Причем Беломорский ПП был подвергнут таким изменениям в большей степени. Из взаимного сопоставления сейсмического строения коры и данных по внешним аномальным полям для указанных доменов можно утверждать, что в Беломорском ПП весьма значительной переработке была подвергнута нижняя и средняя кора, а в Кольско-Норвежском домене изменения коснулись в основном только верхней и, в меньшей мере, средней частей коры.

В общей последовательности развития архейской коры Кольского региона особое место занимает Кейвский домен, который по своему глубинному строению достаточно близок к восточной и центральной частям Мурманского домена. Однако при этом по характеру региональных аномалий геофизических полей Кейвский домен принципиально отличается от всех других доменов коры Кольского региона. Высокая энтропия геологических разностей пород, ярко выраженная аномальность магнитного, гравитационного и гамма полей региона показывают, что для Кейвского домена характерно многостадийное развитие континентальной коры. Именно такой длительный и многостадийных процесс развития коры и породил сложный ансамбль наблюдаемых аномальных геофизических полей Кейвского домена. Особо следует отметить, что по признакам сходства глубинного строения нижней коры Кейвского домена с нижней корой восточной и центральной части Мурманского домена, можно предполагать общий характер эволюции этих блоков, начиная с некоторого временного этапа. Учитывая существенные различия в наблюдаемых аномальных полях указанных блоков, можно утверждать, что эти различия были заложены на самом раннем этапе формирования архейской коры Кейвского домена.

Все приведенные выше результаты анализа региональных геолого-геофизических признаков для доменов коры, позволяют наметить некоторые общие черты и различия в строении эталонных участков архейской земной коры Кольского региона.

1. Центральная и восточная части Мурманского домена, существенно отличающиеся от его западной части, имеют наиболее «примитивное» строение континентальной земной коры. По внешним геофизическим полям не обнаруживается значительной переработки глубинного материала коры в этих доменах.

2. В эволюционном ряду архейских доменов коры Кольско-Норвежский домен занимает промежуточное положение между Мурманским доменом и Беломорским ПП. Исходя из принятого набора геолого-геофизических признаков, можно утверждать, что в Беломорском подвижном поясе значительной переработке была подвергнута нижняя и средняя кора, а в Кольско-Норвежском домене изменения коснулись в основном только верхней части коры.

3. По типу глубинного строения земной коры Кейвский домен подобен восточной и центральной частям Мурманского домена, однако по характеру геофизических аномалий он существенно отличается от всех других архейских доменов коры Кольского региона. Сложное строение Кейвского домена, возможно, отражает разнообразные и многочисленные этапы 194 развития континентальной коры, имевшие место на ранних стадиях её существования.

4.2. Анализ детальных геолого-геофизических и петрофизических данных

Широкие пределы изменения петрофизических характеристик архейских пород, тесно связанные с неоднородностями наблюдаемых физических полей, отражают неоднородность вещественного состава пород, их текстурно-структурные особенности и режимы формирования в разных термодинамических условиях, типичных для древнейших образований. Ниже приводятся наиболее представительные данные по основным комплексам пород архея северо-восточной части Балтийского щита.

4.2.1. Петрофизические особенности пород гранитоидных серий архея

В северо-восточной части Балтийского щита выделяются двенадцать формационных типов гранитоидных серий (Батиева и др., 1985), сформировавшихся в интервале от более 3.1 до 1.7 млрд. лет в условиях различных тектонических режимов. Наиболее древняя архейская группа части этих формаций представлена в таблице 4.2. Изучение петрофизических характеристик горных пород Кольского полуострова проводилось в разные годы в связи с разнообразными геолого-геофизическими картировочными задачами, а также поисками полезных ископаемых. Детально были изучены свойства пород наиболее распространенных формаций: гранодиоритов-тоналитов-плагиогранитов, мигматит-гранитов, анатектит-гранитов, порфиробластических гранитов и щелочных гранитов-сиенитов. Менее детально изучены породы формации габбро-диорит-плагиогранитов и лейкократовых гранитов и аляскитов.

Гранитоидные серии, образованные в результате дифференциации подкоровых базитовых магм или их взаимодействия с веществом коры, характеризуются максимальными вариациями плотности и магнитных свойств. В целом плотность пород коррелируются с индексом дифференциации (ИД) и может служить косвенной мерой оценки приближения состава гранитоидов к котектическому минимуму. По соотношению плотности (σ) и магнитной восприимчивости (χ) в гранитоидных формациях Кольского полуострова намечается четыре тренда изменчивости: 1) линейное, низкоградиентное снижение обеих величин по мере увеличения ИД, характерное для слабомагнитных серий; 2) нелинейное, высокоградиентное снижение σ и χ , характерное для корово-мантийных гранитоидных серий активизационных режимов; 3) высокоградиентное возрастание χ при слабом увеличении σ в эндоконтактных зонах, типичное для интрузий щелочных и субщелочных гранитов; 4) высокоградиентное увеличение χ в зонах метосоматической гранитизации с калиевой специализацией.

Таблица 4.2. Петрофизическая классификация гранитоидных формаций северо-восточной части Балтийского щита

Возраст, млрл. лет	Формация	σ , г/см ³	χ·10 ⁻³ , СИ
2.6	Субщелочных гранитов	2.59–2.69 2.62	4–49 6.5
	Лейкогранитов и гранит-пегматитов	2.43–2.58 2.53	0–1.25 0.35
2.7	Анатектит-гранитов и мигматитов	2.55–2.63 2.60	1.60–2.50 2.20
	Палингенно- метасоматических пород	2.58–2.65 2,62	0.15–6.80 2.50
2.8	Диоритов плагиогранитов	2.65–2.77 2,70	$\begin{array}{c} 0.620\\ 1.6\end{array}$
3.1	Тоналитовых гнейсов, эндербитов и плагиогранитов	2.60–2.77 2.65	0.2–20 1.25

Примечание: здесь и далее в таблицах в числителе – диапазон значений соответствующего параметра, в знаменателе – среднее значение указанного параметра.

Формация гранодиоритов-тоналитов плагиогранитов характеризуется широкими колебаниями петрофизических характеристик (рис.4.6, табл. 4.3). В составе пород этой формации выделены более древняя субформация пироксеновых диоритов-гранодиоритов (1) и более поздняя - гранодиоритов-плагиогранитов. Среди последней различаются два глубинно-фациальных комплекса: среднезернистые гранодиориты, тоналиты и плагиограниты глубинной фации (2) и мелкозернистые гранодиориты фации средних глубин (3). Здесь намечается определенная закономерность в уменьшении плотности от более древних образований (2.75 г/см³) к более молодым, а в их пределах от глубинных к менее глубинным – от 2.66 г/см³ до 2.63 г/см³. В этом же направлении наблюдается и увеличение пористости. Для глубинных пород отмечается самая низкая пористость, что, повидимому, можно увязать со значительным уплотнением пород в процессе их длительного формирования.



Рис. 4.6. Распределение плотности и магнитной восприимчивости в породах формации гранодиоритовтоналитов плагиогранитов

Породы формации гранодиоритов-тоналитов плагиогранитов обладают невысокой магнитной восприимчивостью, что обусловлено сравнительно невысоким содержанием в них магнетита. Исключение составляет лишь гранодиорит с вкрапленниками плагиоклаза, в которых отмечается масса мелких первичных рудных включений, имеющий высокую магнитную восприимчивость и остаточную намагниченность. Среди гранодиоритов эти породы встречаются в виде останцев или ксенолитов. Возможно, наличием таких реликтовых пород среди гранодиоритов объясняются повышенные значения аномального магнитного поля на фоне спокойного регионального поля с незначительными положительными значениями магнитного поля, характерные для пород этой формации. Низкие значения намагниченности пород более поздней субформации гранодиоритов-плагиогранитов также может быть объяснено палингенной природой магм и неоднократным переплавлением сравнительно маломощной и слабо дифференцированной по составу земной коры нуклеарного этапа развития.

Породи	σ,	χ, 10 ⁻⁵	Пористост	Mgt,
породы	г/см ³	СИ	ь, %	Γ/T
1. Гранодиорит-				
порфир-биотит-	2.73 - 2.77	175-1900	1.03 - 1.74	2970-19390
амфиболовый	2.75	1025	1.33	11180
гранодиорит				
2. Тоналиты,	2 60 2 71	20 325	1 37 2 67	31 2533
гранодиориты,	2.00-2.71	165	1.37-2.07	1086
плагиограниты	2.00	105	1.04	1000
3.Мелкозернистый	2.62-2.65	12–30	1.55 - 2.2	19–334
гранодиорит	2.63	25	1.74	34
Средние по	2.65	138	1 73	1023
формации	2.05	130	1.75	1023

Таблица 4.3. Петрофизические характеристики формации гранодиоритов-тоналитов плагиогранитов

Плотность пород габбро-диорит-плагиогранитной формации составляет в среднем 2.7 г/см³ (табл. 4.4). Магнитные параметры пород сравнительно низкие, что обусловлено незначительным содержанием в породе магнетита. Содержание акцессорных элементов (меди, никеля, кобальта, хрома, ванадия, бария) в породах формации габбро-диорит-плагиогранитов значительно превышает их содержание в гранодиорит-тоналитах-плагиогранитах и сопоставимо с кларками для средних и основных пород. По геологическому положению кварцевые диориты и амфиболовые гранодиориты аналогичны породам комплекса габбро-анортозитов-амфиболитов и, возможно, комагматичны с ними, являясь их более кислыми производными.

Породы формации мигматит-гранитов и анатектитгранитов, а также порфиробластических гранитов являются продуктами ультраметаморфизма архейских гранитоидов.

В зонах зарождения они представлены порфиробластическими гранитами, мигматит-гранитами и неперемещенными анатектит-гранитами, которые могли частично перемещаться по тектоническим нарушениям в вышележащие толщи и образовывать многочисленные интрузии, поля пегматитов и аплитов.

Порода	σ, г/см ³	χ,10 ⁻⁵ СИ	Пористость, %	Mgt, г/т
Амфибол-биотитовый гранодиорит	2.71	110	2.45	1619
Кварцевый диорит	2.70	140 130	6.15 4.6	1202 1375

Таблица 4.4. Усредненные петрофизические характеристики пород габбро-диорит-плагиогранитной формации.

Среди пород ультраметаморфогенной формации (табл. 4.5) выделяются мигматит-граниты - неперемещенные анатектитграниты (1), перемещенные граниты (2) и порфиробластические граниты (3). Все они имеют состав близкий биотитовым гранитам, со сравнительно невысоким содержанием биотита. Состав лейкократовой части этих гранитов близок гранитной эвтектике.

Таблица 4.5. Петрофизические характеристики пород формаций мигматит-гранитов и анатектит-гранитов и формации порфиробластических гранитов

Порода	σ, _Γ /cm ³	χ,10 ⁻⁵ СИ	Пористость, %	Mgt, Γ/Τ
1. Мигматит- граниты, анатектит-граниты	2.55–2.65 2.61	80–1200 260	1.46–2.97 2.31	850–6070 2775
2. Биотитовые	2.55-2.63	10-410	1.49-3.28	1618-5360
граниты	2.59	168	2.31	2850
3.Порфиробластич	2.58-2.66	10-680	1.73-3.47	2300-5900
еские граниты	2.62	246	2.37	3862
Среднее	2.60	230	2.31	2800

Все выделенные типы пород характеризуются довольно выдержанными и близкими значениями физических параметров (табл. 4.5; рис. 4.7, 4.8). Несколько меньшей плотностью по сравнению с неперемещенными гранитами обладают перемещенные разности. Более высокая плотность мигматит-гранитов и неперемещенных анатектит-гранитов может быть объяснена присутствием в них реликтовых участков гранодиоритов. Пористость этой группы гранитов в среднем выше, чем для гранодиоритов, пределы колебаний пористости также большие, что, повидимому, можно объяснить различной глубинностью их становления. Более высокое содержание в этих породах магнетита, чем в гранодиоритах, объясняет и более высокие значения намагниченности. Не исключено, что это обстоятельство находится в тесной связи с их образованием.



Рис. 4.7. Распределение плотности и магнитной восприимчивости в породах формации мигматит-гранитов и анатектит-гранитов

Физико-химические условия, при которых осуществляется анатексис и возникала анатектическая магма, отличались значительной стабильностью, что находит отражение в относительном постоянстве магнитных свойств главных разновидностей гранитов. Магнетит в мигматит-гранитах встречается, как правило, среди акцессорных, причем зерна рудного нередко обрастают каемкой лейкоксена. В породах формации порфиробластических

200

гранитов для акцессорных минералов, в том числе и для магнетита, характерно наличие как бы двух генераций. Первая генерация отвечает акцессориям субстрата с типичными для гранодиоритов формами и характером их развития (мелкие округлые зерна). Вторая генерация отвечает новообразованным акцессорным минералам магнетита, кристаллы которого достигают 5–6 мм в поперечнике и, естественно, в таких породах остаточная намагниченность оказывается в несколько раз меньше, чем в породах с мелкими зернами ферромагнитных минералов.



Рис. 4.8. Распределение плотности и магнитной восприимчивости в породах формации порфиробластических гранитов

Породы формации лейкократовых гранитов и аляскитов образуют массивы, приуроченные к зонам разломов северо-северовосточной, близкого меридиональному простирания и оперяющих их структур. Они имеют, как и анатектит-граниты, палингенное происхождение и близкий к эвтектическому состав. Представлены они обычно породами с незначительным содержанием цветных минералов. Для гранитов этой формации свойственны наиболее низкие значения плотности и магнитной восприимчивости, что вполне закономерно, так как для них характерны низкое содержание цветных минералов и сравнительно небольшое содержание магнетита. Пористость гранитов этой формации близка пористости формации анатектит-гранитов. Намечается некоторое увеличение пористости в гранитах, приуроченных к купольным структурам по сравнению с гранитами трещинных интрузий.

Породы формации щелочных гранитов-сиенитов, представленные в табл. 4.6, характеризуются широкими колебаниями

физических параметров, которые существенно зависят от интенсивности метасоматических процессов. Для наиболее типичной эгирин-арфведсонитовой разновидности щелочных гранитов (1) средняя плотность составляет 2,64 г/см³. В зонах контактов наблюдается большой разброс в значениях плотности (5). В интенсивно гранитизированных (6) гнейсах экзоконтакта отмечается уменьшение значения плотности от 2,71–2,78 г/см³, в неизменных биотит-гранитовых гнейсах, до 2,63 г/см³ в метасоматитах. Для гранитизированных гнейсов характерна высокая пористость и магнитная восприимчивость, которые приближают их по этим параметрам к щелочным гранитам эндоконтакта.

Порода	σ,	χ,	Кп,	Mgt,
	г/см ³	10 СИ	%	Г/Т
 Эгирин-арфведсонитовые граниты 	2.64	30	2.94	90
2. Биотит-феррогастингситовые граниты Мурманского домена	2.69	2280	1.62	8960
3. Биотит-феррогастингситовые граниты Беломорского ПП	2.59	1980	1.91	16420
 Граносиенит, биотитовый гранит, арфведсонитовые граниты 	2.62	640	2.97	8030
5. Граниты эндоконтактные	2.65	1430	3.51	12020
6. Гранитизированные гнейсы (метасоматиты)	2.63	2700	2.90	22230
Среднее по формации	2.63	690	2.68	5360

Таблица 4.6. Усредненные петрофизические характеристики формации щелочных гранитов и сиенитов

Трещинные интрузии щелочных гранитов в нижнем структурном ярусе также слагаются биотит-феррогастингситовыми гранитами, иногда близкими по составу интенсивно метасоматизированными гнейсами. От последних они отличаются во всех случаях более низкой пористостью.

Если в отдельных массивах проследить изменения плотности и пористости по разрезам, то для массива Белых тундр, Пурначского и Западных Кейв наблюдается уменьшение плотности от подошвы к кровле, а в массиве Белых тундр и Западных Кейв увеличивается пористость ближе к кровле (табл. 4.7).

Массири	Нижня	я часть	Верхняя часть		
массивы	σ, г/см ³	Кп, %	σ, г/см ³	Кп, %	
Белые тундры	2.64	2.25	2.62	2.78	
Западные Кейвы	2.65	2.68	2.63	3.58	
Пурначский	2.66	3.00	2.64	3.12	

Таблица 4.7. Изменение усредненных значений пористости и плотности пород в зависимости от их положения в массиве

Примечание: К% - открытая пористость

По магнитным свойствам щелочные граниты четко разделяются на магнетитовые и ильменитовые. В тех породах, где отсутствует магнетит, как правило, магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность очень низкие. Магнетит в щелочных гранитах является вторичным минералом и его развитие по цветным минералам наблюдается в зонах контактов, а также в трещинных интрузиях. В этих разновидностях гранитов резко повышаются магнитные свойства. Одним из таких участков является массив в восточной части Мурманского домена, в котором магнетит образует тонкую вкрапленность в порфировидных выделениях плагиоклаза, а также ксеноморфные выделения при замещении биотитом амфибола. Высокая остаточная намагниченность (более 2,6 А/м) связана, повидимому, с первичной природой магнетита, захваченного плагиоклазом из богатой железом магмы. Наиболее глубинные фации биотит-феррогастингситовых гранитов восточной части Мурманского домена отличаются от аналогичных пород Беломорского ПП более высокой плотностью и повышенной намагниченностью.

Достаточно надежно различаются гранитоиды по магнитной восприимчивости. Наиболее магнитны щелочные граниты, особенно их контактные разновидности и обогащенные магнетитом биотит-феррогастингситовые граниты. Поскольку интенсивность намагниченности определяется формой нахождения железа (в окисной или закисной), то общая намагниченность может свидетельствовать о преобладающей роли окислительных или восстановительных условиях кристаллизации минералов и формировании гранитных интрузий. По магнитным характеристикам гранитоидных пород намечается зона повышенной намагниченности пространственно ориентированная в северо-северо-восточном направлении от Колвицких тундр и оз. Канозеро через оз. Ингозеро и Западные Кейвы в направлении на р. Воронью и р. Харловку. Эта

203

зона фиксируется магнитными аномалиями и, по-видимому, связана с мощной системой разломов, которая определяла активные интрузивные процессы в истории Кольского региона.

Физические характеристики и состав пород формации щелочных гранитов и сиенитов свидетельствуют о тектонической стабилизации региона, обусловившей образование высокодифференцированных расплавов, близких по составу к гранитоидам субплатформенного и платформенного этапов развития Восточно-Европейской плиты и других архейских кратонов.

4.2.2. Физические свойства амфиболитов

Особенности физических свойств амфиболитов архейского комплекса могут являться своеобразным индикатором геодинамической обстановки формирования Кольского региона. Разнообразные по форме тела амфиболитов широко распространены в пределах геопространства региона. Методы, используемые при изучении первичной природы амфиболитов, не решают проблему разделения этих пород на пара – и ортоамфиболиты. Параамфиболиты рассматриваются как вулканогенно-осадочные породы, а ортоамфиболиты по содержанию породообразующих компонентов и химизму соответствуют составу различных основных изверженных пород, включая разновилности, переходные к средним и ультраосновным магматическим образованиям (Предовский, 1971). В породах выделяются минеральные ассоциации гранулитовой, амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, накладывающиеся друг на друга с регрессивной направленностью от гранулитовой до эпидот- амфиболитовой. Установлены три типа амфиболитов: роговообманковые, куммингтонит-роговообманковые и амфиболиты, переходящие в горнблендиты. По данным Э.Б. Наливкиной (Магматические..., 1986), роговообманковые амфиболиты наиболее широко распространены по латерали и вертикали архейской толщи. Они имеют простой состав: около 70% роговой обманки, 30% плагиоклаза и немного биотита.

В зависимости от химический состава породообразующих минералов выделены: Si-амфиболиты, Fe-амфиболиты, Al-Mg-амфиболиты, Al-Ca-амфиболиты, различающиеся соотношением фемических и салических минералов. По мере регрессивного метаморфизма из состава силикатов выделяются Fe, Ti с образованием минеральных фаз магнетита и титаномагнетита. Для

этих амфиболитов характерна гранонематобластовая структура; при этом у них отмечаются линейная, полосчатая и линзовидно-полосчатая текстуры. Несомненное влияние на петрофизические характеристики амфиболитов оказывает их структурное положение в складчатом архейском комплексе, которое контролируется сжатыми И изоклинальными складками с интенсивным проявлением трещиноватости, зон деструкции, процессов дезинтеграции и вообще сложными Р-Т условиями проявления метаморфизма амфиболитовой фации. Если рассматривать амфиболиты и различие их плотностных свойств как отражение особых термодинамических условий образования, то следует отметить, что наименее плотные – амфиболиты Кольско-Норвежского домена (восточная часть) – 2.87 г/см³, более плотными являются амфиболиты Беломорского ПП (2.90 г/см³) и Мурманского 2.92 (г/см³) домена.

Амфиболиты, как правило, плотные породы, но их плотность может меняться от 2.75 г/см³ у сильно измененных и рассланцованных разностей до 3.20 г/см³ у массивных анхимономинеральных пород, содержащих до 80% и более амфибола. По петроплотностным характеристикам амфиболиты можно условно разделить на три группы (табл. 4.8).

Группи	Тип	σ,	Амфибол	Knanu	Плагио-
трушы	амфиболитов	г/см ³	%	кварц	клаз
т	Кварцевые	2.79-2.89	50	15-25	20-30
1	амфиболиты	2.83	50	20	23
п	Anducourt	2.92 - 3.00	55-75	2-10	15-40
11	Амфиоолиты	2.98	62	6.0	24
	Анхимономине	3 05 3 10	70.08	0.2	0.15
III	ральные	3.03-3.10	78	10^{-2}	4.0
	амфиболиты	5.00	70	1.0	7.0

Таблица 4.8. Типы амфиболитов Беломорского ПП

По петромагнитным свойствам амфиболиты можно разделить на две группы: практически немагнитные, или слабомагнитные (χ <50·10⁻⁵СИ), и магнитные (χ >50·10⁻⁵СИ), которые включают пара – и ортоамфиболиты. При этом в параамфиболитах отмечается повышенная остаточная намагниченность и более высокий коэффициент Кенигсбергера, обусловленный сульфидной минерализацией. В южной зоне Печенгской структуры в скважинах отмечены амфиболиты с намагниченностью до 2000·10⁻⁵СИ за

счет обогащения пород сульфидами (пирротин, халькопирит, пирит), оксидами (магнетит, ильменит) и высокожелезистыми минералами (сфен, гранат, эпидот и др.). Такого типа магнитные амфиболиты имеют достаточно широкое распространение на Кольском полуострове и, особенно, в зонах развития железистых кварцитов (Сверхглубокие..., 1995), где они создают сложные аэромагнитные аномалии.

Для амфиболитов и амфиболсодержащих гнейсов характерны неожиданно низкие скорости продольных и поперечных волн (рис. 4.9, табл. 4.9).

Известно, что особенностью амфиболитов и амфиболсодержащих пород является сочетание в них породообразующих минералов с существенно различающими физико-механическими свойствами: хрупких – типа амфибола, граната, кварца, плагиоклаза и более пластичных – биотита, титанита, кианита и др. Относительно невысокую анизотропию скоростей упругих волн в амфиболитах можно объяснить тем, что эти породы обладают хрупко-деформационной анизотропией, которая сопровождается, как правило, нарушением сплошности среды.

Таблица 4.9. Изменение усредненных петрофизических характеристик амфиболитов с глубиной залегания в разрезе Кольской СГ-3

Интервал глубин, м	σ, г/см ³	χ·10 ⁻³ , СИ	In, А/м	Vp ⁵ / Vp ²⁵ , км/с	Vs ⁵ / Vs ²⁵ , км/с	AVp ⁵ / AVp ²⁵	AVs ⁵ / AVs ²⁵
7200-8200	2.98	0.80	0.0	3.28/	1.98/	0.90/	0.97/
7200-0200	2.90	0.80	8	3.64	2.22	0.84	1.02
8400 0 <u>600</u>	2.02	1 20	1.3	3.25/	1.95/	0.85/	0.93/
8400-9600	5.02	1.32	2	3.80	2.13	0.91	0.98

Примечание: в таблице приведены соотношения скоростей продольных и поперечных волн, а также их анизотропии (AVp, AVs) при давлениях 5 и 25 МПа.

При изучении распределений скоростей *P*-волн на сферических образцах амфиболитов также отмечаются направления, в которых скорости волн различаются в два и более раза при нормальном давлении, но с ростом давления эти различия нивелируются. При высоких давлениях (более 100 МПа), когда происходит закрытие микротрещин, скорости упругих волн резко увеличиваются и достигают величин соответствующих «базальтовому» слою. В полях корреляции плотность – скорость и скоростьглубина амфиболиты, как правило, не обнаруживают прямо пропорциональной связи этих параметров в нормальных условиях эксперимента.



Рис. 4.9. Связь скорости продольных волн и плотности амфиболитов с интервальной глубиной залегания пород (по скважинам Аллареченского района). Цифры – количество образцов

Амфиболиты и интрузивные базитовые комплексы (как возможные гомологи амфиболитов), внедрившиеся в верхние горизонты сравнительно однородного эпиархейского кратона, занимают существенный объем в кристаллическом фундаменте они в значительной степени могут влиять на формирование волновых полей и на построение геофизических полей.

4.2.3. Физические свойства сланцевых комплексов архея.

Вмещающими породами для амфиболитов чаще всего являются гнейсы или сланцы (Виноградова и др., 2004), широко представленные во всех основных доменах Кольского региона. По магнитной восприимчивости они различаются слабо, но различие в плотности становится заметным при насыщении глиноземистых гнейсов кианитом, ставролитом и другими минералами, соответствующими кианит-ставролитовой субфации амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Поэтому зависимость плотности пород и скорости распространения упругих волн (см. табл. 4.10) носят почти прямолинейный характер от содержания кианита, удельный вес которого составляет 3.50–3.64 г/см³.

Таблица 4.10. Связь плотности и скорости упругих волн с содержанием кианита в сланцах архейского возраста в Кейвской структуре

Физические	Содержание кианита, %						
параметры	5	10	20	25	35	50	90
V _p , м/с	4.4	4.6	5.1	5.3	5.8	6.5	7.8
σ , Γ/cm^3	2.80	2.85	2.90	2.97	3.00	3.15	3.53

Пористость сланцев зависит от состава и структуры мусковит-кварцевого цемента. Наиболее высокие петрофизические параметры характерны для пород Колмозеро-Воронья, где широко развиты гнейсы, сланцы и амфиболиты. Плотность гнейсов меняется от 2.67 г/см³ (мусковитовые гнейсы) до 2.86 г/см³ (гранат-ставролит-кианит-биотитовые гнейсы); плотность сланцев меняется в более узких пределах от 2.78 г/см³ (гранат-кианит-ставролит-биотитовые сланцы) до 2.86 г/см³ (гранат-биотитовые сланцы) (см. табл. 4.11, 4.12).

Таблица 4.11. Петроплотностные типы сланцев

Тип	Плотность,	Содержание, %				
сланцев	г/см ³	Амфиболит	Кварц	Плагиоклаз		
T	2.66-2.70		10–70	0–55		
1	2.69	_	34	26		
п	2.72-2.79	0–40	0–40	0–5		
11	2.76	11	17	1		
III	2.86-3.01	0-80	0–30	0–55		
	2.94	45	10	20		

Для рассматриваемых пород характерна слабая дифференциация по магнитной восприимчивости. Это связано с тем, что все породы в целом претерпели региональный метаморфизм амфиболитовой фации и только отдельные интрузивные тела гипербазитов выделяются по намагниченности. Особенно это характерно для зоны Колмозеро-Воронья, петроплотностные характеристики которой свидетельствует о неоднородности химического и минерального состава пород, определяемом первичной осадочной природой терригенных пород и дифференциацией вещества в ходе метаморфно-метасоматических процессов.

Таблица 4.12. Плотностные характеристики гнейсов	западной
части Мурманского домена	

	Типы гнейсов	Плотность, г/см ³
Ι	Биотитовые, турмалин-биотитовые	2.62-2.66
II	Микроклиновые, гранат биотитовые, турмалин-биотитовые	2.67–2.75
III	Кордиерит-гранат-силлиманитовые, кор- диерит-ставролит-силлиманитовые, гра- нат-силлиманит-кордиеритовые	2.75-2.83
	Среднее	2.76

Проведенная систематика петрофизических фактологических данных позволяет сделать определенные выводы о неоднородности физических свойств пород в пространственновременном континууме. Плотностная неоднородность одноименных пород отмечается в пределах одних и тех же доменов. В Мурманском домене обращает на себя внимание уменьшение плотности пород гранодиорит-тоналитов и гнейсов от центральной части к восточной (табл. 4.13, рис. 4.10).

Плотность диоритов изменяется в обратном направлении, т.е. второй комплекс субвулканических образований восточной части Мурманского домена - это более плотные породы, но намагниченность их почти в 2 раза ниже, чем у пород центральной части. Возможно, это связано с тем, что в восточной части диориты представлены более глубинными фациями, так же как и биотит-феррогастингситовые граниты. Кроме того, плотность сланцев восточной части Мурманского домена также выше плотности гнейсов из разреза СГ–3, относимых к группе сланцев инфракрустального комплекса (Виноградова и др., 2004), который имеет возраст 2.80 – 2.94 млрд. лет.

Проведенные исследования петрофизических характеристик наиболее древних пород северо-востока Кольского полуострова показали, что неоднородность архейских комплексов пород тесно связана с закономерностями изменения их физических свойств и отражает геодинамические обстановки в процессе

209

формирования и преобразования земной коры северо-восточной части Балтийского щита.

Помен и области	σ,	χ,10 ⁻³	Кп,	Mgt,
домен и областв	г/см ³	СИ	%	Γ/T
	Гранодиориты-тоналиты-плагиограниты			
Мурманский (центр)	2.67	1.69	1.74	247
Мурманский (восток)	2.65	1.71	1.67	1894
Кольско-Норвежский	2.64	0.66	2.0	343
Беломорский	2.62	0.90	1.68	490
Среднее	2.65	1.24	1.77	744
	Мигматит-граниты и анатектит-граниты			
Мурманский (центр)	2.63	2.90	2.0	-
Мурманский (восток)	_	_	_	
Кольско-Норвежский	2.61	2.50	2.0	
Беломорский	2.57	1.30	2.3	
Среднее	2.60	2.23	2.1	
	Лейкократовые граниты и аляскиты			
Кольско-Норвежский	2.61	0.29	2.30	
Беломорский (запад)	2.53	0.35	1.75	
Среднее Мурманский (центр) Мурманский (восток) Кольско-Норвежский Беломорский Среднее Кольско-Норвежский Беломорский (запад)	2.65 Мигмати 2.63 – 2.61 2.57 2.60 Лейко 2.61 2.53	1.24 4т-граниты и 2.90 - 2.50 1.30 2.23 кратовые гр 0.29 0.35	1.77 4 анатектит- 2.0 2.0 2.3 2.1 аниты и аля 2.30 1.75	744 граниты скиты

Таблица 4.13. Усредненная петрофизическая характеристика гранитоидов доменов Кольского полуострова

Примечание: Кп % – открытая пористость.

_

Существенные различия в неоднородности петрофизических характеристик архейской коры Кольского региона проявляются при сравнении физических свойств пород разных доменов. Породы Мурманского домена, представленные гранитоидами, в среднем, являются более плотными образованиями.

Для них, по-видимому, характерно формирование в условиях устойчивой платформенной стабилизации, что отразилось, в первую очередь, на их петроплотностных характеристиках. Особо следует выделить восточную часть Мурманского домена, отличающуюся по петрофизическим характеристикам и поверхностным геофизическим полям от центральной и западной частей, в которых за счет более активных процессов метасоматоза произошло снижение плотностных характеристик и относительное увеличение намагниченности пород. Породы Беломорского ПП и Кольско-Норвежского домена, по сравнению с Мурманским доменом,



Рис. 4.10. Сравнение плотности и магнитной восприимчивости пород восточной и центральной части Мурманского домена

представляются наиболее разуплотненными, и занимающими, повидимому, более высокую позицию в стратиграфической иерархии

доменов коры. Очевидно, что эти структурные единицы прошли более сложную и многообразную геодинамическую эволюцию.

4.2.4. Петрофизическая характеристика Кейвской структуры

Особо следует рассмотреть Кейвский домен, который, как по характеру геофизических полей, так и по вещественным комплексам, многие из которых не имеют аналогов на Кольском полуострове, выделяется среди всех изученных доменов архейской коры. При более подробном изучении этого домена, описание физических свойств поверхностных пород, основывалось на ряде опубликованных материалов (Верба и др., 1976), а также данных петрофизических измерений, выполнявшихся в процессе планомерных геолого-геофизического картировочных работ (по материалам Л.А. Гаскельберг, 1978). Для итогового сопоставления петрофизических свойств пород и соответствующим ИМ наблюдаемых геофизических аномалий, привлекались также детальные карты гравитационного и магнитного полей по Кейвской структуре.

В пределах домена коры, принадлежащего Кейвской структуре, выделено 13 основных типов горных пород на основе геологической карты Кольского региона масштаба 1:500000 (Геологическая..., 1996). Эти типы горных пород имеют различное распространение, занимая от десятых процентов площади до десятков процентов. Основную часть площади – более 96 %, слагают 7 типов пород, а на долю остальных 6 типов пород приходится соответственно менее 3 % площади. Рассмотрим более подробно некоторые петрофизические особенности наиболее Кейвской распространенных типов пород структуры. Распределение петроплотностных свойств этих типов пород показано на рис. 4.11.

Комплекс основания на территории Кейвской структуры имеет выходы на поверхность в юго-западной части исследованного домена коры (участок 6 на рис. 4.1) и представлен двумя типами гнейсов. Для биотитовых амфиболсодержащих гнейсов характерны значения $\sigma = 2.50-2.70$ г/см³, при средней плотности 2.62 г/см³ и $\chi = (0-22) 10^{-3}$ СИ, при модальном значении магнитной восприимчивости $0.1 \cdot 10^{-3}$ СИ. Для амфибол-биотитовых гнейсов характерен диапазоном плотности $\sigma = 2.53-2.80$ г/см³ и

магнитная восприимчивость $\chi = (0.1-15) \cdot 10^{-3}$ СИ с модальным значением $0.2 \cdot 10^{-3}$ СИ. В пределах выделенного участка земной коры комплекс основания занимает 4 % площади.



Рис. 4.11. Распределение петроплотностных свойств основных типов пород Кейвской структуры

Выше по разрезу расположены метаосадочные породы кинемурской и коловайской свит, представленные биотитовыми гнейсами, двуслюдяными с гранатом и амфибол-биотитовыми соответственно. Они имеют одинаковый диапазон значений плотности от 2.56 г/см³ до 2.78 г/см³, но в среднем гнейсы кинемурской свиты плотнее – $\sigma = 2.67$ г/см³ и $\sigma = 2.64$ г/см³ соответственно.

Для обоих комплексов пород магнитная восприимчивость изменяется широких пределах $\chi = (0.1-67.8) \ 10^{-3}$ СИ, модальные значения магнитной восприимчивости для пород кинемурской свиты составляет $\chi = (22.6) \ 10^{-3}$ СИ, а для коловайской свиты $\chi = (16.3) \ 10^{-3}$ СИ.

На образованиях коловайской и кинемурской свит залегает лебяжинская толща гастингститовых гнейсов. В ее пределах выделяется комплекс щелочных метасоматитов: плагиосланцев и гранитизированных гнейсов. Для щелочных плагиосланцев значения плотности лежат в диапазоне $\sigma = 2.53 - 2.79$ г/см³ (средняя плотность 2.68 г/см³) причем они обладают высокой магнитной восприимчивостью $\chi = (0.2-79.1) \ 10^{-3}$ СИ с наиболее вероятным значение 47.7 · 10⁻³ СИ. Комплекс щелочных гнейсов является менее плотным и обладает меньшей магнитной восприимчивостью - так $\sigma = 2.50-2.80$ г/см³, средняя плотность 2.65 г/см³, а $\gamma = (0-113) \ 10^{-3} \ \text{CM}$ (модальное значение 25.1·10⁻³ CM). Гнейсы лебяжинской толщи расположены в центре выделенного домена, в плане вытянуты в северо-западном направлении и занимают 24 процента территории. Лебяжинская свита, в основном, также представлена двумя комплексами гнейсов. Мелкозернистые гранат-биотитовые гнейсы с мусковитом значения $\sigma = 2.56-2.72$ г/см³, средняя плотность которых составляет 2.67 г/см³, причем они практически не магнитны $\gamma = (0.1-0.5) \cdot 10^{-3}$ СИ (модальное значение 0.2·10⁻³ СИ). Плотность второго типа гнейсов (мелкозернистые мусковит-биотитовые с гранатом) лежит в диапазоне значений $\sigma = 2.49-2.76$ г/см³, (средняя плотность 2.64 r/cm^3), а их магнитная восприимчивость изменяется в пределах $\gamma =$ $(0-44) \cdot 10^{-3}$ СИ и её распределение бимодально, с наиболее вероятные значения $0.2 \cdot 10^{-3}$ СИ и 18 10^{-3} СИ. В плане породы лебяжинской свиты занимают 33 процента площади домена.

Выше по разрезу расположены сланцы червуртской свиты, которые практически не магнитны $\chi = (0-1) \cdot 10^{-3}$ СИ (модальное значение $0.3 \cdot 10^{-3}$ СИ). Для этой свиты наиболее характерны сланцы ставролит-кианитовые и кианитовые углеродистые, плотность которых меняется в широких пределах от 2.56 г/см³ до 3.18 г/см³, а средняя плотность составляет $\sigma = 2.87$ г/см³ Распределение плотности мультимодально с наиболее вероятными значеними 2.75 г/см³, 2.90 г/см³ и 2.99 г/см³. Вышележащая выхчуртская свита, сложена кварцитами, мусковит кварцевыми сланцами и, в основном, ставролит-кианитовыми сланцами, также представляющими высокоплотные образования с $\sigma = 2.62-3.12$ г/см³, средняя плотность которых равна 2.84 г/см³ и модальное значения 2.82 г/см³. Сланцы выхчуртской свиты не магнитны, значения магнитной восприимчивости для них меньше 0.1 10⁻³ СИ.

214

Комплекс щелочных гранитов, широко представленный в пределах Кейвской структуры, занимает около четверти площади поверхностных обнажений. В пределах комплекса выделяются крупнозернистые арфведсонитовые щелочные граниты, слагающие центральные части массивов, а также среднезернистые эгиринарфведсонитовые и мелкозернистые эгириновые разности, слагающие краевые зоны комплекса. Физические свойства данного комплекса гранитов обладают выраженной зональностью (рис. 4.12)

Граниты внутренней части комплекса имеют меньший разброс плотности $\sigma = 2.56-2.72$ г/см³ и меньшую среднюю плотность $\sigma = 2.62$ г/см³, по отношению к гранитам краевых частей, для которых характерен диапазон $\sigma = 2.51-2.76$ г/см³, а средняя плотность составляет $\sigma = 2.63$ г/см³. Магнитная восприимчивость для щелочных гранитов изменяется в очень широких пределах, причем граниты центральных частей комплекса практически не магнитны $\chi = (0-1) 10^{-3}$ СИ.



Рис. 4.12. 1 – граниты внутренних частей массивов; 2 – граниты внешних частей.

Среднезернистые эгирин-арфведсонитовые граниты обладают значительно большей магнитной восприимчивостью $\chi = (0-50.2) \ 10^{-3}$ СИ, её распределение бимодально со значениями максимумов $\chi = (0.2) \ 10^{-3}$ СИ и $\chi = (10) \ 10^{-3}$ СИ. Ближе к краевым зонам массивов магнитная восприимчивость уменьшается до $\chi = (7.5) \ 10^{-3}$ СИ, а в зоне эндоконтакта, для мелкозернистых эгириновых гранитов изменяется от 0 10^{-3} СИ до 100.5 10^{-3} СИ, распределение также бимодально: $\chi = (0.2) \ 10^{-3}$ СИ, $\chi = (25.1) \ 10^{-3}$ СИ.

С процессами становления гранитоидных комплексов связаны регионально проявленные преобразования физических свойств пород, которые, в основном, и предопределили петрофизические особенности пород района. Физические свойства архейс-

ких пород Кейвской структуры, во многом, обусловлены почти повсеместным преобразованием за счет процессов метасоматоза, выражающегося либо в равномерной микроклинизации субстрата, либо в обогащении его порфиробластами микроклина с одновременным исчезновением фемических минералов (Галичанина и др., 1985). Указанный процесс в конечном итоге приводит к возникновению гранитоидов мигматитового и анатектитового комплексов. Эти конечные продукты гранитизации мало различимы по плотности, то есть разуплотнение исходного материала архейских гнейсов Кейв достигает 0.04 г/см³, плагиогранитов-гранодиоритов – 0.07 г/см³, двупироксеновых метадиоритов – 0.22 г/см³. Отметим, что на средних уровнях гранитизации, как правило, имеет место заметное возрастание магнитной восприимчивости до (12.6–18.8)·10⁻³ СИ, отмечаемое для всех щелочных гранитоидов Кейвской структуры.

Для сопоставления с наблюденными региональными геофизическими полями проведена простейшая классификация приведенных геолого-петрофизических данных в пределах Кейвской структуры. Можно выделить три принципиально отличных группы пород: комплекс гнейсов различного состава, комплекс щелочных гранитов и комплекс кианитовых сланцев. Для этих комплексов характерны резко выраженные локальные интенсивные положительные аномалии магнитного и локальные отрицательные аномалии гравитационного полей, что свидетельствует об ограниченном распространении источников геофизических аномалий на глубину. По результатам интерпретации данных магниторазведки и гравиразведки, можно обоснованно предполагать, что источник интенсивных высокочастотных аномалий расположен около поверхности. Это дает основание предположить, что значительные геологические преобразования затронули Кейвский домен только до глубины 5 –10 км (Матюшкин, 2003). отметить также, что из сравнения результатов Следует интерполяции региональных глубинных сейсмических характеристик архейских доменов коры был сделан вывод о некоторой опосредованной схожести Кейвского домена с центральной частью Мурманского доменов коры. С учетом наличия таких выразительных геологических комплексов, как кианитовые сланцы и щелочные граниты можно, вероятно, можно говорить о геодинамической обстановке коллизии указанных доменов коры архее.
Все приведенные выше результаты анализа детальных геолого-геофизических и петрофизических признаков для доменов коры и наборов типичных пород в них, позволяют наметить некоторые общие черты и различия в строении эталонных участков архейской земной коры Кольского региона.

1. Породы Мурманского домена, представленные различными типами гранитоидов, являются относительно более плотными и, по-видимому, они сформировались в условиях устойчивой платформенной стабилизации.

2. В поверхностных породах центральной и западной частей Мурманского домена, в отличие от его восточной части, более развиты процессы метасоматических преобразований, что привело к снижению плотностных характеристик и увеличению намагниченности этих пород.

3. Породы Беломорского ПП и Кольско-Норвежского домена, по сравнению с Мурманским доменом, являются относительно разуплотненными, что позволяет предполагать их более активную геодинамическую эволюцию.

4. Для Кейвского домена коры можно говорить о его изначальной схожести с центральной частью Мурманского домена. С учетом представленных поверхностных комплексов пород Кейвского домена, вероятно, можно говорить о геодинамической обстановке коллизии этих доменов континентальной земной коры архее.

217

Глава 5 Геодинамическая эволюция восточной части Балтийского щита

Как было показано ранее, все происходившие в истории развития восточной части Балтийского щита события можно объединить в два крупных этапа эволюции континентальной коры. Первый характеризуется процессами зарождения и начального развития континентальной коры Кольской ГГО и Мурманского составного домена, который происходил в интервале 3100-2830 млн. лет, а в Карельской ГЗО И Водлозерском домене около 3400-2750 млн. лет. Этот этап можно условно назвать доколлизионным и утверждать, что ОН характеризуется индивидуальностью проявления процессов корообразования в каждом из сегментов коры. Второй - наиболее продолжительный, охватывает интервал времени соответственно от 2830 и 2750 млн. лет и до сегодняшнего дня. Данный период характеризуется общностью проявления эволюционных событий и указывает на время существования единой Карело-Кольской архейской литосферной плиты, ставшей в конце раннего протерозоя частью более крупной структуры (первого в истории Земли суперконтинента). При этом, несмотря на проявление в регионе процессов рифтогенеза наложенных на его фундамент, общий облик литосферной плиты не был существенно трансформирован. Процессы, приведшие к формированию этой структуры, являются частью глобальных изменений на поверхности Земли, произошедших в позднем архее и сформировавших первый в истории нашей планеты суперконтинент Моногея по О.Г. Сорохтину (Сорохтин, Ушаков, 1991) или Пангея-0 по В.Е. Хаину (Хаин, Божко, 1989). В результате этого, в пределах архейской части Балтийского щита были проявлены коллизионные процессы, приведшие к "слипанию" разделенных корой базит-ультрабазитового состава доменов и областей континентальной коры.

При рассмотрении вопросов геодинамической эволюции континентальных образований Карело-Кольского региона, немаловажным фактором является то, что во всех сегментах (домены, подвижные пояса, области) коры повсеместно встречаются породные ассоциации зеленокаменного типа, а сами они разделены зеленокаменными поясами.

Восточная часть Балтийского щита была сформирована в архее ~2750 млн. лет назад и состоит из четырех крупных сегментов континентальной коры: Карельская гранит-зеленокаменная область (ГЗО), Беломорский подвижный пояс (ПП), Кольская гранулито-гнейсовая область (ГГО) и Мурманский составной домен. Следует отметить, что авторы намеренно выделяют Мурманский составной домен из структуры Кольской ГГО, т.к. строго говоря, слагающие его СВК по всем параметрам тектоно-метаморфической эволюции являются резко отличными от аналогичных образований фундамента Кольско-Норвежского домена и не могут составлять единое с ним целое.

5.1. Карельская гранит-зеленокаменная область

Исследования последних лет позволили обосновать многочисленные данные о внутренней структурно-вещественной неоднородности Карельской ГЗО. Например, С.Б. Лобач-Жученко с соавторами (Ранний докембрий..., 2005) выделяет в ее пределах три самостоятельных домена коры: Западно-Карельский, Центрально-Карельский и Водлозерский (рис. 5.1), первые два из которых состоят из нескольких блоков. Все перечисленные образования имеют различный возраст зарождения континентальной коры и особенности структурно-вещественного наполнения, однако, по нашему мнению, на сегодняшний день нет веских оснований разделять западную и центральную части Карельской ГЗО в предлагаемых границах, так как слагающие их блоки коры содержат черты генетического родства.

Наиболее древние породные ассоциации выделяются в пределах Водлозерского домена и представлены метакоматиитами и амфиболитами вулканогенной серии с возрастом образования ~3400–3120 млн. лет (Ранний докембрий..., 2005). Данный комплекс пород прорывается гнейсами с возрастом ~3100 млн. лет. Этими же авторами отмечается, что большинство пород TTG-серии, с положительными значениями $\varepsilon_{Nd}(t)$ не имеют коровой предыстории. И только лишь незначительная их часть, имеющая отрицательные значения $\varepsilon_{Nd}(t)$, могла быть образована за счет переработки более древнего континентально-корового материала



или, как мы предполагаем, осадочных образований (там же, стр. 306). Обращает на себя внимание тот факт, что омоложение структурно-

Рис. 5.1. Схема размещения архейских зеленокаменных структур в пределах Карельской ГЗО и Водлозерского домена.

1 – оси зеленокаменных поясов; 2 – границы выделяемых полигональных структур, объяснения см. в тексте; 3 – границы доменов коры;

4 — 6 — разновозрастные ядра континентальной коры (Ранний докембрий..., 2005): 4 — область континентальной коры с возрастом 3,0–2,9 млрд. лет; 5 – ядра континентальной коры с возрастом >3,1 млрд. лет; 6 – ядра континентальной коры с возрастом ≈ 3,1 – 3,5 млрд. лет.

вещественных комплексов Водлозерского домена происходило закономерно от центра к периферии в течение всего периода эволюции корообразующих процессов (рис. 5.1). Приведенные данные свидетельствуют о формировании ядра континентальной коры Водлозерского домена в интервале времени ~3400–3100 млн. 220 лет, а позже, на этапе 3000–2850 млн. лет происходило приращение континентальной коры с образованием вулканоплутонических и осадочных ассоциаций аккреционного типа, сравнимых сегодня с островодужными (Ранний докембрий..., 2005).

Западный и центральный домены Карельской ГЗО занимают большую часть структуры, западная часть которой представляет собой набор мозаично сочлененных в пространстве мелких разновозрастных сегментов континентальной коры (Ранний докембрий..., 2005). Анализ геологической карты Финляндии показывает, что архейские образования центральной ее части были, скорее всего, самостоятельными доменами коры на стадии их зарождения и ранних этапов развития. В позднем архее в эпоху развития ребольской фазы складчатости или, что более вероятно, в раннем протерозое на стадии закрытия свекофеннского палеоокеана они были с запада причленены к Карельской ГЗО. Об этом свидетельствует, в частности, наличие раннепротерозойских СВК, тектонически разделяющих архейские комплексы центральной Финляндии и Карельской ГЗО. Некоторые из них имеют возраст образования 3400-3200 млн. лет и сходны с Водлозерским доменом, другие были сформированы позже, около 2850 млн. лет назад (Ранний докембрий..., 2005).

Начало формирования континентальной коры собственно Карельской ГЗО оценивается возрастом >3100 млн. лет. Она представляет собой систему закономерно расположенных в пространстве гнейсо-гранитных ареалов и зеленокаменных поясов (рис. 5.2). В целом, структурная организация ранних этапов становления континентальной коры Карельской ГЗО сопоставима с аналогичными образованиями других регионов и представлена широким развитием преимущественно купольно-складчатых структур. При этом более древние зеленокаменные ассоциации всегда располагаются в межкупольном пространстве сопряженных с ними структур, а также присутствуют в виде ксенолитов в гранито-гнейсовой матрице.

Процесс становления коры континентального типа описываемого региона был достаточно растянут во времени и оценивается интервалом 3100–2750 млн. лет, приращение которой происходило от центра к периферии (рис. 5.1).

Анализ данных по пространственному положению зеленокаменных поясов Карельской ГЗО показывает, что они образуют две сопряженные в пространстве полигональные структуры (рис. 5.1), представленные гранит-зеленокаменными областями различного возраста. Одна из них охватывает практически всю территорию собственно Карельской ГЗО, а другая четко ограничена развитием породных ассоциаций Водлозерского домена. Природа возникновения столь закономерно ориентированных в пространстве СВК, образующих геометрически правильные фигуры будет рассмотрена в главе 6, здесь лишь отметим, что факт их выделения свидетельствует о генетическом родстве слагающих континентальную кору региона породных комплексов.



Рис. 5.2. Схема распределения реперов геодинамических режимов в Карельской ГЗО, Водлозерском домене и западной части Беломорского ПП.

Области проявления геодинамических режимов: архей: 1 – протоокеанический режим, 2 – режим зарождения сиалических ядер, 3 – коровоастеносферный режим, 4 – режим синколлизионного выдавливания; ранний протерозой: 5 – континентально-рифтогенный режим, 6 – коллизионный режим.

В позднем архее СВК Карельской ГЗО и Водлозерского домена подверглись коллизии описываемой литосферной плиты с образованиями Беломорского ПП, Кольской ГГО и Мурманского составного домена, что привело к тектоно-магматической активизации слагающей ее коры. В настоящее время мы не располагаем достаточным количеством данных, позволяющих однозначно определить время сочленения собственно Карельской ГЗО и Водлозерского домена, однако ко времени наложения на них процессов ребольской фазы складчатости, они составляли единое целое (рис. 5.2). Сформированные в это время породные ассоциации лопийского СВК представлены синтектоническими гранитами и гранитогнейсами, мигматит-гранитами, интрузивными телами гранит-порфиров, внедрявшихся в интервале 2750-2600 млн. лет назад. Эти события были проявлены локально и приурочены в основном к зоне сочленения Карельской ГЗО и Беломорского ПП на северо-востоке и востоке структуры (рис. 5.2). Столь ограниченный характер проявления структурно-метаморфических преобразований в пределах описываемой области свидетельствует о монолитности и эффективной жесткости слагающей ее литосферной плиты.

5.2. Беломорский подвижный пояс

В раннедокембрийской истории формирования коры С-3 Беломорья выделяются четыре эндогенных цикла, каждому из которых присущи свои специфические особенности, позволяющие выявить геодинамические режимы существования континентально-коровой системы и выстроить их в определенной последовательности.

Наиболее ранние события, протекавшие в С-З Беломорье, 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-кварц-диоритового и кварц-диориттоналит-гранодиоритового состава. Один из членов этой триады (ультрабазит-базитовые ассоциации), реконструируются как вулканогенные образования, содержащиеся в качестве ксенолитов в диорит-тоналит-гранодиоритовой матрице. Так как у нас нет 223 прямых доказательств формирования этих комплексов в едином парагенезисе, то можно предположить, что ультрабазит-базиты являются самостоятельным комплексом, формировавшим кору базитового состава, время образования которой предшествовало зарождению континентальной коры. В целом же данные ассоциации можно отнести к глубоко переработанным зеленокаменным образованиям.

Наиболее сохранившиеся фрагменты супракрустального комплекса, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации, иногда имеют тонкозернистое строение, структурно-текстурные особенности вулканитов и даже реликты магматических минералов (Володичев, 1990). Наложение на поверхностные образования прогрессивного метаморфизма гранулитовой фации умеренных давлений, указывают на их погружение сверху вниз, а процессы их мигматизации косвенно указывают на достижение супракрустальными породами уровней плавления гранитоидного вещества. В настоящее время, среди изученных комплексов не найдено следов проявления процессов частичного плавления и дифференциации вещества базитовой коры, однако, последовательность геологических событий указывает на вторичную природу возникновения континентально-коровых ассоциаций. Нахождение ксенолитов метавулканитов в купольных структурах Ковдозерского домена подтверждает предположение о том, что не переработанные остатки коры базитового состава были подхвачены образующимися эндербит-чарнокитовыми выплавками и перемещены из области магмогенерации в верхние структурные этажи.

Кроме формирования интрузивных магматических комплексов, ранний эндогенный цикл характеризовался широким развитием процессов ультраметаморфизма, которые образуют "гигантские" полимигматитовые поля. Этот факт указывает на наличие в архее условий повышенного геотермического градиента в коре и ее значительный перегрев. Физические аспекты этого процесса будут подробно рассмотрены в главе 6.

Как уже отмечалось, наиболее ранний этап развития Беломорид, характеризовался формированием гранулит-базитэндербит-чарнокитовой и гранитогнейсовой ассоциациями, а также развитием купольных и глубинно-надвиговых структур. Вещественное наполнение, интенсивные процессы ультраметаморфизма, структурно-метаморфическая зональность, позволяют предполагать возможность существования механизма конвективного тепломассопереноса во вскрытом современным эрозионным срезом глубинном слое архейской коры. Характер проявления этих событий в пространстве и времени укладываются в схему упорядоченного типа конвективного перемешивания вещества, по крайней мере, в Ковдозерском домене. Таким образом, весь объем нижнего (коровоастеносферного) слоя, на ранней стадии развития, мог представлять собой единую систему – подобную ячее Бенара (рис. 5.3).



Рис. 5.3. Характерные особенности развития коровой астеносферы Ковдозерского домена.

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 – направления тока вещества коровой астеносферы; 10 – направления тока вещества верхней мантии.

Известно, что при давлениях P > 2 кбар плавление водонасыщенных силикатных магм гранитоидного состава, происходит при сравнительно низких температурах ~600-650°С, тогда как при более низких давлениях P < 2 кбар температура кристаллизации магм такого состава повышается вплоть до 850–900°С при P = 0 (Жариков, 1980). Поэтому водонасыщенные мигматит-граниты, поднимавшиеся в процессе конвективного массообмена из низов коры на уровни раздела нижней и верхней коры, сбрасывали минерализованные водонасыщенные флюиды, которые должны были являться источником метасоматоза на границе раздела.

Изучение Беломорского ПП позволяет выделить в его пределах специфический комплекс глиноземистых гнейсов неясного генезиса, который на сегодняшний день большинством авторов относится к осадочно-вулканогенным образованиям. Критерием определения его генетической природы служат только геохимические построения, так как прямые геологические данные его однозначной идентификации отсутствуют. Наряду с этим, комплекс глиноземистых гнейсов характеризуется широким проявлением метасоматических процессов и способностью развиваться по любым типам пород (Володичев, 1990).

По нашим данным, описываемый комплекс может маркировать зону перехода от высокопластичного и флюидонасыщенного слоя коры к верхней и эффективно жесткой (раскристаллизованной) ее части. Следы контактового метасоматического перераспределения элементов (Король, 1990; Володичев, 1990), наблюдающиеся в эндербит (тоналит) – чарнокитовых (гранодиоритовых) образованиях саамского СВК, происходившего на ранних этапах становления континентальной коры, косвенно указывают на наличие в системе водного флюида, переносчиком которого могли являться поднимающиеся с глубины гранитогнейсовые купола.

Наблюдаемые в центральных частях купольных образований раннего СВК процессы бесструктурных диафторических изменений метаморфических парагенезисов (амфиболизация гранулитовых парагенезисов), могут указывать на наличие вертикальной зональности их проявления при подъеме гранитогнейсовых диапиров. К сожалению, пока не имеется достаточных структурных данных для выделения зоны перехода вертикальной ветви такой зональности в горизонтальную, однако можно предположить, что при достижении куполами границы раздела высокопластичной и жесткой коры они должны были "растекаться" в образуя области вязкого течения вещества в стороны, субгоризонтальной плоскости (рис. 5.4). Подобные структуры уверенно идентифицируются в периферических областях домена. Плащевидное залегание тел глиноземистых гнейсов, глубинный 226

характер преобразований и их специфический метаморфизм, хорошо объясняются этой моделью и позволяют по-новому взглянуть на традиционно стратифицируемые многими исследователями вещественные комплексы.









А – зарождение диапира,
 Б – всплывание диапира (становление вертикальной метаморфической зональности),

В – растекание диапира в субгоризонтальной плоскости (становление горизонтальной метаморфической зональности). 1- зона частичного плавления и дифференциации в переходном слое от мантии к нижней коре, 2гранитогнейсовые (мигматитовые) купола, 3- главные направления распространения потока нижне субстрата. корового Крестом обозначен жесткий и полностью раскристаллизованный слой коры

Рис. 5.4. Механизм возникновения вертикальной и горизонтальной метаморфической зональности в коровых ассоциациях Ковдозерского домена.

Принципы геодинамического анализа континентальных областей раннего докембрия, заключаются, прежде всего, в выявлении реперов геодинамических режимов, которыми являются определенные структурно-вещественные комплексы и процессы. Индикатором самого раннего протоокеанического этапа развития могут рассматриваться многочисленные ксенолиты супракрустальных образований, которые указывают на предшествующую зарождению континентальной коры региона историю и, строго говоря, должны были бы быть выделенными в самостоятельный эндогенный цикл. Однако этот вопрос требует дополнительной проработки, и пока мы вынуждены условно относить вулкано-плутонические образования к ранним этапам становления коры континентального типа, не выделяя их в качестве самостоятельного комплекса.

Позднеархейский – ребольский эндогенный цикл, наряду с магматизмом периферических зон Ковдозерского домена, характеризовался интенсивным полициклическим проявлением деформаций вязкого течения. По данным Володичева (1990), именно в это время на границе Кольской ГГО и Карельской ГЗО произошла трансформация Беломорской структуры с явными признаками возникновения зоны сжатия. Это событие обусловило резкую смену геодинамического режима, выраженного 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 синтектонических пластинообразных тел тоналитогнейсов, которые подчеркивают плоскости транспорта и не образуют самостоятельных интрузивных массивов изометричной формы. Восточная часть Ковдозерского домена, по всем признакам является форланд структурой зоны коллизии с Кольской гранулито-гнейсовой областью.

По всем имеющимся признакам в пределах Ковдозерского домена и его обрамления (за исключением центральных частей) в интервале времени ~2750–2600 млн. лет назад был проявлен региональный коллизионный геодинамический режим, который в форланд-структуре, шовной и тыловой зонах имел свои особенности реализации.

Наиболее поздние жильные образования гранитоидов маркируют время проявления процессов стабилизации континентальной коры Беломорского ПП.

Завершая описание архейского этапа геодинамической эволюции Беломорского ПП, следует отметить, что наиболее детально описываемые события были изучены в пределах Ковдозерского домена. Слагающие его древнейшие образования можно отнести к предшествующему формированию континентальной коры протоокеаническому этапу (~3000 млн. лет назад). Более поздние события привели к становлению континентальной коры региона (~3000 млн. лет назад) и формированию цепочки 228 доменов на периферии Карельской ГЗО. Еще позже произошло разделение континентальной коры Беломорского ПП на верхний – жесткий слой и нижний – высокопластичный (коровоастеносферный) (3000–2750 млн. лет назад), породные ассоциации которого в настоящее время выведены на поверхность. На завершающем этапе в регионе были широко проявлены процессы коллизии (~2750–2600 млн. лет назад), которые затем закономерно сменились проявлением режима кратонизации системы (~2600–2500 млн. лет назад).

5.3. Кольская гранулит-гнейсовая область

Кольская ГГО представляет собой сложно структурированное мозаичное континентальнокоровое образование, состоящее из обособленных доменов земной коры архейского возраста. Впервые эти домены были объединены в единую область (микроплиту) в результате коллизионных процессов верхнеархейской – ребольской фазы тектогенеза (2830-2600 млн. лет назад). Данное событие в значительной мере способствовало затушевыванию ранних корообразующих процессов и сформировало современный структурный узор восточной части Балтийского щита, незначительно осложненный раннепротерозойскими процессами рифтогенеза. В связи с этим, авторы считают целесообразным рассматривать архейскую историю развития Кольской ГГО выделяя два крупных этапа: доколлизионный и коллизионный.

Применение принципов геодинамического анализа позволяет вычленить из всего многообразия полициклически проявленных процессов вещественные и структурно метаморфические реперы ребольского эндогенного цикла в пределах не только Кольской ГГО, но и всей восточной части Балтийского щита. Такого рода подход приводит к более корректному восстановлению доколлизионных событий в каждом из доменов коры или целой микроплиты (например, Карельской).

Кольско-Норвежский домен

Доколлизионный этап развития Кольско-Норвежского домена характеризуется проявлением закономерно сменяющих друг друга событий от момента зарождения до кратонизации. Наиболее ранние восстанавливаемые процессы выражены в формировании эндербит-чарнокитовой матрицы. Среди гранитоидов встречается и большое количество ксенолитов основных кристаллосланцев и метапироксенитов. Возраст проявления данных процессов оценивается интервалом 3100–3000 млн. лет. (Авакян, 1992 и др.) Структурно-метаморфические реперы ранней стадии развития домена, по-видимому, полностью уничтожены верхнеархейскими коллизионными процессами (см. рис. 5.5, табл. 5.1).

Около 2880 ± 50 млн. лет назад началось формирование континентального чехла Кольско-Норвежского домена, представленного в настоящее время преимущественно глиноземистыми гнейсами и имеющими характерный плащевидный характер залегания. Среди глиноземистых гнейсов встречаются также железистые кварциты и амфиболиты. В юго-западной части домена широко развит мощный железокремнистый осадочновулканогенный комплекс, протягивающийся в северо-западном направлении вдоль границы Кольско-Норвежского домена. Несмотря на интенсивность и неоднократность наложения более поздних структурно-метаморфических процессов на описываемый комплекс, можно определить мульдообразный характер его залегания. Вещественно он представлен железистыми кварцитами, метапелитами, двупироксеновыми кристаллосланцами и амфиболитами. Реже встречаются карбонатсодержащие породы. Примечательным является тот факт, что нижние части разрезов практически всегда представлены амфиболитами, выше залегают биотитовые гнейсы, а верхи разрезов характеризуются развитием глиноземистых гнейсов и железистых кварцитов. Отмеченный характер осадконакопления, на наш взгляд, однозначно свидетельствует о процессе кратонизации континентальной коры региона.

Сам факт формирования в краевой части Кольско-Норвежского домена мощных вулканогенно-осадочных толщ железорудной аккреционной призмы в позднем архее, требует рассмотрения некоторых теоретических предпосылок и закономерностей накопления железистых осадков на поверхности Земли. Работы последних лет позволили выделить в истории Земли три основных этапа осадочного железорудного накопления (Сорохтин О., Ушаков, 1991). Первый - наиболее древний этап был проявлен в интервале 3.8–3.6 млрд. лет назад, второй – 2.9–2.6 и третий – 2.3– 1.7 млрд. лет назад. Описываемый комплекс относится ко второму этапу железорудного накопления.



Рис. 5.5. Схематическая геодинамическая карта Кольского полуострова. Составлена с использованием материалов (Объяснительная..., 1994; Авакян, 1992; Добржинецкая, 1989; Докембрийская..., 1992; Минц, 1994).

Условные обозначения приведены в табл. 5.1.

Известно (Сорохтин и др., 1996), что в архее гравитационная дифференциация Земли происходила по механизму зонной сепарации тяжелых расплавов железа и его окислов от более легких

Геодинамический режим		Процессы	Структурные и	Возраст млрд. лет								
регио нальн	локальн.	процессы	вещественные ассоциации	3.2	3.0	2.8	2.6	2.4	1 2.	2 2	2.0	1.8
кратонизации	кратонный	осадко- накопление	1- глиноземистые пара- гнейсы; 2- кислые и сред- ние метавулканиты, осад- ки; 3- андезиты, базальты, кианитовые сланцы, квар- циты, карбонаты		[Ū		= ²	777	3		
	окраинно-кон- тинент. осад- конакопления	осадко- накопление	биотитовые, гранат-биоти- товые парагнейсы, желе- зистые кварциты		B	8						
	деструктивно- инициальный	магматизм	 субщелочные граниты; чарнокиты, монсодио- риты, щелочные граниты, сиениты; гранодио- риты, граниты 				(#] 1 +++	2			3 +
контрифто- генный	рифтогенный	магматизм, осадкона- копление	карбонаты, кварциты, туфы, риолиты, андезиты, дациты, базальты, диориты, габбро, пери- дотиты, пироксениты					V	V	V	V	
коллизионный	1- синколли- зионного ди- апиризма тыловых зон 2- синколли- зионного вы-	диапиризм	купольные структуры		C	> ф	- O				þ	
		разрывные нарушения	надвиги, сдвиги				→($\left(\right)$		_	$\langle \rangle$	1
		парушения	зона поддвига плит				→((++	
	давливания 3- субдукци- онно-обдук- ционный	магматизм	(1,2) диориты, чарнокиты (гранодиориты), эндер- биты (тоналиты), трондье- миты; (3) габбро, габбро- анортозиты, монсодио- риты, диориты] *		3	Ē	 + -	1
	неопреде- ленный	диапиризм	купольные структуры			\square	F					
		магматизм	тоналиты, гранодиориты, мигматит-граниты									
корово-астеносферный	внутрико-	диапиризм	купольные структуры			6						
	рового диапиризма	магматизм	тоналиты, гранодиориты, мигматит-граниты			F						
	внутрикоровой конвекции	диапиризм	купольные структуры			Ь						
		метасоматоз	грби. гнейсы с кианитом		ſ	00						
		магматизм	тоналиты (эндербиты), гранодиориты (чарно-киты), мигматит-граниты			<u> </u>						
	корово- мантийного смешивания	метасоматоз	гранат-силлиманитовые кристаллосланцы					•••				
		магматизм	1- эндербиты; 2-двупирок- сеновые кристаллослан- цы, метагаббро-нориты, перидотиты, эклогитопо- добные породы				1 -	#	2			
первич. зелено- (аменных поясов		магматизм, осадкона- копление	Гранат-биотитовые и био- титовые пейсы, гранато- вые и плагио-амфиболиты, пироксениты, перидотиты, конгломераты, карбонатные породы									

Таблица 5.1. Условные обозначения к схематической геодинамической карте СВ части Балтийского щита. Подробное описание геодинамических режимов будет рассмотрено в главе 6.

силикатов мантии, а в протерозое и фанерозое - по механизму бародиффузионного разделения мантийного вещества. Смена механизмов дифференциации на рубеже архея и протерозоя предопределила не только принципиальное отличие геологии архея от последующих эпох, но и привело к несколько специфической картине распределения железа в конвектирующей мантии Земли.

По данным О.Г. Сорохтина (Сорохтин, Ушаков, 1991) в докембрии железо в Мировой океан поступало не из однородного мантийного вещества, а через гетерогенную океаническую кору. В связи с этим необходимо учитывать, что его содержание в разных породах океанической коры не было одинаковым. Так, из-за ликвации расплавов и отсадки плотного железа в базальтовых магмах его концентрация в самих базальтах не могла быть высокой, тогда как в серпентинитах, возникавших за счет гидратации реститовых участков мантийного вещества, концентрация металлического железа оставалась на мантийном уровне. Состав же и строение океанической коры со временем существенно менялись. Так, в архее океаническая кора характеризовалась существенно базальтовым составом, а, начиная с протерозоя, в ее основании появился серпентинитовый слой (основной носитель связанной воды, а в докембрии – железа).

В описываемых здесь рассуждениях принято, что концентрация железа в серпентинитах, формирующихся на рубеже архея и протерозоя была приблизительно в 10 раз выше, чем в базальтах (Сорохтин и др., 1996).

Взаимодействие в рифтовых зонах горячего мантийного вещества с океанической водой при чрезвычайно низком парциальном давлении кислорода (столь характерного для позднего архея – раннего протерозоя), возникали растворимые соединения двухвалентного железа (гидроокись и бикарбонат). Эти соединения далее разносились по всему океану. Попадая на мелководья с богатым фитопланктоном, гидроокись железа окислялась микроводорослями «in situ» в воде без выделения кислорода в атмосферу. Аналогично этому, железобактерии окисляли бикарбонат железа. При этом продукты реакции нерастворимые в воде окислы и гидроокислы трехвалентного железа – выпадали в осадок, постепенно накапливая мощные толщи богатых железом осадков, сформировавших затем крупнейшие железорудные месторождения Мира.

233

Благодаря процессу гидратации, в рифтовых зонах происходило освобождение кремнезема из пород океанической коры (гидратация пироксенов и плагиоклазов) в условиях насыщения вод Мирового океана углекислым газом. Этим, по-видимому, и следует объяснять обычный парагенезис железа с кремнеземом в джеспилитовых рудах и железистых кварцитах докембрия.

Все приведенные выше данные о характере и механизмах железорудного осадконакопления в архее приводят к выводу о существовании в юго-западной части Кольско-Норвежского домена условий сравнимых с современными пассивными окраинами континентов или же с зонами перехода континент – океан в областях сгруживания и тектонического перемешивания фрагментов коры океанического и континентального типов. Именно в таких условиях (на краю континента), по мнению авторов, возможно было формирование крупных объемов железо-кремнистых толщ. Выявленная выше закономерность распределения вещественных комплексов снизу вверх в железорудных месторождениях Оленегорского пояса, позволяют предположить, что амфиболитовая их часть всегда являлась ложем накопления осадков. Из этого следует, что юго-западную часть Кольско-Норвежского домена можно рассматривать, как зону перехода континент - океан, в пределах которой около 2880 млн. лет назад интенсивно формировались железорудные осадочные комплексы.

Процессы формирования континентального чехла Кольско-Норвежского домена были прерваны около 2830 млн. лет назад и режим кратонизации сменился новым - существенно коропреобразующим коллизионным режимом. В интервале 2830-2600 млн. лет описываемые комплексы были интенсивно переработаны структурно-метаморфическими процессами ребольской фазы складчатости. В это же время происходило внедрение больших масс синтектонических тел эндербитов (тоналитов) и чарнокитов (гранодиоритов) в континентально-коровую матрицу, а процессы мигматизации имели региональный характер. Метаморфические преобразования СВК в данное время характеризуются проявлением зонального метаморфизма амфиболитовой и гранулитовой фаций умеренных и повышенных давлений. Пространственно область развития гранулитовой фации тяготеет к центральной зоне домена и вытянута в северо-западном направлении, Амфиболитовая же фация развита преимущественно в периферических областях. Наряду с выделенной метаморфической зональностью характерной особенностью ребольской фазы тектогенеза является и структурная неоднородность. Так, в центральной и северо-восточной периферической областях домена развиты глубинно-надвиговые структуры вязкого течения, тогда как в пределах Оленегорского зеленокаменного пояса (юго-западная зона), в основном, присутствуют купольно-складчатые структуры. В зоне сочленения описываемых типов структурных узоров наблюдается серия постепенных переходов. Соответственно этому, процессы внедрения гранитоидного вещества в первом случае характеризовались становлением уплощенных линзовидных синтектонических тел, а во втором внедрением в осадочно-вулканогенные ассоциации доколлизионного этапа развития гранито-гнейсовых диапиров изометричной формы.

Процессы интенсивной ребольской структурно-метаморфической переработки Кольско-Норвежского домена завершаются внедрением интрузий калиевых гранитов около 2630 ± 30 млн. лет назад и локальным проявлением калиевой мигматизации. Эти события происходили в условиях локально проявленного регрессивного метаморфизма амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций.

Обобщая приведенные данные, можно заключить, что в интервале 2830–2600 млн. лет назад в Центрально-Кольском домене были проявлены коллизионные события, имеющие закономерную латеральную изменчивость. Так, в центральной и северо-восточной зонах домена существовал режим синколлизионного выдавливания сиалических масс, тогда как в югозападной части реализовывались условия синколлизионного диапиризма. Внедрение массивов калиевых гранитов около 2630 млн. лет назад знаменует завершение коллизионного этапа развития системы и начало процессов ее кратонизации.

Кейвский домен

По характеру геодинамической эволюции архейский этап развития Кейвского домена резко отличается от всех континентально-коровых образований восточной части Балтийского щита. Этот вывод делается на основании нашего полного незнания характера строения фундамента домена, и мы вынуждены признать, что его доколлизионный архейский этап развития нам неизвестен.

Наиболее ранними вещественными комплексами являются осадочно-вулканогенные образования чехольного типа. Возраст их формирования оценивается интервалом 2750–2200 млн. лет. 235

Имеющиеся данные свидетельствуют о практически непрерывном накоплении во внутренних областях домена осадочно-вулканогенного комплекса, реализующегося в режиме кратонизации.

Приграничное взаимодействие Кейвского домена с окружающими его со всех сторон другими континентальнокоровыми образованиями изучено крайне слабо. Не выявлен, например, позднеархейский метаморфизм в пределах домена, хотя его коллизионные взаимоотношения с другими доменами коры обязательно должны были бы породить низкоградиентный контактовый метаморфизм в периферических областях.

Кроме осадочно-вулканогенных комплексов, широкое развитие в пределах домена имеют щелочные граниты, возраст формирования которых оценивается интервалом времени 2630–2760 млн. лет (Батиева, 1976, Баянова и др., 1999, Вауапоva et al., 1998). Возраст цирконов из порфиробластических гранитов Коловайского массива, прорывающих породы лебяжинской серии соответствует значению 2620 ± 30 млн. лет (Пушкарев, 1990). Внедрение синтектонических габбро-анортозитов в приконтактовой с Кейвским доменом зоне Верхнепонойского блока происходило по одним данным около 2760 ± 80 млн. лет назад (Пушкарев, 1990), а по другим – 2659 ± 3 (Bayanova et al., 1998)

По мнению авторов, коллизионные процессы позднеархейского возраста привели к формированию в центральной части Кольского полуострова структуры сравнимой со срединными массивами современных коллизионных областей, например с Южно-Китайской или Китайско-Карельской плитой. По имеющимся в настоящее время геологическим и геофизическим данным азимуты падения всех границ домена направлены в сторону его сочленения с другими областями коры, а сам он имеет форму усеченной пирамиды.

Таким образом, мы вправе заключить, что в процессе развития позднеархейской коллизии все окружающие описываемый сегмент коры континентальные домены надвигались на него. Надвигание крупных континентальных масс неизбежно сопровождалось "притапливанием" Кейвского срединного массива и возникновением условий не только осадконакопления на его поверхности, но и ремобилизации нижних уровней гранитогнейсовой коры. В результате этого процесса закономерным является факт последующего внедрения щелочных гранитов на рубеже архея и протерозоя, образования которых широко развиты по периферии 236 домена и опоясывают его внутренние области. Время их внедрения соответствует режиму кратонизации системы и возникновению условий тектонической разгрузки домена, в основном, за счет снижения геотермического градиента. Благодаря этому произошло общее и существенное охлаждение системы, повлекшее за собой развитие многочисленных разрывных нарушений в перефирических областях домена и внедрение по ним многочисленных и обязательно флюидонасыщенных магм щелочных гранитов, которые представляют собой ремобилизаты нижнекорового вещества.

5.4. Мурманский составной домен

Наиболее древними, образованными в доколлизионный период породными ассоциациями Мурманского домена, являются тоналиты и диорит-плагиограниты. Внутри гранитогнейсовой матрицы, часто наблюдаются ксенолиты амфиболитов неясного генезиса. Возраст формирования перечисленных вещественных комплексов предположительно оценивается возрастом более 3100 млн. лет. В восточной части домена широко развиты породы эндербит-чарнокитового ряда интрудирующие тоналитовую матрицу. Возраст внедрения эндербитов соответствует значению 2830 ± 15 млн. лет (Пушкарев и др., 1978). Возраст протолита по Rb/Sr данным составляет 2893 млн. лет (Balashov et al. 1992).

Коллизионные процессы в пределах Мурманского домена были проявлены в интервале 2800–2600 млн. лет и характеризовались формированием тектонической зоны сочленения с Кольско-Норвежским и Кейвским доменами. В это время (~2750 млн. лет назад) в пределах описываемой зоны сочленения происходило внедрение больших объемов синтектонических уплощенных тел диорит-плагиогранитного состава. Во внутренние же области домена в интервале 2750–2600 млн. лет назад внедрялись крупные объемы палингенно-метасоматических гранитов, занимающих в настоящее время общирные площади. В это же время (~2750 млн. лет назад) формировались интрузии габбро-лабрадоритов и щелочных гранитов.

Проведенные в 2003–2005 годах детальные исследования структурно-вещественных комплексов Мурманского домена позволили выявить несколько очень важных закономерностей его эволюции:

1. Наиболее древний, встреченный в районе работ структурно-вещественный комплекс, представлен породами основного и ультраосновного составов, а также гнейсовыми ассоциа-

циями, предположительно вулканогенно-осадочного генезиса. При пределах изученной породы вулкано-ЭТОМ В площади, плутонического комплекса закономерно распределены в пространстве. Состав крупных ксенолитов меняется от амфиболитов на западе, к амфиболитам, метагабброидам и метапироксенитам в центральной части, до метаультрабазитов на востоке. Исследования показали, что ксенолиты данного комплекса возможно, являются разобщенными фрагментами некогда единого зеленокаменного пояса. По сути, перечисленный комплекс пород является вулканоплутоническим фрагментом гетерогенного, преимущественно протокоры базитового состава. В процессе работ нами не была обнаружена осадочная часть разреза, что вполне закономерно, ввиду ее ассимиляции позже перегретым внедрявшимся комплексом диоритплагиогранитов. Наличие ксенолитов и даек основного состава в породах данного комплекса, указывают на его сложную и многоэтапную историю развития и требует дополнительного изучения.

2. Количество ксенолитов пород основного и ультраосновного составов, являющихся самыми древними из встреченных в регионе, достигает первых процентов (3–4) от общей площади.

3. Наличие большого количества ксенолитов угловатой формы, наряду с округлыми, указывает на малые масштабы разобщенности фрагментов зеленокаменных ассоциаций.

Закономерным представляется и тот факт, что в структурно-вещественный комплекс основного и ультраосновного составов внедряются диорит-плагиограниты, которые впоследствии и сформировали континентальную кору Мурманского домена, образовав более 90% ее современного объема. Обращает на себя внимание практически полное отсутствие тангенциального сжатия региона в период внедрения гранитоидов, выраженного в отсутствие каких либо структурообразующих процессов охватывающих достаточно обширные площади или зоны. Наоборот, наблюдается лишь мелкая складчатость и столь же мелкие (первые сантиметры и, возможно, до 1-5м) зоны рассланцевания, скорее всего, относящиеся к внутренней структуре гранитоидных массивов, сформированных на стадии их внедрения и кристаллизации. В это же время происходит разобщение, брекчирование, вращение, растаскивание, ассимиляция и так далее комплекса основных и ультраосновных пород, в которые собственно и внедряются диорит-плагио-238

граниты. Сами же гранитоиды данного комплекса характеризуются формированием купольных структур, четко выраженной матрацевидной отдельностью и внутренней субгоризонтальной расслоенностью. В отношении расслоенности следует отметить, что изучавшими данный процесс сотрудниками не выработано единой точки зрения на предмет ее формирования. Одни исследователи считают, что наблюдаемая полосчатость в плагиогранитах является магматической расслоенностью, а другие относят ее к деформационной и наложенной после кристаллизации массивов. Но при этом визуально на стадии полевых исследований нами не было выявлено следов катаклаза и прекристаллизации. Как бы то ни было, вопрос остается открытым. Несмотря на это, достаточное количество фактического материала указывает на спокойные условия кристаллизации гранитоидов описываемого комплекса пород.

Последней закономерностью, на которую следует обратить внимание, является характер внедрения даек амфиболитов, прорывающих диорит-плагиогранитный комплекс. С одной стороны описанные дайки внедряются по системе трещин северо-западного и северо-восточного простирания, маркируя тем самым развитие хрупких деформаций в системе формирующейся континентальной коры Мурманского домена и знаменуя окончание нуклеарного по В.М. Моралеву (Моралев, 1986) этапа развития в его пределах. С другой стороны, вещество этих же плагиогранитов, а не приконтактовых их ремобилизатов, прорывают дайку, будинируют ее и растаскивают, образуя цепочки тел. Этот факт очень интересен и, возможно, требует дополнительного изучения, но он явно указывает на внедрение даек в еще не остывшую и, "живущую" своей внутренней жизнью, систему континентальной коры нуклеарного этапа развития. В любом случае, это косвенно указывает на условия перегрева гранитоидных магм данного комплекса пород.

Анализ приведенных данных позволяет сделать вывод, что Мурманский домен, по-видимому, является гранит-зеленокаменной областью, но не типичного облика, каким обладает, например, Карельская ГЗО или провинция Исуа в западной Гренландии. Уникальность исследуемого региона состоит в том, что в его пределах мы наблюдаем корневые части зеленокаменных поясов, а не их более поверхностные гомологи. Кстати, проводимые в последние годы детальные сейсмические исследования Карело-Кольского региона (Строение литосферы.., 2005) убедительно показали, что все зеленокаменные пояса Карельской ГЗО, через

которые были проведены сейсмические профили, выклиниваются на глубинах 1,5–3км. В этой связи встает закономерный вопрос: какой механизм привел к выводу на поверхность глубинных участков типичной гранит-зеленокаменной области? При этом следует учесть, что глубина эрозии составляет не менее 3 км, а может быть и более. Сам факт нивилирования орогенной структуры, каковой является зона сочленения Мурманского составного домена с Кольской ГГО, не является уникальным. Почти трехмиллиардный отрезок времени, прошедший с момента развития описываемых событий, мог полностью уничтожить следы воздымания континентальной коры данного региона. В целом же ответ на поставленный вопрос кроется в последующей истории ее эволюции.

Нуклеарный этап развития Мурманского домена сменился режимом его коллизии с континентальными образованиями Кольской ГГО. Во внутренних частях домена в это время происходило внедрение больших объемов микроклиновых гранитов и метасоматическая переработка более ранних комплексов пород. Наряду с микроклинизацией отмечается широкое развитие процессов эпидотизации, так же наложенных на более древние структурно-вещественные комплексы. Этот факт, наряду с данными о формировании зоны Колмозеро-Воронья, в области сочленения Мурманского домена с Кольско-Норвежским и Кейвским, указывает на проявление коллизионных процессов в регионе. При этом структурно-вещественные комплексы Мурманского домена слагают висячий борт сформированной в позднем архее зоны коллизии. С одной стороны это приводило к формированию орогена на стадии закрытия морского бассейна, разделявшего домены коры в доколлизионный период развития, а с другой, формировала зону поддвига породных ассоциаций протоокеанического типа под кору Мурманского домена. Это привело в конечном итоге к тому, что верхняя часть Мурманского домена, примыкающая к зоне развития зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья, была эродирована и на поверхность выведены ее глубинные части. Кроме этого, дегидратация и частичное плавление вулканогенно-осадочной части разреза зеленокаменного пояса, погружавшегося в зону подвига, порождало калиевые граниты и интенсивные процессы метасоматоза вещества вышележащей континентальной коры. Данные граниты поднимались вверх по системе разломов и формировали тот закономерный структурный рисунок, который наблюдается при картировании территории.

240

Несколько особняком стоят процессы формирования массива эндербитов, развитых в районе оз. Канентъявр. По нашим данным эти породы внедрялись на поздних стадиях формирования позднеархейской коллизионной системы и "залечивали" зону сочленения Мурманского и Кольско-Норвежского доменов.

На основании всего приведенного выше массива данных, авторы предлагают считать обособленные в пространстве и имеющие индивидуальные черты строения и развития, структурновещественные комплексы северо-восточной части Кольского полуострова самостоятельной структурой гранит-зеленокаменного типа и, называть ее Мурманской ГЗО, большая часть которой скрыта в акватории Баренцева моря. Кроме этого, по мнению авторов, она не может быть включена в состав Кольской ГГО, а должна формировать крупный сегмент континентальной коры, который при его столкновении с Карельской ГЗО создал характерный мозаичный ансамбль Кольского позднеархейского коллизиона.

5.5. Пространственно-временная корреляция геодинамических режимов северо-восточной части Балтийского щита

Как уже отмечалось, в развитии восточной части Балтийского щита можно выделить два временных интервала эволюции континентальной коры. Первый охватывает время зарождения слагающих ее континентальных областей, а второй отражает процессы их объединения в Карело-Кольскую литосферную плиту. Процессы образования этой плиты сопровождались исключительно интенсивной структурно-метаморфической переработкой континентально-корового вещества и добавлением нового, а также формированием пограничных структур (коллизионных швов), маркируемых зеленокаменными и гранулитовыми поясами.

Изучение структурно-вещественных комплексов архея показало, что процессы ребольской фазы тектогенеза были исключительно интенсивными в пределах всей территории, за исключением Карельской и Мурманской ГЗО, где они носили локальный приграничный характер. Эти процессы имели явную пространственную неоднородность развития и местами привели к практически полному стиранию информации о ранних этапах становления коры, а в отдельных регионах проявились очень слабо. Столь общирная вариация процессов данного возраста привело к возникновению региональной метаморфической зональности, описанной в главе 2. Анализ характера развития выявленной зональности указывает на определенные закономерности формирования. Зоной наиболее интенсивного проявления низкоградиентного метаморфизма гранулитовой фации, является узкая линейная область северозападного простирания, располагающаяся в пределах Кольско-Норвежского домена. Эта же территория характеризовалась максимальным проявлением процессов вязкого тектонического течения вещества во время развития позднеархейской коллизии, сопровождавшихся повсеместным развитием пластических деформаций. В области развития синколлизионного гранулитового метаморфизма выделяется осевая зона проявления структур вязкого течения характеризующаяся условиями нагнетания вещества, объема корового вещества. Так, к югу от нее процессы глубинного надвигообразования развивались в северо-восточном направлении, а к северу в юго-западном. Суммируя полученные данные, можно заключить, что описываемая область является осевой зоной позднеархейского возникшей коллизиона, при столкновении двух крупных литосферных плит (Карельской и Мурманской ГЗО). В пределах югозападной оконечности Мурманской ГЗО, и внутри Беломорского ПП параметры позднеархейского коллизионного метаморфизма данного домена соответствовали амфиболитовой фации повышенных давлений.

Анализ геохронологических данных позволяет выявить так же и возрастную зональность проявления коллизионных событий в восточной части Балтийского щита. Так, процессы столкновения Мурманской ГЗО и Кольско-Норвежского домена происходили в интервале 2830–2600 млн. лет назад, а в пределах Беломорского ПП и Карельской ГЗО в интервале 2750–2600 млн. лет назад. Столь явное пространственное омолаживание начального момента коллизии косвенно указывает на то, что процессы латерального перемещения континентальных образований и их последовательное "слипание" происходило в юго-западном направлении.

Описанные выше события хорошо узнаваемы при изучении геологического строения континентальной коры восточной части Балтийского щита практически повсеместно и могут являться своеобразным маркером, позволяющим восстанавливать относительно него в каждом конкретном случае последовательность проявления корообразующих и преобразующих процессов. Таблица 5.2. Корреляция геодинамических режимов восточной части Балтийского щита.

Смена геодинамических режимов снизу вверх от ранних к поздним.





Рис.5.6. Идеализированная схема строения зрелой континентальной коры в архее.

Условные обозначения: 1 – зеленокаменные пояса и их фрагменты; 2 – реститы и фрагменты зеленокаменных поясов. Пироксениты, оливиниты, оливиновые габбро; 3 – тоналиты, трондьемиты, гранодиориты; амфиболиты; 4 – эндербиты, чарнокиты, основные гранулиты; 5 – микроклиновые граниты; 6 – плагиомикроклиновые пегматоидные жильные граниты; 7 – область частичного плавления и дифференциации коры базитового (протоокеанического) состава; 8 – процессы микроклинизации субстрата; 9 – вулканические постройки.

В табл. 5.2 приведены данные о характере геодинамической эволюции каждого из изученных доменов и областей коры восточной части Балтийского щита и показаны их временные соотношения.

Детальные исследования геологии архейских образований восточной части Балтийского щита привели авторов к очень важному выводу. Выяснилось, что наблюдаемые отличия в строении и эволюции отдельных доменов и областей коры являются отражением существовавших на ранних этапах их развития различий в разрезе континентальной коры в целом (рис 5.6). Так, образования Мурманской ГЗО являются типичными гранит-зеленокаменными ассоциациями, но представленными более глубинными уровнями коры, нежели Карельская или ряд других ГЗО.

Доколлизионный этап развития Беломорского ПП можно рассматривать как процессы еще более глубинной, нежели в Мурманской ГЗО, переработки гранит-зеленокаменных ассоциаций на границе перехода от верхнего кристаллического слоя коры к нижнему высокопластичному (коровоастеносферному).

К наиболее глубинным уровням континентальной коры можно отнести доколлизионные гранулит-базитовые ассоциации Кольско-Норвежского домена Кольской ГГО, характерные для нижнего (коровоастеносферного) ее слоя.

Анализируя полученные данные можно заключить, что в пределах восточной части Балтийского щита все домены континентальной коры были сформированы в различное время, на удалении друг от друга и по сходной схеме последовательности проявления процессов корообразования. Все видимые отличия заключаются, во-первых, в разной продолжительности временных интервалов эволюции процессов корообразования в доколлизионный период, а во-вторых, - в выведении на дневную поверхность различных по глубинности уровней континентальной коры архейского возраста. Обобщенный идеализированный разрез континентальной коры позднего архея представлен на рис 5.6. В приведенной схеме очень логично сочетаются все пространственно-временные отличия в строении, составе и структурной организации на первый взгляд чужеродных образований архейской континентальной коры. Данный вывод еще раз подтверждает предположение о единообразии механизмов формирования континентальной литосферы на ранних этапах развития геосфер Земли.

В заключение следует отметить, что по ряду причин из описания характера геодинамической эволюции Карело-Кольского региона выпали образования зеленокаменных поясов, которые маркируют зоны сочленения крупных геоструктурных элементов континентальной коры. Главной причиной такого подхода является то, что слагающие их комплексы лишь косвенно участвовали в корообразующих процессах. Сегодня по ним можно уверенно 246

протянуть зоны поддвига плит, столкновение которых произошло в позднем архее. Таким образом, слагающее их вещество отражает условия существования океанического бассейна, разделяющего некогда континентальные микроплиты. В главе 1 достаточно подробно описывались вещественные комплексы зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья, который относится к рассматриваемому типу и является его наиболее характерным представителем. Напомним, что геолого-геохимические характеристики слагающих нижний комплекс коматиитов, миндалекаменных амфиболитов, метагабброидов и метагипербазитов можно отнести к образованиям протоокеанической коры разделяющей в доколлизионный период континентальные микроплиты Кольской ГГО (Кольско-Норвежскую, Кейвскую, Восточно-Кольскую) и Мурманской ГЗО. Выше по разрезу залегают метавулканиты базальт-андезитовой серии, с которыми связаны диориты, кварцевые альбитофиры и кератофиры. По всем признакам породные ассоциации этой толщи можно отнести к островодужным образованиям. Завершают разрез высокодифференцированные отложения андалузит-биотитовых сланцев, гранат-ставролит-биотитовых и гранат-кордиерит-биотитовых гнейсов и сланцев, полимиктовых конгломератов и гравелитов. В отдельном случае описан горизонт высокоуглеродистых биотитовых сланцев. Данная часть разреза относится к осадочным и туфогенно-осадочным образованиям, сформированным на поздней стадии закрытия палеоокеана и начальной стадии формирования сутуры.

Анализируя разрез в целом, достаточно уверенно можно предположить, что закономерно размещенные в нем вещественные комплексы отражают условия последовательного закрытия протоокеанического бассейна и формирования на базит-ультрабазитовой коре сначала островодужной серии, а на завершающем этапе вулканогенно-осадочного комплекса орогенного типа. В этой связи следует отметить, что на сегодняшний день отсутствуют какие-либо признаки рифтогенной природы описываемого зеленокаменного пояса, как, впрочем, и остальных структур данного типа, что указывает на разобщенность всех сопряженных с ним континентальных образований в доколлизионный период на стадии их зарождения и ранних этапов формирования.

247

Глава 6 Ранние этапы развития Земли и механизмы формирования континентальной литосферы

В процессе развития взглядов и накопления фактологического материала по геологии раннего докембрия, специалисты все чаще сталкиваются с невозможностью прямого актуалистического применения теории плитной тектоники к режимам и обстановкам ранних этапов развития Земли. Предпринятые же попытки ее искусственной адаптации не приближают нас к познанию процессов зарождения и ранней эволюции нашей планеты.

В последние десятилетия ХХ века начался новый этап в познании закономерностей развития Земли. Проводимые исследования выявили и достаточно корректно обосновали причинноследственные связи планетарных, региональных и локальных процессов и проанализировали закономерности их развития во времени и пространстве (Сорохтин О., Ушаков, 1989; 1991, 2002; Вейзер, 1980; Конди, 1983; Рингвуд, 1981; Тейлор, Мак-Леннон, 1988 и др.). Вследствие этого была заложена база для создания новой теории "Глобальной эволюции Земли", которая, возможно в будущем, поможет снять все возникшие на сегодняшний день противоречия и значительно продвинуться в познании ранних этапов развития Земли. В этой связи следует отметить, что трудности изучения структурно-вещественных комплексов раннего докембрия заключаются, прежде всего, в нелинейном протекании процессов становления ее геосфер. Поэтому современный земной облик - есть результат неповторимого взаимодействия эндогенных и экзогенных сил и процессов, активно и ежеминутно влияющих на него.

В самом конце катархея (гадея) – начале архея, благодаря выделению в Земле приливной и радиогенной энергий, ее температура на глубинах верхней мантии уже поднялась до уровня плавления земного вещества. Сразу же после этого начался процесс дифференциации земного вещества с выделением железа и его окислов, сформировавших затем (в самом конце архея) земное ядро. С этого же момента началось формирование и земной коры – главного носителя геологической летописи Земли. Отсюда видно, что и документальная история Земли у нас начинается только с архея, а не с момента ее образования. 248



Рис. 6.1. Последовательные этапы развития процесса зонной дифференциации земного вещества и формирования ядра Земли.

Черным показаны расплавы железа и его окислов, черточками – первичное земное вещество, радиальной штриховкой – континентальные массивы. По О.Г. Сорохтину, С.А. Ушакову, (1989).

В катархее (гадее) наибольшая часть приливной энергии должна была выделяться в экваториальном поясе Земли, поскольку в то далекое время Луна обращалась вблизи нашей планеты и в плоскости экватора (Сорохтин, Ушаков, 1989). В этом же поясе возникла и первая кольцевая зона плавления и дифференциации земного вещества с постепенно погружающимся слоем расплавленного железа и его окислов (см. рис. 6.1). Поэтому и тектоническая активность Земли первоначально должна была также проявиться только в ее экваториальном поясе. Если в первом приближении принять, что расширение тектономагматического пояса Земли в архее происходило по синусоидальному закону и что первые расплавы зародились около 4 млрд. лет назад на глубинах от 200 до 400 км, то можно оценить, что к моменту их выхода на поверхность около 3,8 млрд. лет назад, ширина такого экваториального пояса приблизительно равнялась $\pm 15^{\circ}$ или 3300 км. К концу архея этот пояс уже расширился на всю Землю.



Рис. 6.2. Изменения интенсивности магнитного поля Земли по палеомагнитным данным (Hale, 1987).

Горизонтальными и вертикальными линиями показаны доверительные интервалы измерений; кружком с крестиком отмечена интенсивность современного геомагнитного поля.

Интересно отметить, что вместе с железом и его окислами в кольцевой слой расплавов преимущественно переходило и большинство сидерофильных и халькофильных элементов. Поэтому конвектирующая мантия над погружающимся кольцевым слоем зонной дифференциации земного вещества в архее была обеднена и железом, и этими элементами (см. рис. 6.1). Именно по этой причине, вероятно, архейские континентальные щиты и не отличаются повышенным металлогеническим потенциалом.

По мере продвижения фронта дифференциации вглубь Земли, постепенно расширялась кольцевая зона дифференциации земного вещества. При этом расплавленное железо и его окислы не могли стекать к центру Земли из-за очень большой вязкости холодного земного вещества в ее центральных областях (η >> 10³⁰ пуаз). В результате возникла ситуация резкой гравитационной неустойчивости планеты, когда тяжелые железные расплавы оказались расположенными над менее плотной, но очень жесткой "сердцевиной" Земли. Такая неустойчивость должна была, в конце концов, разрешиться самоускоряющимся процессом всплывания жесткой земной "сердцевины" в экваториальной зоне одного из полушарий Земли и опусканием тяжелых расплавов к центру Земли со стороны противоположного полушария, как это и показано на рис 6.1 (3-й и 4-й фрагменты). Этот процесс, вероятнее всего, начался где-то около 3,2-3,0 млрд. лет назад и сопровождался выделением огромной энергии, порядка 5,5·10³⁷ эрг, возникновением интенсивных конвективных течений в мантии, полностью и радикально перестроивших весь существовавший до этого режим тектонического развития нашей планеты, и формированием первого в истории Земли суперконтинента Моногеи (Пангеи-0 по В.Е. Хаину). Произошло это событие, вероятнее всего, в самом конце архея. Именно таким путем, по-видимому, можно объяснить и образование земного ядра около 2,6·10⁹ лет назад. О таком развитии сценария, в частности, свидетельствуют и палеомагнитные данные, показывающие, что дипольное магнитное поле современного типа у Земли появилось только около $2,6 \cdot 10^9$ лет назад (Hale, 1987), т.е. как раз на рубеже архея и протерозоя (см. рис.6.2).

В современной Земле не существует источников энергии, способных поддерживать процесс зонной плавки земного вещества не затухающим. В противоположность этому, в молодой Земле такой источник энергии существовал и был весьма значительным – это энергия гравитационной дифференциации земного вещества. Как только содержащееся в первичном земном веществе свободное железо стало плавиться, процесс дальнейшей дифференциации Земли уже смог самостоятельно распространяться и вверх и вниз только за счет высвобождения гравитационной энергии. Энергия эта генерировалась в самом астеносферном слое (в слое расплавленного железа) благодаря опусканию вниз тяжелых расплавов железа и всплыванию вверх (флотации) более легких силикатов.

Величина энергии, выделяемой при всплывании единицы массы $\Delta m = \Delta V \rho$, прошедшего дифференциацию силикатного вещества через слой расплавленного железа толщиной h равна

$$\Delta E = [1 - C(Fe)] \Delta \rho hg \Delta V, \qquad (6.1)$$

где C(Fe) – концентрация металлического железа и его окислов в свободной фазе первичного вещества Земли; $\Delta \rho = \rho_{Fe} - \rho_{Si}$; ρ_{Fe} – плотность расплавленного железа; ρ_{Si} – плотность силикатной фазы; g – ускорение силы тяжести; ΔV – объем рассматриваемой единицы массы. Эта энергия расходовалась на разогрев $\Delta T = T(Fe)_H - T(H)_0$ сравнительно холодного вещества глубинных недр Земли на глубине H от температуры $T(H)_0$ до температуры плавления железа $T(Fe)_H$ на этой же глубине H, на расплавление железа с теплотой плавления $q \approx 2,77 \cdot 10^9$ эрг/г и на перегрев δT_H расплавов железа и его окислов по сравнению с их температурой плавления все на той же глубине H. В этом случае энергетический баланс процесса зонной дифференциации земного вещества можно записать в несколько ином виде, чем это дано в монографии (Сорохтин, Ушаков, 1991), в которой не учитывался перегрев самих расплавов железа:

$$[1 - C(Fe)] \cdot \Delta \rho \cdot h \cdot g \approx \rho_0 \cdot c_p \cdot \Delta T + C(Fe) \cdot \rho_{Fe} \cdot q + \delta T_H \cdot \rho_{Fe} \cdot c_p (Fe), \quad (6.2)$$

где $c_p \approx 0.89 \cdot 10^7$ эрг/г.град – теплоемкость первичного вещества Земли; $c_p(Fe) \approx 0.5 \cdot 10^7$ эрг/г.град – теплоемкость расплавленного железа. Из уравнения (6.2) легко находится и сама величина пере-

грева расплавов железа в зоне дифференциации земного вещества:

$$\delta T_{H} \approx \frac{\left[1 - C(Fe)\right] \cdot \Delta \rho \cdot h \cdot g - \Delta T \cdot \rho_{0} \cdot c_{p} - C(Fe) \cdot \rho_{Fe} \cdot q}{\rho_{Fe} \cdot c_{p}(Fe)} \quad ; \quad (6.3)$$

при этом, как обычно,

$$\frac{1}{\rho_0} = \frac{C(Fe)}{\rho_{Fe}} + \frac{1 - C(Fe)}{\rho_{Si}} \quad \text{if} \quad g = \gamma \cdot \frac{m(r)}{r^2} , \qquad (6.4)$$

где $\gamma = 6,67 \cdot 10^{-8} \text{ см}^3 / \text{г} \cdot \text{c}^2$ – гравитационная постоянная; m(r) – масса земных недр, заключенных в сфере с радиусом r = R - H.
Процесс сепарации расплавленного железа от силикатов не мог распространяться глубже некоторого предельного уровня, начиная с которого высвобождавшейся гравитационной энергии уже не хватало на прогрев нижележащего земного вещества до уровня плавления железа. Однако на глубинах, превышающих 860 км, помимо железа, стала выплавляться и окись железа FeO, концентрация которой в первичном веществе достигала 24 %. Это придало новый импульс процессу зонной дифференциации Земли в архее.

Толщину слоя расплавленного железа *h* на глубине *H* в недрах Земли легко определить из баланса массы прошедшего дифференциацию земного вещества

$$h = H + \left[\left[R^{3} - (R - H)^{3} \right] \frac{\rho}{\rho_{Fe}} \cdot C(Fe) + (R - H)^{3} \right]^{\frac{1}{2}} - R_{.} \quad (6.5)$$

Пересчет перегрева мантии с глубины *H* на дневную поверхность легко выполнить по простому выражению

$$\delta T_0 = \delta T_H \cdot \frac{T(Fe)_0}{T(Fe)_H} \quad . \tag{6.6}$$

В этом случае приведенная к поверхности температура мантии в градусах Цельсия оказывается равной

$$Tm_0 = 1530 + \delta T_0 \quad , \tag{6.7}$$

где 1530 °С – температура плавления железа при низком давлении. Температурная кривая, построенная нами совместно с О.Г. Сорохтиным по выражению (6.7), приведена на рис. 6.3.

Как видно из этого рисунка, перегрев верхней мантии произошел достаточно резко примерно через 200 млн. лет после начала действия процесса зонной дифференциации металлического железа и сначала быстро возрастал. Снижение температуры мантии после первого максимума перегрева объясняется постепенным увеличением с глубиной разности между температурой плавления железа и температурой земных недр на фронте зонной дифференциации. Второй максимум перегрева мантии прежде всего был связан с вовлечением в процесс выплавления "ядерного" вещества окислов железа и начавшимся в позднем архее процессом формирования земного ядра (выжимания из центральных областей Земли ее первозданной сердцевины). Резкое же снижение температуры мантии в самом конце архея (после 2,7 млрд. лет назад) было связано с выжиманием к поверхности холодного первозданного вещества из бывшей сердцевины Земли.



Рис. 6.3. Эволюция приведенной к поверхности температуры верхней мантии.

 T_m : T_s — температура солидуса базальтов; T_0 —приведенная к поверхности современная температура верхней мантии; T_{Fe} — температура плавления железа в нормальных условиях. І и II — эпохи массового излияния высокотемпературных коматиитовых лав по данным (Коваленко и др., 1987).

О перегреве верхней мантии говорят и геологические данные, описанные в многочисленных работах (Hynes, 1987; Ringwood, 1975; Конди, 1983; Богатиков и др., 1988). В частности, рассмотренный процесс зонной дифференциации земного вещества молодой Земли хорошо объясняет исключительно важную и очень интересную особенность развития мантийного магматизма в архее – перегрев верхней мантии и выплавление из нее высокотемпературных (до 1600 – 1800 °C) коматиитовых лав. Кроме того, этот же механизм объясняет и тонкую специфику перегрева мантии во времени – наличие двух температурных максимумов. Первый из них проявился в раннем архее, приблизительно 3,8 – 3,4 млрд. лет назад, второй импульс перегрева произошел в позднем архее около 3,0 – 2,6 млрд. лет назад, тогда как около 3,2 млрд. лет назад наблюдался



относительный минимум этих температур (см. рис. 6.3). Интересно отметить, что точно этим же периодам максимального перегрева мантии соответствуют и две эпохи массового выплавления коматиитовых лав (от 3,8 до 3,4 и от 3,0 до 2,6 млрд. лет назад), с перерывом в середине архея (Коваленко и др. 1987).

В результате образования у Земли в конце архея плотного ядра, дополнительно выделилось около $5,5 \cdot 10^{37}$ эрг гравитационной энергии. Согласно теореме о вириале, половина этой энергии ушла на увеличении теплозапаса Земли, а другая половина перешла в кинетическую энергию и на тепловое излучение. Расчет энергетического баланса Земли, выполненный О.Г. Сорохтиным, показывает, что в самом конце архея (уже после формирования земного ядра) теплозапас Земли поднялся до значения около $W_A \approx 16.74 \cdot 10^{37}$ эрг, тогда как теплозапас современной Земли приблизительно равен $W_0 \approx 15,9 \cdot 10^{37}$ эрг. Следовательно, Земля после архейского перегрева, на протяжении всего протерозоя и фанерозоя постепенно остывала, продолжается ее медленное остывание и сейчас. Среднее остывание Земли за это время легко определить по простой зависимости

$$\Delta T = \frac{W_0 - W_A}{M \cdot c_p} \qquad , \tag{6.8}$$

где M = $5,977 \cdot 10^{27}$ г – масса Земли; $c_p \approx 0,887 \cdot 10^7$ эрг/г·град – средняя теплоемкость Земли. Откуда можно определить, что за весь протерозой и фанерозой Земля в среднем остыла на $\Delta T \approx -148$ °C. Современная приведенная к поверхности температура мантии, по-видимому, близка к 1320 °C, тогда как в начале протерозоя она должна была достигать приблизительно 1470 °C, что и показано на рис 6.3.

Постепенное остывание мантии, естественно, несколько увеличивает глубинный тепловой поток. Если предположить, что остывание Земли происходит по экспоненциальному закону и со времени от 2,5 млрд. лет назад до наших дней поверхностная температура мантии понизилась с 1470 до 1320°С, то можно определить величину дополнительного теплового потока, вносимого процессом остывания в современный глубинный (мантийный) тепловой поток. В настоящее время этот поток сравнительно мал и составляет около $0,25 \cdot 10^{20}$ эрг/с при суммарном мантийном тепловом потоке, равном $3,39 \cdot 10^{20}$ эрг/с. Следовательно, современ-

ная суммарная генерация гравитационной, радиогенной и приливной энергии в мантии приблизительно равняется 3,14·10²⁰ эрг/с.

6.1. Тектоническая активность Земли

Тектономагматическая активность Земли, как известно, связана с движениями земных масс и плавлением земного вещества. Проявляется эта активность в магматических внедрениях глубинного вещества в земную кору (например, в океанических рифтовых зонах Земли), в деформациях земной коры (например, в горных поясах Земли), во вторичном переплавлении коровых пород (например, в зонах поддвига плит или при образовании гранитных плутонов), при землетрясениях и во многих других случаях движения земного вещества. Однако, в конце концов, все эти перемещения земных масс приводят к преобразованию кинетической энергии движения вещества в тепло, которое с течением времени рассеивается в окружающем пространстве и теряется с тепловым излучением Земли. Именно поэтому естественным мерилом тектономагматической активности Земли являться поступающий из мантии глубинный тепловой поток Q_m (Сорохтин, Ушаков, 1993).

Поскольку после образования нашей планеты перемещения земных масс и их плавление впервые начались только в архее, понятие тектонической активности Земли мы распространим только на время ее развития после катархея, т.е. после 4,0 млрд. лет назад. Катархей (интервал времени от 4,6 до 4,0 млрд. лет назад), в этой связи, следует относить к криптотектоническому эону. Зависимость тектонической активности Земли от времени, удовлетворяющая принятому определению, и построенная по описанной выше модели развития Земли, согласно расчетам О.Г. Сорохтина (новые данные) приведена на рис. 6.4. Кривая 1 характеризует тектоническую активность в среднем по всей Земле в целом. Но в архее, скорее всего, тектоническая активность проявлялась только в экваториальном кольцевом поясе Земли, ширина которого со временем постепенно увеличивалась (рис. 6.1.). Если принять в первом приближении, что ширина такого пояса возрастала пропорционально времени развития процесса зонной дифференциации (во всяком случае, в начале процесса), то его ширина около 3.8 млрд. лет назад могла достигать 2800 км,

тогда как в самом конце архея, во время образования земного ядра, тектоническая активность охватила собой уже всю Землю в "локальной" тектонической целом. Для восстановления активности, характеризующей интенсивность тектономагматических процессов в архейском широтном кольцевом поясе дифференциации, надо в суммарное распределение теплопотерь Земли внести поправку, учитывающую ширину этого пояса. Определенная таким путем "локальная" тектоническая активности Земли в архее изображена на рис. 6.4 кривой 2.



глубинным тепловым потоком $Q_{
m m}$

1 – в среднем для всей Земли; 2 – тектоническая активность архея в широтном кольцевом поясе над зоной дифференциации земного вещества; стрелкой отмечен момент выделения земного ядра (Сорохтин, Ушаков, 2002)

Как видно из приведенного графика, тектоническая активность Земли в ее широтном кольцевом поясе раннего архея была весьма интенсивной и около 3,7 – 3,5 млрд. лет назад превышала современную активность нашей планеты приблизительно в 7 – 8 раз. В середине архея такая активность оказалась

существенно сниженной, приблизительно до современного уровня. Однако в позднем архее наблюдался новый и наиболее интенсивный всплеск тектонической активности, по амплитуде превышающий ее современный уровень почти в 17 раз. Объясняется это переходом зонной дифференциации земного вещества к сепарации не только металлического железа, но и его окиси, а также начавшимся около 3,2–3,0 млрд. лет назад процессом формирования земного ядра. Оба всплеска тектонической активности Земли в архее неплохо коррелируются с изменениями поверхностной температуры верхней мантии во время эпизодов ее перегрева в архее (см. рис. 6.3).

В протерозое и фанерозое генерация гравитационной энергии происходила уже в значительно более спокойном режиме по механизму бародиффузионной дифференциации мантийного вещества (Монин, Сорохтин, 1981). Поэтому и тектоническая активность Земли стала более спокойной. Реальная зависимость тектонической активности Земли от времени может быть более сложной, хотя амплитуда наложенных на осредненную кривую колебаний тектонических циклов в относительном масштабе, повидимому, не очень велика. В связи с постепенным истощением запасов "ядерного" вещества в мантии и распадом радиоактивных элементов, тектоническая активность протерозоя и фанерозоя также постепенно затухает.

В связи с тем, что в архее существовал значительный перегрев вещества мантии, можно заключить, что скорость образования, перемещения и деструкции базитовых литосферных пластин была гораздо более высокой по сравнению с современной, а мощность плит значительно меньшей. Фактор перегрева вещества мантии предопределял существование в те времена режима преобладания тепловой конвекции, которая должна была характеризоваться наличием устойчивых ячей бенаровского типа. По расчетам Чандрасекара, при медленной тепловой конвекции в однородном вязком сферическом слое мощностью Н с внешним радиусом R, размеры конвективных ячеек полностью определяются относительной мощностью слоя H/R (Chandrassekheur, 1961). При постоянстве отношения H/R число ячеек в слое постоянно. Этот вывод представляется очень важным и позволяет объяснить отсутствие признаков латеральных перемещений на большие расстояния континентальных плит в архее. Таким образом, зарождающийся и эволюционирующий домен коры континенталь-258

ного типа в течение большей части архея, с момента зарождения и до приблизительно 3.1 млрд. лет, мог занимать относительно неподвижное положение в пространстве и перемещаться только при скачкообразном укрупнении мантийных ячей. Увеличение в процессе эволюции мощности слоя конвектирующей мантии приводило к увеличению параметров конвективных ячей и отношения H/R. При достижении критических значений отношения H/R, т.е. при увеличении мощности и диаметра конвективных ячеек, происходило слияние нескольких ячей в одну. Критическое значение этих параметров оцениваются простым выражением: $H = \sqrt{2} L$, где L – горизонтальные размеры конвективной ячейки. Микроконтиненты, сформированные на периферии мантийных ячеек, к моменту их перестройки переходили в краевую зону вновь образованных, более крупных ячей. При этом происходило столкновение двух, или более микроконтинентов с образованием системы зеленокаменных поясов в зоне их сочленения (см. рис. 6.5). Судя по корреляции тектонических событий в архее (см. рис. 6.6), процесс перестройки конвективных ячеек и соответствующих слияний отдельных континентальных доменов происходил достаточно часто, с периодами нескольких десятков миллионов лет.

Как уже отмечалось, мантийная астеносферная линза зародилась на экваторе около 4 млрд. лет назад на глубинах от 200 до 400 км, поэтому при достижении ею поверхности около 3.8 млрд. лет назад, мощность расплавленного слоя уже могла превышать 400 км. Интенсивность конвективного перемешивания конвектирующей мантии со временем менялась по зависимости, близкой к тектономагматической активности Земли, изображенной на рис. 6.4 (кривая 2). Обращает на себя внимание то обстоятельство, что в архее выделяется два периода повышенной конвективной и тектономагматической активности Земли. Первый из них, связанный с зонной дифференциацией металлического железа, приходится на самое начало архея. Конвективный массообмен в то далекое время имел в основном тепловую природу и охватывал собой только верхнюю мантию и ее переходный слой глубиной от 400 до 600 км в достаточно узком экваториальном поясе Земли. При этом первый всплеск ее конвективной (и тектонической) активности возник в раннем архее столько благодаря большой скорости выделения не

гравитационной энергии дифференциации, сколько из-за того, что вся эта энергия тогда рассеивалась в малых объемах конвектирующей мантии.



Рис. 6.5. Изменения числа ячеек в конвектирующей мантии архея и формирование зародышей (нуклеаров) архейских континентальных щитов (разрезы даны в произвольном масштабе)

В связи с этим существовавшие в раннем архее конвективные структуры неизбежно должны были быть мелкими, не превышающими по своим размерам нескольких сотен или первых тысяч километров. Следовательно, в раннем архее по всей длине (40 тыс. км) экваториального активного пояса должно было существовать не менее 80 конвективных структур. Если же учесть, что первые зародыши (ядра) будущих континентальных щитов формировались над нисходящими потоками таких конвективных структур, то можно ожидать, что в раннем архее образовалось не менее 40 таких континентальных ядер.





(по К. Конди, 1983, с некоторыми изменениями)

Прямые линии отмечают время образования зеленокаменных поясов; волнистые линии – время складчатости.

Интересно отметить, что приблизительно такое же количество наиболее древних (сложенных серыми гнейсами, трондьемитами и тоналитами) нуклеаров континентальной коры выделяется и по геологическим данным (Глуховский, Моралев, 1990). По мере погружения фронта дифференциации размеры конвективных ячеек должны были увеличиваться, отдельные нуклеары – сливаться друг с другом, а их число – сокращаться (см. рис. 6.5). Поэтому к концу раннего архея число таких континентальных зародышей заметно сократилось и уже не превышало 12 – 14.

Второй период резко повышенной конвективной и тектономагматической активности Земли в позднем архее был связан с вовлечением в процесс зонной дифференциации, помимо железа, еще его окиси и формированием эвтектических сплавов Fe FeO. На этот раз новый всплеск тектономагматической активности Земли стимулировался уже значительным повышением скорости выделения "ядерного" вещества и пропорциональным этому увеличением скорости генерации гравитационной энергии дифференциации земного вещества. К этому времени существенно расширился пояс дифференциации, а следовательно, возросла и масса самой конвектирующей мантии. После такого перехода процесс дифференциации земного вещества значительно активизировался. Но особенно он усилился после начала процесса формирования земного ядра в позднем apxee, начиная приблизительно с 3 млрд. лет назад (см. рис. 6.1). В это же время произошла и самая значительная перестройка конвективных течений в мантии – в Земле начала формироваться мощнейшая одноячеистая конвективная структура, приведшая в конце архея к столкновению всех возникших ранее континентальных массивов в единый суперконтинент, как это и показано на рис 6.1.

Согласно законам механики об устойчивом вращении свободных тел, рассмотренным А.С. Мониным (1987) применительно к Земле, сформировавшийся над центром нисходящего мантийного потока суперконтинент должен был располагаться на экваторе Земли. Произошло это событие, скорее всего, 2,7 - 2,6 млрд. лет назад и отмечено в геологической летописи Земли наиболее грандиозным диастрофизмом кеноранской (беломорской) орогении.

Интересным является то, что на самом начальном этапе возникновения и разрастания экваториальной астеносферной линзы (приблизительно от 4,0 до 3,9 млрд. лет назад) в ней не должно было существовать процессов конвективного перемешивания вещества. Это связано с тем, что перекрывающий сверху слой реголита (около 200 км) не позволял отводить тепло и тем самым препятствовал включению процесса тепловой конвекции. Оценить 262 время существования данного этапа очень трудно, но, скорее всего, оно не было продолжительным, может быть около 10⁸ лет. При этом в зарождающейся мантии Земли происходили процессы дифференциации вещества, схожие с теми, которые имеют место в теплоизолированных магматических камерах, в которых доминируют не процессы тепловой конвекции, а процессы прямой дифференциации вещества по плотности с механизмами флотации. По-видимому, с этим явлением связано происхождение наиболее древних геологических пород архея – серых гнейсов.

Для исследования процессов дифференциации земного вещества в мантийной линзе на самом раннем этапе эволюции Земли, необходимо сначала оценить состав первичного вещества Земли. Расчет среднего состава земного вещества по главным петрогенным окислам и элементам можно произвести путем мысленного смешения составов основных геосфер Земли: мантии, ядра и земной коры. При этом составы земной коры и верхней мантии неплохо известны по геологическим данным. Следом за А. Рингвудом (1981) и работами (Сорохтин, Ушаков, 1991; 1993), принимается, что составы верхней и нижней мантии – в среднем одинаковые. Состав же земного ядра принимается по О.Г. Сорохтину (1971): для внешнего ядра принимается гипотетический состав Fe₂O или эквивалентный ему эвтектический сплав Fe FeO, а для внутреннего ядра – сплав Fe_{0.9}Ni_{0.1}, переходный же слой между ними – принимается состоящим из соединения FeS. Несколько позже, идею окисно-железного состава земного ядра поддержали К. Буллен (Bullen, 1973; Буллен, 1978), Дж. Джекобс (1979), а также Е. Отани и А. Рингвуд (Ohtani, Ringwood, 1984) Результаты выполненного нами с О.Г. Сорохтиным расчета приведены в табл. 6.1.

Из таблицы 6.1 видно, что первичное вещество является ультраосновной породой с низкими значениями кремнезема и высоким содержанием двухвалентного железа. Таким образом, первичное вещество Земли характеризуется выраженным ортосиликатным составом, с содержанием около 75% оливина (в котором содержалось до 38% фаялита), 11 % остальных силикатов и 14% камасита.

Возвращаясь к описанию самого раннего и непродолжительного этапа зарождения мантии, Земли следует отметить, что плавление и дифференциация первичного вещества Земли без генерации конвективных движений в первичном расплаве мог приводить к образованию анортозитовых расплавов в верхней

части, базальтовых и ультраосновных магм в средней части магматической линзы и окисно-железного расплава в ее нижнем слое.

Постепенное разрастание мантийной линзы достигло поверхности Земли и привело к запуску механизма теплового конвективного перемешивания только около 3,8 млрд. лет назад. При этом наличие анортозитовых расплавов в молодой астеносфере было вовлечено в формирование первой в истории Земли коры океанического типа. Так, в раннедокембрийских комплексах Гренландии: – Фискеннессет и Исуа – анортозиты и ассоциирующие с ними габброиды повсеместно встречаются в виде согласных прослоев в древнейших амфиболитах первичных зеленокаменных поясов (Ранняя...,1980). Таким образом, можно считать, что сингенетическое присутствие в первичных зеленокаменных поясах анортозитов является признаком обнаружения наиболее древних участков земной коры.

Дальнейшее разрастание мантийной линзы уже происходило с интенсивным тепловым конвективным перемешиванием силикатных расплавов, что должно было оказывать заметное влияние на характер и условия формирования континентальной литосферы. Процесс развития мантийной линзы происходил в условиях зонной дифференциации первичного вещества и не только распространялся в глубь Земли, но и расширялся от экватора к полюсам планеты. Этот процесс привел в конечном итоге к возникновению гравитационной неустойчивости (см. рис. 6.1) и формированию плотного окисно-железного ядра Земли около 2.7-2.6 млрд. лет назад. Именно с этим процессом связывается второй пик температурного перегрева верхней мантии, достигавший 2,7 млрд. лет назад почти 1800°С (см. рис. 6.3), тогда как резкое снижение температуры верхней мантии 2,6 и, особенно, 2,5 млрд. лет назад было связано с выжиманием в верхнюю мантию сравнительно холодного вещества бывшей сердцевины Земли (см. рис. 6.1).

Наиболее древними, известными в настоящее время образованиями Земли являются породы с возрастом около 4 млрд. лет. О более ранней ее истории нам практически ничего не известно. Вследствие этого, как уже упоминалось выше, геологическую историю развития Земли можно условно разделить на три глобальные и генетически разные геодинамические эпохи: пассивная катархейская, исключительно активная архейская и умеренно активная - фанерозойская.

Окислы	Состав континенталь	Модельный состав мантии Земли ²⁾	Модельный состав ядра Земли ²⁾	Средний состав хондритов ³⁾	Средний состав углистых хонлритов ⁴⁾	Состав первич ного вещества Земли ⁵⁾
SiO	59 3	45.4		38.04	33.0	30.71
TiO ₂	07	06	_	0.11	0.11	0.41
	15.0	3.7	_	2.50	2.53	2.54
Fe_2O_3	2.4	1.97	_	_	_	_
FeO	5.6	6.55	49.34	12.45	22.0	22.24
MnO	0.1	0.13	_	0.25	0.24	0.09
MgO	4.9	38.4	_	23.84	23.0	25.81
CaO	7.2	2.3	_	1.95	2.32	1.57
Na_2O	2.5	0.43	_	0.95	0.72	0.3
K_2O	2.1	0.012	—	0.17	_	0.016
Cr_2O_3	—	0.41	—	0.36	0.49	0.28
P_2O_5	0.2	—	—	_	0.38	—
NiO	—	0.1	-	—	—	0.07
FeS	—	—	6.69	5.76	13.6	2.17
Fe	—	_	43.41	11.76	—	13.62
Ni	—	_	0.56	1.34	—	0.18
Сумма	100.0	100.0	100.0	99.48	98.39	100.0

Таблица 1.1. Состав первичного вещества мантии

Примечание: ¹⁾ А.Б. Ронов, А.А. Ярошевский (1976) ²⁾ Модель О.Г.Сорохтина, С.А. Ушакова (1991) с использованием данных Л.В. Дмитриева (1973) и А. Рингвуда (Ringwood, 1966) ³⁾ Н. Urey, H. Craig (1953)

⁴⁾ "Очерки сравнительной планетологии". М., Наука, 1981. С. 184–185.

⁵⁾ О.Г. Сорохтин, С.А. Ушаков (1991)



Рис.6.7. Механизм формирования континентальной коры в архее (Сорохтин и др., 1996)



Рис. 6.8. Предполагаемые области формирования континентальной литосферы в раннем докембрии

По оценкам А.М. Гудвина (1984), основанным на анализе фаций глубинного метаморфизма континентальных пород, тепловой поток в архее через континентальную кору в целом был в 2.5-4 раза выше, чем в настоящее время. По оценкам, учитывающим тепловые потоки не только через континентальную кору, но и значительно более интенсивные потоки через океаническое дно, в раннем архее они превышали современный тепловой поток $(4,3\cdot 10^{20} \text{ эрг/с})$ более чем в 6 раз, а в позднем архее даже более, чем в 17 раз (см. рис. 6.4, кривая 2). В прямой зависимости от этого находится и тектоническая активность Земли, которая в архее была значительно более высокой. Поэтому и литосферные плиты, образующиеся за счет остывания и полной кристаллизации частично расплавленного вещества астеносферы мантии, тогда имели гораздо меньшую мощность. В целом же поверхностная оболочка Земли в архее должна была быть представлена тонкими, быстро перемещающимися по сфере мелкими литосферными пластинами в пределах границ конвективных ячей.

Высокий тепловой поток в то время приводил к существованию в мантии преимущественно тепловой конвекции, которая ввиду малой мощности мантийных линз характеризовалась мелкоячеистой структурой, организованной по принципу ячей Бенара. При этом над нисходящими конвективными потоками в мантии происходило скучивание таких тонких базитовых плит и их проседания в горячую мантию, где они частично плавились, порождая тем самым гранитоиды зародышей будущих континентов (см. рис. 6.7). Наиболее благоприятными для этого были, по-видимому, области тройного сочленения конвективных ячеек архейской мантии (рис. 6.8), что в свою очередь и определяло их изометрическую, иногда даже близкую к шестигранной форму (рис. 6.9 и 6.10).



Рис. 6.9. Пространственное размещение континентальных микроплит архейского возраста (заштрихованные) (Кушев, 1992).

Жирными линиями показаны генерализованные простирания подвижных поясов архейского и нижнепротерозойского возраста.

Столь очевидное внешнее подобие конфигурации отдельных доменов коры с ячеями Бенара может быть объяснено достаточно простой закономерностью: эти домены действительно возникали над нисходящими потоками конвективных ячеек бенаровского типа. При этом процесс столкновения пластин происходил без их субдукции под «зародыши» континентов. 268 Скорее всего, этот процесс напоминал механизм торошения льда. Следует отметить, что описанное подобие характерно, как для крупных сегментов коры в целом, так и для слагающих их доменов. Это, например можно наблюдать в Карельской ГЗО, где оси зеленокаменных структур образуют два четко разделенных в пространстве и отличных друг от друга по возрасту сегмента коры, имеющих полигональную форму (рис. 5.1).



Рис. 6.10. Схема расположения континентальных плит архейского возраста Балтийского щита и Восточно-Европейской платформы (Кушев, 1992).

Жирными, двойными, одинарными линиями показаны генерализованные простирания подвижных поясов архейского и нижнепротерозойского возраста.

Формирование континентальной коры над нисходящими потоками конвектировавшей мантии приводило к появлению

небольших континентальных плит, развитие которых осуществлялось в относительной обособленности друг от друга вплоть до позднего архея (Рингвуд, 1981; Тейлор, МакЛеннан, 1988; Сорохтин, Ушаков, 1991). Показательным является тот факт, что континентальные образования с возрастом 3.8-3.2 млрд. лет не несут на себе сколько-нибудь значимых следов коллизионного взаимодействия друг с другом, и только лишь в отдельных из них отмечены интенсивные коллизионные процессы на рубеже 3.5 млрд. лет назад (Конди, 1983). Этому явлению легко дать объяснение, если учесть, что интенсивная тепловая конвекция реализуется в виде ячей Бенара, которые достаточно устойчивы в пространстве и времени. Тогда формирующиеся зародыши континентальной коры обязательно должны быть разобщены, а латеральный их дрейф по поверхности Земли практически исключен. Имеющиеся факты латеральных перемещений около 3.5 млрд. лет назад, а также в другие эпохи, как было показано ранее, могут указывать на скачкообразное укрупнение ячеистой структуры архейской мантии, в результате ее разрастания в пространстве (см. рис. 6.5).

Изучение и моделирование процессов континентального корообразования в раннем докембрии позволили одному из авторов (Сорохтин, 1989; 1994; 1995) выявить и обосновать неоднородность строения континентальной литосферы в архее. Как будет показано далее, мощный тепловой поток через континентальную кору должен был приводить к возникновению и долговременному существованию в слоях нижней коры обширных зон плавления. Мощность этих зон могла достигать 20–30 км при общей мощности коры, близкой к современной (около 40–45 км). Таким образом, континентальная литосфера в архее представляла собой макрослоистую систему различных по физико-химическим параметрам сред, которые закономерно располагались в пространстве.

Верхнюю позицию занимал жесткий кристаллический слой коры, ниже располагался высокопластичный слой нижней коры. Еще ниже залегал слой относительно жесткой и полностью раскристаллизованной подкоровой литосферы, который "покоился" на частично расплавленном субстрате астеносферы мантии. Такое строение континентальных литосферных плит было характерно только для архея и полностью не соответствует современному ее состоянию.

6.2. Формирование континентальной литосферы в раннем докембрии

Предлагаемая история развития континентальной коры восточной части Балтийского щита от момента зарождения до периода относительной консолидации, которая рассмотрена в главах 1 и 2, во многом является типичной и для других континентальных плит архейского возраста. Об этом в частности, свидетельствует общность истории формирования различных регионов древней континентальной коры, описанных в целом ряде обобщающих работ К.О. Кратца и др. (1980; 1981), К. Конди (1983), С. Тейлора, С. Мак-Леннона (1988), В.Е. Хаина (2001), Н.А. Божко (1988) и многих других авторов. Так, в большинстве этих работ отмечается двухэтапное образование архейской земной коры, при котором вначале формировалась протоокеаническая кора базит-гипербазитового состава, а затем она перерабатывалась в зонах скучивания и давала массовые выплавки тоналиттрондьемитовых пород. Наряду с этим в конце архея появились и существенно калиевые (микроклиновые) гранитоиды. Затем, в период кеноранской эпохи интенсивного сжатия практически всех без исключения континентальных массивов, в их периферических зонах возникали коллизионные структуры смятия, надвигов, тектонических чешуй и разнообразных форм пластического течения. В середине раннего протерозоя многие континенты подверглись интенсивным процессам деструкции, которые были связаны с их дроблением и формированием рифтогенных структур. В это же время повсеместно внедрялись дайки базитов, наиболее классическим примером которых является Великая Дайка в Южной Африке.

Именно в это время закладывался Имандра-Варзугский континентальный рифт в пределах Кольского полуострова, а также многие другие генетически связанные с ним структуры Карелии. Наконец, в эпоху свекофеннской орогении архейские континентальные плиты вновь испытали коллизионные взаимоотношения друг с другом, которые также привели к проявлению крупномасштабных тектонических деформаций и обильным внедрением гранитов щелочного состава, широким развитием пегматитов и метаморфизмом повышенных давлений. Отмеченная (Кратц и др., 1980; Конди, 1983; Тейлор, Мак-Леннон, 1988; Хаин, Божко, 1988 и др.) общность плана геодинамического развития различных блоков континентальной коры в архее и раннем протерозое, позволяют нам на примере изученного региона рассмотреть наиболее общие черты формирования земной коры того времени и проследить ее изостатическое положение. За основу модели было принято отмеченное выше представление о двухэтапном образовании архейской континентальной коры за счет переработки первичноокеанической коры базитового состава.

Как мы уже отмечали, тектоническая активность в архее, в основном, генерировалась процессом зонной дифференциации земного вещества. Этот процесс привел к образованию и дальнейшему постепенному 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, теперь, формировалась кора как И базитгипербазитового состава, а над нисходящими происходило ее торошение. метаморфизм И частичное переплавление. Исследования С. Тейлора и С. Мак-Леннона (1988), Я. Вейзера (1980), О.Г. Сорохтина (1991) и ряда других авторов, посвященные скорости накопления массы континентальной коры, указывают на относительно малые ее объемы в раннем и среднем архее. Эти оценки позволяют предполагать, что поверхность Земли в то время представляла собой мозаику быстро двигающихся относительно мелких базитовых плит, которые перемещались в пределах конвективных ячей бенаровского типа. В областях сочленения максимального числа ячей (узлах) (см. рис 6.8), 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.

Особые режимы формирования континентальной коры в архее описывались в геологической литературе неоднократно (Тугаринов, Войткевич, 1980; Ранняя история Земли, 1980; Кратц и др., 1981; Конди, 1983; Митрофанов и др., 1986; Моралев, 1986; Глуховский, 1990; Тейлор, Мак-Леннан, 1988 и многие другие). При этом правильно подчеркивалось, что главную роль в возникновении специфических черт строения и состава, а также условий формирования и развития архейской коры играли повышенные тепловые потоки, пронизывавшие в то далекое время древние континенты. Большинство из таких выводов опирались на чисто геологические данные о строении древних образований земной коры, а также о структуре, текстуре и минералогическом составе слагающих их пород. Природа же возникновения высоких тепловых потоков в архее оставалась неясной. Обычно это явление объясняли распадом радиоактивных элементов, концентрация которых в Земле тогда была заметно большей, чем сейчас. Однако в этом случае, с учетом плавного снижения концентрации радиоактивных элементов в земном веществе, непонятным оставалось происхождение наиболее сильного и радикального рубежа в геологической истории Земли - весьма резкого перехода от мобильной геодинамики архея к относительно более спокойной и упорядоченной тектонике литосферных плит в протерозое и фанерозое.

Разработанная в последние годы наиболее общая теория глобальной эволюции Земли, достаточно детально изложенная в работах (Монин, Сорохтин, 1983; 1982; Сорохтин, Ушаков, 1989; 1991), позволила не только понять природу тектонической активности нашей планеты, но также, что очень важно, дать адекватное и количественное описание основных закономерностей развития земной коры. Используя выводы этой теории, можно рассмотреть влияние тектонической активности Земли и глубинных тепловых потоков на эволюцию строения континентальных литосферных плит и особенности их формирования в раннем докембрии и последующих эпохах.

Напомним, что по рассматриваемой теории, континентальная кора в архее формировалась за счет переплавления в зонах скучивания (торошения) базальтовых океанических пластин (см. рис. 6.7). После же архея континентальная кора преимущественно наращивалась благодаря переработке в зонах субдукции пород океанической коры, мощность которой всегда оставалась более или менее постоянной.

Для упрощения модели, можно пренебречь продолжительностью процесса образования какого-либо участка континентальной коры и рассматривать его тепловую историю только с момента t₀, отмечающего окончание процесса выделения корового вещества. Примем также, что после своего образования мощность континентальной коры менялась мало и в среднем она оставалась близкой к значению *H_{кк}* ≈ 40 км (Тейлор, Мак'Леннан, 1988). Кроме того, будем считать, что, начиная с момента $t > t_0$, под вновь возникшим доменом континентальной коры начинает формироваться жесткая подкоровая литосфера, отделяющая кору от ее непосредственного контакта с горячей мантией. Формирование же литосферы происходит благодаря остыванию и полной кристаллизации частично расплавленного мантийного вещества. В этом случае мощность литосферы H_l и положение ее подошвы будет определяться геотермой кристаллизации (солидуса) Т_s мантийного вещества.

Для определения тепловых режимов существования земной коры и формирования литосферных плит необходимо решить уравнение теплопроводности с подстановкой в общее решение краевых условий, отвечающих существовавшим в прошлые геологические эпохи геодинамическим обстановкам. При этом в принятой нами упрощенной модели плит можно использовать одномерное приближение для горизонтальнослоистой среды. В этом случае уравнение теплопроводности записывается в наиболее простой форме:

$$\rho \cdot c_p \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z} [\lambda \frac{\partial T}{\partial Z}] + \Theta \quad , \tag{6.9}$$

где T(z,t) — температура среды; ρ — плотность среды; c_p – теплоемкость вещества при постоянном давлении; λ - теплопроводность; Θ – объемная плотность источников радиогенного тепла в среде; t – время; Z – вертикальная координата, направленная от земной поверхности вниз.

Поскольку нами принято горизонтально-слоистое разделение среды, решение уравнения (6.9) будем 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. Примем также, что в пределах слоя, содержащего радиоактивные элементы,

$$\Theta = q_R / h_R , \qquad (6.10)$$

где q_R - создаваемый распадом радиоактивных элементов тепловой поток на кровле слоя; h_R - толщина этого слоя.

Зависимость температуры T(z) от глубины в уравнении (6.9) можно определить из его стационарного решения $\partial T/\partial t = 0$ с учетом того, что слоистую среду, помимо радиогенного теплового потока, пронизывает еще и глубинный (подкоровый) поток тепла q_m . Тогда суммарный тепловой поток на поверхности коры при Z = 0 равен

$$q_0 = q_m + q_R \,. \tag{6.11}$$

В этом случае легко найти, что температура на глубине Z при $Z \le h_R$ равна

$$T = T_0 + \frac{q_m}{\lambda} \cdot Z + \frac{q_R}{\lambda} \left[Z - \frac{Z^2}{2h_R} \right] , \qquad (6.12)$$

где T_0 - поверхностная температура Земли. При $Z \ge h_R$ стационарная температура коры определяется выражением

$$T = T_0 + \frac{q_R}{\lambda} \cdot \frac{h_R}{2} + \frac{q_m}{\lambda} \cdot Z \qquad . \tag{6.12'}$$

Температура же на подошве коры или (на кровле литосферы), равна

$$T_0^{KK} = T_0^l = T_0 + \frac{q_R h_R}{2\lambda} + \frac{q_m}{\lambda} \cdot H_{KK} , \qquad (6.12")$$

где $H_{\kappa\kappa}$ – мощность коры.

Распределение радиоактивных элементов в Земле весьма неравномерное. Так, в мантии радиоактивных элементов настолько мало, что энергетический вклад в глубинный мантийный поток не превышает 10% (Сорохтин, Ушаков, 1991). Поэтому в решениях уравнения (6.9) для подкоровых слоев среды – подкоровой литосферы и конвектирующей мантии – можно предположить $q_R \approx 0$ (при этом вклад радиогенного тепла мантии косвенно будет учитываться потоком \tilde{q}_m). В континентальной коре распределение радиоактивных элементов также очень неравномерное и большая их часть, по-видимому, сосредоточена лишь в верхнем слое коры (Любимова, 1968; Тейлор, Мак'Леннон, 1988).

Действительно, если бы концентрация радиоактивных элементов в континентальной коре была равномерной и такой же, как в приповерхностных уровнях, то тепловые потоки на поверхности древних континентов были бы, по меньшей мере, вдвое выше наблюдаемых.

Учитывая сказанное, будем считать, что вся значимая радиоактивность континентальной коры сосредоточена только в ее верхнем слое толщиной h_R . Поэтому для остальных слоев разреза положим $q_R \approx 0$ при $q_m \neq 0$. Тогда общее решение уравнения (6.9) для подкоровой литосферы можно выразить в классической форме, приводимой, например, в работе (Тихонов, Самарский, 1966). В этом случае для интервала глубин $H_{KK} \leq Z \leq H_{KK} + H_l$, где H_l – мощность подкоровой литосферы, найдем

$$\left[T - T_0^l - \frac{\widetilde{q}_m}{\lambda} \cdot [Z - H_{KK}]\right] = \left[T_m - T_0^l - \frac{\widetilde{q}_m}{\lambda} \cdot [Z - H_{KK}]\right] \cdot erf \frac{[Z - H_{KK}]}{2\sqrt{at}}$$
(6.13)

где $erfx = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \cdot \int_{0}^{x} e^{-\xi^{2}} d\xi$ – интеграл ошибок; \widetilde{q}_{m} – тепловой

поток, идущий из глубин конвектирующей мантии; *а* – коэффициент температуропроводности; *T_m* – температура мантии на глубине *Z*. При этом стационарное решение уравнения теплопроводности (6.9) можно записать в виде

$$T - T_0^l = \frac{\widetilde{q}_m}{\lambda} \cdot [Z - H_{KK}] \quad . \tag{6.14}$$

Распределение же температуры в подлитосферной мантии определить простым решением уравнения (6.9) не удается, поскольку оно зависит от структуры конвективных течений в мантии и особенно от параметров погранслоев, возникающих под литосферой. В них главным образом и генерируются тепловые потоки \tilde{q}_m (за счет диссипации энергии вязкого трения в деформируемом мантийном веществе).

Если температура в нижней коре нигде не превышает температуры плавления (солидуса) ее пород, т.е. $T_0^l < T_s^{KK}$ и вещество этого слоя сохраняется в эффективно жестком состоянии, то температура на подошве коры (на кровле подкоровой литосферы) определяется уравнением (6.12"). Если же $T_0^l \ge T_s^{KK}$, то в частично расплавленных (мигматизированных) породах нижней коры мощностью H_2^{KK} неизбежно должны были

возникать тепловые конвективные движения с установлением близкого к адиабатическому распределения температуры

$$\frac{dT}{dZ} = \frac{\alpha \cdot g}{C_p} \cdot T, \qquad (6.15)$$

где g – ускорение силы тяжести; α – коэффициент объемного расширения; C_p – теплоемкость коровых пород. В этом случае

$$\ln \frac{T_0^l}{T_s^{KK}} = \frac{\alpha \cdot g}{C_p} \cdot H_2^{KK} , \qquad (6.15')$$

где T_s^{KK} – температура солидуса коровых пород на границе верхней и нижней коры (на глубине H_1^{KK}).

При реальных значениях параметров в уравнении (6.15') g=981 см/с², $\alpha \approx 3.10^{-5}$ град⁻¹, $c_p \approx 1.2.10^{7}$ эрг/г.град и $H_2^{KK} \approx 25$ км, оказывается, что температура адиабатического распределения меняется мало на интервале глубин нижней коры, т.е. $T_0^l \approx T_s^{KK}$. Однако отклонение реальной температуры T от ее адиабатического распределения (6.15) в конвектирующем слое нижней коры можно оценить по критерию Рэлея

$$R_a = \frac{\alpha \rho g \Delta T (H_2^{KK})^3}{a\eta} , \qquad (6.16)$$

где η – вязкость коровых пород после начала их плавления. Для возникновения заметной конвекции необходимо, чтобы число Рэлея $R_a \ge 1500 - 2000$. Следовательно, для существования устойчивой тепловой конвекции в нижней части архейской коры необходимо выполнение условия

$$\Delta T \ge 2 \cdot 10^3 \cdot \frac{a\eta}{\rho g \alpha \left(H_2^{KK}\right)^3} \quad (6.16')$$

Принимая идеальную вязкость частично расплавленных (мигматизированных) пород нижней коры равной $\eta \approx 10^{18}$ П, найдем, что для возникновения тепловой конвекции в этом слое необходимо, чтобы сверхадиабатический перепад температур на его поверхностях превышал всего 9°С. При более низкой вязкости, такие перепады становятся еще меньшими и распределение температуры в слое приближается к закону (6.15), т.е. становится практически изотермическим на уровне $T \approx T_s^{KK}$.

Однако приведенные рассуждения предусматривают мгновенное выравнивание температуры в коре при повышении или понижении ее значений в области теплогенерации, т.е. в мантии. Если температура среды по определенным причинам резко возрастала, то установление стационарного распределения температуры в коровой астенолинзе могло оказаться невозможным. Теплоотвод через внешнюю оболочку коры пропорционален некоторому среднему значению разности температур T- T_0 коровой астенолинзы и внешней среды вне зависимости от характера тепловыделения внутри нее. Поэтому если температура среды достаточно быстро возрастала в архейской коре, то работающий в этот момент, определенный тип теплоотвода (например, конвекция) мог быть недостаточен для достижения равновесия системы. Тогда в отдельном домене коры мог происходить тепловой "взрыв", выражавшийся во взламывании жесткого кристаллического слоя коры и мгновенной теплоотдаче из области теплогенерации (верхней мантии) в атмосферу. Естественно, что повышение температуры мантии в позднем архее (см. рис. 6.3) не могло приводить к мгновенному реагированию теплового режима всего слоя нижней коры, и должно было происходить с некоторым запаздыванием. Качественно оценить интервал времени, 38 которое происходило 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 10⁻³см²/с). Принимая мощность конвектирующего слоя коровой астеносферы 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, из-за процесса конвективного перемешивания, средняя температура на подошве континентальной коры могла быть близкой к 600°С (см. рис. 6.12, 6.13). Этот вывод вовсе не исключает того, что в нижней части коры могли существовать обширные участки более разогретого вещества.

Алюмосиликаты гранитоидного ряда с небольшим содержанием в них связанной воды в условиях повышенных давлений *p*>2 – 3 кбар начинают плавиться уже при температурах

около 600 – 650 °С (Жариков, 1980). При этом вязкость вещества по закону Аррениуса резко снижается. Если принять, что еще при температурах около 40°С (673 К) породы континентальной коры практически сохраняют свою жесткость, характеризуясь эффективной вязкостью порядка $10^{23} - 10^{24}\Pi$, то их вязкость при $T \approx 600^{\circ}$ С (873 К) оказывается резко сниженной до значений $10^{16} - 10^{17}\Pi$. В этих условиях в нижней коре неизбежно должны были возникать конвективные течения, выносившие избыток тепла от подошвы нижней коры к подошве верхнего слоя коры. Действительно, по критерию Рэлея (6.16) конвекция возникает даже при сравнительно небольших сверхадиабатических перепадах температуры $\Delta T \approx 10^{\circ}$ С и в относительно тонких слоях ~ 10 км, не говоря уже обо всей нижней коре, мощностью до $H_2^{KK} \approx 25-30$ км.

Мощность нижележащего слоя архейской подкоровой литосферы можно определить используя условие $Z-H_{KK} = H_l$ при $T = T_s^l$, где H_l – мощность литосферы; T_s^l – температура солидуса мантийного литосферного вещества. Тогда

$$[T_s^l - T_0^l - \frac{\tilde{q}_m}{\lambda} \cdot H_l] = [T_m - T_0^l - \frac{\tilde{q}_m}{\lambda} \cdot H_l] \cdot erf \frac{H_l}{2\sqrt{at}} , \quad (6.17)$$

где \tilde{q}_m – глубинный тепловой поток, поступающий на подошву литосферы из подлитосферной конвектирующей мантии. При этом стационарное решение уравнения (6.17), определяющее предельную мощность подкоровой литосферы, выражается простым соотношением

$$T_s^l - T_0^l - \frac{\widetilde{q}_m}{\lambda} \cdot H_l = 0.$$
 (6.17')

Тепловой поток, генерируемый остывающей литосферой определяется производной по Z от функции T(z,t), определяемой уравнением (6.13) при $Z - H_{\kappa\kappa} = 0$

$$q_m = q_l + \widetilde{q}_m = \lambda \cdot \frac{[T_m - T_0^l]}{\sqrt{\pi a t}} + \widetilde{q}_m . \qquad (6.18)$$

Решения (6.16) и (6.17) получены в предположении постоянства глубинного потока \tilde{q}_m . Тем не менее, в реальных условиях этот тепловой поток существенно менялся. Однако, учитывая, что такие изменения происходили достаточно медленно (по сравнению с изменениями вертикального градиента темпе-

ратуры), этими решениями можно пользоваться, но только как приближенными. Благодаря медленным изменениям \tilde{q}_m стационарный режим литосферы (6.17') может установиться и за конечное время. Если же при этом оказывается, что $T_s^l - T_0^l - \tilde{q}_m \cdot H_l / \lambda < 0$, то подкоровая литосфера начинает постепенно подплавляться снизу и утоняться, пока вновь не наступит новое равновесие при большем значении потока \tilde{q}_m и меньшей мощности литосферы H_l . Приближенное значение теплового потока при этом сохраняет вид соотношения (6.18).

Помимо теплового потока, связанного с остыванием литосферы, ее формирование сопровождается еще и освобождением скрытой теплоты плавления (кристаллизации) литосферного вещества

$$q_s = \mu \vartheta \rho_I \cdot \frac{dH_I}{dt}, \qquad (6.19)$$

где µ- парциальное плавление подлитосферной горячей мантии; 9 скрытая теплота плавления литосферного (мантийного) вещества; ρ_l – плотность литосферы; dH_t/dt – скорость перемещения фронта кристаллизации на подошве литосферы. Величина теплового потока, связанного с выделением скрытой теплоты кристаллизации мантийного вещества относительно невелика, а закономерности изменения этого потока со временем полностью совпадают с изменениями потока q_{l} , определяемого уравнением (6.18). приближенность определений основных Учитывая ЭТО И теплофизических параметров процесса (λ, α, μ, и ρ), в первом приближении влиянием составляющей q_s можно пренебречь (косвенно, ее влияние учитывается в составе потока, связанного с остыванием литосферы q_l).

Решения (6.13) и (6.17) остаются в силе и тогда, когда $T_m(z)$

и $T_s^l(z)$ являются линейными функциями глубины, что позволяет

в первом приближении учитывать реальные зависимости граничных температур от глубины. В настоящее время суммарная мощность литосферных плит (кора + подкоровая литосфера) древних континентальных платформ, по-видимому, приблизительно равна 220 км, и, вероятно, отмечается сейсмической границей Леманн (Сорохтин, Ушаков, 1991). Если пренебречь

тепловыми эффектами, связанными с полиморфными фазовыми переходами в мантийном веществе, то распределение температуры в конвектирующей мантии должно подчиняться уравнению адиабаты (6.15). В этом случае

$$T_m = T_m^0 \cdot \exp\{g \, \alpha Z \,/ \, c_p\} \,, \tag{6.20}$$

где T_m^0 - приведенная к поверхности температура мантии. При $T_m^0 \approx 1300^{\circ}$ С (1573 K); g=981 см/с² и отношении $\alpha/c_p \approx (5.16 \div 4.77) \cdot 10^{-12}$ г/эрг (Жарков, Трубицин, 1980), находим, что на глубине 200 км, (2·10⁷ см) температура мантии должна была бы достигать $T_m=1461^{\circ}$ С (1734 K), а на глубине 220 км $T_m=1477^{\circ}$ С (1750 K).

Однако, начиная с поверхности до глубины 220 км вещество мантии испытывает, по меньшей мере, два полиморфных перехода: от плагиоклазовых к пироксеновым и гранатовым лерцолитам. На каждом таком переходе в конвектирующей мантии должен происходить положительный скачек температуры

$$\Delta T = W / c_p, \qquad (6.21)$$

где W- удельная теплота экзотермического фазового перехода. По данным А. Рингвуда (1981), плотности плагиоклазового, пироксенового и гранатового пиролита (по составу близкого к лерцолиту) при нормальных давлениях и температурах соответственно равны $\rho_1 = 3.26$; $\rho_2 = 3.33$; и $\rho_3 = 3.38$ г/см³, тогда как при субсолидусных температурах фазовые переходы происходят при давлениях P около 7.5 и 25 кбар. Учитывая, что $W=\Delta VP$, где ΔV - объемный эффект фазового перехода, можно определить, что температурные скачки на этих уровнях соответственно равны 4 и 9°С.

Таким образом, с учетом тепловых эффектов фазовых переходов, температура мантии на глубине 220 км может достигать 1500°С, что и было принято при расчетах. Тогда искомую зависимость $T_m(z)$ можно записать в виде

$$T_m = T_m^0 [1 + 7 \cdot 10^{-9} Z] . \tag{6.22}$$

К сожалению, уверенных прямых определений мощности современных литосферных плит под древними континентами пока не существует. По-видимому, это объясняется прозрачностью для сейсмических волн и других геофизических полей границы перехода от жесткой литосферы под континентами к подстилающей ее вязкой конвектирующей мантии. В противоположность простой физической модели океанической литосферы как жесткой полнокристаллической плиты, лежащей на пластичном слое частично расплавленного вещества мантии, природу перехода континентальной литосферы в подстилающую ее мантию однозначно определить труднее. Связано это с тем, что континентальная геотерма (без учета конвективных течений мантии) должна асимптотически приближаться к адиабатической мантийной температуре в той области мантии, где частичное плавление ее вещества уже полностью исключается. Действительно, судя по экспериментальным данным (Takahashi, 1986), плавление мантийного вещества на глубине 220 км происходит при температуре около 1790°С, что превышает мантийную приблизительно на 290°С. В этом случае уравнение (6.17), определяющее мощность литосферных плит, не имеет решения и теряет смысл.

Однако из опытов известно, что даже при температурах, существенно более низких, чем температура солидуса, у силикатов появляются пластические свойства, и они начинают вести себя как очень вязкие, но все же эффективные жидкие среды (Ботт, 1974). Этим явлением, например, можно объяснить постледниковые подъемы Фенноскандии и Канадского щита, что явно говорит об эффективно жидком состоянии мантийного вещества под континентальной литосферой, хотя мантийная температура на этих уровнях ниже ожидаемой температуры плавления самого вещества примерно на 200-300°С. Изучение этого явления (Haskell, 1935; McConnell, 1965; Takeuchi, 1963; Артюшков, 1968; Ушаков, Красс, 1972) показало, что вязкость мантии под древними щитами находится в пределах от $1 \cdot 10^{20}$ до $3 \cdot 10^{21} \Pi$ и в среднем, повидимому, близка к значению $1 \cdot 10^{21} \Pi$. Если это действительно так, то вязкость мантийного вещества на глубине 220 км при субсолидусной температуре около 1800°С, судя по закону Аррениуса была бы равна 2.10¹⁷П, что почти на 4 порядка ниже экспериментально определенной величины.

Данное несоответствие параметров указывает на то, что под мощными континентальными плитами, положение подошвы литосферы определяется не геотермой начала плавления мантийного вещества, а температурой перехода мантийного субстрата из полнокристаллического и эффективно жесткого состояния в эффективно аморфное состояние переохлажденной жидкости. Такого рода условия существования мантийного вещества при высоких давлениях хорошо описываются моделью ньютоновской

вязкой жидкости (Магницкий, 1965; Каула, 1971). Физическая же природа перехода вещества в эффективно пластичное состояние при высоких давлениях может объясняться, например, развитием сдвиговых дислокаций по межгранулярным границам без нарушения структуры самих кристаллических зерен, слагающих мантию пород. Это означает, что долговременная прочность вещества оказывается существенно более низкой, чем его "мгновенная" жесткость, определяемая модулями упругости.

В связи с этим можно предположить, что при заданной температуре поликристаллические силикаты приобретают свойства эффективно вязких жидкостей только в случае, когда внешнее давление превосходит долговременные пределы прочности межкристаллических связей в веществе. Обычно долговременная прочность поликристаллических материалов примерно на порядок меньше их мгновенных модулей жесткости (Жарков, 1983). Тогда по скорости распространения поперечных волн в верхней мантии на глубинах около 220 км ($U_s = \sqrt{\mu/\rho} \approx 4.6$ км/с) легко определить, что такие критические давления ~70 кбар сейчас достигаются на глубинах около 200–220 км.

О предельной мощности континентальных литосферных плит равной 200–250 км, говорят и петрологические определения максимальной глубины формирования минеральных ассоциаций в глубинных ксенолитах из кимберлитов. Так, судя по сводке петрологических определений, приведенных в работе (Каминский, 1985), глубинность формирования алмазоносных пород и ксенолитов обычно не превышает 220–250 км (70–80 кбар при $T \approx 1120-1290^{\circ}$ С). При этом большой возраст алмазов, определяемый по изотопии включений (см. ниже), свидетельствует о том, что на данных глубинах континентальная литосфера действительно сохраняла свою жесткость, по меньшей мере, в течение 2 млрд лет. В противном же случае и алмазы, и ксеногенный материал многократно ассимилировались бы в мантии за столь длительный промежуток времени с момента образования.

Таким образом, совокупность приведенных здесь соображений и данных позволяет нам достаточно уверенно утверждать, что мощность литосферных плит под древними континентальными массивами находится в пределах от 200 до 250 км и в среднем может быть принята равной 220 км.

Из приведенных рассуждений также следует, что в области существования мантийных расплавов (на глубинах до 100 км) можно пользоваться классическим определением литосферы и считать, что положение ее подошвы определяется температурой солидуса мантийного вещества T_s^l . Глубже этого рубежа мы можем пользоваться только понятием эффективной мощности литосферы, принимая, что глубина залегания ее подошвы определяется температурой перехода мантийного вещества от жесткого состояния к пластичному, очень вязкому, но эффективно жидкому состоянию. На подошве литосферы такой переход должен происходить при несколько меньшей температуре, однако близкой к температуре конвектирующей мантии. Для глубины 220 км эффективное значение этой температуры можно принять равной $\widetilde{T}_{s}^{l} \approx 1450 - 1460^{\circ}$ С, при $T_{m} \approx 1500^{\circ}$ С. В этом случае, усредненную зависимость $\tilde{T}_{s}^{l}(z)$ в первом приближении линейной функции можно записать в форме

$$\widetilde{T}_{s}^{l} = T_{s}^{0} [1 + 1.7 \cdot 10^{-8} \cdot Z], \qquad (6.23)$$

где $T_s^0 \approx 1060^{\circ}$ С- температура солидуса мантийного вещества на земной поверхности.

Рассмотрим теперь эволюцию глубинного и радиогенного через континентальные тепловых потоков, проходящих литосферные плиты. \tilde{q}_m пропорционален разогреву мантии, т.е. разности температур $T_m^0 - T_s^0$. При этом можно предположить, что T_{s}^{0} со временем менялась мало и в среднем равнялась 1060°С. Приведенная же к поверхности температура мантии T_m^0 на протяжении геологической истории Земли менялась весьма существенно (см. рис. 6.3). Эти изменения, вероятнее всего, были вызваны процессом зонной дифференциации металлического железа (его содержание в первичном земном веществе достигало 13%), развивавшимся в раннем и среднем архее (Сорохтин, Ушаков, 1991). Как видно из рис. 6.3, поверхностная температура верхней мантии в раннем архее превышала 1500°С, к середине позднего архея она поднялась до 1700°С, но затем стремительно снизилась до 1400°С на рубеже архея и протерозоя, а к

современному моменту уменьшилась до 1300°С. Архейским перегревом мантии, в частности, объясняется и обилие коматиитовых лав в зеленокаменных поясах позднего архея.

Определить коэффициент пропорциональности В соотношении $\widetilde{q}_m \sim [T_m^0 - T_s^0]$ можно, задавшись современным значением глубинного потока \widetilde{q}_m . Но для этого, вначале необходимо знать температуру на кровле подкоровой литосферы T_0^l (или, что тоже, на подошве земной коры T_0^{KK}). Судя по работе Я.Б. Смирнова (1980) под архейскими платформами и щитами мощность континентальной коры – Н_{кк} ≈ 40 км, а температура на границе Мохоровичича близка к $T_0^l \approx$ 400°С. Учитывая теперь приблизительную стационарность тепловых потоков под древними щитами, по выражению (6.23) легко определить, что на глубине $(H_{\kappa\kappa}+H_l) \approx 220$ км $\widetilde{T}^{\,l}_{s} \approx$ 1456°С. Тогда по уравнению (6.17"), при 2 ≈ 5·10⁻³ кал/см·с·град и $H_l \approx 180$ км находим $\tilde{q}_m = 0.29 \cdot 10^{-6} \approx 0.3 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с.

По другой независимой оценке, всего в континентальной коре освобождается около $0.91 \cdot 10^{20}$ эрг/с радиогенной энергии (Сорохтин, Ушаков, 1991). Суммарная площадь континентальной коры приблизительно равна $2.04 \cdot 10^{18}$ см², откуда находится средний тепловой поток радиогенного происхождения $\overline{q}_R \approx 1.06 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с. При среднем тепловом потоке через континенты $\overline{q}_{KK} \approx 1.4 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с (Sclater et al., 1980) средний глубинный поток оказывается равным $q_m \approx 0.34 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с.

Для древних щитов очевидно, что поток q_m должен быть несколько меньшим, чем полученное среднее значение для всей континентальной коры. По этой причине для дальнейших расчетов мы приняли среднее значение современного глубинного теплового потока равным $\tilde{q}_m \approx 0.3 \cdot 10^{-6}$ кал/см² с. Тогда искомую зависимость можно выразить $\tilde{q}_m \approx 1.25 \cdot 10^{-9} [T_m^0 - T_s^0]$. (6.24) Как видно из этого соотношения, в архее в эпоху перегрева верхней мантии до $T_m^0 \approx 1600 - 1700^{\circ}$ С стационарные глубинные тепловые потоки приблизительно в 2–2.5 раза превышали современные значения.

Определив современные параметры глубинного теплового потока через континентальную кору, по равенству (6.11) можно оценить и средние значения радиогенной составляющей на древних щитах и платформах. Для большинства архейских щитов $q_0 \approx (0.8-0.9)\cdot 10^{-6}$ кал/см²·с, откуда находим $q_R \approx (0.5-0.6)\cdot 10^{-6}$ кал/см²·с. Из приведенного примера, в частности, видно, что радиоактивность пород архейских щитов оказывается значительно более низкой, чем это характерно для средних значений теплового потока в континентальной коре ($\overline{q}_R \approx 1.06\cdot 10^{-6}$ кал/см²·с).

Для расчета тепловых потоков радиогенного происхождения, необходимо знать скорость накопления радиоактивных элементов в континентальной коре. Примем, что скорость накопления радиоактивных элементов в коре была пропорциональна массе этих элементов в конвектирующей мантии и скорости формирования самой континентальной коры. В архее масса мантии M_m последовательно увеличивалась за счет постепенного прогрева и вовлечения в конвективный массообмен первичного вещества Земли, еще сохранявшегося тогда в глубинных недрах и центральных областях нашей планеты, а скорость формирования континентальной коры $\dot{M}^{\kappa\kappa}$ полностью определялась тектонической активностью Земли \dot{Q} (Сорохтин, и др., 1996). Учитывая это, можно записать

$$\sum \dot{m}_{R}^{i} = -\sum (m_{R}^{i})_{0} \cdot e^{-\lambda i t} \cdot \frac{M_{m}}{M_{g}} \cdot \chi_{i} \cdot \dot{M}_{N}^{KK} , \quad (6.25)$$

где m_R^i – масса *i*–го радиоактивного элемента (²³⁸U, ²³⁵U, ²³²Th и ⁴⁰К); $(m_R^i)_0$ – начальные содержания этих элементов в Земле; λ и соответственно, полураспада периоды И показатели Xi _ радиоактивных элементов; M_m подвижности масса конвектирующей мантии; Mg – масса Земли; $\dot{M}_{N}^{KK} = \dot{M}^{KK} / M_{0}^{KK}$ - относительная скорость формирования континентальной коры,

нормированная к современной массе этой коры M_0^{KK} ; точкой над параметром, как обычно, обозначается производная этого параметра по времени.

Учитывая теперь, что скорость генерации радиогенной энергии всегда пропорциональна массе радиоактивных элементов $\dot{\xi}_{R}^{KK} \sim m_{R}^{i}$, решение уравнения (6.25) для архея можно записать в виде

$$\dot{E}_{R}^{KK} = \sum (\dot{E}_{R}^{i})_{0} \cdot e^{-\lambda i t} \cdot [1 - e^{-\chi i \mu}], \qquad (6.26)$$

где
$$\mu = \int_{0}^{M^{KK}} \frac{M_m \cdot dM^{KK}}{M_g \cdot M_0^{KK}}$$
; \dot{E}_R^{KK} – рассеиваемая в земной коре

радиогенная энергия; (\dot{E}_R^i)_o- исходный уровень генерации радиогенной энергии *i*-м радиоактивным элементом в момент образования Земли.

После архея все радиоактивные элементы уже концентрировались в мантии или коре, поэтому и решение уравнения (6.25) следует записать в несколько иной форме

$$\dot{E}_{R}^{KK} = \sum_{i} (\dot{E}_{R}^{i})_{AR} \cdot e^{-\lambda - M} + \sum_{i} (\dot{E}_{R}^{i})_{0} \cdot e^{-\lambda - i} [1 - e^{-\lambda - M}] \qquad , \qquad (6.26')$$

где (E_R^i)_{AR} - генерация радиогенной энергии в конце архея; Δt – время, отсчитываемое от конца архея; $\Delta M_N^{KK} = M_N^{KK} - (M_N^{KK})_{AR}$ – относительное изменение безразмерной (нормированной) массы континентальной коры после архея.

В работе О.Г. Сорохтина и С.А. Ушакова (1991) были определены начальные массы радиоактивных элементов в Земле $(m_R^i)_0$; ²³⁸U₀ = 9.62·10¹⁹г; ²³⁵U₀ = 3.04·10¹⁹г; ²³²Th = 2.22·10²⁰г; ⁴⁰K₀ = 1.29·10²¹г и их содержания в современной континентальной коре: U = 3.71·10¹⁹г, Th = 1.48·10²⁰г, и ⁴⁰K = 5.49·10¹⁹г.

Эти данные позволили оценить генерацию радиогенной энергии в континентальной коре на протяжении всей истории ее существования. Дифференциальный радиогенный тепловой поток

$$q_R^t = \left(d\dot{\xi}_R^{KK} \middle/ dS^{KK}\right)_t , \qquad (6.27)$$

представляет собой скорость рассеивания радиогенной энергии на участках коры данного возраста *t*, а средний поток

$$\overline{q}_R = \xi_R^{KK} / S^{KK} \tag{6.28}$$

характеризует среднее значение радиогенного потока в целом по всей площади $S^{\kappa\kappa}$ континентальной коры, отдельные части которой образовывались в разное время.

Рассмотрим теперь несколько подробнее эволюцию тепловых режимов континентальной коры. Мощность верхней жесткой коры H_1^{KK} , определяется положением геотермы начала плавления водосодержащих пород континентальной коры, условно принятой нами равной $T_s^{KK} \approx 600^{\circ}$ С. Глубина залегания этой геотермы находится по уравнению (6.12'), подстановкой в него $T = T_s^{KK} \approx 600^{\circ}$ С и $Z = H_1^{KK}$ при условии, что температура на подошве коры $T_0^{KK} = T_0^l > T_s^{KK} \approx 600^{\circ}$ С. В этом случае вещество нижней коры находится в частично расплавленном (мигматизированном) состоянии и интенсивно перемешивается тепловой конвекцией. Причем, чем выше глубинный тепловой поток q_m , тем интенсивнее конвекция и массообмен в слое нижней коры $H_2^{KK} = H_{KK} - H_1^{KK}$.

Результаты определения положений границ фазовых переходов от жесткой верхней коры к частично расплавленной нижней коре показаны на рис. 6.11, при этом начальные моменты формирования континентальной коры ($H_1^{KK} = 0$) и литосферных плит ($H_l = 0$) совмещены между собой. Как видно из приведенных графиков, в низах архейской континентальной коры должен был повсеместно располагаться слой частично расплавленных коровых пород. Существовавшая в нижней коре конвекция переносила прошедший дифференциацию легкий сиалический материал в верхнюю кору. Однако высокая эффективность конвективного выноса тепла, как уже отмечалось выше, поддерживала в нижней коре субсолидусные температуры, при которых могли выплавляться лишь эвтектические расплавы.

Но в широком диапазоне алюмосиликатных составов коровых пород эвтектическими свойствами обладают лишь гранитоиды. Этим, по-видимому, следует объяснять исключительно
широкое распространение гранитоидов и настоящих гранитов, внедрявшихся в архее из нижней коры в верхнюю. 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 все эти элементы, кремнезем и, соответственно, обогащались окислами магния и кальция. В результате, после образования первичной примитивной тоналит-трондьемитовой континентальной коры, этот процесс еще в архее приводил к постепенному ее расслоению на два слоя: верхний, обогащенный литофильными элементами, преимущественно гранитного состава и бедный литофилами нижний слой эндербит-чарнокитдиоритового состава - архейский гранулитовый слой.



Рис. 6.11. Эволюция строения континентальной литосферы и корово-астеносферных слоев в зависимости от времени формирования коры и литосферы.

Для сравнения на рисунке приведены суммарные тепловые потоки, существовавшие на поверхности континентальной коры архейского возраста.

Расчеты показали, что анатектический слой нижней коры, континентально-коровая астеносфера по Ф.П. Митрофанову и др.

(1986) существовал под всеми без исключения древними щитами в течение всего архея, как это и показано на рис. 6.11.

В протерозое и фанерозое образование континентальной коры происходило по механизмам тектоники литосферных плит и кора формировалась над зонами поддвига плит на уже возникшей ранее литосфере. Глубинные потоки тепла на таких плитах обычно бывают небольшими q_m<(1-0.5)·10⁻⁶ кал/см²·с, тогда как радиогенные составляющие тепловых потоков хоть и достигали $q_R \approx (2-3) \cdot 10^{-6}$ кал/см² с, но генерировались только в самых верхних и тонких слоях континентальной коры. Поэтому они и не могли вносить существенного вклада в тепловой режим всей коры в целом. Именно по этой причине под корой протерозойского и фанерозойского возраста, в противоположность архейской коре, обычно и не возникали сплошные и устойчивые слои коровой астеносферы. Повсеместное развитие и длительное существование таких частично расплавленных слоев в коре – характерная специфика только архея. В этом состоит одно из главных и принципиальных отличий архейской коры от участков континентальной коры более молодого возраста.

Специфические условия архея не менее радикальным образом сказывались и на строении литосферных плит в те далекие эпохи. Как следует из решения (6.17), на формирование подкоровой литосферы оказывают определяющее влияние температурные условия в мантии T_m , на подошве T_s^l и на кровле T_0^l литосферы, а также глубинный тепловой поток \tilde{q}_m . Параметры T_m и \tilde{T}_s^l , являющиеся зависимостями температуры от глубины рассчитываются по выражениям (6.22) и (6.23), температура на поверхности литосферы T_0^l находится по соотношениям (6.12") и (6.15') при $T_s^{KK} \approx 600^{\circ}$ С, глубинный поток \tilde{q}_m – по выражению (6.24), а радиоактивная составляющая q_R – по уравнениям (6.26), (6.26') и (6.27).

Результаты решения уравнения (6.17) для разных времен t_0 начала формирования континентальной коры приведены на рис. 6.11. Как видно из этих графиков, в архее континентальная литосфера повсеместно была очень тонкой (ее подкоровая часть не превышала 40 км), а во время максимального перегрева мантии около 2.8 $\cdot 10^9$ лет назад снижалась до 60–65 км. Тонкие архейские плиты, безусловно, не могли быть столь же прочными, как современные, достигающие по мощности от 160–180 до 220 км в своей подкоровой части. Поэтому следует ожидать, что в архее континентальные плиты были достаточно пластичными и могли подвергаться весьма существенным деформациям как в зонах скучивания (торошения) океанических базальтовых пластин, так и при коллизиях отдельных континентальных массивов. Особенно сильно это проявилось в эпоху максимального разогрева мантии и формирования первого в истории Земли суперконтинента Моногея около 2.7–2.6 млрд. лет назад (Сорохтин, Ушаков, 1991).

В конце архея и в протерозое мощность континентальной литосферы стала быстро увеличиваться. Соответственно возросла и ее прочность, а тектоническое развитие континентов перешло от геодинамики тонких и подвижных (пластичных) пластин к тектонике литосферных плит. В это же время возникли и зоны поддвига плит современного типа. К концу раннего протерозоя около 1.8·10⁹ лет назад суммарная мощность континентальных литосферных плит под архейскими образованиями коры уже возросла до 170–180 км (с учетом приближенности выполненных оценок, не исключено, что их суммарная мощность могла достигать и 200 км). В дальнейшем мощность древних плит продолжала плавно возрастать, достигнув в наше время значений около 220 км.

По мере уменьшения глубинного теплового потока, скорость формирования молодых литосферных плит заметно возрастала и их суммарная мощность (кора+литосфера) быстро приближалась к максимальным значениям около 200–210 км. В настоящее время лишь сравнительно молодые континентальные плиты фанерозойского возраста остаются относительно более тонкими. Именно по этой причине молодые участки земной коры, подобные например, Западносибирской эпипалеозойской или Охотоморской эпимезозойской платформам, в настоящее время испытывают устойчивые тенденции к погружению.

Прочность полнокристаллического вещества определяется его упругим модулем жесткости µ. Этим же модулем определяется и скорость распространения упругих поперечных волн в таком веществе

$$\vartheta_s = \sqrt{\mu/\rho} \quad . \tag{6.29}$$

Если внешнее давление превышает значение модуля упругости кристаллического вещества, то такое вещество должно переходить в аморфное состояние переохлажденной жидкости, хотя вязкость такой жидкости может быть и очень высокой. Для кристаллических силикатов такой переход в аморфное состояние может происходить только при давлениях, превышающих 2-3 Мбар, т.е. далеко за пределами диапазона мантийных давлений.

Однако для поликристаллических веществ эффективно аморфное состояние может возникнуть уже тогда, когда внешнее давление превысит прочность межгранулярных связей, определяемых значением долговременной прочности $\tilde{\mu}$ такого вещества. В этом случае при $P > \tilde{\mu}$ вещество остается поликристаллическим, но слагающие его отдельные кристаллы получают возможность взаимных перемещений под влиянием даже небольших избыточных сдвиговых напряжений $\tau \approx \eta \dot{E}$, (6.30)

где η – вязкость вещества; \dot{E} – скорость возникающих пластических деформаций. Поэтому, такое пластичное состояние напряженного поликристаллического вещества можно рассматривать, как эффективно жидкое, хотя его температура и остается существенно более низкой, чем температура плавления. При этом по закону Аррениуса температура по-прежнему, остается определяющим фактором вязкости вещества.

Обычно долговременная прочность $\tilde{\mu}$ поликристаллических веществ бывает на порядок ниже "мгновенной" (упругой) прочности μ (Жарков, 1983). Судя по скорости распространения поперечных волн в верхней мантии под континентами $\vartheta_s \approx 4.6 \text{ км/с}$, "мгновенное" значение упругого модуля жесткости равно $\mu \approx 7 \cdot 10^{11}$ дин/см², откуда приблизительно можно принять $\tilde{\mu} \approx 7 \cdot 10^{10}$ дин/см². Учитывая сказанное, теперь легко определить, что критическое давление $\tilde{P} = \tilde{\mu} \approx 7 \cdot 10^{10}$ дин/см² достигается на глубинах около $\tilde{H} \approx 216 \text{ км}$. Учитывая приближенность оценок, можно принять, что критическое давление в мантии достигается на уровне границы Леманн, т.е. на глубине около 220 км (Lehmann, 1961).

292

По рассматриваемой модели, в протерозое и фанерозое на втором этапе формирования континентальной литосферы (при $H_l+H_{\kappa\kappa}>80$ км) ее мощность должна была быстро возрастать до предельного уровня $\tilde{H}_l \approx 220$ км и сохраняться далее неизменной в течение всего остального времени. По этой модели, мощность континентальных плит под архейской корой в конце раннего протерозоя была уже такой же, как и сейчас - приблизительно равной 220 км (см. рис. 6.11, пунктирные линии).

Отметим здесь же, что континентальная литосфера по своему строению и составу отличается резкой гетерогенностью. Объясняется это тем, что под континентами она неоднократно дробилась В послеархейское время, вновь соединялась, перерабатывалась формировалась И заново вместе с континентальной корой вблизи от зон поддвига плит, в которые затягивались океанические плиты вместе с океанической корой и перекрывающими ее осадками.



Рис. 6.12. Распределение температуры в континентальной литосфере, сформировавшейся 3.2 млрд. лет назад, в момент времени 2.8 млрд. лет назад $T_{\kappa\kappa}$ и $T_{l\kappa}$ – континентальная геотерма (в коре и литосфере), T_m – температура мантии, T_{sm} – температура солидуса мантийного вещества, $T_{\gamma\alpha}$ – температура перехода графит-алмаз, крапом показана область существования ювенильных мантийных расплавов (в архее – базальт-коматиитового состава)

В этих зонах происходили дегидратация и переплавление пород океанической коры, а также развивались сложные метаморфические и метасоматические процессы, преобразовывавшие вещество литосферы в бывших зонах поддвига плит и формировавшие состав континентальной коры над ними. В результате многократных наложений друг на друга этих процессов, в континентальной коре должна была возникнуть сложная мозаика доменов, спаянных друг с другом по глубинным шовным зонам, большая часть которых представляет собой бывшие зоны поддвига плит.



Рис. 6.13. Распределение температуры в континентальной плите, сформировавшейся 3.2 млрд. лет назад, в момент времени 1.8 млрд. лет назад

 L_{pb} L_{pv} и L_{gr} – области устойчивого существования плагиоклазовых, пироксеновых и гранатовых лерцолитов (остальные обозначения см. рис. 6.12).

Все эти шовные зоны, естественно, являются одновременно и ослабленными зонами. Поэтому при любых изменениях напряженного состояния литосферы (вызванных, например, пере-294 стройкой системы конвективных течений в мантии), первые же внутриплитовые подвижки должны будут происходить по таким ослабленным зонам - древним разломам. Отсюда, в частности, следует хорошо известная геологам закономерность унаследованности тектонических подвижек древним разломам и шовным структурам.

Решения (6.12), (6.13) и (6.15) в сочетании с зависимостями (6.22) и (6.23) позволяют нам построить геотермы архейской континентальной коры и литосферы для любых моментов времени. В виде примера на рис. 6.12 приведена геотерма архейской плиты, с возрастом 3.2 млрд. лет, для времени максимального разогрева верхней мантии около 2.8 млрд. лет назад. Как и следовало ожидать, это время характеризовалось максимальными градиентами температуры в подкоровой литосфере и высокими тепловыми потоками, пронизывавшими тогда континентальную кору. В соответствии с этим толщина верхней жесткой коры не превышала 12 км, а температура в мощной (приблизительно, 30-ти километровой) нижней коре характеризовалась почти изотермическим распределением. Не существовало тогда под континентальными плитами и условий для возникновения алмазоносных формаций.

На рис. 6.13 приведена геотерма архейской плиты того же возраста (3.2 млрд. лет), но для времени 1.8 млрд. лет назад. Как видно из приведенных графиков и их сопоставления с "ископаемыми" геотермами, построенными по петрологическим определениям условий формирования алмазоносных формаций, в конце раннего протерозоя (около 1.8 млрд. лет назад), под континентальными архейскими щитами впервые возникли необходимые P-T условия для зарождения в низах литосферы кимберлитовых и родственных им расплавов. Эти же условия сохранились и до наших дней, даже несколько расширившись по глубине до уровня 220 км (около 70 кбар).

6.3. Геодинамические режимы раннего докембрия, их эволюция и пространственная позиция

Современное строение верхних оболочек Земли заключается в наличии мощной жесткой литосферы (в среднем достигающей под континентами ~220 км) и подстилающей ее частично расплавленной астеносферной мантии, геодинамические процессы которой оказывают закономерное влияние на литосферу и выражаются в событиях, описываемых теорией тектоники литосферных плит. Как уже отмечалось, континентальная кора в архее имела двухслойное строение, верхняя часть которой 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 подкоровой литосферы, который залегал на астеносфере мантии. Исходя из этого, представляется возможным для раннего докембрия принимать вертикальное чередование областей проявления тектонических и геодинамических процессов.

Проблемы отображения геодинамических процессов раннего докембрия на специализированных картах различного масштаба, сталкиваются зачастую с нашим незнанием закономерностей их проявления в пространстве и времени. До недавнего времени практически не удавалось создать полной геодинамической карты щита или континентальной области, в которой бы четко прослеживались закономерности развития (от момента зарождения и до современного временного среза) как внутридоменных, так и междоменных структур. Большинство имеющихся в настоящее время геодинамических карт (схем) раннего докембрия чаще всего отображают раннепротерозойские, реже поздние позднеархейские события, тогда как более ранним корообразующим процессам при этом уделяется явно незначительное внимание (Минц,1992; Синицин,1992, и др.).

Основным принципом построения такой карты должно быть изображение реперных структурно-вещественных маркеров геодинамических режимов, отображающих непрерывную цепь корообразующих и коропреобразующих событий в изучаемом регионе. Как уже отмечалось выше, под геодинамическим режимом следует понимать совокупность закономерных признаков, по которым можно произвести реконструкцию глубинных сил и процессов, выявить механизмы их взаимодействия и определить степень их влияния на поверхностные тектонические процессы.

В глубокоэродированных континентальных областях, где на поверхность выведены породные ассоциации корово-астеносферного слоя, структурно-вещественные комплексы могут быть расклассифицированы по их принадлежности определенному геодинамическому режиму, маркером которого они являются. При этом можно предположить, что наблюдаемая нами картина есть 296 отображение происходивших в то время на определенной глубине событий, характер проявления которых был законсервирован в результате проявления наложенных процессов или других внешних факторов. Поэтому, приступая к идентификации совокупных признаков того или иного режима, необходимо было 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 новые, теоретически обоснованные режимы, характеризующие процессы специфического корообразования в архее (табл. 6.2).

Наблюдающаяся закономерность соподчинения процессов и явлений в пространстве, позволяет нам выявить причинноследственные связи геодинамических режимов, которые целесообразно разделить на планетарные, региональные и локальные. Если предположить, что конвективное перемешивание мантийного вещества в той или иной форме существовало в течение всей геологической истории Земли, то естественно, что оно являлось и является наиболее действенным механизмом, порождающим режимы регионального ранга. Мы практически ничего не знаем о процессе выделения ядра и мантии на ранних стадиях эволюции планеты и не можем достоверно определить ни времени его проявления, ни характера его 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 особенно в архее, в поверхностных геосферах Земли были созданы предпосылки для возникновения больших объемов вещества, обусловивших формирование ядер будущих континентов.

Таким образом, можно выделить три самостоятельных класса геодинамических режимов, два из которых отражают условия сжатия

или относительного покоя, а один - условия растяжения над восходящей ветвью конвективной ячеи мантии (табл. 6.2).

Возникновение нодулей коры континентального типа позволяет также выделить режимы, отражающие их рождение, отличия 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 только благодаря причинам планетарного ранга (перестройка конвективных ячей мантии и ряд других факторов), поэтому можно с уверенностью предполагать относительную непрерывность этого процесса во времени.

По данным М.З. Глуховского (1990) 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 ядер, который должен был отражать всю специфику момента их образования и быстрого разрастания. Если существование системы характеризовалось относительно однородным полем напряжения (геостационарными условиями), возможным было формирование купольных (диапировых) структур вследствие инверсии плотности произошедшей в результате формирования гранитоидного материала. В случае доминирования горизонтального сжатия можно наблюдать комбинацию всплывания и бокового сжатия, вплоть до образования синтектонических тел выжимающегося вещества (Полянский,1987). Анализ данных о 298

Ы	Ранг режима	Классы геодинамических режимов						
Режим		Обуславливающие образование коры континентального типа			Обуславливающие прираш коры континентального т	ение Обуславливающие образование коры ипа океанического типа		
Геодинамические	IЙ Локальный	Корообразующего диапиризма Корообразующего выдав ливания сиалических масс Корообразующего диапи ризма периферических зон	Внутрикоровой конвекции Внутрикорового диапиризма Термально-декомпрессионный	Кратонный Деструктивно-инициальный	Синколлизионного выдавливания Субдукции Обдукции Синколлизионный деструктивно- инициальный Синкоплизионного тиалиоизма	Тыловых зон Тыловых зон Спрединга Рифгогенный деструк тивно- инициальный Спрединга Спрединга		
	сгиональнь	Зарождение сиалических ядер	Корово-астенос- ферный	Кратони- зации	Коллизионный	Прото- океани- ческий ф фтогенный рифтогенный рифтогенный		
	Планстарный Р		Выдел	ение ядра ман Про	нисходящая вет нтии Конве Сотопланетная аккреция	вь восходящая ветвь		

Таблица 6.2. Классификация геодинамических режимов раннего докембрия

развитии системы в зависимости от существующих в тот момент характеристик полей напряжений, позволяют нам выделить два локальных геодинамических режима, которые отражали бы два крайних члена непрерывного ряда состояний всплывающего низкоплотностного вещества. Тогда, соответственно, режим корообразующего диапиризма может определять относительно спокойное субвертикальное всплывание куполов гранитоидного вещества, а режим корообразующего выдавливания сиалических масс соответствует максимальному проявлению условий тангенциального (горизонтального) сжатия системы.

Возвращаясь к проблеме соподчиненности геодинамических и тектонических режимов, затронутой во введении, целесообразно рассмотреть с этой точки зрения пример эволюционирования системы зарождающейся континентальной коры. Процессы формирования "роя куполов" всегда сопровождаются нагнетанием объема коры низкоплотным и разогретым до ~600°C гранитоидным веществом. Межкупольное пространство, заполненное относительно более холодным и часто более основным по составу, а следовательно, и более плотным веществом погружается вниз. Закономерность реализации этого процесса есть не что иное, как нестационарное конвективное перемешивание вещества коры с добавлением в нее вновь образованного материала. Таким образом, данные события сопровождались не только раскислением верхних слоев коры, но и ее разуплотнением. Эти процессы не могли не проявляться в приповерхностных и полностью раскристаллизованных уровнях архейской коры и, скорее всего, формировали аркогенные структуры (т.е. структуры воздымания). Такого рода типично тектонические образования широко известны и изучены на примерах формирования фанерозойских комплексов и не требуют здесь детального рассмотрения. Долговременное проявление системы взаимодействия описанных событий, наряду с достаточно высоким стоянием континентов в apxee, способствовали интенсивному разрушению поверхности коры и выведению наверх ее глубинных уровней.

Заканчивая перечень геодинамических режимов самой ранней стадии развития ядер будущих континентов, следует отметить, что механизм приращения 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 наблюдать структуры,

соответствующие этому процессу. В этом случае целесообразно изменить название одного из приведенных выше локальных режимов на режим 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 такой системы являлась относительная ее замкнутость, позволявшая нижнему слою коры развиваться в качестве области интенсивного проявления эндогенных процессов, оказывавших влияние на поверхностный жесткий слой. Условия неустойчивого температурного равновесия, в силу характера данного понятия, предполагают наличие некоего механизма выравнивания температур на подошве и кровле слоя, зависящего в первую очередь от интенсивности теплогенерирующего источника. Существует два основных типа теплопереноса – кондуктивный и конвективный. При существовании условий частичного плавления вещества коры вклад кондуктивного теплопереноса должен был быть пренебрежительно мал и теплоперенос осуществлялся в основном благодаря конвекции, которая происходила совместно с переносом вещества. В целом тепломассоперенос в слое нижней коры мог иметь вид упорядоченной (стационарной) или неупорядоченной (нестационарной) конвекции (рис. 6.14). Стационарная конвекция отражала максимальную степень проявления процесса и определяла наличие или нескольких ячей в пределах всего одной объема конвектировавшего слоя (критическими размерами существования одной такой ячеи, например, являются параметры диаметра = 100 км и мощности слоя 30 км). Неупорядоченная конвекция характеризуется существованием нескольких, постоянно меняющих свое положение в пространстве ячеек и может быть сравнена с условиями псевдохаотического всплывания гранитоидных диапиров. Поэтому, если в слое коровой астеносферы создавались условия стационарной конвекции, это должно было приводить к возникновению характерного структурно-вещественного парагенезиса, отражающего данный режим. Так, в центральной части домена должно наблюдаться скопление купольных структур, а метаморфические парагенезисы должны отражать более глубинный уровень метаморфизма, указывая тем самым на условия подъема 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. Нечто подобное можно наблюдать при изучении доколлизионных СВК Ковдозерского домена Беломорского ПП. Неупорядоченная конвекция должна характеризоваться широким развитием купольных структур во всем объеме выделенного домена коры, что характерно для аналогичных комплексов Ёнского домена (рис. 1.4). Наряду с этим не исключаются 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 для нестационарных условий его проявления (см. табл. 6.2).

Как было показано выше, процесс выравнивания температуры в нижнем слое коры практически всегда должен был запаздывать при изменении параметров теплогенерирующего источника, находящегося в подкоровом пространстве. 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 перекликается по смыслу с процессами, происходившими в режиме кратонизации (см. ниже), предполагая формирование родственных по наполнению магматических комплексов.

Быстрое разрушение верхней части континентальной коры, ввиду неоднородности процессов денудации, способствовало выведению на поверхность различных уровней корово-астеносферного слоя. Поэтому, изучая регион, в котором имеется несколько обособленных по условиям формирования доменов коры, можно столкнуться с различиями в наборе реперных породных ассоциаций, индивидуальностью проявления метаморфических процессов и структурообразующих форм.



Рис. 6.14. Предполагаемые типы конвекции в коровой астеносфере. *a* – стационарная,

б-нестационарная.

Согласно классическим представлениям о характере проявления метаморфизма, связанного с литостатическим давлением, нижние уровни корово-астеносферного слоя должны характеризоваться условиями гранулитовой фации, затруднительностью процессов анатексиса эндербит-чарнокитовой матрицы, присутствием большого количества ксенолитов и реститов мафитультрамафитового состава, а также структурами, которые отражают субгоризонтальное вязкое течение вещества. Верхний, собственно астеносферный, уровень должен хорошо узнаваться по наличию полимигматитовых ассоциаций, указывающих на интенсивность процессов анатексиса субстрата, наличию условий амфиболитовой фации метаморфизма, а также структурами 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. Таким образом, в областях подъема вещества коровой астеносферы в нем можно наблюдать реликтовый метаморфизм гранулитовой фации, испытавший диафторез и являющийся фрагментарным носителем памяти о более глубинных событиях. При изучении конкретных объектов эти останцы могут быть найдены в центральных частях купольных структур.

Исследования последовательности проявления геодинамических режимов в конкретном регионе часто могут сталкиваться с относительной нестыковкой процессов эволюции в различных доменах коры и линейных структурах, которые их разделяют. Такого рода мозаичное строение региона может быть обусловлено не только генетическими различиями слагающих его структур, но и глубиной эрозионного среза континентальной коры. Так, например, изучаемая поверхность корово-астеносферного слоя может быть представлена ее 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 возникать в случае вскрытия эрозионным срезом зон перехода от кристаллического (хрупкого) слоя коры к слою коровой астеносферы, или же от корово-астеносферного к области подкоровой литосферы. Выведенные тем или иным способом на поверхность эти пограничные зоны зачастую не могут указывать на характер проявления процессов в тех слоях, между которыми они были порождены. 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 Беломорского ПП подобные случаи уже рассматривались (см. выше).

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 вулканогенноосадочного комплекса, который в раннем докембрии формировал протоплатформенный чехол континентов (Моралев, 1986; Хаин, Божко, 1988 и др.). Наблюдая эти образования, можно выделить кратонный геодинамический режим (см. табл. 6.2). В тех областях, которые впоследствии подверглись интенсивным процессам эрозии, приведшим к выведению на поверхность пород 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 временную цепь событий, мы получим следующую последовательность проявления режимов: режим зарождения сиалических ядер \Rightarrow коровоастеносферный режим ⇒ режим кратонизации. Эта схема, в силу постепенности и последовательной смены событий, предопределяет выведение достаточно глубинных уровней коры на поверхность к моменту кратонизации центральной части микроконтинента. Однако в отдельных случаях в ядрах древних континентов наблюдаются хорошо сохранившиеся поверхностные или приповерхностные образования (например, в Гренландии и Австралии), которые указывают на отсутствие процесса разрушения верхней части коры данной области. Объяснить этот факт можно, используя описанный выше механизм корообразования, учитывая только, что в случае проявления процессов метаморфизма, частичного плавления и дифференциации базитового вещества на достаточно большой площади (превышающей критические размеры развивающихся ядер континентальной коры) единовременно могло приводить к быстрому истощению очага выплавления континентальных масс под ядерной частью формирующегося континента. В результате происходило быстрое его остывание, увеличение плотности и, как следствие, проседание. Подобные события должны были существенно затормозить процессы денудации центральных частей микроконтинента относительно его периферических зон. Специфика проявления этих процессов могла приводить к изменению характера эволюции системы, которая из стадии зарождения могла сразу вступать в режим кратонизации и, следовательно, не испытывать процесса

продолжительного воздымания, приводящего к интенсивному разрушению поверхности. В описанном случае схема эволюции домена коры могла иметь следующий вид: **зарождение сиаличес-**ких ядер ⇒ кратонизация.

Следует отметить, что, видимо, благодаря именно этому явлению удается фиксировать достаточно древние возрасты пород в тоналито-гнейсовых и амфиболитовых комплексах (в провинции Исуа западной Гренландии, южной Африке, провинции Принс-Чарльз в Антарктиде, в блоке Пилбара Австралии и др.), тогда как в случае нормального эволюционирования системы могло происходить омолаживание изотопных характеристик слагающих континентальную кору вещественных комплексов, ввиду договременного развития в недрах домена коровоастеносферного слоя. По-видимому, к такого рода континентальным массивам можно отнести Кольско-Норвежский домен.

При изучении раннедокембрийских объектов возможно выделение обособленных зон проявления корообразующих геодинамических режимов в пределах каждого геоструктурного элемента коры (домены, микроплиты). Различные комбинации режимов могут быть зафиксированы только в том случае, если имеется некий механизм очень быстрой консолидации процессов в них происходящих. С другой стороны мы знаем, что рубеж архея и протерозоя маркируется по многим континентам событиями, отражающими процессы коллизии. К. Конди (1983) связал эти события с формированием древнейшего суперконтинента, который, в работах разных авторов, получил название Моногея или Пангея-0. Так или иначе, но коллизионные взаимоотношения способствовали быстрому отмиранию тех процессов, которые в описанных выше условиях последовательно сменяли друг друга внутри доменов континентальной коры. Таким образом, изучая конкретные регионы, можно наблюдать в них эволюцию тех доколлизионных процессов, которые происходили там до момента их фиксации наложенными процессами. Кроме того, вполне корректно предположить, что в архее существовало временное скольжение моментов зарождения отдельных нодулей коры, которые впоследствии формировали ядерные части микроконтинентов (рис. 6.15). Соотношения, показанные на рис. 6.15, характеризуют своеобразную зональность режимов в пределах каждого из причлененных друг к другу в результате позднеархейской коллизии, доменов. В идеализированном виде это показанно на рис. 6.16.

Время — — →							
I	Зарождения сиалических	Корово- астеносферный	Кратонизации	(ИОННЫХ			
	ядер			іксац изии			
	II	Зарождения сиалических ядер	Корово- астеносферный	ления фи пло (колл			
		III	Зарождения сиалических ялер	емя прояв. событ			
	I	1		Bp			



Описанный выше механизм образования и приращения континентов не характерен для позднедокембрийских и фанерозойских породообразующих комплексов, хотя в целом можно провести некоторую параллель между режимом зарождения сиалических ядер и аккреционным (Натапов, Межеловский, 1989). Под аккреционным режимом при этом они понимают процесс образования коровых комплексов в результате причленения блоков с различным характером коры к краю нависающей плиты и транспортируемой 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 (табл. 6.2).

Коллизионный режим обуславливает не только приращение новых объемов коры, но и в значительной мере преобразование уже сформированных. При детальном изучении региона иногда 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.



Рис. 6.16. Идеализированная схема латеральной зональности производных различных геодинамических режимов в различных доменах коры (I-III). Режимы: 1 – кратонизации, 2 – корово-астеносферный, 3 – зарождения сиалических ядер (корообразующего диапиризма периферических зон).

Многолетние авторские исследования структурно-вещественных комплексов (СВК) Беломорского ПП и его обрамления позволили установить, что непосредственно шовная зона беломорид и Кольской ГГО маркируется аллохтонным залеганием супракрустальных комплексов зеленокаменного типа (Рязановолудский и Тана поясы), а также протрузивными образованиями глубинных уровней коры (Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс) (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 (архейских) континентальных коллизионных образований, которые в современных геодинамических обстановках могут соответствовать областям развития парных метаморфических поясов. Этот вопрос не вполне проработан на сегодняшний день и требует дополнительных исследований в будущем.

Описанные процессы позволяют выделить два локальных геодинамических режима: субдукции и обдукции (см. табл. 6.2). Представляется целесообразным расширить эти понятия для соответствующих структур, придав им несколько другие значения. Под субдукцией, применительно к геодинамике раннего докембрия, по-видимому, можно и следует понимать процесс погружения более высокоплотных ультрабазит-базитовых (необязательно офиолитовых, но и зеленокаменных) комплексов под низкоплотные (коровые) в зонах коллизионного сочленения двух или нескольких сегментов коры континентального типа. Использование термина, который имеет строгое определение в столь расширенном виде, необходимо с той точки зрения, что не всегда удается однозначно доказать офиолитовую природу зеленокаменных поясов в противовес объяснению их как рифтогенных образований. Тогда обдукцией следует называть обратное явление надвигания фрагментов океанической коры, а также выдвижения снизу вверх 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. 6.17) (Геодинамика..., 1979).

Этот выступ перекрывал собой часть пододвигаемой плиты и благодаря трению, действующему между ними, в теле выступа неизбежно возникали напряжения сжатия. За счет увеличения выступа его сжатие постепенно увеличивалось и, при достижении предела прочности пород, в его теле развивались закономерные системы надвигов и сколов (см. рис. 6.17).

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 позволят обосновать выделение определенных геодинамических режимов данного класса.

Рис. 6.17. Эволюция окраинно-континентальных областей (*a*, *б*) и формирование зоны коллизии (*в*)

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 — подкоровая литосфера, 7 — астеносфера мантии, 8 — вулканические постройки, 9 — направления сдвигов, 10 — направления движения масс корового и мантийного вещества.

По характеру проявления процессов в зонах коллизии можно выделять непосредственно шовную зону, форланд струк-

туру 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 могли проявляться процессы "выдавливания" корового вещества в виде уплощенных куполов или синтектонических субгоризонтальных тел небольшой мощности, маркирующих зоны сдвиговых смещений.

В форланд-структуре, в пододвигающейся плите, ситуация, по-видимому, отличалась преимущественно условиями сжатия. При этом также могли создаваться условия выдавливания вверх пластичного вещества нижней коры за счет дополнительного его разогрева процессами термостатирования системы перекрывающим ее аллохтоном.

На основании выявляемых различий развития зон коллизии в раннем докембрии можно выделить синколлизионный деструктивно-инициальный режим и режим диапиризма тыловой зоны надвигающейся плиты, а также режим синколлзионного выдавливания форландовой и тыловой зон (см. табл. 6.2).

Последний, не менее крупный класс геодинамических режимов, отражает условия 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 интракратонные рифтовые зоны хорошо распознаются приблизительно с рубежа архей-протерозой (~2.6 млрд. лет) и маркируются ассоциациями щелочных и бимодальных вулканических серий, щелочных, щелочно-ультраосновных пород и осадков грабеновых фаций (Минц, 1992; 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. 6.2). 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 \Rightarrow межконтинентально-рифтогенный. Следовательно, в осевой части такой структуры реализовывался локальный режим спрединга.

Исследованиями генетической природы зеленокаменных поясов долгое время занимался А. Гликсон (1980), который предложил разделять зеленокаменные пояса раннего докембрия на первичные и вторичные. К первичным он предложил относить основные и ультраосновные интрузивные и вулканогенные образования, а также ассоциирующие с ними хемогенные и кластогенные осадки. Именно этот тип зеленокаменных поясов по его мнению является останцами некогда существовавшей коры протоокеанического типа, в результате переработки которой была сформирована наиболее ранняя континентальная оболочка.

В противоположность этому, ко второму типу зеленокаменных поясов следует относить рифтогенные образования, которые могли формироваться при расколе литосферных микроплит в раннем докембрии. Кроме перечисленных типов зеленокаменных поясов, по нашему мнению, можно выделить еще один специфический тип образований, который, с одной стороны, не несет следов рифтогенеза, а с другой – образует на плечах структуры чехольный комплекс осадочно-вулканогенного генезиса. Подробно эти образования рассматривались в главе 1 и здесь необходимо лишь отметить, что при определении геодинамического режима данного класса следует выделять внутриконтинентальные и межконтинентальные локальные геодинамические режимы (табл. 6.2).

Заключение

Восточная часть Балтийского щита является показательным полигоном, при изучении которого была сделана попытка соединения результатов современных теоретических исследований в области геодинамики раннего докембрия и конкретных геологических и геофизических данных о строении и развитии континентальной коры региона. Выявленное многообразие условий реализации корообразующих процессов в восточной части Балтийского щита, по-видимому, можно связывать не только с неоднородностью проявления наложенных событий, но и с различной глубинностью образования выведенных сегодня на поверхность структурно-вещественных комплексов.

В результате проведенных исследований по геологии, петрографии, геохимии, геофизике и геохронологии метаморфических ассоциаций архейской части Балтийского щита удалось сделать следующие обобщающие ВЫВОДЫ:

1. На основании анализа геолого-петрогеохимических данных предлагается рассматривать обособленные в пространстве и имеющие индивидуальные черты строения и развития, структурно-вещественные комплексы северо-восточной части Кольского полуострова как самостоятельную структуру гранитзеленокаменного типа. Данную структуру предлагается называть Мурманской гранит-зеленокаменной областью, выделив ее из состава Кольской гранулит-гнейсовой области. Мурманская ГЗО, значительная часть которой вероятно скрыта в акватории Баренцева моря, формирует крупный сегмент континентальной коры, при столкновении которого с Карельской ГЗО был создан характерный мозаичный ансамбль Кольского позднеархейского коллизиона.

2. Показано, что в пределах восточной части Балтийского щита все домены континентальной коры были сформированы в различное время, на удалении друг от друга и в схожих условиях реализации процессов корообразования. Все видимые отличия заключаются, во-первых, в разной продолжительности временных интервалов эволюции процессов корообразования в доколлизионный период существования доменов, а во-вторых – в выведении на современную дневную поверхность различных по глубинности уровней земной коры. Таким образом, наблюдаемые на дневной поверхности структурно-вещественные комплексы различных доменов и областей являются, по существу, различными уровнями глубинности гипотетического разреза коры региона.

3. Анализ геолого-петрогеохимических и геохронологических данных позволил выявить возрастную зональность проявления коллизионных событий в восточной части Балтийского щита. Так, процессы столкновения Мурманской гранит-зеленокаменной области и Кольско-Норвежского домена происходили в интервале 2830–2600 млн. лет назад, а в пределах Беломорского подвижного пояса и Карельской гранит-зеленокаменной области – в интервале 2750-2600 млн. лет назад. Столь явное пространственное «омолаживание» начального момента коллизии указывает на то, что процессы латерального перемещения континентальных образований и их последовательное "слипание" происходило в юго-западном направлении. Все видимые отличия вещественного состава породных комплексов, слагающих архейские домены северо-востока Балтийского щита обусловлены различной продолжительностью временных интервалов эволюции процессов корообразования в доколлизионный период их развития.

4. По геолого-геофизическим и петрофизическим признакам установлено, что центральная и восточная части Мурманской ГЗО существенно отличающиеся от его западного сегмента, имеют наиболее «примитивное» строение континентальной земной коры. Кольско-Норвежский домен в эволюционном ряду архейских доменов региона занимает промежуточное положение между Мурманской ГЗО и Беломорским ПП. При этом можно утверждать, что в Беломорском ПП значительной переработке была подвергнута нижняя и средняя кора, а в Кольско-Норвежском домене изменения коснулись в основном только верхней ее части. Кейвский домен по типу глубинного строения земной коры подобен восточной и центральной частям Мурманской ГЗО, однако по характеру геофизических аномалий он существенно отличается от всех других архейских доменов коры Кольского региона. Сложное строение Кейвского домена, возможно, отражает разнообразные и многочисленные этапы развития континентальной коры, имевшие место на ранних стадиях ее существования.

5. Показано, что породы Беломорского ПП и Кольско-Норвежского домена, по сравнению с Мурманской ГЗО, являются относительно разуплотненными. Это позволяет предполагать их более активную геодинамическую эволюцию. В поверхностных породах центральной и западной частей Мурманской ГЗО, в отличие от его восточного сегмента, более развиты процессы метасоматических преобразований, что привело к снижению плотностных характеристик и увеличению намагниченности этих пород. Для Кейвского домена коры можно говорить о его изначальной схожести с центральной частью Мурманской ГЗО. С учетом представленных поверхностных комплексов пород Кейвского домена вероятно можно говорить о геодинамической обстановке коллизии этих доменов континентальной земной коры в позднем архее.

6. Данные о вещественном составе метаморфитов архейских доменов Карело-Кольского региона в сочетании с геологическими и геофизическими материалами позволяют предложить для структур северо-востока Балтийского щита определенную последовательность их формирования. Древнейший этап (древнее 3100 млн. лет) характеризуется формированием на востоке Балтийского щита континентальных ядер (микроплит), в пределах двух смежных площадей – одной на территории Карельского кратона, а другой – в северо-восточной части Кольского полуострова (Кольско-Норвежский и Кейвский домены, Мурманская ГЗО). Показано, что кора в пределах последнего имела варьирующую мощность, с максимальным нарастанием, в северо-восточном направлении, т.е. в область развития современных комплексов Мурманской ГЗО (а в его пределах – на востоке структуры). Лопийский этап (3100 – 2500 млн. лет) отражает условия сближения микроплит, их последовательной коллизии и формирования континентальной коры Беломорского ПП. В это же время были образованы все межконтинентальные зеленокаменные пояса, маркирующие древние сутуры и отражающие условия столкновения континентальных массивов. К ним можно отнести Урагубско – Колмозеро-Вороньинский пояс, развитый в зоне сочленения Мурманской ГЗО с доменами Кольской ГГО, пояса Танаэлв, Воче-Ламбинский и Рязановолудский, маркирующие границу последней с Беломорским ПП, а также Моша-Кичянский и Ветреный на границе Беломорид с Карельской ГЗО. Таким образом была создана коллажная структура позднеархейского коллизиона Балтийского щита. При этом предположение о различной скорости сближения Карельской и Мурманской ГЗО объясняет ее структурно-метаморфическую асимметричность. Так, зона развития наиболее низкоградиетного – коллизионного метаморфизма тяготеет к Мурманской ГЗО, поскольку сила ее соударения с другими образованиями была, повидимому, тем больше, чем большей относительно Карельской ГЗО была скорость ее движения.

7. С учетом оценки степени «сходства – отличия» породных ассоциаций, представленных неоднородными совокупностями петрогеохимических параметров, а также направленного поиска трендов отличий в заданных рядах совокупностей показано устойчивое различие вещественного состава ранне – и позднеархейских породных ассоциаций северовостока Балтийского щита, отражающее начальную стадию эволюции метамагматитов изученной территории от ранних, толеитовых ассоциаций к более поздним, палеопротерозойским, «бонинитоподобным» образованиям, которыми с связано формирование уникальной платиноносной провинции. Таким образом, можно предполагать, что предпосылки металлогенической специализации региона могли создаваться еще в архее. Это, в свою очередь, подчеркивает правомерность вывода о существенной продолжительности геологических процессов в раннем докембрии.

Литература

- Авакян К.Х. Геология и петрология Центрально-Кольской гранулито-гнейсовой области архея. М.: Наука. 1992. 168 с.
- Артюшков Е.В. Гравитационная конвекция в недрах Земли. //Изв. АН СССР. Физика Земли. 1968. № 9. С. 3 18.
- Балаганский В.В., Бибикова Е.В., Богданова С.В. и др. U-Pb геохронология беломорид района Тупой губы оз. Ковдозеро (Северная Карелия) // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1990. № 6. С. 40 – 51.
- Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г. Раннепротерозойская эволюция северо-востока Балтийского щита: террейновый анализ // Геотектоника. 1998. № 2. С. 16–28.
- Балаганский В.В., Богданова М.Н., Ефимов М.М., Козлова Н.Е. Соотношения гранитогнейсового и амфиболито-кристаллосланцевого комплексов Колвицкой зоны и их возможные аналоги в северо-западном Беломорье // Геология и история формирования раннедокембрийских структур Кольского полуострова. Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1984 а. С. 72 – 78.
- Балаганский В.В., Богданова М.Н. К вопросу об условиях метаморфизма ранних этапов развития беломорид северозападного Беломорья // Метаморфизм и метаморфогенное рудообразование раннего докембрия. Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1984 б. С. 58 – 68.
- Балаганский В.В., Богданова М.Н., Козлова Н.Е. Структурнометаморфическая эволюция северо-западного Беломорья. Апатиты: Изд. КФ АН СССР. 1986. 100 с.
- Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития Северо-Востока Балтийского щита в палепротерозое: Автореф. дис. др. геол.–мин. наук. СПб, 2002. 32 с.
- Балашов Ю.А. Гигантская длительность развития проторифтогенных систем палеопротерозоя: глобальная корреляция магматических и метаморфических событий // Магматизм и геодинамика. Материалы I Всероссийского петрографического совещания. Кн.1.Магматизм, метаморфизм и металлогения разных геодинамических обстановок. Уфа: Изд. ИГ УНЦ РАН, 1995 С. 13 – 15.
- Байкова В.С. Метаморфизм пород нижнего комплекса. Ранний этап метаморфизма // Геология и петрология архейского гранито-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. Л.: Наука, 1978. С. 80 106.

- Баржицкий В.В. Космогеологическая карта дочетвертичных образований северо-восточной части Балтийского щита. Объяснительная записка. Киев, 1988. 6 с.
- Батиева И.Д. Щелочные граниты района Канозеро-Колвицкое озеро //Щелочные граниты Кольского полуострова. М. Л.: Изд. АН СССР, 1958. С. 146 179.
- Батиева И.Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 224 с.
- Батиева И.Д., Бельков И.В. Гранитоидные формации Кольского полуострова // Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968. С. 5 – 144.
- Батиева И.Д., Бельков И.В., Ветрин В.Р. Гранитоидные формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 264 с.
- Батиева И.Д., Бельков И.В. Сахарйокский щелочной массив, слагающие его породы и минералы. Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1984. 130 с.
- Батиева И.Б., Бельков И.В., Ветрин В.Р. и др. Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1985. 176 с.
- Белолипецкий А.П., Гаскельберг В.Г., Гаскельберг Л.А. и др. Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 240 с.
- Беломорский подвижный пояс (геология, геодинамика, геохронология) // Тез. докл. Междунар. конф. 1 – 4 сент. 1997. г. Петрозаводск. Петрозаводск, изд. КарНЦ РАН. 1997.

Бельков И.В. Кианитовые сланцы Кейв. М.,; Л., 1963, 321 с.

- Беляев О.А. Прогрессивный зональный метаморфизм раннего протерозоя северо-запада Кольского полуострова // Метаморфизм докембрийских комплексов. Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР, 1976. С. 31 50.
- Беляев О.А., Загородный В.Г., Петров В.П., Волошина З.М. Фации регионального метаморфизма Кольского полуострова. М.; Л., Наука, 1977. 88 с.
- Беляев О.А., Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б. и др. Позднеархейский возраст кислых метавулканитов района Малых Кейв (Колский полуостров) // Докл. РАН. 2001. Т. 379, № 5. С. 651 654.
- Беляев О.А., Пожиленко В.И. Структурно-метаморфическая эволюция Беломорского подвижного пояса (Ёнский сегмент) //

Беломорский подвижный пояс (геология, геодинамика, геохронология). Тез. докл. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1997. С. 17.

- Бибикова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 179 с.
- Бибикова Е.В., Шельд Т., Богданова С.В. и др. Геохронология беломорид: интерпретация многостадийной геологической истории // Геохимия. 1993. №10. С. 1393 – 1411.
- Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Кирнозова Т.И. и др. U-Pb возраст цирконов из пород керетской гранит-зеленокаменной системы в зоне сочленения Карельской и Беломорской структур Балтийского щита // Докл. РАН. 1995. Т. 343, №4. С. 517 – 521.
- Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В. и др. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст // Петрология. 1999. Т. 7, №2. С. 115 140.
- Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Кирнозова Т.И. и др. U-Pb геохронология и петрохимия диорит-плагиогранитного батолита. Северная Карелия // Геохимия. 1997. № 11. С. 1154 – 1160.
- Бибикова Е.В., Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В. и др. Новые изотопные данные о возрасте протолита и этапах формирования Чупинской толщи Беломорского пояса // Геохимия. 2001. №8. С. 543 – 548.
- Бибикова Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А. и др. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконовой геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. Т.12, №3. С. 227 – 244.
- Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 248 с.
- 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: Изд. КНЦ РАН, 1992. С. 81 92.
- Богданова М.Н., Ефимов М.М. Когломераты Колвицкой структурно-фациальной зоны // Геология и геохимия метамор-

фических комплексов Кольского полуострова. Апатиты. 1975. Вып. III. С. 65 – 69.

- Бондаренко Л.П., Дагелайский В.В. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. М.; Л., Наука, 1968. 168 с.
- Бондаренко Л.П., Дагелайский В.В. Стратиграфия кольской серии архея в зоне Центрально-Кольского антиклинория // Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. М.; Л., Наука, 1971. С. 15 – 20.
- Борисова В.В., Борисов А.Е., Смолькин В.Ф. Новое проявление коматиитового вулканизма на Кольском полуострове // ДАН СССР. 1991. Т. 316, № 1. С. 196 199.
- Ботт М. Внутреннее строение Земли. М., Мир, 1974. 373 с.

Буллен К. Плотность земли. М., Мир. 1978. 442 с.

- *Вейзер Я*. Эволюция отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в морской воде в течение геологической истории и ее значение как показателя эволюции земной коры // Ранняя история Земли. М., Мир. 1980, С. 565 575.
- Ветрин В.Р. Древнейшие гранитоидные комплексы Мурманского кристаллического массива // Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1979. С. 50 91.
- *Ветрин В.Р.* Гранитоиды Мурманского блока. Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1984. 124 с.
- Ветрин В.Р., Шлайфитейн Б.А. Петрология гранитов Иоканьгского массива (Кольский п-ов) // Известия АН СССР. Сер. геологическая. 1986. №5. С.39 – 49.
- Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы. Тр. ГИН РАН; Вып. 542. / Отв. ред. М.Г. Леонов. М.; Л., Наука, 2002. 461с.
- Виноградов А.Н., Виноградова Г.В. Метаморфизм пород кольской серии и проблема оценки перспектив слюдоносности северозападной части Мурманской области // Проблемы изучения и освоения природных ресурсов Севера. Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР,1973. С. 19 – 30.
- Виногралов А.Н., Виноградова Г.В. Эндербиты Канентьяврского массива и проблема петрохимического типа первичнокоровых гранитов // Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. АН СССР, 1979. С. 91 – 116.

- Виноградов Л.А., Богданова М.Н., Ефимов М.М. Гранулитовый пояс Кольского полуострова. М.; Л., 1980. 208 с.
- Виноградова Н.П., Мележик В.А., Лютоев В.П. и др. Метабазиты Печенгской структуры и ее фундамента (по разрезу Кольской сверхглубокой скважины) // Региональная геология и металлогения СПб.: Изд. ВСЕГЕИ. 2004, №20. С 100 – 121.
- Володичев О.И. Динамика развития метаморфических процессов в породах беломорского комплекса // Геология и геохронология докембрия Восточно-европейской платформы. М.; Л., Наука, 1990. С. 139 – 145.
- Володичев О.И. Геология и геохронология беломорского комплекса // Изотопные методы и проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: Изд. Кар. Фил. АН СССР,1985. С.77 – 86.
- Володичев О.И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов на примере беломорского комплекса. М.; Л., Наука, 1975. 170 с.
- Володичев О.И., Король Н.Е. Геология и метаморфизм гранулитовой фации беломорского комплекса // Петрология глубокометаморфизованных комплексов Карелии. Петрозаводск: Изд. Кар. Фил. АН СССР, 1983. С. 5 – 26.
- Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикова Е.В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609 631.
- Вочеламбинский архейский геодинамический полигон / Отв. ред. Ф.П. Митрофанов и В.И. Пожиленко. Апатиты. КНЦ РАН, 1991.191 с.
- Вревский А.Б. Коматииты из раннедокембрийского пояса Полмос-Порос (Кольский полуостров) // ДАН СССР. 1980. Т. 252. № 3. С. 1216 – 1219.
- Галичанина Л.Д., Гаскельберг Л.А., Гаскельберг В.Г., Зайцев В.Г. Петрофизическая характеристика Кейвской структуры и ее обрамления // Петрофизические исследования на щитах и платформах. Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1985. С 43 – 59.
- Геодинамика (геофизика океана т.2. под ред. О.Г. Сорохтина). М.; Л., Наука, 1979. 416 с.
- Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. 261 с.
- Геология СССР. Т. 27. Мурманская область. Ч.1. / Ред. Л.Я. Харитонов. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 714 с.
- Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита). Масштаб 1:500000. / Ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 1996.

- Глазнев В.Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. Апатиты: «КаэМ», 2003. 252 с.
- Глебовицкий В.А., Зингер Т.Ф., Беляцкий Б.В. О возрасте гранулитов Западно-Беломорского пояса и покровообразования в нем // Докл. РАН. 2000. Т. 371, № 1. С. 60 64.
- Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М. и др. Структура и метаморфизм Беломоро-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63 75.
- Глебовицкий В.А., Другова Г.М. Соотношение между гранитзеленокаменными и гранулито-гнейсовыми ареалами // Проблемы эволюции докембрийской литосферы. Л.: 1986. С. 71 – 79.
- Глебовицкий В.А., Шемякин В.М. Стратиграфическая шкала раннего докембрия Свеко-Карельского региона. Главнейшие рубежи геологической эволюции Земли в докембрии и их изотопногеохронологическое обоснование. Тезисы. С-П. 1995. С. 42 – 43.
- Гликсон 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. Геологическая эволюция фундаментов древних платформ (нуклеарная концепция). М.: Наука. 1990. 213 с.
- Глуховский М.З. Геологическая эволюция фундаментов древних платформ (нуклеарная концепция). М.; Л., Наука, 1990. 213 с.
- Глуховский М.З., Моралев В.М. Тектоническое положение и петрогенезис анортозитов Алданского щита. // Геология и геофизика. 1988 № 4. С. 37 43.
- Гольтвегер Г.Я., Кунина Н.М. "Глиноземистые гнейсы" кольской серии архея результат гранитизации // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 9. М.: Наука, 1984. С. 143 148.
- Горохов И.И., Крылов И.Н., Тайкова В.С. и др. Геохронологиченское изучение полиметаморфического комплекса пород кольской серии // Развитие и применение методов ядерной геохронологии. Л.: Наука, 1976. С. 177 – 192.
- Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Рудоносность зеленокаменных поясов Западной Карелии, // Зеленокаменные пояса древних щитов. М. 1982. С. 148 157.
- Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Белоусов Е.Ф., Инина К.А. Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск, 1981. 143 с.
- Горлов Н.В. К проблеме древнейших геоструктурных областей материковой коры // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. №2. С. 13 28.

- Горяинов П.М. Кольско-Норвежский мегаблок древнейший кратон в докембрии Кольского полуострова //Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л.: Наука, 1980. С. 88 – 104.
- Горяинов П.М. Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. Л.: Наука 1976. 147 с.
- Горяинов П.М. Два типа серогнейсовых комплексов Кольского полуострова два этапа формирования континентальной коры // Древнейшие гранитоиды СССР (комплекс серых гнейсов). М.; Л., Наука, 1981. С. 30 48.
- Горяинов П.М., Балабонин Н.Л. Структурно-вещественные парагенезисы железных руд докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука. 1988. 144 с.
- Грачева Т.В., Авакян К.Х., Бибикова Е.В. и др. U-Pb возраст чарнокитовых серии центральной части Кольского полуострова // Проблемы изотопного датирования процессов метаморфизма и метасоматоза. Тез. докл. М.: ГЕОХИ АН СССР. 1985. С. 54 – 56.
- *Гудвин А.М.* Перспективы изучения докембрия // В кн.: Современные проблемы геодинамики. М.: Мир. 1984. С. 122-139.
- Даркшевич О.Я., Шлайфитейн Б.А. Процессы полиметаморфизма и гранитизации в восточной части Мурманского блок – антиклинория // Метаморфизм раннего докембрия. Апатиты: Изд. КФАН СССР. 1979. С. 166 – 167.
- Джекобс Дж. Земное ядро. М., Мир. 1979. 306 с.
- Дмитриев Л.В. Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов: Автореф. дис. др. геол. мин. наук. 1973 (Ин-т геохимии и аналитич. химии АН СССР).
- Добржинецкая Л.Ф. Деформации магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М.; Л., Наука, 1989. 288 с.
- Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Скляров Е.В., Медведев В.Н. Марианит - бонинитовая серия и эволюция офиолитового магматизма Восточного Саяна // Геология и геофизика. 1986. № 12. С. 29 – 35.
- Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита / Ред. А.Т. Радченко и др., М.; Л., Наука, 1992. 111 с.
- Другова Г.М. и др. Гранулитовая фация метаморфизма. М.; Л., Наука, 1976. 255 с.
- Другова Г.М., Левченков О.А., Савельева Т.Е. Гранитоиды раннего докембрия северо-западного Беломорья // ЗВМО. 1995. №1. С. 35 51.
- Другова Г.М., Глебовицкий В.А. Некокоторые закономерности изменения состава граната, биотита, роговой обманки при региональном метаморфизме. // Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. Л.: 1965. С. 33 46.
- *Дубровский М.И.* Комплексная классификация магматических горных пород. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 2002. 234 с.
- Дук В. Л. Складки ультраметаморфизма. М.; Л., Наука. 1967. 84 с.
- Дук Г.Г., Кольцова Т.В., Бибикова Е.В. и др. Проблемы глубинного петрогенезиса и возраста пород Кольской сверхглубокой скважины В кн.: - Изотопная геохронология докембрия. М.; Л.: Наука, 1989. С. 72 - 86.
- *Жариков В.А.* Основы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1980. 420 с.
- Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. М.; Л., Наука, 1978. 191 с.
- Жарков В.Н., Трубицин В.П. Физика планетных недр. М.; Л., Наука, 1980. 448 с.
- Жданов В.В., Малкова Г.П. Железорудные месторождения зон региональной базификации // Тр. ВСЕГЕИ, т. 208, Л.: Недра, 1974. 198 с.
- Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. М.; Л., Наука, 1983. 96 с.
- Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы. / Отв. ред. С.Б. Лобач-Жученко М.; Л., Наука, 1988. 214 с.
- Зингер Т.Ф. Морфогенетическая эволюция циркона в полиметаморфических породах // Докл. РАН. 1993. Т. 331, № 4. С. 452 – 455.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. В 2-х книгах. М.: Недра, 1990. Кн.1 328 с; кн.2. 334 с.
- Иванов А.М. Материалы к геологии северо-восточной части Кольского полуострова // Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Вып. 2. /Отв. ред. А.В. Сидоренко. Л.: Изд. Академии наук СССР, 1960. С. 7 - 28.
- Изотопная геохронология докембрия. М.; Л., Наука, 1989. 160 с.

- Каминский Ф.В., Соболев Н.В. О вариациях изотопного состава углерода внутри кристаллов алмаза // Докл. АН СССР. 1985. Т. 286, № 36. С. 1436 – 1439.
- Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита. // Ред. Ф.П. Митрофанов Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2002. 53 с.
- Каула У. Введение в физику планет земной группы. М., Мир. 1971. 536c
- Каулина Т.В. Определение U-Pb возраста некоторых геологических объектов Беломорско-Лапландского пояса, северо-западное Беломорье: Автореф. канд. дис. СПб., 1996. 27 с.
- Каулина Т.В., Апанасевич Е.В. Архейские эклолгиты района Широкая Салма (Кольский полуостров): U-Pb и Sm-Nd данные // Матер. конф. «Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Петрозаводск, 2005. С. 174.
- Каулина Т.В., Кудряшов Н.М. История развития Беломорского домена // Матер. конф. «Общие вопросы расчленения докембрия». Апатиты, 2000. С. 100 102.
- Каулина Т.В., Богданова М.Н. Основные этапы развития северозападного Беломорья (по U-Pb изотопным данным) // Литосфера. Минск. 2000. № 12. С. 85 – 97.
- Кислицин Р.В., Балаганский В.В., Манттари И. Возраст супракомплекса полигона Воче-Ламбина, Кольский полуостров, по результатам U-Pb датирования по циркону // Матер. конф. «Общие вопросы расчленения докембрия». Апатиты, 2000. С. 103 – 106.
- Коваленко В.И., Богатиков О.А., Дмитриев Ю.И., Кононова В.А. Общие закономерности эволюции магматизма в истории Земли // Магматические горные породы. Т. 6. М.; Л., Наука, 1987. С. 332-348.
- Кожевников В.Н. Условия формирования структурно-метаморфических парагенезисов в докембрийских комплексах. М.; Л., 1982. 184 с.
- Козлов Н.Е., Аведисян А.А., Иванов А.А. и др. Вещественные гомологи метаморфитов низов архейского разреза Кольской СГ – 3 (IX толща в интервале глубин 11411 – 11708 м) в обнажениях затуломской структуры Кольско-Норвежского домена. Мурманск: Изд. МГТУ, 2001. 65 с.
- Козлов Н.Е., Мартынов Е.В., Иванов А.А. Черты петрогеохимических различий основных пород энсиалических и энсиматичес-

ких комплексов (сравнительный анализ фанерозоя и докембрия // Геохимия. 1999. № 6. С. 582 – 588.

- Козлов Н.Е., Иванов А.А., Нерович Л.И. Лапландский гранулитовый пояс – первичная природа и развитие. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1990. 166 с.
- Кольская сверхглубокая. Исседование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения сверхглубокой скважины / Гл. ред. Е.А. Козловский. М.: Недра, 1984. 490 с.
- Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований / Ред. В.П. Орлов, Н.П. Лаверов. М.: МФ «ТЕХНОНЕФТЕГАЗ», 1998. 260 с.
- Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
- Король Н.Е. Метаморфическая эволюция гранулитового комплекса северной Карелии: Автореферат канд. дис. М., 1990. 26 с.
- Костин В.А. Гранитоидные формации Центрально Мурманского блока // Проблемы магматизма Балтийского щита. М.; Л., Наука, 1971. С. 97 104.
- Котов А.Б. Эволюция гранитоидного магматизма в тектонометаморфических циклах раннего докембрия. Автореф. канд. дис. Л., 1986.
- Кратц К.О., Лобач-Жученко С.Б. Что такое серые гнейсы? Догатки и проблемы // Древнейшие гранитоиды СССР / комплекс серых гнейсов/. М.; Л., Наука, 1981. С. 5 – 13.
- Кратц К.О., Митрофанов Ф.П. О докембрийской земной коре материков (древних щитов), ее становлении и тектонической эволюции // Проблемы тектоники раннего докембрия. М.; Л., Наука, 1980. С. 147 169.
- Крюков В.Б. Геология и генезис гнейсов кольской серии // Проблемы геологии и петрологии докембрия / Тр. ВСЕГЕИ, Т.280. Л.: Недра, 1978. С. 98 112.
- Кудряшов Н.М. Геохронология парагнейсов, гранито-гнейсов и метадиоритов района оз. Сенное: автореф. канд. дис. СПб. 1996. 28 с.
- Куликова В.В. Волоцкая свита стратотип нижнего архея Балтийского щита. Петрозаводск. Изд. Кар.НЦ РАН, 1993. 254 с.
- Кудряшов Н.М., Мухамедова И.В., Шерстобитова Г.М. Rb-Sr возраст гранат-биотит плагиогнейсов беломорской серии // Матер. конф. Геология Балтийского щита и других докембрийских областей России. Апатиты. КНЦ РАН, 1995. С. 26 – 30.

- Кудряшов Н.М., Зозуля Д.Р. Редкоземельные элементы и изотопы неодима в архейских автономных анортозитах Балтийского щита // XVII симпозиум по геохимии изотопов имени А.П. Виноградова. М., 2004. С. 134.
- Левченков О.А., Зингер Т.Ф., Дук И.Л. и др. U-Pb возраст цирконов из гиперстеновых диоритов и гранодиоритов о-ва Поньгом-Наволок (Балтийский щит, Беломорская тектоническая зона) // Докл. РАН. 1996. Т. 349, № 1. С. 90 – 92.
- Ле Пишон К., Франшто Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 288 с.
- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Сергеев С.А., Левченко О.А., Крылов И.Н. Древнейшие породы Карельской гранитзеленокаменной области // Ранняя кора: ее состав и возраст. М.; Л., Наука, 1991. С. 157 – 186.
- Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В., Другова Г.М. и др. Геохронология и петрология магматического комплекса Тупой губы северо-западного Беломорья // Петрология. 1993. Т. 1, №6. С. 657 – 677.
- Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В., Другова Г.М. и др. Архейский магматизм района оз. Нотозеро северо-западного Беломорья: изотопная геохронология и петрология // Петрология. 1995. Т. 3, № 6. С. 593 621.
- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Степанов В.С., Слабунов А.И., Арестова Н.А. Беломорский пояс – позднеархейская аккрецционно-коллизионная зона Балтийского щита // Докл. РАН. 1998. Т. 358, № 2. С. 226 - 229.
- Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В., Левченков О.А., Пушкарев Ю.Д. Геохронология восточной части Балтийского щита // Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. М., 1986. С. 77 134.
- Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В., Другова Г.М., Володичев О.И., Чекулаев В.П., Крылов И.Н., Грачева Т.В., Макаров В. Архейский магматизм района оз. Нотозера северо-западного Беломорья: изотопная геохронология и петрология // Петрология. 1995. Т.З, № 6. С. 593 – 621.
- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Левский Л.К., Коваленко А.В. Архейские террейны Карелии; их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. №6. С. 26 – 42.

Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. М.; Л., Наука, 1968. 280 с.

- Магматические и метаморфические комплексы пород Кольской сверхглубокой скважины. / Труды ВСЕГЕИ. Л.: Недра, 1986. Т. 336. 228 с.
- *Магницкий В.А.* Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 379 с.
- *Майерс Дж. С.* Раннедокембрийский гнейсовый комплекс // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 176-188.
- Макиевский С.И. Геология метаморфических толщ северо-запада Кольского полуострова. Л.: Наука, 1973. 152 с.
- Мартынов Е.В., Предовский А.А. Автоматизированная система моделирования первичного минерального состава метаморфитов. Апатиты: Кольский научный центр АН СССР, 1990. 85 с.
- Матюшкин А.В. Предварительная модель коры Кейвского террейна (Кольский полуостров) // Тезисы докладов к IV международной научно-практической геолого-геофизической конференции молодых ученых и специалистов «Геофизика – 2003». Санкт-Петербург. Петродворец 1–4 октября 2003 г. С. 118-119.
- Мигматизация и гранитообразование в различных термодинамических режимах. М.; Л., Наука, 1985. 310 с.
- *Миллер Ю. В., Милькевич Р.И.* Покровно складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80 92.
- *Миллер Ю.В.* Тектоно-метаморфические циклы. М.; Л., Наука, 1982. 160 с.
- *Миллер Ю.В.* Структура архейских зеленокаменных поясов. М.; Л., Наука, 1988. 144 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: Изд. КНЦ РАН, 1992. С. 34 49.
- Минц М.В. Палеотектонические реконструкции раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 1993. № 1. С. 39 – 56.
- Минц М.В. Палеогеодинамические реконструкции геологической эволюции северо-востока Балтийского щита // Геологическое картирование раннедокембрийских комплексов. М., 1994. С. 136 218.

- Минц М.В., Колпаков Н.И., Пузанов В.И. Тектоническая структура Мурманского блока Балтийского щита // Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л., 1980. С. 138-145.
- Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры: Тр. ГИН. Вып. 503. М.: Научный мир, 1996. 287 с.
- Мирская Д.Д. К вопросу о происхождении порфиробластических микроклиновых гранитов на северо-востоке Кольского полуострова (район Гремиха-Йоканьга) // Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Вып. 2. Л., Изд. АН СССР, 1960. С. 29 37.
- *Мирская Д.Д.* Супракрустальные формации Кейвской зоны // Геология и геохимия метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты. Изд. КФАН СССР, 1975. С. 23 25.
- Мирская Д.Д. Структура супракрустальных комплексов Вороньинско-Кейвского района // Тектоника и глубинное строение северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты. Изд. КФАН СССР, 1978а. С. 20 – 27
- Мирская Д.Д. Стратиграфия и корреляция образований Кейвской и Колмозеро-Вороньинской зон // Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляция. Апатиты. Изд. КФАН СССР, 19786. С. 3 – 17.
- Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А., Пожиленко В.И., Предовский А.А., Королева Л.Н. Элементы геодинамического режима формирования полигона. В кн.: -Воче-Ламбинский архейский геодинамический полигон Кольского полуострова. Апатиты. КНЦ РАН СССР. 1991. с. 184 - 187.
- Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Балабонин Н.Л. и др. Кольский глубинный раннедокембрийский коллизион: новые данные по геологии, геохронологии, геодинамике и металлогении // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 1997. Вып. 3. С. 5 18.
- Митрофанов Ф.П., Хильтова В.Я., Вревский А.Б. Состав, структура и процессы архейской литосферы // Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.; Л., Наука, 1986. С. 134 – 144.
- *Митрофанов* Ф.П. Современные проблемы и некоторые решения докембрийской геологии кратонов // Литосфера. 2001. № 1. С. 5 14.

- Митрофанов Ф.П., Хильтова В.Я., Вревский А.Б. Состав, структура и процессы архейской литосферы // Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.; Л., Наука, 1986. С. 15 – 25.
- Мишарев Д.Т., Амеландов А.С., Захарченко А.И. и др. Стратиграфия, тектокика и пегматитоносность Северо-Западного Беломорья // Тр. ВСЕГЕИ. М.; Л., Наука, 1960. 112 с.
- Монин А.С., Сорохтин О.Г. Тепловая эволюция Земли при объемном механизме дифференциации ее недр // Доклады АН СССР. 1982. Т.266, № 1. С. 63 67.
- Монин А.С., Сорохтин О.Г. Геологическая теория и полезные ископаемые (перспективы развития современной геологии) // Серия "Науки о Земле". М.: Знание, 1983. №12. 48 с.
- Моралев В.М. Ранние этапы эволюции континентальной литосферы. М.; Л., Наука, 1986. 166 с.
- Мыскова Т.А., Бережная Н.Г., Глебовицкий В.А и др. Находки древнейших цирконов с возрастом 3600 млн. лет в гнейсах кольской серии Центрально-Кольского блока Балтийского щита (U-Pb, SHRIMP-II) // Докл. РАН. 2005. Т. 402, № 1. С. 82 86.
- Натапов Л.М., Межеловский Н.В. Геодинамическая карта СССР и некоторые закономерности тектонической аккреции // Тектонические процессы. М.; Л., Наука, 1989. С. 15 23.
- Ниткина Е.А. Результаты уран свинцового датирования метаморфических пород севера Печенгского района // Материалы XIII молодежной конференции, посвященной памяти К.О. Кратца. Апатиты. 2002. С. 84 89.
- Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1:500 000 / Ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1994. 95 с.
- Очерки сравнительной планетологии. М.: Наука, 1981. 193 с.
- Петромагнитная карта геологических формаций восточной части Балтийского щита. Масштаб 1:1000000 / Ред.: Н.Б. Дортман. Л.: ВСЕГЕИ, 1977.
- Петроплотностная карта геологических формаций восточной части Балтийского щита. Масштаб 1:1000000 / Ред.: Н.Б. Дортман. Л., ВСЕГЕИ, 1977.
- Петров В.П. и др. Метаморфизм супракрустальных комплексов раннего докембрия: (северо-восточная часть Балтийского щита). М.; Л., Наука, 1986. 272 с.

- Петров В.П., Беляев О.А., Волошина З.М., Глазунков А.Н., Кортикова Л.П. Рудно-метаморфические системы раннего докембрия (северо-восточная часть Балтийского щита). Апатиты: КНЦ РАН, 1996. 134 с.
- Петровская Л.С., Баянова Т.Б. Архейский магматизм и метаморфизм района Пулозеро (Центрально-Кольский блок) // Петрография на рубеже XX века: итоги и перспективы. Матер. Второго Всероссийского петрографического совещания. Сыктывкар. 2000. Т. 4. С. 298.
- Петровская Л.С., Баянова Т.Б. Последовательность эндогенных процессов в архейских породах района Пулозеро (Центрально Кольский блок) // Изотопная геохронология. Матер. конф. «Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты». М., 2000. С. 264 266.
- Петровская Л.С., Баянова Т.Б., Деленицин А.А. Позднеархейское время формирования эндербит-гранулитового комплекса района Пулозеро Центрально-Кольского мегаблока // Матер. конф. «Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза». СПб., 2003. С. 358 – 361.
- Петровская Л.С., Петровский М.Н., Базай А.В. Метаморфизм гнейсов кольской серии района Полнек-Тундры (Центрально-Кольский блок) // Матер. международного (Х всероссийского) петрографического совещания «Петрография XXI века». Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2005. Т. 3. С. 223 – 225.
- Петровский М.Н., Петровская Л.С, Базай А.В. Геология и петрология Панэяврского массива монцонитов и субщелочных альбитовых сиенитов-граносиенитов (Мурманский блок) // Эволюция петрогенеза и дифференциация вещества Земли. Материалы международного (Х всероссийского) петрографического совещания «Петрография XXI века». Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2005. Т. 3. С. 226 228.
- Пожиленко В.И. Строение и данные к формационной характеристике Риколатвинской зоны Беломорья // Геология и история формирования докембрийских структур Кольского полуострова. Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1984. С. 56 – 63.
- Пожиленко В.И. Основные элементы строения и эволюция структурных зон Нотозерского района (северо-восточная часть Балтийского щита) // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1987. С. 34 42.

- Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2002. 359 с.
- Пожиленко В.И., Баянова Т.Б., Богачев В.А и др. Соотношение и возраст арваренчской и кукшинской свит (г. Ар-Варенч, Кольский регион, Балтийский щит). / Матер. совещ. «Общие вопросы расчленения докембрия». Апатиты, 2000. С. 215 218.
- Полканов А.А. Геолого-петрографический очерк северо-западной части Кольского полуострова. Ч. 1. Л.: Изд. АН СССР, 1935. 566 с.
- Полканов А.А., Кратц К.О., Шуркин К.А. Дочетвертичная геология Карелии и Кольского полуострова: Труды ЛАГЕД АН СССР. 1964. Вып.19. С. 24 – 45.
- Полянский О.П. Механизм диапирового всплывания гранитогнейсовых куполов. Гидродинамическая модель. // Модели эволюции процессов метаморфизма на щитах и в складчатых областях. Новосибирск: ИГиГ, 1987. С. 62 – 64.
- Попов В.С. Бониниты, их происхождение и соотношение с другими типами магматических пород (обзор иностранной литературы). // Зап. ВМО. 1988. Вып. 6, ч. 117. С. 730-740.
- Поспелов Г.Л. Некоторые вопросы эндогенной динамики // Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971. С. 20 60.
- Предовский А.А. К проблеме орто- и параамфиболитов // Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып. 2. Апатиты: Изд. Кольского фил. АН СССР, 1971. С. 132 – 138.
- Предовский А.А. и др. Вулканизм и седиментогенез докембрия северо-востока Балтийского щита. М.; Л., Наука, 1987. 185 с.
- Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука. 1980. 152 с.
- *Пушкарев Ю.Д.* Мегациклы в системе кора-мантия. М.; Л., Наука, 1990. 216 с.
- Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И. Геохронологические реперы докембрия Кольского полуострова. М.; Л., Наука, 1978. 136 с.
- Радченко А.Т., Радченко М.К. Структурное районирование западной части Кейвской зоны // Геология и история формирования докембрийских структур Кольского полуострова. Апатиты: 1984, с. 15 – 20.

Радченко А.Т., Балаганский В.В., Басалаев А.А. и др. Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1:500000. Препринт. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1994. 95 с.

Радченко А.Т и др. Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита (объяснительная записка к тектонической карте масштаба 1:500 000). СПб.: Наука, 1992. 110 с.

Ранняя история Земли. / Ред. Б. Уиндли. М.: Мир., 1980. 620 с.

Ранний докембрий Балтийского щита. // Отв. ред. В.А. Глебовицкий СПб.: Наука, 2005. 711 с.

Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.

- Рыбаков С.И. Метаморфизм осадочно-вулканогенных формаций раннего докембрия Карелии. Петрозаводск, 1980. 136 с.
- Сверхгубокие скважины России и сопредельных регионов. / Ред. Э.Б. Наливкина, Б.Н. Хахаева. Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1995. 247 с.
- Семихатов М.А., Шуркин К.А., Бибикова Е.В. и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3 - 13.
- Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район / Отв. ред. Н.В. Шаров. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1997. 225 с.
- Сидоренко А.В., Ожогин В.А. Применение аэрофотоснимков для определения первичного генезиса глубокометаморфических щелочных пород Кольского полуострова // ДАН СССР. 1968. Т.180, N 3. С. 78 85.
- Сидоренко А.В., Теняков В.А., Розен О.М., Жук-Почекутов К.А., Горбачев О.В. Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М.; Л., Наука, 1972. 210 с.
- Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т.35, № 7 8. С. 182 199.
- Синицын А.В. Геодинамика Балтийского щита с позиций архейских кратонов и протерозойских подвижных поясов // Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1992. С. 7 16.
- Слабунов А.И., Степанов В.С. Ксенолиты из батолитов Северной Карелии реликты вулканитов архейского зеленокаменного пояса // Геохимия. 1993. №6. С. 841 851.

- Слабунов А.И. Геология и геодинамика Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита в архее: Автореф. докт. дис. М., 2005. 47 с.
- Слабунов А.И., Бибикова Е.В., Шоберг Х. Поздний архей Карельской и Беломорской провинций Балтийского щита (геология, изотопная геохимия и геодинамические реконструкции) // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. (тезисы докладов I Российской конференции по изотопной геохронологии). М., 2000. С. 341 343.
- Смирнов Я.Б. Тепловое поле территории СССР (пояснительная записка к картам теплового потока и глубинных температур в масштабе 1:10 000 000). М.: ГУГК, 1980. 150 с.
- Сорохтин Н.О. Теоретические аспекты геодинамики раннего докембрия на примере континентального корообразования северо-западного Беломорья // Геологическое картирование раннедокембрийских комплексов. М., 1994. С. 438 498.
- Сорохтин Н.О. Термореологические характеристики в модели формирования коры континентального типа в архее. Препринт. Изд. Кольского НЦ АН СССР. Апатиты, 1989. 15 с.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. М.: Изд. МГУ, 1991. 446 с.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли // Учебник. М.: Изд. МГУ, 2002. 506 с.
- Сорохтин О.Г., Митрофанов Ф.П., Сорохтин Н.О. Происхождение алмазов и перспективы алмазоносности восточной части Балтийского щита. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1996. 146 с.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. О трех этапах тектонического развития Земли. Докл. АН СССР. 1989. Т. 307, № 1. С. 77–83.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Природа тектонической активности Земли // Итоги науки и техники. Сер. Физика Земли. М.: ВИНИТИ, 1993. 292 с.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Происхождение Луны и ее влияние на глобальную эволюцию Земли. М.: Изд. МГУ. 1989. 111 с.
- Стенарь М.М. Стратиграфия архейских образований Карелии // Ранний докембрий Карелии. Петрозаводск, 1987. С. 4 18.
- Степанов В.С. Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: Кар.Ф АН СССР, 1990. С. 78 101.
- Строение литосферы Российской части Баренц-региона. / Ред. Н.В Шаров. и др. Петрозаводск. Кар.НЦ РАН. 2005. 319 С.

- Суслова С.Н. Полиметаморфизм кристаллических сланцев Западных Кейв // Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр. Вып. 2, № 12. 1957.
- Сыстра Ю.И. Тектоника Карельского региона. М. Л., 1991. 176 с.
- Татарин И.А., Говоров И.Н., Васильев Б.И. Бониниты Идзу Бонинского желоба. // ДАН СССР. 1987. Т. 296, № 2. С. 415-419.
- *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- *Тихонов А.Н., Самаринский А.А.* Уравнения математической физики. М.; Л., Наука, 1966. 724 с.
- *Тугаринов А.И., Войткевич Г.В.* Докембрийская геохронология мтериков. М.: Недра, 1980 304 с.
- *Тугаринов А.И., Бибикова Е.В.* Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М., 1980. 131 с.
- Ушаков С.А., Красс М.С. Сила тяжести и вопросы механики недр Земли. М.; Л., Наука, 1972. 158 с.
- Федоров Е.Е., Федорова М.Е., Цьонь О.В. Проблемы стратиграфии тектоники и металлогении восточной части Имандра-Варзугской зоны // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 8. С. 56 – 65.
- Федорова М.Е., Никитина Н.С. Позднеархейский зеленокаменный пояс Качковка-Снежница. Кольский полуостров // Советская геология. 1990. № 9. С. 41 48.
- *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Мир, 2001. С. 604.
- *Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 348 с.
- *Хаин В.Е., Божко Н.А.* Историческая геотектоника, докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.
- *Харитонов Л.Я.* Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. Л., 1966. 359 с.
- Чекулаев В.П., Левченков О.А., Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А. Новые данные по определению возрастных рубежей формирования архейских комплексов Карелии // Общие вопросы и принципы расчленения докембрия. 1994. СПб.: Наука, С. 69 – 86.
- Чудинова В.Е., Минц М.В., Глаголев А.А. Вопросы стратиграфии и метаморфизма пород фундамента Пегенгской структуры // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 6. С. 58 66.

- Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. 1997. Т.5, № 5. С. 503 – 522.
- Шарков Е.В., Богатиков О.А., Красивская И.С. Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 2000. № 2. С. 3 25.
- Шуркин К.А., Горлов Н.В., Салье М.Е. и др. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова (геология и пегматитоносность). М.; Л.: Изд. АН СССР, 1962. 306 с.
- Щипанский А.А., Самсонов А.В., Богина М.М., Слабунов А.И., Бибикова Е.В. Высокомагнезиальные, низкотитанистые кварцевые амфиболиты Хизоваарского зеленокаменного пояса Северной Карелии - архейские метаморфизованные аналоги бонинитов // ДАН. 1999. Т. 365, № 6. С. 817 – 820.
- Щипанский А.А., Бабарина И.И., Крылов К.К., Самсонов А.В., Богина М.М., Бибикова Е.В., Слабунов А.И. Древнейшие офиолиты на земле: позднеархейский супрасубдукционный комплекс Ириногорской структуры Северокарельского зеленокаменного пояса // ДАН. 2001. Т.377, №3. С. 376 380.
- Щипанский, А.А., Конилов А.Н., Минц М.В. и др. Геодинамика формирования ранней континентальной коры в свете открытия архейских эклогитов в Беломорском подвижном поясе, Кольский полуостров // Матер. XXXVIII тект. совещ. Т II. М.: ГЕОС, 2005. С. 389 – 392.
- Эндогенные режимы и эволюция магматизма в раннем докембрии (на примере северо-восточной части Балтийского щита. / Отв. ред. И.Д. Батиева и А.Н. Виноградов. СПб.: Наука, 1991. 198 с.
- Эз В.В. О роли изоклинальной складчатости в структуре беломорид // Геотектоника. 1967. № 3. С. 60 81.
- Этапы тектонического развития докембрия Карелии. М.; Л., Наука, 1973. 174 с.
- *Юдин Б.А.* О метаморфизме основных пород и контактовых явлениях в районе нижнего и среднего течения р. Йоканьги // Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Вып. 1. М.;Л.: Изд АН СССР, 1958. С. 95 110.
- Balashov Yu. A., Mitrofanov. F.P., Balagansky V.V. New geochronological data on Archaean rocks of the Kola Peninsula // in Correlation of Precambrian formations of the Kola-Karelian region and Finland. Apatity. KSC RAS. 1992. P. 13 35.

- Bayanova T.B., Vetrin V.R., Levkovich N.V., Apanasevich E.A. A Late Archean age of the Ponoy granit massif, Kola Peninsula, Russia // SVEKALAPKO. EUROPROBE project. Russia. 1998. P. 11
- Bayanova T.B., Yegorov D.G., Nikitin I.V., Levkovich N.V., Apanasevich E.A. U - Pb evidence for ore deposits of the Main Near - Imandra zone, Kola Peninsula, Russia. // The Archean -Proterozoic transition in the Nortern - Wyoming province crustal genesis, evolution and cratonization. A Field Conference Sponsored by COPENA IGCP Project 371 and the Dept. Of Earth Sciences, Montana State University. Montana, 1998.
- Belousova E.A., Natapov L.M., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. U-Pb Dating and Hf-isotope Analyses of Zircons From Salma Eclogites, Kola Peninsula, Russia // GEMOC Report. IMP-2004 /1/ GEMOC. 2004.
- *Bhatia M.R.* Plate tectonic and geochemical composition of sandstones // J.Geol. 1983. Vol. 91, N 6. P. 611 – 627.
- Bibikova E., Skiold T., Bogdanova S. Age and geodynamic aspects of the oldest rocks in the Precambrian Belomorian Belt of the Baltic Shield // Geol. Soc. London.Spec. Publ. 1996. V. 112. P. 55 – 67.
- Bibikova E., Skiold T., Claesson S., Bogdanova S. NORDSIM ages on provenance and metamorphic zircon material in Belomorian metasediments of the Baltik Shield // J. Conf.Abstr. 1999. Vol. 4. P. 145 – 146.
- Bibicova, E.V., Skiold, T., Bogdanova S.V. et al. Geochronology of Belomorids: interpretation of the multi-stage geological history. IGCP Projects 275 "Deep Geology of the Baltic/ Fennoskandian Shield" and 257 "Precambrian Dyke Swarms" Symposium. Abstracts. Petrozavodsk. 1992, pp. 8 - 10.
- Borisova E.Yu., Bibikova E.V., Lvov A.B., Miller Yu.V. U-Pb age and nature of magmatic complex of Seryak mafic zone (the Belomorian Mobile Belt) Baltic Shield // Terra Nova. 1997. Vol. 9. Abstr. Suppl. 1. P. 132.
- Bridgwater D., Marker M., Mengel F. The eastern extension of Early Proterozoic Torngat Orogenic Zone across the Atlantic. // LITHOPROBE. Report. 1992. N27. P. 76–91.
- *Bogdanova S.V., Bibikova E.V.* The "Saamian" of the Belomorian Mobile Belt: new geochronological constraints // Precambrian. Res. 1993. Vol. 64, N 1/4. P. 131 152.
- Bullen K.E. Cores of terrestrial planets // Nature. 1973. V.243, N 5402. P. 68 – 70.

- *Chandrasekhar S.* Hydrodynamic and hydromagnetic stability. London: Oxford. Univ. Press. 1961.
- Claesson S., Bibikova E., Skiold T., Glebovisky V. The evolution of the Belomorian mobile belt based on U-Pb microanalysis of zircon // 24 Nordiske Geologiske Vintermote. Abstr. Trondheim. 2000. P. 50 – 51.
- Correlation of Precambrian Formations of the Kola-Karelian Region and Finland. Edited by V.V. Balagansky, and F.P. Mitrofanov / Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences. Apatity. 1992. P. 28 – 29.
- Daly J.S., Timmerman M.J., Balagansky V.V. et al. Late archean crustal growth in the Kola Peninsula, Russia. IGCP Projects 275 "Deep Geology of the Baltic // Fennoskandian Shield" and 257 "Precambrian Dyke Swarms" Symposium. Abstracts. Petrozavodsk, 1992, pp. 18 - 19.
- Dobrzhinetskaya L.F., Nordgulen O., Vetrin et.al. Correlation of the Archaean rocks between the Sorvaranger area, Norway, and Kola Peninsula, Russia (Baltic Shield): Geology of the eastern Finmark – western Kola Peninsula region / Ed. D. Roberts and O. Nordgulen Norg. Geol. Unders. Spec. Publ. 7. 1995. P. 7 – 28.
- Hale C.J. Palaemagnetic data suggest link between the Archaean–Proterozoic boundary and inner–core nucleation. Nature. 1987. Vol. 329. N 6136. P. 233–236.
- Haskell N.A. Motion of viscous fluid under a surface load. Physics. 1935. N 6. P. 265 269.
- *Hatton C.J, Sharpe M.R.* Significance and origin of boninite-like rocks associated with the Bushveld Complex // Boninites and Related Rocks. In book: London: Unwin Hyman, 1989. P. 174–207.
- Huhma H. Provenance of some Finnish sediments. Geology. 1985. Vol. 2, N 1. P. 23 – 25.
- *Hynes A.* Back-arc spreading in the Proterozoic. A theoretical aproach. Precambrian research. 1987. Vol. 36. P. 189 199.
- Geology of the Kola Peninsula (Baltic shield). / Edit. F.P. Mitrofanov. Apatity. 1995. P. 144.
- Jopperi H., Vaasjoki M. U-Pb mineral age determinationsfrom Archean rocks in eastern Lapland // Geol. Surv. Finland Spec. Paper 33. 2001. P. 209 – 227.
- Glaznev V.N., Raevsky A.B., Sharov N.V. A model of the deep structure of the north-eastern part of the Baltic Shield based on joint

interpretation of seismic, gravity, magnetic and heat flow data. Tectonophysics. 1989. Vol. 162, N 1 - 2. P. 151 - 164.

- *Gorbatschev R., Bogdanova S.* Frontiers in the Baltic Shield // Precambrian Research. 1993. Vol. 64, N1 4. P.3 21.
- *Lemann I.* S fnd the structure of the upper mantle. Geoph. Jour. Vol. 4 (jeffreys vol.). 1961.
- Levchenkov O.A., Levsky L.K., Norgulen O., et al. U-Pb zircon ages from Sorvaranger, Norway and the western part of Kola Peninsula, Russia // Geology of the eastern Finnmark – western Kola region / D. Roberts, O. Nordgulen (eds.) Norges geologiske undersokelse, Sp.Pub. 1995. P. 29 – 48.
- Konilov A.N., Shipansky A.A., Mints M.V., Volodichev O.I. Petrology of eclogites of the Belomorian Province // 32–nd Intrenanional Geological Congress. Florence. 2004. Poster 18 31.
- McConnel R.K., Jr. Isostatic adjustment in a layered Earth. J. Geoph. Res. 1965. N 70, P. 5171 – 5188.
- Magmatism and the causes of continental break-up. London, Geol. Soc. Special Publ. 1992. N 68.
- Maynard J.B., Valloni R., Yu H. S. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins // Trench-Forearc Geology. Sedimentation and tectonics of modern and ancient plate margins. Oxford. L. Edinburgh. Melbourne, 1982. P. 551 – 561.
- Nelder J. A., Mead R. A. Simplex Method for Function Minimisation. Computer J. 1964, N7. P. 308 – 313.
- Nordgulen, O., V. R. Vetrin, L.F. Dobrzhinetskaya, J.Cobbing, and B.Sturt, Aspects of late Archaean magmatism in the Sorvaranger-Kola terrane, northern Baltic Shield // Ed. D. Roberts and O. Nordgulen. Nor. Geol. Unders., Spec. Publ. 1995, N 7. P. 49 – 63.
- *Ohtani E, Ringwood A.* Composition of the core 1. Solubility of oxygen in molten iron at hagh temperatures. // Earth and Planet Sci. Lett. 1984. V. 71, N. 1. P. 85-93.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tendee A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. Vol. 25, N 4. P. 956-998.
- Ringwood A.E. Composition and petrology of the Earth's mantle. McGrow-Hill. New-York. N.Y., 1975. 617 p.
- Sclater J.G., Janpart C., Galson D. The heat flow though oceanic and continental crust and the heat loss of the Earth. // Rev. Geophys. Space Phys, 1980. Vol. 18. P. 269 311.
- Sharpe M.R, Hulbert I.J. Ultramafic sills beneath the eastern Bushveld Complex: mobilized suspension of early lower zone cumulates in

a parental magma with boninitic affinites // Economic Geology. 1985. Vol. 80. P849-871.

- Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 26, N 2. P. 207 – 221.
- *Takahashi I.* Melting of dry peridotite KLB-1 up to 14 Gpa: Implications on the origin of peridotitic upper mantle. J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91, N 89. P. 9367 – 9382.
- *Takeuchi H., Sakata S.* Convection in a mantle with variable viscosity. // J. Geophys. Res., 1970. V. 75, N 5.
- *Timmerman M.J., Daly J.S.* Sm-Nd evidence for late Archaean crust formation in the Lapland-Kola Mobile Belt, Kola Peninsula, Russia and Norway // Precambrian. Res. 1995. Vol.72. P. 97 107.
- Timmerman M.J., Daly J.S., Balagansky V.V. et al. Evolution of the Kola region, Baltic Shield, Russia: Late archean crust in a Paleoproterozoic craton. // EUG VII Strasbourg, France 4-8 April 1993. Terra Nova. Abstract supplement. 1993. V. 5, N 1. P. 322.
- *Urey H.C.*. The composition of the stone meteorites and the igin of meteorites // geochim. Cosmochim. Acta. 1953. V. 4. P. 36 82/
- White R., McKenzie D. Mantle plumes and flood basalts // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100. P. 17543 17585.
- Wit M.J., Roering C., Hart R.J., Armstrong R.A., de Ronde C.E.J., Green R.W.E., Tredoux M., Peberdy E. and Hart R.A. Formation of an Archaean Continent. Nature. 1992. N 357. P. 553 – 562.
- Zozulya D.R., Bayanova T.B., Nelson Eby G. Geology and age of the late Archean Keivy Alkaline Province, Northeastern Baltic Shield // J. of Geol. 2005. V. 113. P. 601 – 608.

Краткие сведения об авторах



Козлов Николай Евгеньевич – доктор геолого-минералогических наук, член-корр. РАЕН, ведущий научный сотрудник Геологического института Кольского НЦ РАН, профессор кафедры геологии и ПИ Мурманского государственного технического университета. Автор более 150 научных работ. е-mail: kozlov@geoksc.apatity.ru



Сорохтин Николай Олегович – доктор геолого-минералогических наук, академик РАЕН, ведущий научный сотрудник Геологического института Кольского НЦ РАН, профессор кафедры геологии и ПИ Мурманского государственного технического университета. Автор более 50 научных работ. e-mail: sorokhtin@geoksc.apatity.ru



Глазнев Виктор Николаевич – доктор физико-математических наук, академик РАЕН, ведущий научный сотрудник Геологического института Кольского НЦ РАН, профессор кафедры геологии и ПИ Мурманского государственного технического университета. Автор более 140 научных работ



Козлова Наталия Евгеньевна – научный сотрудник Геологического института Кольского НЦ РАН. e-mail: kozlova@afmgtu.apatity.ru



Иванов Андрей Анатольевич – кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Геологического института Кольского НЦ РАН. e-mail: ivanov@afmgtu.apatity.ru



Кудряшов Николай Михайлович – кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник Геологического института Кольского НЦ РАН. e-mail: nik@geoksc.apatity.ru

Мартынов Евгений Васильевич – кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Геологического института Кольского НЦ РАН. Доцент кафедры геологии и ПИ Мурманского государственного технического университета. e-mail: mart@geoksc.apatity.ru



Тюремнов Вадим Алексеевич – кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Геологического института Кольского НЦ РАН



Матюшкин Алексей Витальевич – младший научный сотрудник Геологического института Кольского НЦ РАН



Осипенко Людмила Григорьевна – научный сотрудник Геологического института Кольского НЦ РАН

Научное издание

Коллектив авторов Геология архея Балтийского щита

Утверждено к печати Ученым советом Геологического института Кольского НЦ РАН

Зав. редакцией естественно-научной литературы СПИФ «Наука» РАН Беркутов Р.Н. Технический редактор Жукова Т.П. Корректоры Л.Д. Чистякова и Н.А. Мансурова

Отпечатано с оригинал-макета, подготовленного Геологическим институтом КНЦ РАН

Санкт-Петербург, Менделеевская линия, 1 E-mail: <u>main@nauka.nw.ru</u> Internet: www.<u>nauka.nw.ru</u>

