

**M.V.Mints, V.N.Glaznev, A.N.Konilov, N.M.Kunina, A.P.Nikitichev,  
A.B.Raevsky, Yu.N.Sedikh, V.M.Stupak, V.I.Fonarev**

**THE EARLY PRECAMBRIAN  
OF THE NORTHEASTERN BALTIC SHIELD:  
PALEOGEODYNAMICS, CRUSTAL STRUCTURE AND  
EVOLUTION**

**М.В.Минц, В.Н.Глазнев, А.Н.Конилов, Н.М.Кунина,  
А.П.Никитичев, А.Б.Раевский, Ю.Н.Седых, В.М.Ступак,  
В.И.Фонарев**

**РАННИЙ ДОКЕМБРИЙ  
СЕВЕРО-ВОСТОКА БАЛТИЙСКОГО ЩИТА:  
ПАЛЕОГЕОДИНАМИКА, СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ  
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ**

## **ВВЕДЕНИЕ**

Главные цели работы включали исследование раннедокембрийской эволюции и строения континентальной коры северо-востока Балтийского щита (СВБЩ). В этом исследовании мы попытались взглянуть на геологическое строение и историю геологического развития СВБЩ с позиций "тектоники плит", опираясь, по мере возможности, на актуалистические аналогии при анализе обширного фактического материала. Поэтому одним из главных направлений работы стали палеогеодинамические реконструкции (геодинамическое моделирование) тектонических структур СВБЩ и, прежде всего, Кольского полуострова. Естественно, нам пришлось неоднократно обращаться к вопросу о границах применимости теории тектоники плит и актуалистического метода при исследовании столь удаленного от сегодняшнего дня периода геологической истории. Во всех случаях мы старались следовать оправданным ограничениям и, по возможности, выделять конкретные признаки закономерных различий раннедокембрийских и фанерозойских обстановок, связанные с необратимой эволюции Земли. При исследовании строения верхней части коры мы в равной мере опирались на фактические данные, полученные в результате применения геологических и геофизических методов, и на результаты палеогеодинамических реконструкций.

Выяснение основных закономерностей формирования и размещения раннепротерозойского медно-никелевого оруденения в пределах восточной части Балтийского щита явилось результатом специального анализа, также выполненного на базе модели тектоно-плитной эволюции региона.

Наконец, в более общем плане, цели работы включали изучение основных коробразующих процессов в раннем докембрии СВБЩ и интеграцию полученных результатов в глобальные модели эволюции континентальной коры в раннем докембрии.

## **Тектоника плит в раннем докембрии**

За последние десятилетия концепция тектоники плит прочно утвердилась в качестве новой парадигмы в науках о Земле. К настоящему времени зарубежные и отечественные исследователи, многие из которых еще недавно с большой осторожностью оценивали возможность тектоно-плитных реконструкций применительно к раннему докембрию, находят все больше свидетельств функционирования геодинамических механизмов тектоники плит и на этой ранней стадии геологической эволюции. Однако многие вопросы пока не находят однозначного ответа и прежде всего из-за очевидных различий раннедокембрийских (особенно архейских) и фанерозойских комплексов в уровне метаморфизма и деформаций пород. Теоретические представле-

ния о природе источников энергии и оценки уровня теплогенерации, в свою очередь, указывают на существенно более высокий уровень "энерговооруженности" древнейших тектонических процессов.

Согласно доминирующим сегодня идеям, интенсивность тектонической жизни Земли определяются планетарными запасами тепловой энергии, уровнем теплогенерации и соответствующей интенсивностью тепловых потоков, а также скоростью охлаждения планеты. Стиль тектонических процессов непосредственно связан с тем или иным способом мантийного теплопереноса. Согласно результатам как экспериментальных, так и теоретических исследований, главные способы конвективного теплопереноса связаны с "тектоникой плит" и "тектоникой плюмов". Оба способа независимы и потому неальтернативны и могут сосуществовать во времени, так или иначе сочетаясь в пространстве.

Сравнительно недавно была обнаружена и датирована ассоциация так называемых гнейсов Ахаста (провинция Слейв, Северо-Восточная Канада) – наиболее древние среди известных примеров породы континентальной коры [Bowring et al., 1995]. Ассоциация включает разнообразные по составу тоналито- и гранито-гнейсы, амфиболиты и ультрамафиты, имеющие возраст от 3.4 до > 4.0 млрд лет. В строении комплекса в целом и в составах пород зафиксирована сложная история магматизма, метаморфизма и деформаций. Nd-изотопные данные свидетельствуют о существовании как обогащенной, так и деплетированной (истощенной) мантии уже в период, предшествовавший 4.0 млрд лет. В частности гнейсы, датированные 3.9–4.0 млрд лет, характеризуются инициальными значениями  $\epsilon Nd$  от +4 (истощенный источник) до -4 (обогащенный источник). Распределения RЭЭ аналогичны таковым в более молодых породах "серогнейсового" типа. Геохимические особенности свидетельствуют об участии в формировании протолитов ортогнейсов (т.е. соответствующих гранитоидов) компонентов еще более древней коры. Наличие ядер в кристаллах циркона подтверждает это заключение. Таким образом, начальные стадии формирования коры континентального типа оказались отодвинутыми приблизительно к рубежу 4.0 млрд лет. Крайняя редкость фрагментов той коры, как предполагается, определялась не малыми масштабами корообразования, а возможностью рециклинга и гомогенизации коровых пород в мантии. Иными словами, именно отсутствие мощной литосферы не позволяло включиться механизмам тектоники плит и первые коровые фрагменты были созданы в условиях иной геодинамики.

Установлено, что архейские протоконтиненты образованы тектоническими структурами трех типов: 1) главную роль играют гранит-зеленокаменные области (ГЗО), включающие зеленокаменные пояса и комплексы гранито-гнейсов ("серых гнейсов"); 2) менее значительную роль играют гранулит-гнейсовые пояса (ГГП); 3) ограниченно распространены структуры, образованные эпиконтинентальными осадочными толщами. Заметим, что термины, определяющие главные типы архейских тектонических структур, по форме имеют не тектоническое, а вещественное содержание. Это обстоятельство непосредственно отражает неопределенность первоначальных представлений об их сложной тектонической природе, сохранившуюся в значительной степени и до сегодняшнего дня.

Геохронологическими исследованиями последних десятилетий зафиксировано близкое во времени, в принципе - одновременное появление в геологической летописи пород зеленокаменных разрезов и серогнейсовых ассоциаций – около 3.8 млрд лет назад. Наиболее ранние известные проявления гранулитового метаморфизма датированы 3.65–3.60 млрд лет (Западная Гренландия [Baadsgaard et al., 1884; Nutman et al., 1989]).

Сравнительные исследования архейских и фанерозойских горно-породных ассоциаций и геологических структур свидетельствуют о том, что тектоно-плитный меха-



низм мог определять стиль тектоники уже в раннем архее. В частности, реконструкция обстановок формирования исходной ассоциации метаморфических пород супракрустального пояса Исуа (3.8–3.9 млрд лет [Bridgwater, Schiotte, 1990; Nutman et al., 1993]) позволяет предполагать, что формирование преобладающей части пород осуществлялось в связи с процессами на кон- и дивергентных границах плит. Наличие в основании разрезов пояса коматиитовых и толеитовых пиллоу-лав и хемогенных осадков, представленных породами полосчатой железисто-кремнистой формации, свидетельствует о существовании к этому времени значительных и достаточно глубоководных океанических пространств. Отличие от горно-породных ассоциаций, формирующихся на границах современных плит, состоит в присутствии коматиитов, в более ограниченном участии терригенных пород в строении аккреционных комплексов и в некоторой специфике состава этих пород (равно как и архейских комплексов подобного типа, в целом), резко обогащенных продуктами дезинтеграции базальтовых и андезитовых пород [Тейлор, Мак-Леннан, 1988; Maruyama et al., 1992].

Зеленокаменные пояса – важнейший структурный элемент древнейших прото-континентов. Их уникальной (для архея) особенностью является низкий (пренип-пумпеллитовой фации) метаморфизм пород центральных частей большинства структур этого типа. Именно этой особенностью объясняется живейший интерес, проявленный геологами к зеленокаменным поясам после появления геохронологических данных, свидетельствующих о принадлежности некоторых из них к раннему архею. К числу важнейших относятся следующие особенности этих образований.

1. Осадочно-вулканогенные разрезы зеленокаменных поясов принадлежат двум типам: “первичному” и “вторичному”, по А.Гликсону, [1980] (ниже, соответственно, ЗП-1 и ЗП-2).

Вулканиты первичных комплексов обычно имеют мафитовый и ультрамафитовый состав. В основании разрезов отсутствуют признаки формирования на континентальной поверхности или вблизи континентально-коровых образований (т.е. отсутствуют признаки трансгрессивного налегания на обрамляющие гранито-гнейсы, базальные конгломераты, продукты разрушения сиалических пород в составе терригенных осадков и т.п.). Преобладание пиллоу-лав и особенности осадков указывают на подводные, частью глубоководные, условия формирования разрезов. Это дает основания предполагать, что разрезы ЗП-1 формировались в энсиматических обстановках, подобных обстановкам в пределах современных океанов или задуговых бассейнов. Вторичные зеленокаменные комплексы – более молодые, по сравнению с комплексами ЗП-1 тех же протократонов, в основном, бимодальны или образованы непрерывными вулканическими сериями, где состав пород варьирует от ультраосновного до кислого. В основании разрезов ЗП-2 обычно наблюдаются признаки трансгрессивного налегания на гранито-гнейсы обрамления; известны случаи пересечения структурами вторичных поясов более древних структур ЗП-1. В верхней части разрезов ЗП-2 и отчасти ЗП-1 присутствуют терригенные прослои, включающие аркозы, аргилиты, кластические кварциты – продукты разрушения сиалических континентальных пород. Особенности осадочных и вулканогенных разрезов указывают на совмещение пород, формировавшихся как в мелководных, так и в глубоководных бассейнах. Во многих случаях установлено, что так называемые зеленокаменные “разрезы” представляют собой тектонические покровно-надвиговые ансамбли [Конди, 1983; Thurston, Groves, 1990; Love, 1994; Eriksson, Fedo, 1994], в том числе частично эродированные и перекрытые более поздними отложениями еще в раннем архее [Brick et al., 1995].

2. Геохимические особенности вулканитов свидетельствуют о формировании отдельных компонентов зеленокаменных поясов в различных геодинамических обстановках, подобных обстановкам современной Земли: рифтогенных, океанических, окраинно-континентальных, островодужных. При этом систематическое сопоставление

составов пород однотипных ассоциаций от архея до фанерозоя позволяет выявить эволюционные тренды составов вулканитов, отвечающих конкретным обстановкам [Condie, 1994].

Принципиальное значение для признания реальности тектоно-плитных механизмов в раннем докембрии имело открытие и детальное исследование раннедокембрийских офиолитовых ассоциаций, в строении которых участвуют все "обязательные" компоненты, включая комплекс параллельных даек. Подобные ассоциации обнаружены и в раннепротерозойских структурах (комплекс Йормуа, пояс Кайнуу, восточная часть Карельского протократона [Kontinen, 1987]; комплекс Пуртуник, пояс Кейп-Смит, северное обрамление Провинции Сьюпириор, Канада [Scott et al., 1989; Scott, Bickle, 1991], и в пределах позднеархейского пояса Йеллоунайф, северо-восток Канадского щита [Helmstaedt et al., 1986; MacLachlan, Helmstaedt, 1995].

Многочисленные работы посвящены выяснению природы архейских гранитоидов "серогнейсового" типа (тоналит-трондьемит-гранодиоритовой, ТТГ, серии) и определению их фанерозойских аналогов. Геохимические особенности и основные закономерности распределения РЗЭ в архейских серых гнейсах свидетельствуют о том, что архейские ТТГ отличаются от постархейских известково-щелочных ювенильных гранитоидов.

В качестве наиболее вероятной обстановки формирования этих плутонических пород выдвигается обстановка активных континентальных окраин [Martin, 1986, 1993, 1994].

Анализ структурных соотношений главных компонентов гранит-зеленокаменных областей, по-видимому, свидетельствует о более сложной, чем первоначально казалось, геологической истории этих образований, включавшей стадии накопления осадочного и вулканогенного материала, их последующего тектонического сгущивания и размещения, а лишь затем – деформирования поднимавшимися гранито-гнейсовыми куполами и "куполовидными" гранитоидами.

По сравнению с гранит-зеленокаменными областями, представления о природе гранулитовых поясов остаются более неопределенными и противоречивыми. Породы гранулитовой фации метаморфизма принадлежат двум главным группам:

– гранулиты, участвующие в строении зональных метаморфических комплексов совместно с породами более низких степеней метаморфизма, вплоть до эпидот-амфиболитовой и, в отдельных случаях, зеленосланцевой фации;

– породы собственно гранулитовых (гранулито-гнейсовых) поясов, где вариации уровня метаморфизма ограничены пределами гранулитовой и высокотемпературных ступеней амфиболитовой фации, тогда как проявления более низкотемпературных преобразований связаны с более поздними процессами (диафорезом).

В первом случае интерпретация гранулитовых ассоциаций не имеет принципиальных отличий по сравнению с задачами, возникающими при интерпретации СВК зеленокаменных поясов. Напротив, в случае гранулито-гнейсовых поясов такие отличия появляются и связаны именно с высокой степенью метаморфических преобразований, "стирающих" все признаки первичной природы дометаморфических протолитов, за исключением их химического состава. Однако и последний претерпевает определенные изменения, масштаб которых в большинстве случаев не может быть оценен с желаемой достоверностью.

В ряду проявлений гранулитового метаморфизма принято выделять [Percival, 1994]:

1) гранулитовый метаморфизм пород континентальной коры, погруженной в процессе коллизии под плиту надвинутого континента (А-субдукция); последующие метаморфические преобразования гранулитов определяются режимом подъема

к "нормальному" уровню в коре в результате восстановления изостатического равновесия;

2) гранулиты, формирующиеся на глубинных уровнях активных окраин в качестве одного из компонентов ювенильной коры.

В рамках этих моделей предполагается закономерный переход от высокотемпературного метаморфизма к проявлениям низкотемпературной метаморфической зональности. Редкость реальных наблюдений подобных переходов связывается с тектоническими нарушениями синметаморфических структур.

К рассмотрению проблем, связанных с формированием гранулитогнейсовых поясов и термальной структурой областей гранулитового метаморфизма, мы также обратимся ниже.

В последние годы за рубежом опубликованы фундаментальные работы, в которых предприняты попытки создания глобальных моделей эволюции континентальной коры в раннем докембрии на основе, прежде всего, результатов детальных геологических, геохимических и геохронологических исследований характерных структурно-вещественных ассоциаций. При различии авторских подходов и оценок общим в этих работах является признание подобия стиля тектонической эволюции в раннем докембрии и в фанерозое. Соответственно, предлагаемые модели, учитывающие специфику геологических процессов раннего докембрия, в общем плане развивают идеи тектоники плит применительно к ранним этапам геологической истории Земли [Precambrian plate..., 1981; Condie, 1989; Goodwin, 1991; Archean crustal..., 1994; и др.].

Обобщение широкого круга данных и анализ стиля архейской тектоники, по мнению В.Е.Хаина [1994], позволяют зафиксировать следующие этапы архейской эволюции.

1. Образование ядер протоконтинентальной коры началось 4.0, а возможно, уже 4.3–4.2 млрд лет назад в результате переплавления первичной базальтовой коры, скорее всего, под воздействием мантийных струй - плюмов. Этот этап, предшествовавший возникновению тектоно-плитных механизмов, продолжался примерно до 3.5 млрд лет.

2. В течение архея (скорее всего, между 3.5–3.0 млрд лет) произошел переход от плюм-тектоники к тектонике плит. Существенные отличия архейской тектоники плит от протерозойской и, тем более, фанерозойской заключались в малых размерах и большом числе плит, их значительной пластичности и повышенной способности к внутренним деформациям. Особенностью спрединга был его диффузный характер при значительной протяженности осей спрединговых зон и более высоких скоростях расширения океанского дна. В зонах субдукции происходило погружение молодой коры несколько повышенной мощности, следствием чего была более значительная глубина выплавления толеитов. Эти особенности позволяют выделить особую архейскую форму тектоники плит "мультиплитную" или "эмбриональную".

3. Развитие континентальной коры в среднем-позднем архее заключалось в разрастании гранит-зеленокаменных областей путем аккреции вулканических дуг к серотейсовым раннеархейским ядрам, а в конце архея – в коллизии зократонов с образованием гранулитогнейсовых поясов типа Лимпопо между ними.

4. Архейская эволюция завершилась взаимной аккрецией отдельных континентальных фрагментов и формированием первого в истории Земли суперконтинента – Пангеи-0.

Дальнейшая эволюция, по-видимому, не имела принципиальных отличий от современной тектоники плит. Однако, как отмечает В.Е.Хайн, "единство траектории кажущегося блуждания полюса, полученной по палеомагнитным данным, показывает, что масштаб раздвига не мог превышать 1000–2000 км и что при закрытии палеоокеанских (микроокеанских) бассейнов их борта должны были возвращаться примерно

в досрединговое положение" [Хаин, Божко, 1988, с.159]. Эта оценка согласуется с результатами детальной реконструкции раннепротерозойской эволюции крупнейшего Северо-Американского кратона, выполненной П.Ф. Хоффманом [The Geology of North..., 1989].

В отличие от предшествующих тектонических гипотез, конструировавших геодинамические процессы на основе исследований преимущественно дочетвертичных геологических структур и формаций, теория тектоники плит представляет собой модельное описание геодинамики и тектоники современной Земли. Еще недавно оставалось справедливым утверждение о том, что актуализм как метод имеет ограниченную применимость к отдельным сторонам геологической жизни Земли. В "Геологическом словаре", изданном в 1973 г. утверждалось, что "... он вовсе не применим, например, к процессам, происходящим в глубинах Земли, в частности, к тектоническим ..., *ибо мы не знаем как они протекают сейчас* (курсив наш — М.М.) и, стало быть, в данном случае просто нет базы для применения актуалистического метода". Исследование закономерностей современной тектоники и создание концепции тектоники плит впервые сделали возможным использование актуалистического метода при тектонических исследованиях и палеогеодинамических реконструкциях древних геологических процессов. Понятно, что актуалистическая интерпретация раннедокембрийских структурно-вещественных комплексов сопряжена с принципиальными затруднениями, связанными со сложностью оценки характера и степени необратимых изменений, определяемых эволюцией Земли как планеты. Наиболее очевидны различия в тепловом балансе древней и современной Земли, так же как и вероятные следствия этих различий для темпа тектонических движений и процессов магмогенерации. Очевидны также изменения состава мантийного магматического источника, связанные с дифференциацией мантийного вещества и отделением ядра и коры от мантии Земли [Сорохтин, Ушаков, 1993]. Между тем, оценка масштабов и уровня влияния этих изменений на характер геодинамических обстановок является одной из наиболее важных задач современной геологии.

В качестве примера соплемя на опыт изучения "зеленокаменных поясов". Еще сравнительно недавно они рассматривались в качестве исключительно архейского феномена. При этом предполагалось, что формирование образующих их вулканогенно-осадочных ассоциаций было связано с некоей специфической геодинамической обстановкой, противопоставлявшейся геодинамическим обстановкам современной и фанерозойской Земли [Лутц, 1985]. Однако уже на ранней стадии исследований появилась уверенность в том, что зеленокаменные "разрезы" представляют собой сложные образования, отдельные компоненты которых были сформированы в различных условиях и обстановках [Конди, 1983]. Было показано, что конкретные вулканогенные и осадочные комплексы, в большей или меньшей степени подобные участвующим в строении архейских зеленокаменных "разрезов", формировались в течение всей геологической истории Земли. Систематический анализ геохимической эволюции однотипных вулканических ассоциаций, начиная с зеленокаменных поясов архея и протерозоя и кончая зеленокаменными ассоциациями фанерозоя и вулканитами соответствующих геодинамических обстановок современной Земли, выполненный К.Конди ("Зеленокаменные ассоциации во времени" [Condie, 1994]), позволил установить ряд закономерных изменений на фоне несомненной общности этих образований в течение всей геологической истории. Выявленные закономерности позволяют, в свою очередь, обратиться к анализу эволюции самих обстановок.

Вместе с тем, при интерпретации структурно-вещественных комплексов (СВК) необходимо учитывать принципиальные различия уровня эрозионного среза

фанерозойских (и тем более современных) и раннедокембрийских структур. Значительная часть наблюдаемых сегодня раннедокембрийских СВК, формировавшихся в различных геодинамических обстановках, отвечает глубинным срезам континентальной коры. Поэтому специфичность одних и особенности состава других раннедокембрийских ассоциаций, не находящие полных аналогов среди более молодых образований, могут целиком определяться именно глубиной формирования и вообще не быть связанными с эволюцией Земли. Вероятные причины глубокого среза многих геологических структур раннедокембрийской коры мы рассмотрим ниже. Здесь же уместно взглянуть на обратную сторону медали: именно изучение особенностей раннедокембрийских СВК представляет собой одно из продуктивных направлений исследования глубинных петрогенетических процессов в различных геодинамических обстановках, включая их современные аналоги!

Таким образом, вопрос сегодня состоит не в том, чтобы решить, возможно ли использование принципа актуализма при исследованиях раннего докембрия, а в том, чтобы с помощью специальных исследований, в том числе эмпирического плана, оценить масштабы эволюции условий протекания геологических процессов за длительный период геологической истории раннего докембрия (с 4.0–3.8 до 1.7 млрд лет назад).

На наш взгляд, не следует переоценивать достоверность теоретических оценок важнейших параметров ранней Земли. Безусловно, эти оценки постепенно формируют количественную базу для реконструкций раннедокембрийской геодинамики, однако очевидные трудности связаны с получением характеристик конкретных обстановок. Поэтому при разработке реконструкций геологической эволюции конкретных регионов и локальных структур приоритет, по-видимому, следует отдать эмпирическому подходу, прежде всего, поиску многосторонних вещественных и структурных аналогий и детальному анализу различий структурно-вещественных комплексов раннедокембрийских и фанерозойских областей.

Следует напомнить в этой связи, что и само создание концепции тектоники плит первоначально явилось результатом анализа и обобщения эмпирических закономерностей, “триумфом эмпирических наблюдений” [Glikson, 1981]. В то же время, оценивая возможность реализации эмпирического подхода к разработке специальной модели геодинамики для раннего докембрия, не связанной с геодинамическими моделями современной Земли, следует учитывать неизбежные трудности. По меткому замечанию У.Файфа, если представить себе на мгновение, что нашим наблюдениям доступны фрагменты, размер которых не превышает нескольких процентов земной поверхности, что эти фрагменты лишены рельефа, породы не имеют реальных палеомагнитных характеристик, значения теплового потока не могут быть непосредственно измерены, что мы не располагаем данными сейсмологии, не знаем распределения континентов и океанов, породы лишены фаунистических остатков, а точность оценки возраста нередко составляет 100 млн лет - возможно ли было бы при подобных ограничениях для современной Земли распознать тектонику плит? [Fyfe, 1981]. Добавим, что и любая иная геодинамическая теория в подобных условиях неизбежно оказалась бы умозрительной. Но ведь именно таковы наши возможности при изучении раннедокембрийской эволюции.

# Методы палеогеодинамических реконструкций

Таким образом, последовательный эмпирический подход к решению проблемы, по-видимому, следует признать наиболее рациональным. При обращении к палеогеодинамическим реконструкциям фанерозойского этапа, при выделении палеограниц плит, определении их природы и выяснении особенностей геологических и, в частности, тектонических процессов, протекавших на границах и во внутренних областях плит, принято опираться на опознание и выделение структурно-вещественных комплексов (СВК), структурно-метаморфических преобразований (СМП) и структурных ансамблей – индикаторов геодинамических обстановок. Нет никаких оснований принципиального порядка, которые препятствовали бы применению метода индикаторов к анализу геологических ситуаций раннего докембрия, если принять во внимание сложность и неоднозначность теоретических оценок геодинамического состояния раннедокембрийской Земли.

В соответствии с этим, главная методическая линия при разработке палеогеодинамических реконструкций СВБЦ включала взаимосвязанный анализ: 1) закономерных латеральных рядов геологических структур (структурных ансамблей), образованных СВК сопряженных геодинамических обстановок; 2) результатов сопоставления состава, структурных и метаморфических особенностей конкретных СВК и коррелирующихся образований “типовых” геодинамических обстановок в современной и недавней истории Земли; 3) особенностей конкретных палеообстановок [Мицк Пастухов и др., 1994].

При реализации избранной методической линии рассмотрены и учтены ограничения при реконструкции протолитов метаморфических толщ, связанные с неизохимичностью процессов метаморфических преобразований. Ниже, по мере необходимости, рассмотрены методические проблемы, возникавшие в связи с необходимостью разделения собственно интрузивных (магматических) и ультраметаморфических СВК, в том числе не характерных для типовых геодинамических обстановок фанерозоя. Специальное внимание было уделено исследованию и использованию в целях реконструкций проявлений метаморфической зональности.

Палеогеодинамические реконструкции выполнены последовательно для временных интервалов (“временных срезов”), отвечающих раннепротерозойскому и позднерархейскому циклам тектонической (геодинамической) активности. Была принята последовательность моделирования от более молодого, раннепротерозойского, к более древнему, позднерархейскому, циклу. Это позволило выделить раннепротерозойские преобразования и тектонические перемещения при реконструкции позднерархейских обстановок. Приходится констатировать, что интенсивные деформации и метаморфизм раннепротерозойского возраста в пределах Беломорской плиты сделали невозможными корректные реконструкции архейских обстановок при доступных методах исследования. В этом случае (весьма характерном для раннего докембрия) мы ограничились моделированием геодинамических обстановок наложенных в раннем протерозое метаморфических и деформационных преобразований, отказавшись от реконструкции дометаморфических событий.

Хотя первоначально были выполнены реконструкции раннепротерозойского “среза”, при изложении результатов в последующих главах мы следуем естественной последовательности: от более древних, архейских, событий к последующим, раннепротерозойским.

В качестве одного из главных методов палеогеодинамических реконструкций в этой работе принят метод “комплексов-индикаторов”, в основе которого лежит использование структурно-вещественных комплексов, четко связанных с вполне

определенными геодинамическими обстановками [Кузьмин, 1985; Зоненшайн и др., 1976; Геодинамические реконструкции..., 1989; Гусев и др., 1991].

Подчеркнем соображения, положенные в основу геохимических методов реконструкций, которые, собственно говоря, определяют правомочность использования этих методов при исследовании не только относительно молодых, но и раннедокембрийских образований.

1. Геохимические особенности комплексов-индикаторов обстановок магмообразования отнюдь не являются отражением только лишь неких формально-статистических закономерностей распределения редких элементов. К настоящему времени в результате геолого-петрологического изучения горно-породных ассоциаций различных типов и обстановок их формирования, экспериментальных и теоретических петрологических исследований убедительно показано, что распределения многих редких элементов весьма "чувствительны" к особенностям проявления и эволюции петрологических процессов, таким как:

- состав (степень обедненности – "деплеированности" – или, напротив, обогащенности мантийного источника), подвергавшегося парциальному плавлению;
- термодинамические параметры выплавления магматических расплавов из мантийного источника и соответствующая степень парциального плавления;
- особенности магматической кристаллизации, состав подвергавшихся фракционированию расплавов и минеральных фаз;
- роль флюидов и метасоматических явлений;
- ассимиляция коровых материалов различного состава, происхождения и возраста и некоторые другие.

Понятно, что при таком количестве неизвестных получить однозначные решения петрологических "уравнений" трудно, а во многих случаях и невозможно. Ситуация несколько упрощается тем, что многие редкие элементы имеют весьма избирательную "чувствительность" только лишь к процессам определенного типа.

Вместе с тем, нельзя согласиться с утверждениями типа: "особенности геохимии пород определяются не геодинамической обстановкой, а глубиной и степенью парциального плавления или флюидонасыщенностью" и т.п., поскольку глубинность и степень парциального плавления непосредственно связаны с геодинамической обстановкой магматического процесса. В свою очередь, эти параметры являются характеристиками геодинамической обстановки.

2. При исследовании даже слабо измененных пород мы стремились учитывать возможную подвижность элементов при процессах преобразования и метаморфизма пород. Особенно остро стоит вопрос оценки степени изохимичности метаморфизма средних и высоких ступеней, что имеет принципиальное значение при геодинамическом анализе раннедокембрийских регионов. В большинстве случаев наиболее эффективным средством повышения надежности реконструкций является использование возможно более широкого круга индикаторов. Кроме того, нетрудно убедиться, что в условиях заведомо аллохимических преобразований типа гранитизации, мигматизации, эндрбитизации и т.п. внешне и даже на микроуровне кажущиеся сохранными реликты (скиалиты) субстрата подвержены заметным геохимическим изменениям, что делает эти породы непригодными в качестве индикаторов. В конкретных случаях мы стремились обосновать то или иное отношение к этой проблеме.

3. Необратимая планетарная эволюция системы "кора-мантия" в течение геологической истории Земли привела к определенным изменениям состава мантийных и коровых пород, а также к снижению значений термодинамических параметров петрологических процессов. Этим определяются высказываемые сомнения в пригодности фанерозойских геохимических эталонов при геодинамическом анализе даже слабо метаморфизованных раннедокембрийских пород, в полной мере сохраняющих

первоначальные геохимические особенности (например, пород зеленокаменных поясов, метаморфизм которых не превышает прениит-пумпелиитовой фации, интрузивных пород и т.п.). Безусловно, проблема эта достаточно серьезна, однако, по нашему глубокому убеждению, она может быть решена только эмпирически, т.е. в результате оценки геохимических особенностей комплексов-индикаторов в составе раннедокембрийских комплексов, геодинамическую идентичность которых удастся обосновать независимыми геологическими методами. Более того, оценка масштаба эволюции возможна лишь при сопоставлении геодинамически однотипных образований. В противном случае различия пород, определяющиеся различными условиями формирования, могут быть ошибочно приняты за результат эволюционных изменений.

При исследовании вулканогенных толщ наше внимание постоянно направлено на рассмотрение базальтоидов, чьи геохимические особенности наиболее четко заявят от геодинамических обстановок формирования. По мере необходимости, мы обращались к геохимической характеристике и других типов пород.

При построении геохимических диаграмм в качестве нормирующих составов использованы: средние содержания редких элементов в N-базальтах срединно-океанических хребтов (N-MORB) и содержания РЗЭ в хондритах (по [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]). Средние характеристики N-MORB, приведенные ниже, были рассчитаны Н.М.Куниной по опубликованным данным, количество индивидуальных определений для отдельных элементов – от 10 до 100, в большинстве случаев – не менее 50. Аналогичные или очень близкие оценки приводят В.С.Гладких и Г.С.Гусев [1993] и другие авторы.

Средние содержания редких элементов в N-MORB

Элемент	Содержание, г/т	Элемент	Содержание, г/т
Rb	3	Hf	4.5
Ba	28	Zr	100
K	1910	Sm	3.23
Sr	120	Ti	10730
Th	1.2	Y	33
La	3.51	Yb	3
Ce	10.81	Cr	270
Nb	4.35	Ni	135
P	610	Fe(сумма)	79700

Геохимические спектры, характеризующие базальты различных геодинамических обстановок в сопоставлении с N-MORB, приведены на рис.0.1 (на основе данных, суммированных в работах [Кузьмин, 1985; Гусев и др., 1991; Абакумова и др., 1994; Гладких и др., 1994]).

Определения главных (породообразующих) элементов выполнены с применением стандартного силикатного анализа в лабораториях Бронницкой ГГЭ ИМГРЭ и Красковского ВНИИСТРОМ. Определения редких элементов и РЗЭ выполнены в лабораториях Бронницкой ГГЭ ИМГРЭ. Используются следующие аналитические методы (в скобках указана чувствительность в г/т):

рентген-радиометрический Sr(10), Zr(10);

количественный спектральный Ba(30), Sr(30), B(9), Y(5), Sn(3), Sc(3), Cu(5), Zn(30), Pb(4), Mo(1), Ni(5), V(3);



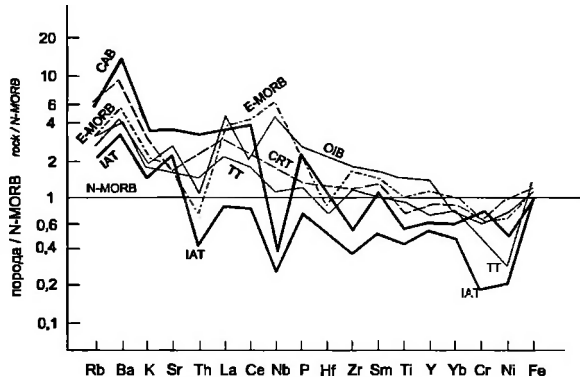


Рис. 0.1. Распределения редких элементов в базальтах различных геодинамических обстановок

N-MORB – толеиты N-типа срединно-океанических хребтов; E-MORB – толеиты E-типа срединно-океанических хребтов; CAB – известково-щелочные базальты островных дуг, IAT – толеиты островных дуг; CRT – толеиты континентальных рифтов; TT – базальты траллов, OIB – базальты океанических островов

инструментальный нейтронно-активационный (ИНАА): La(2), Ce(5), Sm(0.8), Eu(0.2), Tb(0.5), Yb(0.6), Lu(0.4), Hf(0.5), Ta(0.5), Co(3), Cr(5);  
рентгено-спектральный Th(1), Nb(1), Rb(1).

Особенности проявления метаморфических преобразований также могут быть использованы (и были использованы в данной работе) в качестве индикатора геодинамических обстановок формирования и размещения раннедокембрийских структурно-вещественных комплексов. Практически каждому типу эталонных обстановок свойственны специфические термодинамические условия и определенная зональность проявления метаморфических преобразований горно-породных ассоциаций [Кейльман, Пучков, 1987; Добрецов, 1995; Минц, Пастухов и др., 1994; и др.]. Относительно хуже известны обстановки формирования структур, образованных породами высокой степени метаморфизма, что связано со сравнительно скромной ролью аналогичных образований в умеренно эродированных фанерозойских и современных структурах.

## Тектоническое районирование северо-востока Балтийского щита

Кольский полуостров и сопредельные территории Северной Карелии, Финляндии и Норвегии, охватывающие северо-восточную область Балтийского щита, принадлежат наиболее древней его части, в строении которой участвуют раннепротерозойские и архейские образования. Особенности геологического строения этого региона были установлены в главных чертах к середине 50-х годов. Контрастность состава и строения главных структуробразующих комплексов региона способствовала

тому, что зафиксированные в этой работе главные объекты тектонического районирования не подверглись сколько-нибудь существенному пересмотру в результате последующих систематических интенсивных детальных исследований, выполненных силами производственных экспедиций Мингео СССР (геологические и геофизические съемки масштабов от 1:200 000 до 1:50 000) и научных организаций Мингео и АН СССР (специальные исследования глубинного строения, тектоники, метаморфизма, геохронологии, металлогении и т.п.). Результатом этих исследований обобщены в многочисленных публикациях, авторы которых развивали и совершенствовали представления о блоковом строении коры и ее эволюции в рамках традиционной геосинклинально-платформенной концепции, модифицированной применительно к особенностям раннедокембрийского этапа [Горбунов и др., 1978; Земная кора..., 1978; Пушкарев и др., 1978; Зак, 1980; Загородный и др., 1982; Загородный, Радченко, 1983; Кольская сверхглубокая, 1984; Магматические формации..., 1985; Негруца, 1984; Медно-никелевые месторождения..., 1985; Федотов, 1985; Метаморфизм супракраустальных..., 1986; Геология Карелии, 1987; Эволюция земной..., 1987; Мележик и др., 1988; Фашии метаморфизма..., 1990 и многие другие].

Пионерская работа, в которой впервые был предложен вывод о формировании одной из главных позднеархейских структур Кольского полуострова – пояса Колмозеро-Воронья в результате эволюции в стиле тектоники плит, принадлежит И.В.Никитину [1980]. Однако первая попытка целенаправленного систематического пересмотра традиционных представлений о строении и эволюции раннедокембрийской коры СВБЩ с позиций тектоники плит была предпринята лишь спустя несколько лет по инициативе Мингео СССР в рамках Отраслевой геодинамической программы Мингео СССР (1986–1991 гг., ИМГРЭ, МОМКАГЭ, ЦКПСЭ ПО “Севзапгеология”, ЭГГИ, ГИ КНЦ, ГИН, ИЭМ, ИГФМ АН СССР). Приблизительно в это же время в зарубежной геологической печати были опубликованы модельные разработки тектоно-плитной эволюции отдельных структур и в целом восточной части Балтийского щита в раннем докембрии [Hörmann et al., 1980; Barbey et al., 1984; Marker, 1985; Berthelsen, Marker, 1986; Gaal, Gorbatschev, 1987].

В последующие годы открылись возможности для совместных исследований, обмена информацией и идеями для российских и зарубежных геологов. Развитию и интенсивности научных контактов способствовали международные программы: МПК-275 “Глубинная геология Балтийского щита” и Российско-Норвежский проект “Геология Восточного Финмаркена – запада Кольского полуострова”. За 1986–1995 гг. объем фактической информации значительно вырос в части геохимических и геохронологических данных. В обобщающих работах этого периода [Строение литосферы..., 1993, Смолькин и др., 1995; Mitrofanov et al., 1995] предприняты попытки анализа геологической ситуации с учетом положений тектоники плит, однако в большинстве случаев авторы не вышли за рамки представлений о внутриплитной геологической эволюции региона в раннем докембрии. Наряду с этим, в ряде работ предложены собственно тектоно-плитные модели раннедокембрийской эволюции. В статье Р.Горбачева и С.Богдановой представлена тектоно-плитная модель раннепротерозойской эволюции Балтийского щита и сопредельных территорий Русской плиты [Gorbatschev, Bogdanova, 1993]; тектоно-плитные модели позднеархейских и раннепротерозойских структур Кольского полуострова приведены в методическом руководстве “Геологическое картирование раннедокембрийских комплексов” [Минц, Пастухов и др., 1994] и в ряде журнальных публикаций [Гарбар и др., 1989; Минц, 1992, 1993а; Melezhik, Sturt, 1994; и др.].

Таким образом, предлагаемая работа представляет собой далеко не первую попытку пересмотра традиционных представлений о геологическом развитии северо-востока Балтийского щита в раннем докембрии. Однако в отличие от предшествующих

работ, мы стремились воссоздать возможно более целостную картину раннедокембрийской эволюции, а также, с учетом полученных результатов, применить геологический подход к исследованию глубинного строения региона, используя возможности геофизических методов для контроля и коррекции геологической модели.

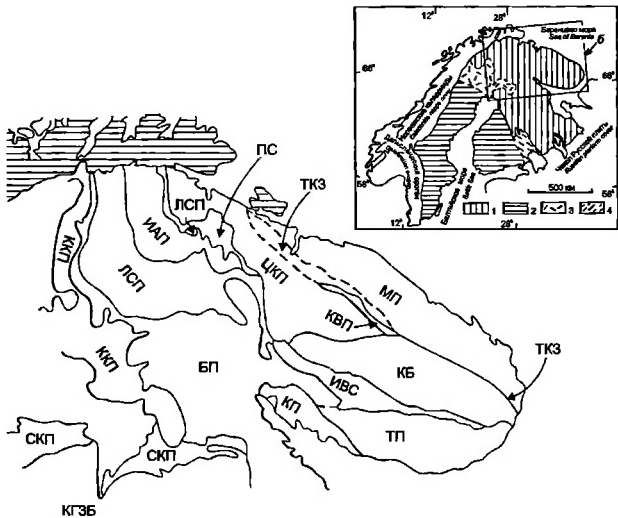


Рис. 0.2. Схема районирования раннедокембрийских структур северо-востока Балтийского щита

Позднеархейские структуры: МП – Мурманский гранит-мигматитовый пояс, ЦКП – Центрально-Кольский гранулитогнейсовый пояс, КБ – Кейвский блок сложного строения, БП – Беломорский гнейсовый пояс, КГЗБ – Карельский гранит-зеленокаменный блок (гранит-зеленокаменная область), ТКЗ – Титовско-Кейвская зона сложного строения, КВП – зеленокаменный пояс Колмсери-Воронья. Раннепротерозойские структуры: осадочно-вулканогенные пояса: Печенга-Имандра-Варгуский, образованные ПС – Печенгской и ИВС – Имандра-Варгуской структурами, СКП – Северо-Карельский, ККП – Карасьок-Куолаярвинский; Лапландско-Колвицкий гранулитогнейсовый пояс, включающий: ЛСП – Лапландско-Сальнутундровский и КП – Кандалакша-Колвицкий пояса; пояса, образованные сложным сочетанием позднеархейских амфиболито-гнейсов и раннепротерозойских гранитоидов: ИАП – Инари-Аллареченский, ТП – Терский

Врезка: 1 – позднеархейская кора, неравномерно преобразованная в раннем протерозое, с включениями раннепротерозойской коры внутриконтинентальных ортогенов, 2 – раннепротерозойская кора; 3–4 – позднеархейская кора, перекрытая в раннем протерозое 3 – окраинно-континентальными вулканитами, 4 – тектоническими покровами, образованными аккреционными комплексами

Работа не претендует на всесторонний охват проблем геологии Кольского полуострова. Основное внимание уделено тем аспектам, исследование которых в наибольшей степени способствовало достижению главных целей: реконструкции основных коробразующих процессов в раннем докембрие и моделированию геологического строения и эволюции верхней коры северо-востока Балтийского щита. Основное

внимание уделено исследованию закономерных латеральных рядов палеотектонических структур и "индикаторных" особенностей состава горных пород и проявлений петрологических процессов, преимущественно магматических и метаморфических. Специальное внимание отдано исследованию и тектонической интерпретации структурно-вещественных комплексов, не нашедших пока определенного места в рамках фанерозойской "тектоники плит": гранулитогнейсовым и мигматит-гранитным ("серогнейсовым") ассоциациям, расслоенным анортозитовым комплексам.

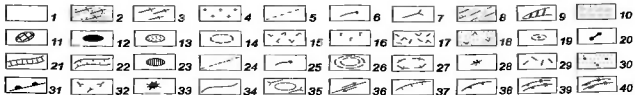
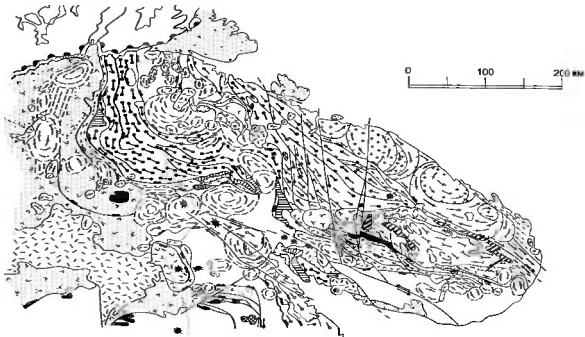
Основные черты геологического строения СВБЦ отражены на схеме тектонического районирования (рис.0.2) и на геологической карте (рис.0.3).

Как отмечено выше, благодаря контрастности состава и строения важнейших структурообразующих комплексов, тектоническое районирование региона, сформированное уже на ранней стадии исследований, не подверглось сколько-нибудь существенному пересмотру в результате последующих работ, хотя представления о природе, возрасте и эволюции этих комплексов, о глубинном строении образуемых ими тектонических элементов и о природе разделяющих их границ претерпели значительные, в некоторых случаях, коренные, изменения.

Схема тектонического районирования (рис.0.2), на которую мы будем опираться при дальнейшем изложении, следует традиционным представлениям. В последующих главах мы последовательно рассмотрим важнейшие особенности и тектоно-плитную интерпретацию главных тектонических подразделений СВБЦ, здесь же ограничимся их "нейтральным" перечислением. По морфологическим признакам выделены "пояса"

Рис. 0.3. Геологическое строение северо-востока Балтийского щита

1-9 — *поздний архей*: 1,2 — ассоциации, подвергшиеся интенсивной переработке в позднем архее. 1 — в пределах Карельской ГЗО и Беломерского пояса, 2 — в межкупольных зонах Мурманского пояса мигматиты, скялиты амфиболитов, редко — основных гранулитов; 3 — мигматиты, гранитоиды (купола, своды); 4 — граниты, гранодиориты; 5 — амфиболиты, гнейсы мигматизированные; 6 — кислые и основные гранулиты, высокоглиноземистые гнейсы, мигматиты; 7 — гранат-биотитовые гнейсы (кислые метазфудулы) и щелочные гнейсы ("щелочные граниты" — кислые щелочные метазфудулы), 8 — мигматиты со скялитами амфиболитов, гнейсов; 9 — габбро, габбро-анортозиты. 10-29 — *ранний протерозой*. 10 — гранат-ставролит-княнитовые сланцы, амфиболиты, частично мигматизированные; 11 — щелочные габбро, 12 — расслоенные мафит-ультрамафиты, 13 — щелочные граниты (подвергшиеся вторичному плавлению щелочные гнейсы); 14 — купола реоморфизованных щелочных гнейсов; 15 — мафитовые вулканиты и осадочные породы рифтового типа (рифтогенез на активных окраинах); 16 — мафитовые вулканиты океанического типа, подчиненно — вулканокластические осадочные породы; 17 — мафитовые и умеренно-кислые вулканиты островодужного типа, вулканокластические и вулканомитовые осадочные породы; 18 — осадочно-вулканогенные толщи, преимущественно мафитовые вулканиты, не расчлененные относительно обстановок формирования; 19 — граниты, диориты; 20 — кислые и основные гранулиты; 21, 22 — габбро-анортозиты, габбро, частично эглогитизированные (21), преобразованные в гранатовые амфиболиты (22), 23 — альпинотипные ультрамафиты (дуниты, гарцбургиты); 24 — двуслюдяные княнитовые гнейсы, амфиболиты, преимущественно гранатсодержащие; 25 — гнейсы княнит-гранатовые, гранатовые амфиболиты (позднеархейские породы так называемого беломерского комплекса, вторично метаморфизованные в раннем протерозое); 26-28 — мигматиты, гнейсы и гранитоиды, формирующие купольно-сводовые структуры: преимущественно реоморфизованные гнейсы (26), преимущественно мигматиты (27), преимущественно гранитоиды (28); 29 — порфиридные граниты, гранодиориты (интрузивы, купола). 30 — *поздний протерозой*: песчаники, гравелиты, сланцы 31-33 — *палеозой*: 31 — южная граница тектонических покровов Норвежских каледонид; 32 — нефелиновые сиениты, 33 — щелочные ультрамафиты, карбонатиты 34-40 — *геологические границы и тектонические нарушения*: 34 — стратиграфические и интрузивные границы; 35 — ограничения сводовых и купольных структур, 36 — палеозойские сдвиги, частью — раннепротерозойские сдвиги, вторично активизированные в палеозое; 37-39 — *позднеархейские разломы*: дуговые сбросы (37), дуговые сбросы (38), главные и второстепенные надвиги (39); 40 — раннепротерозойские надвиги, главные и второстепенные (в правой части знаков 39 и 40 показаны границы надвига в опрокинутом залегании)



и “зоны” - удлинённые в плане тектонические элементы, и “блоки” и “структуры”, имеющие более или менее изометричные очертания.

В раннем докембрии СВБЩ выделяются позднеархейские и раннепротерозойские структурно-вещественные ассоциации. Позднеархейскими ассоциациями образованы: Мурманский гранит-мигматитовый (“серогнейсовый”) пояс, Центрально-Кольский гранулитогнейсовый пояс, Кейвский блок сложного строения, Беломорский гнейсовый пояс, Карельский гранит-зеленосаменный блок (гранит-зеленосаменная область), а также Титовско-Кейвская шовная зона сложного строения, расположенная между Мурманским поясом с севера, Центрально-Кольским поясом и Кейвским блоком с юга; в центральной части Титовско-Кейвской зоны располагается зеленосаменный пояс Колмозеро-Воронья. Раннепротерозойскими ассоциациями, в свою очередь, образованы осадочно-вулканогенные пояса: Печенга-Имандра-Варзугский (включающий две изолированные структуры - Печенгскую и Имандра-Варзугскую), Северо-Карельский и Карасйок-Куолаярвинский, и Лапландско-Колвицкий гранулитогнейсовый пояс (также разделенный на две части: Лапландско-Сальнотундровскую и Кандалакша-Колвицкую). Печенгская структура отделена от Лапландско-Сальнотундровского пояса Инари-Аллареченским поясом, а Имандра-Варзугская структура от Кандалакша-Колвицкого пояса – Терским поясом. Последние образованы сложным сочетанием позднеархейских амфиболито-гнейсов и раннепротерозойских гранитоидов. Необходимо отметить, что раннепротерозойские деформационно-метаморфические преобразования в той или иной степени затронули практически все архейские ассоциации. Наиболее интенсивно переработаны в раннем протерозое породы и геологические структуры Беломорского, Инари-Аллареченского и Терского поясов.

Границы между выделенными подразделениями не во всех случаях могут быть проведены одинаково четко. Тектоническая природа и возраст этих границ различны, в большинстве случаев они представляют собой зоны разломов и лишь в отдельных случаях – неравномерно нарушенные стратиграфические границы или зоны пластического срыва.

## Глава 1

# ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПОЗДНЕГО АРХЕЯ

В пределах большей части Балтийского щита признаки существования архейской континентальной коры отсутствуют [Gaal, Gorbachev, 1987]. Более того, данные по изотопии Nd в коровых породах центральной части Балтийского щита свидетельствуют об их формировании в раннем протерозое за счет мантийного источника. Урвень участия в раннепротерозойском породобразовании дезинтегрированных архейских пород в виде терригенных осадков оценивается в пределах до 10%, что рассматривается как указание на полное отсутствие архейской коры за пределами восточной части щита [Patchet et al., 1986].

В свою очередь, главные тектонические структуры коры северо-восточной части Балтийского щита, охватывающей Карело-Кольский регион России, Центральную и Северную Финляндию, северо-восток Швеции и Норвегии (см. рис.0.2 и 0.3), сформировались, в основном, в течение позднеархейского и раннепротерозойского этапов геологической истории.

В пределах северо-восточной части Балтийского щита (см. рис.0.2, 0.3) позднеархейскими ассоциациями образованы: Мурманский гранит-мигматитовый ("серогнейсовый") пояс, Центрально-Кольский гранулит-гнейсовый пояс, Кейвский блок сложного строения, Беломорский гнейсовый пояс, Карельский гранит-зеленокаменный блок (гранит-зеленокаменная область) и Титовско-Кейвская зона сложного строения, расположенная между Мурманским поясом с севера. Центрально-Кольским поясом и Кейвским блоком с юга. Позднеархейские ассоциации в пределах Инари-Аллареченского и Терского поясов образованы сложным сочетанием позднеархейских амфиболито-гнейсов и раннепротерозойских гранитоидов.

Как отмечено выше, раннепротерозойские деформационно-метаморфические преобразования в той или иной степени затронули практически все архейские ассоциации. Наиболее значительно переработаны в раннем протерозое породы и геологические структуры Беломорского, Инари-Аллареченского и Терского поясов. Наше внимание в этой главе сосредоточено на реконструкции позднеархейской эволюции структурных подразделений, образующих северо-восточную часть Кольского полуострова: Мурманского и Центрально-Кольского поясов, Кейвского блока и Титовско-Кейвской зоны, в пределах которых реальность и рациональность подобных исследований обеспечена сохранностью позднеархейских ассоциаций.

# Мурманский гранит-мигматитовый ("серогнейсовый") пояс

## Геологическое строение

Мурманский гранит-мигматитовый пояс (Мурманский блок, согласно традиционной систематике) протягивается вдоль Баренцевоморского побережья Кольского полуострова (рис.1.1, см. рис.0.2 и 0.3). Как свидетельствует характер физических полей, пояс распространяется и в пределы прилегающего шельфа Баренцева моря, где его структуры перекрыты постранипротерозойскими осалочными толщами. Часть пояса, доступная геологическим наблюдениям, протягивается вдоль Баренцевоморского побережья на 600 км в полосе шириной 60–70 км, постепенно выклинивающейся в северо-западном направлении. С юго-западной стороны продольным ограничением Мурманского пояса служит Титовско-Кейвская зона, погружающаяся в сторону пояса в северо-восточном направлении под углами 40–80° (более круто в центральной части зоны и относительно полого – в юго-восточной).

Наиболее характерной особенностью пояса является повсеместное проявление позднеархейской раннепротерозойской региональной гранитизации и мигматизации, сопровождавшихся куполообразованием. Возраст гранитизации в центральной части пояса составляет 2.8–2.7 млрд лет, отмечено снижение оценок возраста в юго-восточном направлении – до 2.6–2.4 млрд лет [Минц и др., 1982], т.е. завершение гранитизации в восточной части пояса отвечает началу раннего протерозоя.

Преобладание мигматитов и гранитоидов на этой территории нашло отражение в часто употребляемом названии "Мурманский массив гранитоидов". Мигматиты и гранитоиды сохраняют реликты и фрагментарные участки домигматитового субстрата, образованные породами двух типов: 1) амфиболитизированными двупироксен-плагиоклазовыми кристаллосланцами и энтербитами, как правило, сохраняющими лишь некоторые реликтовые признаки подвергшихся замещению кристаллосланцев; 2) амфиболитами, частью эпидотовыми, сформировавшимися в результате прогрессивного метаморфизма вулканитов. Породы первого типа, образующие скиалиты, сконцентрированные в пределах незначительных по площади участков, известны в пределах преобладающей части Мурманского пояса; породы второго типа распространены преимущественно в его юго-восточной части, где ими сложены значительных размеров участки относительно слабо мигматизированных пород. В отдельных участках можно наблюдать, что в период, предшествовавший позднеархейской мигматизации и гранитообразованию, двупироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы подверглись энтербитизации и изредка чарнокитизации – метаморфо-метасоматическим преобразованиям гранулитовой фации. Масштабы этого процесса оценить сегодня практически невозможно. Возраст двупироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев (мы приняли для них название "баренцевоморская толща"), по меньшей мере, превышает возраст гранитизации в центральной части пояса – т.е. более 2.8 млрд лет. Оценки модельного Sm-Nd возраста пород мигматит-гранитного комплекса ("ортогнейсов") заключены в интервале 2.68–2.94 млрд лет [Timmerman, Daly, 1995]. Авторы этих оценок полагают, что эти цифры датируют время отделения от мантии кислых магм. Однако, как показано ниже, гранитоиды Мурманского пояса сформированы в результате гранитизации<sup>1</sup>, поэтому геологический смысл этих оценок не ясен. Возраст амфиболитовой ("качаловской") толщи – 2.6–2.5 млрд лет [Минц и др., 1982].

<sup>1</sup> Гранитизация представляет собой, согласно В.А. Жерикову [1987], процесс, протекающий в открытой системе, включающий: 1) метасоматическое преобразование различных горных пород под воздействием флюидных потоков с приближением их состава к гранитному; 2) возникновение межзернового



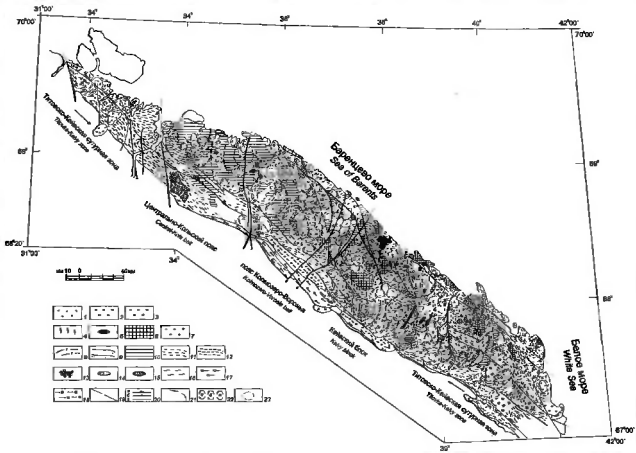
В пределах пояса раздельно откартированы образования последовательных стадий гранитизации: плагиоклазовой и плагиомикроклиновой. Степень гранитизации и ее характер обнаруживают закономерные связи со строением пояса. Плагиоклазовые мигматиты и граниты распространены повсеместно. Они наиболее характерны для полосы, непосредственно прилегающей к Титовско-Кейвской зоне. В пределах остальной территории ими образованы сравнительно небольшие по размерам реликтовые участки среди замещающих их плагиомикроклиновых мигматитов и гранитов. Размещение последних контролируется структурами мигматит-гранитных сводов и куполов, представляющих на современном эрозионном срезе в виде воронкообразных структур, обрамленных дугowymi и полукольцевыми разломами (радиус кривизны - от ~ 5 до 30-40 км). Сочетание этих разломов и вычленяемых ими конических блоков и чешуй с размещенными преимущественно в их лежащем боку мигматит- и анатектит-гранитами, собственно, и позволяет рассматривать эти структуры в качестве глубоко эродированных грибообразных мигматит-гранитных куполов, формирование которых сопровождалось "расплыванием" их верхних частей с развитием чешуйчатых взбросо-надвигов. На фоне этих структур незакономерно распределены относительно мелкие овальной формы купола (с размерами в плане от 5 × 10 до 15 × 20 км по главным осям) (см. рис. 1.1). В их краевой зоне наблюдаются как периклинальные, так и вертикальные и центриклинальные ориентировки гнейсовидности и полосчатости, что свидетельствует о каплевидной в разрезе форме куполов (капли, "всплывающие" вверх), находящихся на разных уровнях эрозионного среза.

Плагио- и плагиомикроклиновые гранитоиды в центральной части Мурманского пояса образуют как относительно крупные "тела" с нечеткими границами, так и неосому мигматитов. Они представляют собой крупно- и грубозернистые породы, обычно с голубым (за счет тончайших включений рутила), реже со светло-серым кварцем, часто сохраняют реликты ромбического или моноклинного пироксена, бурой роговой обманки и красно-коричневого (высокотитанистого) биотита. Для этих гранитоидов ("териберского типа") характерна порфиробластовая структура, определяющаяся

Рис. 1.1. Геологическое строение Мурманского гранит-мигматитового пояса и Титовско-Кейвской зоны

1,2 - ранний протерозой. 1 - порфировидные граниты, гранодиориты (Лицко-Арагубский комплекс); 2 - диориты (Колмозерский комплекс). 3-13 - Мурманский гранит-мигматитовый пояс, поздний архей с переходом в ранний протерозой. 3 - порфиробластовые мигматиты, граниты; 4 - субшелочные граниты (Искантский массив). 5 - габбро, габбро-диабазы; 6 - равномернозернистые плагио- и плагиомикроклиновые граниты (Мурманский комплекс, искантский тип гранитизации); 7 - диориты, плагиограниты (Орловский комплекс); 8 - зеленокаменные мафитовые метазффузивы (орловская свита); 9 - мигматизированные амфиболиты (мафитовые метазффузивы, явчаловская толща); 10 - порфиробластовые плагио- и плагиомикроклиновые граниты (Мурманский комплекс, териберский тип гранитизации); 11, 12 - мигматиты, включающие реликты эндрбитизированных двупироксен-плагиоклазовых гранулитов и эндрбитов (11) и амфиболитов (12) баренцевоморской толщи; 13 - эндрбиты и эндрбитизированные кристаллосланцы. 14-18 - Титовско-Кейвская сутурная зона: 14 - поздний архей - ранний протерозой: габбро-аюртозиты; 15-18 - поздний архей: 15 - ультрамафиты; 16 - гнейсы - бластомионониты; 17, 18 - зеленокаменный пояс Колмозеро-Веронья. 17 - амфиболиты (метамифиты), андалузит - или квантит-содержащие сланцы и гнейсы (металсадки); 18 - мигматиты с реликтами амфиболитов и сланцев. 19-23 - разломы и геологические границы: 19 - сдвиги; 20 - взбросо-сдвиги (а), взбросо-надвиги (б), прочие пинейные разломы (в); 21 - дуговые взбросы; 22 - дуговые и кольцевые разломы (ограничения куполов); 23 - постеленные переходы между разностями пород

анатектитового расплава; 3) агрегацию расплава в жилы и прожилки (образование мигматитов). 4) образование тел автохтонных гранитоидных расплавов в результате магматического замещения прежних горных пород и их последующую кристаллизацию. Гранитизация может завершаться формированием перемещенным (интрузивным) гранитоидов



неравномерно распределенными кристаллами калишпата (микроклина, частью реликтового ортоклаза), размер которых достигает 1–3 см в поперечнике. Мигматиты и гранитоиды териберского типа сформированы в результате преобразования кристаллосланцев баренцевоморской толщи.

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

## Особенности проявления гранитизации

Комплекс данных, полученных в результате полевых наблюдений за морфологией и взаимоотношениями геологических тел, и анализ признаков последовательности минеральных, химических и структурных преобразований пород, показывают, что гранитизация включала процессы бластеза, метасоматоза и парциального плавления, роль которых на различных этапах неодинакова.

Процессы гранитизации в пределах Мурманского пояса осуществлялись в две стадии: на первой, плагистадии, происходило постепенное преобразование исходных пород (субстрата) различного состава в биотитовые плагиграниты; в течение второй, микроклиновой, стадии формировались породы гранитного состава. Отчетливая избирательность процессов второй стадии, выразившаяся в преобразовании ими почти исключительно пород, ранее подвергшихся плагмиогматизации и плагигранитизации, указывает на отсутствие сколько-нибудь значительного временного перерыва между стадиями.

Несмотря на неизбежную "размытость" границ, выделяются четыре этапа эволюции пород, отвечающих плагноклазовой стадии, и три этапа – микроклиновой стадии гранитизации. Степень проявления и завершенности процессов, отвечающих отдельным этапам, в различных участках неодинакова.

**Плагноклазовая стадия.** Состоит из четырех этапов.

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

2. Содержанием второго этапа является метасоматическая переработка породы, связанная с ростом содержаний (привносом)  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  наряду с уменьшением содержаний (за счет выноса и частично, по-видимому, разубоживания привносимыми компонентами)  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ , а также  $\text{CaO}$ . Эти изменения реализуются в увеличении роли альбитовой составляющей в плагноклазе, появлении и разрастании кварца, замещении амфиболов и пироксенов биотитом с постепенным увеличением его количества, снижением титанистости и повышением железистости. Породы, преобразование которых достигло этого этапа, отвечают по составу тоналитам.

3. На третьем этапе метасоматоз сопровождается парциальным плавлением с образованием межгранулярного расплава кварц-плагноклазового (плагиаоплитового) состава. При последующем охлаждении расплав оказался зафиксированным в породе в виде участков гранофировой структуры. Частичная сегрегация и выжимание расплава привели к появлению секущих жилок плагиаоплитов. Максимальное количество расплава, зафиксированного в обеих формах, видимо, не превышало 15–20%. Распределением закристаллизованного межзернового расплава определяется структурная неоднородность пород: реликтовые кристаллы, испытавшие частичное изменение

состава, погружены в микротонкозернистую массу. Тенденции изменения валового состава породы, в целом, сохраняются. Впервые начинает сокращаться количество биотита, кристаллизовавшегося на предыдущем этапе.

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

**Микроклиновая стадия.** Этой стадии отвечают три этапа.

5. Главное содержание пятого и следующего этапа – кристаллизация микроклина. Продолжается принос  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . Наряду с выносом мафических компонентов начинает сокращаться содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Эти изменения реализуются в уменьшении содержания плаггиоклаза при дальнейшем увеличении роли альбита, в уменьшении содержания биотита при продолжающемся повышении его железистости и снижении титанистости, в незначительном увеличении количества кварца и быстром росте количества микроклина. На фоне общего сокращения количества железа повышается степень его окисленности.

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

7. Заключительный этап – вновь осуществляется выравнивание структуры, свидетельствующее о достижении нового равновесного состояния. Состав породы отвечает граниту.

В целом, охарактеризованная циклическая последовательность изменения состава и структуры пород Мурманского блока в процессе гранитизации достаточно обычна. Принципиально подобные описания приводились для аналогичных пород различных регионов, начиная с работ И.Седерхольма [Sederholm, 1907].

## **Закономерности перераспределения РЗЭ при гранитизации**

По особенностям химического и минерального состава гранитоиды Мурманского пояса наиболее близки I-гранитам (по: [Whalen et al., 1987]) (табл. 1.1). Исключением являются распределения РЗЭ. I-гранитам свойственны тренды РЗЭ с отрицательной Eu аномалией или без нее, обычно происходит увеличение аномалии с ростом кремнекислотности гранитоидов. Ранее было показано, что гранитоиды Мурманского пояса включают разности с положительной Eu аномалией, причем наибольшими значениями этого параметра характеризуются наиболее кислые разности [Кунина, Минц, 1993] (табл. 1.1).

Рассмотрим закономерности перераспределения редких земель при гранитообразовании в пределах Мурманского пояса, опираясь на сопоставление трендов РЗЭ в породах различной степени преобразования, представленных в “рядах гранитизации” (породы субстрата – породы, частично преобразованные плаггиогранитизацией – плаггиограниты – переходные разности микроклин-плаггиоклазового состава – плаггиомикроклиновые граниты) (см. табл. 1.2, рис. 1.2).

Поведение РЗЭ мы исследовали на примере гранитизации базитов (двупироксеновых кристаллосланцев, амфиболитов, клинопироксенсодержащих амфиболитов).

Таблица 1.1. Характерные содержания главных элементов (в вес %) и РЗЭ (в г/т) в породах гранит-мигматитового комплекса Мурманского пояса

Table 1.1. Selected major element (wt %) and REE (ppm) analyses of granite-migmatite rocks of Murmansk belt

Компонент Component	Участок Лумбовка Lumbovka area						
	2040/4 АП	2040/6 ПГ	2040/8 ПГ	2040/25 ГМП	2040/26 ГМП	2040/11 ГПМ	2040/12 ГПМ
SiO <sub>2</sub>	46.90	66.88	68.20	69.86	71.54	73.40	75.48
TiO <sub>2</sub>	2.23	0.32	0.38	0.28	0.13	0.11	0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.08	16.70	16.67	16.27	15.89	15.13	14.09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.12	1.28	0.23	0.01	0.03	0.26	0.32
FeO	6.88	2.80	3.16	2.76	1.29	0.93	0.71
MnO	0.16	0.05	0.07	0.02	0.03	0.02	0.05
MgO	9.15	2.03	1.21	1.05	0.48	0.31	0.16
CaO	5.34	3.72	4.06	2.93	2.37	1.97	1.58
Na <sub>2</sub> O	3.40	3.86	4.03	3.72	3.90	3.23	3.23
K <sub>2</sub> O	0.48	1.47	1.62	3.12	3.98	4.90	5.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.04	0.17	0.10	0.08	0.03	0.03	0.01
п.п.и I.OI	1.14	0.68	0.40	0.26	0.24	0.14	0.20
SO <sub>3</sub>	-	0.02	0.04	0.02	0.04	0.01	0.02
Сумма Total	100.08	99.98	100.17	100.39	99.95	100.44	101.00
H <sub>2</sub> O*	0.24	0.13	0.24	0.11	0.15	0.10	0.10
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	3.88	5.33	5.65	6.84	7.88	8.13	8.33
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	7.08	2.63	2.49	1.19	0.98	0.66	0.63
La	14	127	82	69	13	19	14
Ce	39	236	145	130	20	32	18
Nd	21.0	79.0	51.0	46.0	46.3	8.7	4.0
Sm	5.0	8.1	5.3	6.2	2.1	1.2	1.5
Eu	1.5	2.0	1.4	1.4	0.9	1.1	0.96
Gd	4.8	3.5	2.7	1.4	1.0	0.54	0.38
Er	2.2	0.6	0.6	1.3	0.69	0.45	0.65
Yb	1.30	0.40	0.40	0.38	0.22	0.12	0.09
Eu/Eu*	0.93	0.99	1.02	1.02	1.67	3.33	2.86
(La/Yb) <sub>n</sub>	7.3	214.6	138.5	122.7	39.9	107.0	105.1
(La/Sm) <sub>n</sub>	1.76	9.87	9.74	7.00	3.90	9.97	5.87

Сопоставление трендов свидетельствует о дифференцированном поведении РЗЭ в процессе гранитизации. Содержание ЛРЗЭ возрастает в течение плагиостадии, но с переходом к микроклиновой стадии снижается, вплоть до весьма низких значений. Содержания La сокращаются с 30–75 до 0.75–3.7 г/т (с 80–200 до 2–10-кратного обогащения относительно хондрита). Содержания ТРЗЭ незначительно уменьшаются уже на плагиостадии и особенно существенно сокращаются на микроклиновой стадии – также до очень низких значений. Содержания Yb уменьшаются с 1.25 до 0.1–0.15 г/т (с 5–7 до 0.4–0.6-кратного отношения к хондриту). На фоне общего снижения концентраций РЗЭ содержания Eu сохраняются практически неизменными или незначительно варьируют, что приводит к формированию остаточного европиевого максимума (Eu/Eu\* – до 4–12).

Рост содержаний ЛРЗЭ на плагиостадии свидетельствует об их привносе наряду с кремнеземом и щелочами. На этой стадии РЗЭ, по всей видимости, фиксируются в плагиоклазе, в меньшей степени – в биотите. Дополнительные количества РЗЭ, а также РЗЭ, высвободившиеся при замещении амфибола и пироксена биотитом, фиксируются, вероятно, в акцессорных минералах, количество которых в породах, формирующихся на этом этапе, заметно возрастает. Последующее сокращение содержаний ЛРЗЭ на плагиомикроклиновой стадии связано с сокращением количества плагиоклаза, биотита и акцессорных минералов.

Таблица 1.1 (продолжение)  
Table 1.1 (continued)

Компонент Component	Участок Дальние Зеленцы Dalnie Zelentsi area						
	2034/4 A	2/4 ПГ	2034/5 ПГ	2038/2 ГМП	2034/2 ГМП	2/1 ГПМ	2034/3 ГПМ
SiO <sub>2</sub>	50.00	64.26	66.58	69.86	72.60	74.46	75.74
TiO <sub>2</sub>	0.63	0.35	0.26	0.26	0.26	0.06	0.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.83	18.83	17.24	16.37	15.29	14.02	14.34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.09	0.01	0.47	-	0.21	0.38	0.15
FeO	7.89	3.44	3.38	2.37	1.79	0.65	0.86
MnO	0.17	0.07	0.08	0.06	0.04	0.02	0.02
MgO	6.54	1.62	1.13	0.72	0.40	0.47	-
CaO	10.17	3.81	3.62	2.93	2.48	1.09	1.13
Na <sub>2</sub> O	3.66	5.42	4.46	4.43	4.57	3.23	3.20
K <sub>2</sub> O	0.50	1.92	1.37	1.92	1.82	5.65	4.90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.12	0.07	0.05	0.03	0.08	-
п.п.л.	1.00	0.18	0.75	0.50	0.48	0.39	0.14
SO <sub>3</sub>	0.02	0.02	0.01	0.01	0.07	0.07	0.05
Сумма Total	99.59	100.05	100.02	99.48	100.10	99.57	100.59
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.14	0.10	0.16	0.14	0.10	0.17	0.12
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	4.16	7.34	5.83	6.35	6.39	8.88	8.10
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	7.32	2.82	3.26	2.31	2.51	0.57	0.65
La	5.1	15	4.6	33	35	6.9	6.4
Ce	11	25	10	62	48	10	8
Nd	6.5	6.7	3.1	19.0	12.0	2.0	0.4
Sm	1.0	2.1	2.6	3.3	3.2	1.7	0.6
Eu	0.40	0.22	0.70	0.54	0.41	0.30	1.00
Gd	2.6	1.8	2.5	2.0	1.4	0.8	0.6
Er	1.40	1.10	1.50	1.10	1.00	0.70	0.20
Yb	1.60	0.60	1.10	0.50	0.34	0.14	0.20
Eu/Eu <sup>*</sup>	0.72	0.34	0.83	0.60	0.51	0.69	5.00
(La/Yb) <sub>n</sub>	2.15	16.62	2.83	44.60	69.56	33.30	21.62
(La/Sm) <sub>n</sub>	3.21	4.50	1.11	6.29	6.88	2.55	6.71

ТРЭЭ на всем протяжении процесса испытывают последовательное сокращение содержаний, что коррелируется с преобразованием цветных минералов: их количество уменьшается от 30–60% (амфибол + пироксен) в породах субстрата до в среднем 10% (биотит) в плагиогранитах и далее до 1–3% (биотит) в плагиомикроклиновых гранитах. На плагиостадии, когда происходит замена цветных минералов субстрата на биотит, ТРЭЭ, вероятно, частично концентрируются в биотите, но частично выносятся совместно с мафическими элементами и Са. Уменьшение количества биотита на микроклиновой стадии приводит к дальнейшему сбросу их во флюиды и выносу наряду с мафическими элементами, Na, Al и ЛРЭЭ.

По мере исчезновения аксессуаров и сокращения количества биотита, распределение РЭЭ в породах все более приближается к виду, характерному для полевых шпатов – с низким содержанием всех РЭЭ, за исключением Eu, чем определяется наличие Eu максимума. Таким образом, в рамках приведенной интерпретации, Eu максимум имеет отчетливо остаточное происхождение.

Корреляция поведения РЭЭ с эволюцией химического и минерального состава пород и с изменением состава минералов свидетельствует о минералогическом контроле содержаний РЭЭ, что, как справедливо отмечали исследователи "серых гнейсов" [Hanson, 1980; Тарни и др., 1983; Коллерсон, Бриджуотер, 1983], не свойственно магматическим процессам. Можно заключить, что перераспределение РЭЭ формируется

Таблица 1.1 (окончание)  
Table 1.1 (completed)

Компонент Component	Участок Порт-Артур Port-Arthur area								
	1008/1 АП	1008/2 ПГ	1008/6 ПГ	1007/1 ГМП	1007/5 ГМП	1007/7 ГПМ	1007/19	1007/8	1007/2 ГПМ
SiO <sub>2</sub>	52.94	52.62	53.48	69.64	70.14	72.28	72.40	73.08	74.60
TiO <sub>2</sub>	1.30	1.10	1.30	0.42	0.29	0.30	0.25	0.19	0.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.09	14.18	14.59	15.36	15.73	14.51	14.60	14.65	13.75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.20	5.02	6.14	0.97	0.01	0.36	0.48	0.77	0.14
FeO	6.39	6.43	6.82	3.87	2.87	2.65	2.01	1.49	1.58
MnO	0.14	0.14	0.16	0.64	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
MgO	6.51	6.82	5.10	0.94	0.86	0.71	0.70	0.63	0.47
CaO	8.17	8.51	8.39	3.61	3.72	2.51	2.23	1.97	1.75
Na <sub>2</sub> O	3.33	3.40	3.27	3.95	4.67	3.40	3.20	3.16	3.16
K <sub>2</sub> O	0.52	0.70	0.57	1.20	1.22	3.07	3.12	3.67	4.65
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.18	0.22	0.65	0.08	0.07	0.10	0.12	0.03
н.п.л.	0.24	0.52	0.14	0.10	0.24	0.14	0.20	0.32	0.20
SO <sub>3</sub>	0.02	0.04	0.01	0.01	0.02	0.05	0.02	0.05	0.01
Сумма Total	100.05	99.03	100.02	100.16	99.88	100.07	99.33	100.12	100.49
H <sub>2</sub> O <sup>*</sup>	0.12	0.24	-	-	0.10	0.10	0.10	0.15	0.12
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	3.85	4.10	3.84	5.15	5.89	6.47	6.32	6.83	7.81
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	6.40	4.86	5.74	3.29	3.83	1.11	1.03	0.86	0.68
La	22	21	13	43	24	27	99	52	29
Ce	35	30	21	42	52	45	158	83	46
Nd	13.0	11.0	7.0	21.0	17.0	21.0	60.0	29.0	16.0
Sm	2.4	2.1	2.1	2.7	3.5	3.7	6.3	3.0	2.1
Eu	0.55	0.51	0.50	0.85	0.83	0.80	1.10	1.3	1.1
Gd	1.5	1.4	1.1	1.9	1.9	3.2	3.0	1.9	1.2
Er	0.61	0.41	0.50	0.40	0.30	1.00	0.85	0.61	0.50
Yb	0.22	0.22	0.20	0.40	0.30	0.56	0.42	0.20	0.21
Eu/Eu <sup>*</sup>	0.83	0.85	0.91	1.52	0.89	0.69	0.68	1.56	1.96
(La/Yb) <sub>n</sub>	67.57	64.50	43.92	72.64	54.06	32.58	159.3	175.7	93.32
(La/Sm) <sub>n</sub>	5.77	6.29	3.9	10.0	4.32	4.59	20.8	10.9	8.69

Примечание. Породы: А – амфиболиты, АП – амфиболиты пироксеновые, ГМП – граниты микроклин-плагиоклазовые, ГПМ – граниты плагиомикроклинные, ГПП – гранулиты двупироксен-плагиоклазовые, ПГ – плагиограниты

Rock types: А – amphibolites, АП – pyroxene amphibolites, ГМП – microcline-plagioclase granites, ГПМ – plagioclase-microcline granites, ГПП – two-pyroxene granulites, ПГ – plagiogranites

под влиянием двух основных факторов: 1) селективного плавления, определяющего количественные соотношения главных породообразующих минералов (основных носителей РЗЭ); 2) закономерностей распределения РЗЭ в системе "флюид – твердая фаза".

В целом, наблюдаемые соотношения близко напоминают поведение РЗЭ в раннепротерозойских породах габбро-диорит-трондьемит-тоналитовой серии Юго-Западной Финляндии [Agt et al., 1978] (рис.1.3), позднеархейских гнейсах Нааваля Центральной Финляндии [Martin, 1987], тоналитах и плагиогранитах Юго-Восточной Карелии [Лобач-Жученко и др., 1984], а также в гиперстеновых гнейсах шарыжалгайской серии Юго-Западного Прибайкалья [Лобач-Жученко и др., 1984], в эндебитах Южной Индии [Конди, Аллен, 1987; Weaver, 1980] и в раннекембрийских тоналит-трондьемитовых гранитоидах других регионов.

Рассматривая поведение РЗЭ при гранитизации как амфиболитов, так и двупироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев, можно сделать вывод, что перераспределение РЗЭ определялось протеканием процесса в условиях открытой системы.

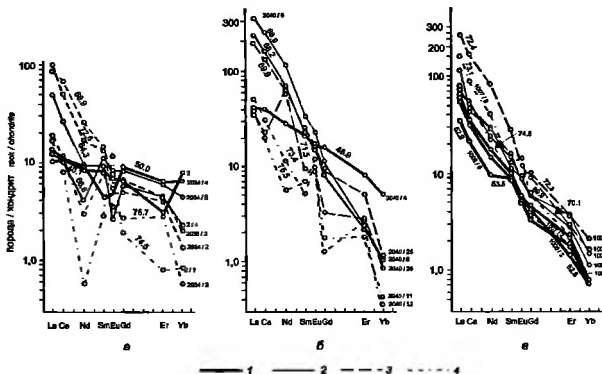


Рис.1.2. Распределения РЗЭ в позднэврейских гранитоидах Мурманского пояса, образованных в результате гранитизации амфиболитов (участки: а - Дальнее Зеленцы, б - Лумбовка) и двупироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев (в - участок Порт-Артур)

1 - породы субстрата (амфиболиты и кристаллосланцы), 2 - плагнограниты, 3 - микроклин-плагиоклазовые граниты; 4 - плагиомикроклиновые граниты. Подписаны концентрации SiO<sub>2</sub> (вес %) и номера проб

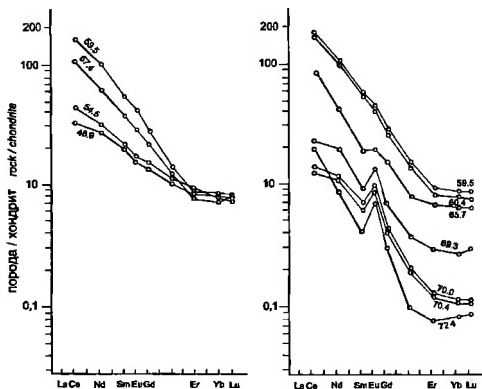


Рис.1.3. Распределения РЗЭ в породах позднпротерозойской габбро-диорит-тоналит-тронджемитовой серии Юго-западной Финляндии (по [Art et al., 1978])

Подписаны концентрации SiO<sub>2</sub> (вес %)



На начальной стадии гранитизации оно диктовалось прежде всего привнесом гранитизирующим флюидом при весьма высокой возможности фиксации РЗЭ породообразующими и акцессорными минералами, т.е. определялось уровнем химических потенциалов РЗЭ во флюиде. На заключительной же стадии поведение РЗЭ определялось главным образом ограниченной изоморфной емкостью трех главных породообразующих минералов: плагиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца при второстепенной роли биотита и акцессорных минералов. Вынос большинства редких элементов и, в том числе, РЗЭ из области гранитизации — достаточно широко известный факт. В качестве примеров можно сослаться на ранний докембрий Байкало-Патомского нагорья [Петров, Макрыгина, 1975], гранито-гнейсовые купола Северного Приладожья [Гавриленко, 1990] и др.

## Геодинамическая интерпретация гранит-мигматитового комплекса Мурманского пояса

Противоречивость известных примеров реконструкций обстановок формирования подобных структур требует предварительного рассмотрения принятого нами подхода к интерпретации раннедокембрийских гранитоидов.

### Подходы к интерпретации генезиса раннедокембрийских гранитоидов

Проблемы, возникающие при реконструкции геодинамических обстановок формирования раннедокембрийских гранитоидов, оказываются значительно более сложными и менее однозначными по сравнению с реконструкцией обстановок формирования изверженных пород основного состава (как плутонических, так и вулканогенных), а также генезиса кислых и средних вулканитов. Причина этих осложнений кроется в неоднозначности интерпретаций генезиса и геодинамической природы уже и фанерозойских гранитоидов. В частности, до настоящего времени остаются дискуссионными предлагаемые ответы на следующие важнейшие вопросы: 1) каковы соотношения мантийных и коровых компонентов в гранитоидах; 2) каковы соотношения и относительная роль собственно магматических (интрузивных) и палингенно-метасоматических (преимущественно протекающих *in situ*) процессов в генезисе гранитоидов; 3) каковы генетические соотношения гранитоидов и вулканитов кислого и умеренно кислого состава? Кроме того, гранитоиды, для которых предполагаются субдукционные или коллизионные обстановки формирования, появляются на уровне эрозионного среза практически одновременно. При отсутствии резких границ между крайними типами, это неизбежно снижает достоверность выбираемых эталонов.

Безусловно, еще большие трудности сопряжены с интерпретацией раннедокембрийских гранитоидов. Это связано, как минимум, с двумя факторами: 1) со сложностью и неоднозначностью палеогеодинамических реконструкций крупных раннедокембрийских регионов; 2) с необходимостью исследовать уровни глубокого эрозионного среза палеогеодинамических структур, как правило, недоступные систематическим наблюдениям в случае эталонных фанерозойских объектов.

Как известно, среди раннедокембрийских (прежде всего, архейских) плутонических пород кислого состава, участвующих в строении гранит-зеленокаменных областей, наиболее широко распространены гнейсы и гнейсовидные Na-гранитоиды тоналит-трондемитового состава, сопровождающиеся относительно меньшим количеством пород K-Na ряда, которые принято относить к типу так называемых "серых гнейсов". Согласно Дж.Тарни, Б.Уиверу и С.А.Друри [1983], особенности состава этих пород заключаются в сравнительно высоких содержаниях Ba и Sr (700–1050 г/т и 460–620 г/т) и в умеренных содержаниях K<sub>2</sub>O и Rb (1.1–2.6% и 15–80 г/т соответственно). При этом Ba>Sr, Na/K — около 2, CaO = 3–3.5%. Концентрации Y характеризуются

отчетливой отрицательной корреляцией с  $\text{SiO}_2$ , достигая в наиболее кислых разностях очень низких значений ( $<1 \text{ г/т}$ ). Породы имеют высокие отношения  $\text{Ce}_n/\text{Yb}_n$  (в среднем порядка 30), как предполагается, в результате обеднения ТРЗЭ. При широких вариациях концентраций РЗЭ породы с низкими концентрациями часто характеризуются положительными  $\text{Eu}$  аномалиями.

Геохимическое своеобразие "серых гнейсов", не имеющих полных аналогов среди петрохимически близких фанерозойских образований, лежит в основе представлений об особом характере и неповторимости в последующей геологической летописи "серогнейсовых" гранитоидов, формировавших древнейшую континентальную кору. Особенности раннедокембрийских гранитоидов обычно объясняют специфическими геодинамическими обстановками ранних стадий эволюции Земли (наличие высоких тепло- и флюидопотоков, повышенная водонасыщенность архейской мантии, которой могла обеспечиваться ее способность продуцировать большое количество высокоглиноземистых расплавов и др.).

В то же время, известково-щелочные гнейсы и гранитоиды любых возрастов, включая раннеархейские, характеризуются мантийными или незначительно отличающимися от мантийных изотопными метками ( $\text{Sr}$ ,  $\text{Nd}$ ,  $\text{Pb}$ ) и низкими отношениями  $\text{Rb}/\text{Sr}$  (среднее  $-0.075$ ), которые располагаются между мантийными значениями и значениями, характерными для верхней коры [Питерман, 1983].

Эти данные обычно трактуются как свидетельство того, что формирование крупных объемов известково-щелочных пород происходило на протяжении всей геологической истории в течение относительно кратких интервалов времени продолжительностью 100–300 млн лет. Предполагается, что в эти периоды ювенильная сиалическая кора производилась из мантии и/или субдуцированной мафической коры океанического типа в течение короткого времени после ее выделения из мантии. Вновь образованная сиалическая кора подвергалась одновременно магматической и метаморфической дифференциации с образованием стабильной континентальной коры, включающей разнотипные породы с близкими возрастными и инициальными изотопными характеристиками [Moorbath, Taylor, 1981; Питерман, 1983]. Отличающиеся от мантийных изотопные отношения, как правило, рассматриваются как свидетельство участия в магмообразовании компонентов континентальной коры. Предполагается, что повышение ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ), может быть также связано с обогащением океанических базальтов источника радиогенным стронцием из морской воды с  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.707$ .

Вместе с тем, при интерпретации изотопно-геохимической информации необходимо учитывать, что одним из важных эффектов, сопутствующих субдукции гидратированных пород океанической литосферы, является формирование флюидных потоков в результате дегидратации и удаления легколетучих соединений из океанической коры и серпентинизированных мантийных перидотитов погружающейся плиты, чем определяется мантийный характер изотопных составов флюидов.

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

Необходимо сделать оговорку, что закономерности изотопного обмена в открытых системах обычно не принимаются к рассмотрению, когда речь идет о формировании гранитоидных магм. В последние десятилетия среди зарубежных исследователей, особенно после работ К.Меннерта [1963, 1971] утвердилось представление об исключительно магматической природе гранитоидов (по К.Меннерту, формировавшихся в результате частичного или полного анатексиса пород основания континентальной коры), включая и гнейсовидные разности раннедокембрийских гранитоидов.

Напротив, многие отечественные геологи продолжают придерживаться представлений о важной роли гранитизации в формировании г гранит-мигматитовых

комплексов и зарождении гранитоидных магм. Согласно В.А.Жарикову [1987], гранитизация представляет собой процесс, протекающий в открытой системе, и включающий: 1) метасоматическое преобразование различных горных пород под воздействием мантийных флюидных потоков с приближением их состава к гранитному; 2) возникновение межзернового анатектического расплава; 3) агрегацию расплава в жилы и прожилки (образование мигматитов); 4) образование тел автохтонных гранитоидных расплавов (как свидетельствуют петрографические наблюдения, преимущественно кашеобразных) в результате магматического замещения прежних горных пород и их последующую кристаллизацию; 5) формирование перемещенных (интрузивных) гранитоидов.

В рамках представлений об эволюции гранитоидных магм в условиях закрытой (или приближающихся к таковой) системы неоднородности и эволюция изотопных систем Sr, Nd и Pb оцениваются исключительно с позиций фракционирования и смешения изотопов в ходе процессов парциального плавления источника, фракционной кристаллизации и смешения магм. Между тем, рассматривая процесс гранитообразования в более реалистичных условиях открытой системы, следует учитывать, что продолжительная фильтрация флюидных потоков, формирующихся в результате дегидратации субдуцируемой плиты (как до-, так и "сквозьмагматических"), через подвергавшиеся гранитизации породы нижней части континентальной коры активной окраины должна приводить к постепенному преобразованию изотопного состава пород вплоть до формирования "мантийных" изотопных характеристик вновь образованных гранитоидов. При этом, как и в отношении петро- и геохимических особенностей новообразованных гранитоидов, их изотопные характеристики зависят от соответствующих характеристик как флюидных потоков, так и пород, подвергавшихся гранитизации, а также от особенностей взаимодействия флюидов с породами. Мантийные изотопные метки гранитоидов, формировавшихся в результате гранитизации, скорее всего, указывают на соответствующее происхождение флюидных потоков; при этом во многих случаях они, вероятно, маскируют участие в процессе гранитообразования пород ранее сформированной континентальной коры.

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

### **Распределения РЗЭ в кислых изверженных породах типовых геодинамических обстановок**

Петрогеохимические классификации гранитоидов, предложенные в последние годы, в той или иной степени соотносятся с геодинамическими обстановками формирования и размещения кислых магматических расплавов. Однако при относительно четком разграничении этих пород по петро- и геохимическим признакам, связь отдельных типов с определенными геодинамическими обстановками, как правило, не столь очевидна [Геохимическая эволюция..., 1993].

Вместе с тем, повторим, что и оценка геодинамической природы современных и фанерозойских гранитоидов во многих важных случаях не может быть однозначной. Так, если выделение гранитоидов океанического (О) или связанных с формированием энсиматических островных дуг – мантийного (М) типов достаточно корректно благодаря определенности соответствующих геодинамических обстановок, то разделение заведомо преобладающих в коре гранитоидов, формирующихся на активных континентальных окраинах и в коллизионных обстановках, неизбежно базируется на

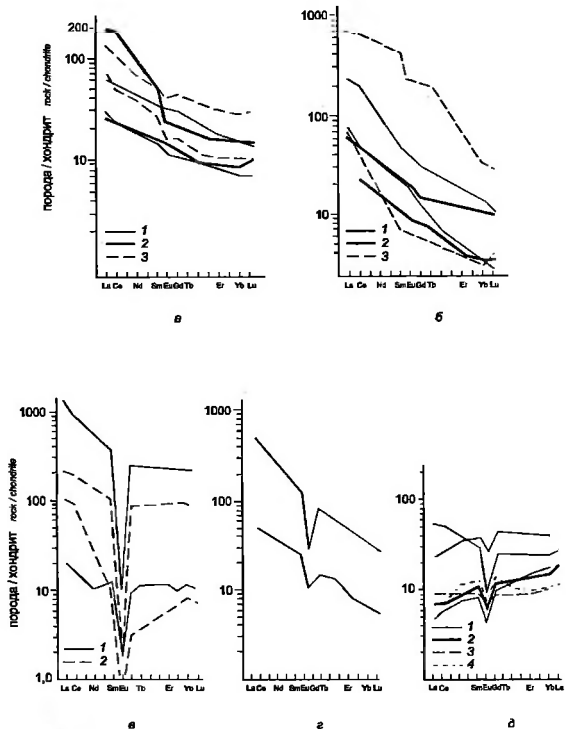


Рис. 1.4. Типы распределений РЗЭ (пределы содержания) в изверженных породах среднего и кислого состава

*а* – первый тип: 1 – андезиты [Конди, 1983], 2 – андезиты активных континентальных окраин [Cullers, Graf, 1984], 3 – постархейские гранодиориты [Конди, 1983];

*б* – второй тип: 1 – высококальциевые андезиты [Конди, 1983], 2 – породы диорит-гранитоидной и андезитовой формаций Алеутской дуги [Богатиков, Цветков, 1988], 3 – моно- и сиенограниты [Cullers, Graf, 1984];

*в* – третий тип: 1 – монограниты (адамеллиты и сиенограниты) [Cullers, Graf, 1984], 2 – палеозойские щелочные граниты Горного Алтая и Центрального Казахстана [Ермолов и др., 1988],

*г* – переходный первый-третий тип: монограниты (адамеллиты) и сиенограниты (граниты) [Cullers, Graf, 1984];

*д* – четвертый тип: 1 – дэвонские риолиты Балаккала (Кламат-Маунтинс, Калифорния) [Roer et al., 1989], 2 – кварцевые диориты, тоналиты, трондjemиты, гранодиориты островных дуг [Cullers, Graf, 1984], 3 – риолиты островной дуги Тонга-Кермадек [Ewart et al., 1977], 4 – плагиограниты офиолитов Троодос [Kay, Seneshal, 1976]

сложном и часто противоречивом анализе геологической ситуации коллизионных покровно-складчатых поясов, где те и другие структурно и пространственно совмещены. В частности, обычно принимается "субдукционная" природа I-гранитов, которые противопоставляются "коллизионным" S-гранитам. Между тем, в пределах гранитных батолитов западных (активных) краин обеих Америк преобладают породы I-типа, однако и S-граниты представлены достаточно широко.

Геохимическая специфика гранитоидов перечисленных типов (O, M, I и S) учитывает только самые общие характеристики распределений РЗЭ – общий уровень концентраций и степень дифференцированности. Вместе с тем, как было отмечено выше, специфика раннедокембрийских "серогнейсовых" гранитоидов, возможно, наиболее ярко выражена именно в особенностях распределения и перераспределения РЗЭ. Действительно, рассмотрение особенностей распределения РЗЭ в изверженных породах кислого и умеренно-кислого состава [Минц, Пастухов и др., 1994] позволяет выделить пять типов трендов РЗЭ, в том числе: первые четыре типа, свойственных как фанерозойским, так и раннедокембрийским образованиям (рис. 1.4) и пятый тип, установленный практически только в раннедокембрийских гранитоидах (см. рис. 1.2 и 1.3).

Заметим, что тренды РЗЭ первых четырех типов в равной мере встречаются в породах как вулканической, так и плутонической фации, что свидетельствует, в частности, об их общей магматической природе.

Породы первого и второго типов (см. рис. 1.4 а,б) – с умеренно или значительно дифференцированным распределением РЗЭ при отсутствии или с незначительно проявленной отрицательной Eu аномалией, свойственны более всего конвергентным границам плит и формируются в пределах активных континентальных краин, развитых и зрелых островных дуг.

Породы с распределениями РЗЭ третьего типа (см. рис. 1.4 в,г) – с высоким содержанием, умеренно или слабо дифференцированным распределением РЗЭ и глубокой отрицательной Eu аномалией (значения  $Eu/Eu^*$  в породах 3-го типа варьируют от 0.01–0.05 до 0.5), преимущественно отвечают обстановкам растяжения. Они встречаются среди проявлений внутриплитного магматизма и в связи с континентальным рифтогенезом, а также в связи с рифтогенезом тыловых областей активных краин континентов.

Породы четвертого типа (см. рис. 1.4д) – тренды РЗЭ характеризуются почти горизонтальным расположением графиков при примерно 10-кратном обогащении РЗЭ относительно хондритового стандарта, как правило с отрицательной Eu аномалией, включают кислые породы офиолитовых комплексов и юных островных дуг.

Наконец, распределения РЗЭ пятого типа (см. рис. 1.2 и 1.3) характеризуются следующими особенностями: умеренным уровнем концентраций РЗЭ при умеренной же их дифференцированности; параллельно с ростом кремнекислотности в связанных сериях пород появляется положительная Eu аномалия, относительная величина которой в дальнейшем возрастает в связи со снижением общего уровня содержаний РЗЭ и ростом кремнекислотности. Нам известен единственный пример тоналитов, частично мигматитового облика, с распределением РЗЭ близкого типа, не относящийся к раннему докембрию: в пределах  $\alpha$ -ва Ревилладжиджедо (Западный метаморфический пояс берегового орогена Британской Колумбии – Аляски) исследованы раннемеловые тоналиты (70 млн лет), в которых распределение РЗЭ характеризуется появлением Eu максимума и снижением общего уровня РЗЭ с ростом содержаний  $SiO_2$  [Cook et al., 1991; M.Crawford, W.Crawford, 1991]<sup>2</sup>.

<sup>2</sup> Нам известны еще лишь два случая фанерозойских пород, в которых распределения РЗЭ характеризуются Eu максимумом: в дайках острова Фиджи [Гилл, Сторк, 1983] и в дайках гранодиорит-порфиров молибденового месторождения Эрднет в Монголии [Гаврилова и др., 1991]. В обоих случаях речь идет

## Распределение РЗЭ в раннедокембрийских кислых изверженных породах

Распределения РЗЭ первых четырех типов широко распространены в раннедокембрийских породах, которые и по иным петрогеохимическим параметрам сопоставимы с постраннедокембрийскими породами той или иной геодинамической природы. Вместе с тем, как отмечено выше, архейским и раннепротерозойским плутоническим породам умеренно-кислого и кислого состава свойственно также распределение РЗЭ пятого типа, которое в фанерозойских породах практически не встречается. Главная особенность этого типа состоит в появлении положительной  $Eu$  аномалии, величина которой возрастает параллельно со снижением общего уровня содержаний РЗЭ и ростом кремнекислотности в сериях пород возрастающей степени гранитизации:  $La$  – с 80–200 – и более до 2–25-кратных содержаний относительно хондритового стандарта,  $Yb$  – от 5–10 до 0.4–1 хондритов. Значения  $Eu/Eu^*$  в породах, отвечающих наиболее далеко продвинувшейся эволюции, достигают до 2–4 и более. Для первоначальной стадии эволюции характерно возрастание содержаний ЛРЗЭ – см. рис. 1.2, 1.3.

Распределения РЗЭ с характерным  $Eu$  максимумом обычны в породах тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) серии, преимущественно гнейсовидного облика, относящихся к группе “серых гнейсов” [Коллерсон, Бриджуотер, 1983; Природные ассоциации..., 1984 и др.] – одного из двух главных компонентов гранит-зеленокаменных областей; те же породы, образованные гранулитовыми (ортопироксен-содержащими) минеральными парагенезисами, входят в комплекс пород гранулитогнейсовых областей. Геологически те и другие теснейшим образом связаны с породами гранодиорит-гранитного ряда, как правило, обнаруживающими признаки несколько более позднего формирования [Крати и др., 1984]. “Серогнейсовые” ассоциации включают разности пород с распределениями РЗЭ также и остальных рассмотренных типов. Ниже мы рассмотрим некоторые особенности взаимосвязей между этими разностями и попытаемся дать им приемлимое объяснение.

Хотя распределения РЗЭ с  $Eu$  максимумом достаточно широко известны, примеры систематически опробованных “рядов” ТТГ гнейсов малочисленны. В качестве одного из немногих примеров можно еще раз сослаться на раннепротерозойскую габбро-диорит-тоналит-трондьемитовую серию Юго-Западной Финляндии (см. рис. 1.3 – по: [Art et al., 1978]). Похожие особенности распределения РЗЭ установлены для позднеархейских пород: гнейсов Наавала в Центральной Финляндии [Martin, 1987], тоналитов и плагиогранитов Юго-Восточной Карелии [Лобач-Жученко и др., 1984], гиперстеновых гнейсов шарыжалгайской серии Юго-Западного Прибайкалья [Лобач-Жученко и др., 1984], эндрбитов Южной Индии [Конди, Аллен, 1987; Weaver, 1980] и других раннедокембрийских гранитоидов. По значениям  $Eu$  аномалии гранитоиды этого типа сопоставимы только с типично куммулятивными образованиями – такими как габбро-расслоенного комплекса офиолитов ( $Eu/Eu^*$  – порядка 1.5 по [Колман, 1979]). Более значительные  $Eu$  аномалии известны только в породах габбро-анортозитовых комплексов ( $Eu/Eu^*$  – до 10–20 и более [Collers, Graf, 1984 и др.]).

---

об однозначно магматических образованиях. В случае лая о-ва Фиджи, появление  $Eu$  максимума в отдельных образцах не сопровождается закономерной эволюцией распределений РЗЭ, характерной для раннедокембрийских пород тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) серии; природа этой геохимической аномалии неясна. Во втором случае (по четырем образцам) увеличение  $Eu$  максимума коррелируется со снижением общего уровня содержаний РЗЭ.

В данном случае кажется уместным предположение о том, что появление гранодиорит-порфиров было связано с переплавлением архейских “серых гнейсов”, образующих более глубокий структурный уровень в районе месторождения Эрденет.

Согласно упомянутым публикациям, распределения РЗЭ рассматриваемого типа характерны преимущественно для пород тоналит-трондьемитовой серии. Однако имеются указания на сохранение и даже усиление отмеченных особенностей при калиевом метасоматозе, т.е. при формировании пород, приближающихся по составу к собственно гранитам. Такие породы описаны, например, среди архейских гнейсов Льюис в Шотландии [Тарни и др., 1983].

Гранитоиды Андийского батолита, близкие ТТГ гнейсам по петрохимическим параметрам и геологическим особенностям проявления, как правило, не обеднены РЗЭ (первый тип распределения) и обычно характеризуются отрицательными Eu аномалиями (тип распределения РЗЭ промежуточный между первым и третьим); по распределению РЗЭ они близки вулканитам Андийского пояса. При этом в более глубоко эродированных участках Южно-Чилийских Анд для тоналитов характерны более крутые графики распределения РЗЭ и отсутствие отрицательных Eu аномалий.

**Петрогенетическая интерпретация.** Большинство зарубежных исследователей связывают формирование раннедокембрийских гранитоидов "серогнейсового" типа с возникновением и эволюцией магм умереннокислого состава. В работах различных авторов варьируются представления об условиях выплавления расплавов, в частности, об одноили двухступенчатом характере этого процесса (мантия → тоналитовая магма или мантия → толеитовая магма → тоналитовая магма). При моделировании распределения РЗЭ в качестве доминирующего фактора рассматриваются парциальное плавление или фракционная кристаллизация, оценивается относительная роль фракционирования или сохранения в составе тугоплавкого остатка таких минералов как гранат, плагиоклаз, амфибол, некоторые акцессории. В частности, при модельных расчетах перераспределения РЗЭ с резким обеднением наиболее дифференцированных разностей тяжелыми РЗЭ при одновременном формировании Eu максимума особое значение придается фракционированию амфибола или, напротив, парциальному плавлению водосодержащих амфиболизированных пород верхней мантии, океанической коры или нижней части континентальной коры [Арт 1983; Cullers, Graf, 1984; Martin, 1986, 1987, 1993, 1994; Мигматиты, 1988; Тарни и др., 1983].

Наиболее трудным местом в рамках этих моделей оказывается объяснение причин появления Eu максимума. При петрологических расчетах для объяснения реальных трендов РЗЭ приходится делать специальные допущения об особой роли фракционирования акцессорных минералов [Martin, 1987]. Этот прием, однако, кажется искусственным, так как специфичность процесса именно для раннего докембрия (по Э.Мартену – для архея) ничем не аргументируется. Между тем, на наш взгляд, именно эта особенность эволюции РЗЭ при формировании серых гнейсов кардинально отличает их от гранитоидов достоверно магматического происхождения – как раннедокембрийских, так и более молодых.

В то же время, авторы "магматических" моделей не фиксируют внимания на том, что для комплексов серых гнейсов характерно преобладание гетерогенных пород мигматитового облика. Их особенности указывают на формирование в результате совместно развивавшихся процессов метаморфической перекристаллизации, метасоматических преобразований и парциального плавления при отсутствии признаков перемещения значительных объемов магм, объединяемых понятием гранитизации, или "магматического замещения" [Коржинский, 1952; Жариков, 1987 и др.]. Как было показано выше на основе данных по гранитам и мигматитам Мурманского пояса, исследование взаимосвязанных разностей пород, образующих "ряды гранитизации", позволяет предложить интерпретацию поведения РЗЭ в соответствии с моделью гранитизации и тем самым еще раз попытаться оценить петрологическую природу "серогнейсовых" гранитоидов и, соответственно, природу и геодинамические

обстановки раннедокембрийского гранитообразования. Заметим, что авторы некоторых работ, придерживающиеся идеи о магматической природе серых гнейсов, допускают участие процессов флюидного переноса (преимущественно выноса тяжелых редких земель) в формировании резко фракционированных распределений РЗЭ [Cullers, Graf, 1984]. При этом флюидное перераспределение обычно рассматривается лишь как проявление аллохимического метаморфизма, наложенного на магматические породы тоналитового состава [Коллерсон, Бриджуотер, 1983].

Модель гранитизации включает селективное анатектическое межгранулярное плавление, протекающее на фоне миграции "сквозьмагматических" флюидных потоков и в связи с нею [Коржинский, 1952]. Результаты экспериментов и компьютерное моделирование этого процесса опубликованы В.А.Жариковым с коллегами [Жариков и др., 1994]. В рамках модели гранитизации находит достаточно логичное объяснение комплекс известных особенностей мигматитов и древнейших гранитоидов "серогнейсового" типа. Вместе с тем, в рамках этой модели получают более логичную интерпретацию и особенности распределения РЗЭ, в частности, своеобразный минералогический контроль, не находящий объяснения в рамках магматической модели [Тарни и др., 1983; Коллерсон, Бриджуотер, 1983].

Благодаря активной роли флюидов, распределение РЗЭ и ряда других редких элементов в продуктах гранитизации должно определяться закономерностями их поведения в системе "флюид – твердая фаза" и соответствующими коэффициентами распределения. Как было показано многими исследователями, гранитизирующими флюидами осуществляется привнос  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , КИЛ и ряда других элементов, в том числе и РЗЭ.

Экспериментальные данные свидетельствуют о том, что РЗЭ могут переноситься щелочно-карбонатными растворами в виде комплексных соединений типа  $[\text{TR}(\text{CO}_3)_3]^{+}$ . Определенную роль может играть также перенос РЗЭ в виде сульфатных или галогидных комплексов. В процессе гидротермального или флюидного переноса легкие и тяжелые РЗЭ ведут себя различно. В частности, ТРЗЭ образуют значительно более устойчивые, по сравнению с ЛРЗЭ, карбонатные комплексы, что может приводить к их относительной концентрации в растворах. Этот процесс может ускоряться при кристаллизации минералов, связывающих ЛРЗЭ или, напротив, замедляться при появлении минералов, преимущественно включающих ТРЗЭ.

На стадии плагιοгранитизации ЛРЗЭ привносятся в заметно большей степени, по сравнению с ТРЗЭ, что нашло отражение в закономерной эволюции трендов РЗЭ (см. рис. 1.2 и 1.3). По мере разрушения первичных темноцветных минералов просачивающиеся флюиды должны были обогащаться ТРЗЭ с постепенным изменением баланса РЗЭ.

Как видно на примере гранитизированных пород Мурманского пояса, в начальной стадии выноса РЗЭ (включая ТРЗЭ) за пределы породы, по-видимому, не происходит. Высвобождающиеся в результате разрушения темноцветных минералов РЗЭ фиксируются во вновь образованных темноцветных и акцессорных минералах (см. [Петров, Махрыгина, 1975]), хотя уже на этой стадии вновь образованные минералы (биотит, относительно более кислый плагиоклаз) преимущественно захватывают ЛРЗЭ. В дальнейшем, по мере разрушения акцессорных минералов, сокращения количества биотита, дальнейшего поокисления плагиоклаза и замещения его калиевым полевым шпатом (микроклиновая стадия), "избыточные" относительно изоморфной емкости породообразующих минералов РЗЭ (прежде всего, тяжелые) выносятся вместе с мафическими породообразующими элементами, такими как  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ . По мере дальнейшего сокращения количества темноцветных минералов, поокисления плагиоклаза и его замещения калиевым полевым шпатом начинается вынос  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и редких элементов, в том числе, литофильных, включая ЛРЗЭ. Процесс "очистки" породы



от примесей контролируется двумя главными факторами: химическими потенциалами (активностями) элементов во флюидах и изоморфной емкостью минералов, что непосредственно отражается в значениях коэффициентов распределения элементов между флюидной и соответствующими минеральными фазами.

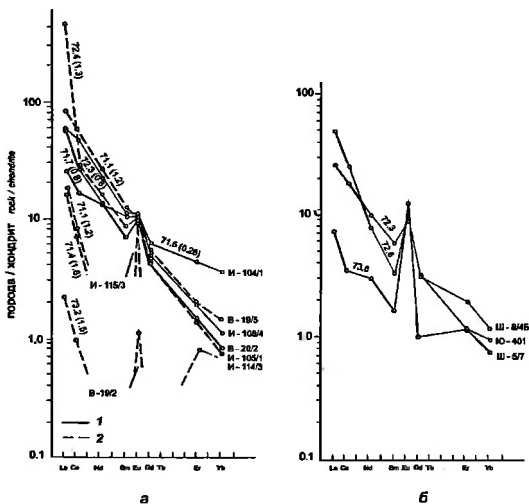


Рис.1.5. Распределения РЗЭ в анатектических аплитах и плагиоаплитах в структурах гранит-мигматитовых куполов

а – породы Адларченского купола (позднеархейские мигматиты, ресморфизованные в раннем протерозое): 1 – плагиомигматиты и плагиограниты, 2 – аплиты; б – породы Титовского купола: образцы Ш-8/46, Ш-5/7 – лейкократовые плагиограниты; Ю-401 – аплит. Подписаны: концентрации  $\text{SiO}_2$  (вес %); в скобках – значения  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$

Межгранулярное плавление не должно изменить общей картины, если расплав не отжимается, сохраняясь до последующей кристаллизации в объеме породы. В случае отжима межгранулярного эвтектоидного расплава, геохимические особенности процесса несколько изменятся, однако, в целом, аплитовый (ультралеюкратовый) расплав отвечает свойственной гранитизации тенденции обеднения наиболее лейкократовых фаз редкими элементами, включая РЗЭ, за исключением  $\text{Eu}$  (!) (рис.1.5). Отжатый расплав образует жилы аплитов и пегматитов с явными признаками аллохтонного залегания, но в мигматитовых комплексах рассматриваемого типа (в частности, в пределах Мурманского пояса) их объем невелик. Можно представить себе ситуацию, когда процесс отжима аплитовой составляющей (“анатектическая дифференциация” или фильтр-прессинг) охватывает мощные толщи. Между тем, реальность подобных явлений, равно как и реальность высокой степени плавления (палингеза) гранитизированных комплексов, достаточно сомнительна. В противном случае

следовало бы ожидать появления в разрезах зеленокаменных поясов соответствующих вулканических пород: ультракислых лав с весьма низкими концентрациями RЭЭ и с положительной Eu аномалией, подобных аплитам. Несмотря на относительно высокую степень геохимической изученности зеленокаменных поясов, подобные породы в них не известны. Более того, в разрезах зеленокаменных поясов не установлены и вулканиты, которые можно было бы рассматривать в качестве аналогов "серогнейсовых" гранитоидов – с дифференцированным распределением RЭЭ при обогащении Eu. Последнее обстоятельство заставляет вообще с большим скептицизмом относиться к возможности формирования серогнейсовых гранитоидов за счет кристаллизации магматических расплавов.

Таким образом, уместно предположение о том, что флюидно-метасоматическое преобразование горных пород в процессе гранитизации является основным механизмом перераспределения RЭЭ. Оно позволяет объяснить формирование специфических трендов RЭЭ, которые закономерно меняются в породах, занимающих последовательные позиции в рядах гранитизации. Несомненно, это лишь "генеральная" линия в процессе перераспределения RЭЭ в системе "флюид – расплав – твердая фаза". Конкретные же результаты этого процесса связаны с температурными вариациями, спецификой состава флюидов, их кислотно-основными и окислительно-восстановительными характеристиками и т.п. В частности, "контрастность" редкоземельных трендов возрастает по мере развития калиевой (микроклиновой) гранитизации, т.е. с возрастанием общей щелочности процесса.

**Комплементарные породы кислого состава.** При интерпретации особенностей распределения и перераспределения RЭЭ в гранитоидах неизбежно возникают вопросы о геологических направлениях перераспределения и концентрации Eu в коре и о выявлении комплементарных пар горных пород (в отношении RЭЭ и особенно Eu). Согласно С.Р.Тейлору и С.М.Мак-Леннану [1988], широкая распространенность в фанерозое пород, характеризующихся распределением RЭЭ с отрицательной Eu аномалией, свидетельствует о наличии глубинных (нижнекорковых или мантийных) пород с комплементарным характером распределения редких земель (прежде всего, с положительной Eu аномалией). В свою очередь, существование в раннем докембрии широко распространенных гранитоидов с положительной Eu аномалией также заставляет предполагать наличие комплементарных образований. Наиболее популярные модели формирования раннедокембрийских серых гнейсов (парциальное плавление или фракционная кристаллизация) предполагают, созвучно с идеей С.Р.Тейлора и С.М.Мак-Леннана, глубинное "захоронение" комплементарных пород с Eu дефицитом. Попытаемся преодолеть это противоречие.

Как следует из вышесказанного, гранитоиды и гнейсы с распределением RЭЭ второго и даже третьего типа (с отрицательной Eu аномалией) проявлены не только в фанерозое, но и в более ранние периоды, вплоть до раннего архея [Wronkiewicz, Condie, 1990]. Глубинный характер "серогнейсовых" гранитоидов (пятый тип распределения RЭЭ) и одновременно принадлежность пород третьего типа к вулканогенным образованиям или к производным далеко эволюционировавших малоглубинных магматических очагов позволяют предположить их взаимную комплементарность. В соответствии с моделью гранитизации, формирование гранитоидов сопровождается последовательным выносом ряда элементов, в том числе на завершающих стадиях процесса – выносом RЭЭ. Стадии плагитогранитизации отвечает ограниченный вынос TRЭЭ. На плагитомикроклиновой стадии вынос TRЭЭ возрастает и подкрепляется выносом LRЭЭ. При этом Eu фиксируется в полевых шпатах гранитизированных пород, чем определяется обеднение им восходящих флюидных потоков. Можно предположить, что на верхних уровнях коры флюидные потоки, обогащенные RЭЭ (в большей

степени — ТРЗЭ) и характеризующиеся дефицитом Eu, поглощаются расплавами в пределах верхнекоровых (промежуточных) магматических очагов, результатом чего является формирование магм с распределениями РЗЭ второго, третьего или промежуточных типов. Комплементарный характер пород с распределениями РЗЭ пятого и третьего типов можно дополнительно проиллюстрировать эволюцией K/Rb отношений в гранитоидах Мурманского пояса (пятый тип) и мьжавулканитов Кейвского блока (третий тип) (см. рис.1.11).

В пользу выдвинутого предположения свидетельствами также два важных дополнительных замечания. Во-первых, необходимо отметить высокую насыщенность флюидными компонентами высокодифференцированных пломазитовых и агпайтовых кислых расплавов, приводящую при достижении ими поверхности к высокоэксплозивным извержениям пирокластических потоков. Во-вторых, подчеркнем, что формирование распределений РЗЭ третьего типа в результате только лишь магматического фракционирования вряд ли возможно. Эффективное обеднение расплава европием должно быстро привести к резкому замедлению процесса его дальнейшего извлечения из расплава за счет фракционирования плагиоклаза. Исследование распределений РЗЭ в породообразующих минералах гранитов третьего типа (хр.Сихоте-Алинь, Дальний Восток России и Циновецкий массив ЧСФР) показало, что в этих породах даже и полевые шпаты характеризуются наличием отрицательной Eu аномалии [Руб и др., 1990]. Кроме того, для создания подобных распределений РЗЭ потребовалось бы фракционирование совершенно неправдоподобных количеств плагиоклаза. При отсутствии верхнекоровых очагов магматических расплавов флюидные потоки, обогащенные РЗЭ (при дефиците Eu) и рядом других элементов, фильтрующиеся из области гранитизации, вероятно, ответственны за возникновение редкометалльных метасоматитов соответствующих типов.

### **Геодинамическая обстановка формирования мигматит-гранитного комплекса Мурманского пояса.**

#### **Геодинамические обстановки раннедокембрийской гранитизации**

Как показано выше, гранитообразование в пределах этого пояса осуществлялось посредством гранитизации ранее сформированной коры. Структурная организация вещества на разных масштабных уровнях свидетельствует об автохтонном характере процесса. В пользу подобной оценки свидетельствуют: отсутствие секущих контактов или иных признаков внедрения магматических масс; совпадение направлений кристаллизационной сланцеватости во вмещающих породах, мигматитовой полосчатости и гнейсовидности в гранитах; большое количество скиалитов, ориентированных в тех же направлениях; непостоянный минеральный состав гранитоидов и отсутствие магматических микроструктур. В работе [Метаморфизм супракрустальных..., 1986] температура формирования биотит-роговообманковых мигматитов оценивается 630–670°C. Характер эрозионного среза купольных структур Мурманского пояса, обнажившего их корневые воронкообразные части, и присутствие фрагментов и скиалитов метаморфических пород, формировавшихся на глубинах порядка 15–20 км, свидетельствуют о том, что на сегодняшнем эрозионном срезе обнажена относительно глубинная часть области автохтонного гранитообразования, протекавшего на глубинах, очевидно, превышавших названную оценку.

Сходство геологических, петрохимических и геохимических особенностей фанерозойских и раннедокембрийских гранитоидов, за исключением “серогнейсовых” гранитоидов и мигматитовых комплексов с распределением РЗЭ пятого типа, свидетельствует в пользу предположения о сходстве петрогенетических процессов и геодинамических обстановок их формирования. При этом, согласно известным петрогенетическим моделям, формирование гранитоидов как через магмообразование,

так и в процессе гранитизации должно было бы осуществляться в условиях интенсивной фильтрации флюидных потоков.

В течение фанерозоя подобные условия, обеспечивающие массивированное формирование гранитоидов, реализовались исключительно в связи с субдукцией океанической литосферы. Практически нет оснований предполагать принципиально иной способ формирования той части раннедокембрийских гранитоидов, для которой характерны распределения РЗЭ первого-третьего типов.

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

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

Реальность выдвинутого предположения подтверждается следующими наблюдениями: для тоналитов, вскрытых глубоким эрозионным срезом в Андах южной части Чили, характерны крутые тренды РЗЭ и отсутствие отрицательных Eu аномалий [Тарни и др., 1983]. Получены данные о приближении условий гранитообразования в глубоко эродированных частях батолитов Британской Колумбии, Южной Калифорнии и Чили к условиям гранулитовой фации [Roddick, Hutchinson, 1974]. Наконец, упоминавшиеся выше раннемеловые тоналиты о-ва Ревилладжиджедо (Западный метаморфический пояс берегового орогена Британской Колумбии – Аляски) геохимически близки раннедокембрийским аналогам: распределение РЗЭ в них характеризуется появлением Eu максимума и снижением общего уровня концентраций с ростом содержания  $\text{SiO}_2$ . Метаморфизм вмещающих пород протекал при давлении 8–9 кбар (глубины порядка 30 км) и температурах 550–570°C, т.е. в основании коры, принадлежавшей, согласно реконструкциям, активной континентальной окраине [Cook et al., 1991; M.Crawford, W.Crawford, 1991].

Таким образом, комплексный анализ петрографических, структурно-морфологических и геохимических особенностей позднеархейских гранитоидов "серо-гнейсового" типа, участвующих в строении Мурманского гранит-мигматитового пояса, позволяет полагать, что этот пояс отвечает глубоко эродированной (корневой) зоне активной континентальной окраины.

# Кейвский блок сложного строения

## Геологическое строение

Кейвский блок, расположенный в восточной части Кольского полуострова, отчетливо выделяется среди сопредельных геологических образований (рис.1.6, см. рис.0.2 и 0.3): выполняющие его позднеархейские структурно-вещественные комплексы своеобразны, многие из них не имеют близких аналогов в пределах Кольского полуострова.

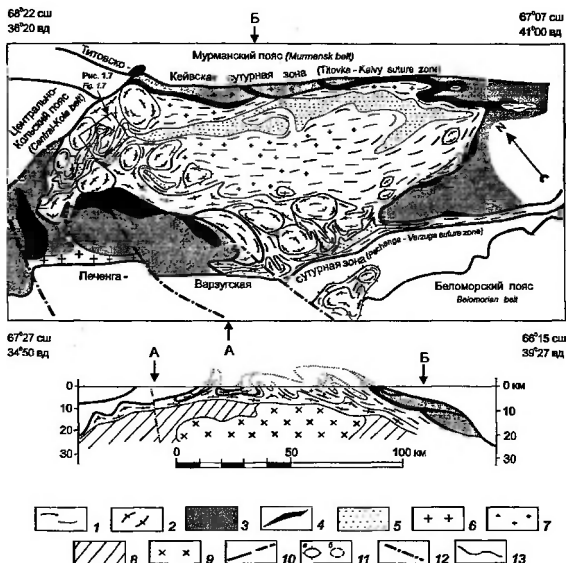


Рис. 1.6. Геологическое строение Кейвского блока

1-4 - поздний архей: 1 - гранат-биотитовые, частью - биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты (известково-щелочные метавулканы) лезьявской серии, 2 - Кейвские эгирин-арфведсонитовые (реоморфизованные) гнейсы (щелочные метавулканы), 3 - лейкокраповые биотитсодержащие гнейсы (частично гнейсы-бластомилониты), 4 - габбро-анортозиты. 5-7 - ранний протерозой: 5 - сланцевый комплекс, 6 - реоморфические эгирин-арфведсонитовые граниты массива Белых Тундр, 7 - гастингитовые гнейсы-метасоматиты; 8,9 - породы фундамента (на разрезе): 8 - высокоплотные породы (предположительно, гранулиты), 9 - породы умеренной плотности (предположительно, породы мигматит-гранитного комплекса), 10 - надваги; 11 - ограничения купольных структур, образованных Кейвскими щелочными гнейсами: а - среди гранат-биотитовых гнейсов, б - среди щелочных гнейсов; 12 - палеозойские сбросо-сдвиги; 13 - геологические границы

Геологический разрез отвечает трехмерной модели глубинного строения (см. гл.3)

Располагающаяся в основании кейвского разреза лебяжинская серия в своей нижней части образована амфибол-биотитовыми и биотитовыми гнейсами, слюдяными и кварцитовидными сланцами коловайской свиты. Они перекрыты амфиболитами, биотит-амфиболовыми плагиосланцами и двуслюдяными гнейсами патчервундровской свиты. Верхняя часть серии образована кислыми породами лебяжинской свиты: биотитовыми (обычно с гранатом) гнейсами и плагиогнейсами, сохраняющими реликтовые структурные признаки вулканитов [Мирская, 1976]. Возраст пород лебяжинской серии — 2.8–2.6 млрд лет [Пушкарев и др., 1978; Пушкарев, 1990]. Ее суммарная мощность составляет приблизительно 3500 м. Выше располагаются кейвская и песцовотундровская серии, образованные преимущественно сланцами (метаморфизованными продуктами дезинтеграции и перестроения пород подстилающего разреза или развитых в обрамлении Кейвского блока) [Белолипецкий и др., 1980; Мирская, 1976]. Обе серии обычно относят к верхнему архею и включают в состав лопийского комплекса [Белолипецкий и др., 1980], который, в свою очередь, перекрывается раннепротерозойскими (сумийскими) породами песцовотундровской серии.

По мнению В.Г.Загородного и А.Т.Радченко [1983], верхнеархейские породы кейвской серии залегают на лебяжинских гнейсах с крупным стратиграфическим несогласием. Некоторые исследователи видят в особенностях этой границы также и признаки углового несогласия и развития коры выветривания [Бекасова и др., 1975; Головенко, 1977; Мирская, 1976].

Территория Кейвского блока также характеризуется широким распространением щелочных гнейсов, включающих переменные количества эгирина и/или арфведсонита, в прежней интерпретации — “щелочных гранитов”. За длительный период исследований были выдвинуты различные гипотезы формирования Кейвских “щелочных гранитов”. Интрузивной модели [Батиенева, 1976] противостоит идея о формировании Кейвских “щелочных гранитов” в результате щелочного метасоматоза. Своим возникновением эта идея в значительной степени обязана распространенности в пределах Кейвской структуры субщелочных “гнейсов-метасоматитов”. Эти породы развиваются преимущественно по лебяжинским гнейсам, образуя с ними постепенные переходы. По структурно-текстурным особенностям они близки замещаемым гнейсам, отличаясь от них большей массивностью и гомогенностью. В породах, испытавших более интенсивное замещение, гранат и биотит исчезают, уступая место гастингситу. В отдельных участках появляется эгирин. В зависимости от предполагаемого генезиса, этим породам присваивались различные наименования: “щелочные метасоматиты”, “щелочные гнейсы”, “гнейсы-метасоматиты”, “гнейсо-сланцы” и т.п. Эти породы рассматривались то в качестве экзоконтактовых образований относительно массивов “щелочных гранитов” [Батиенева, 1976], то в качестве щелочных метасоматитов, предшествовавших внедрению щелочных гранитов [Белолипецкий и др., 1980]. Предполагалось также, что они могут отвечать внешней части зоны метасоматических преобразований, конечным результатом которых явились собственно щелочные граниты [Сидоренко, Ожогин, 1968].

Однако структурные соотношения щелочных гнейсов и гнейсов-метасоматитов свидетельствуют, скорее, об их независимом формировании. В частности, гнейсы-метасоматиты далеко не всегда располагаются в экзоконтактах “массивов щелочных гранитов”. Более отчетлива их приуроченность к протяженным тектоническим нарушениям коллизионного этапа, в частности, к Титовско-Кейвскому шву (см. рис. 1.6).

Принято считать, что Кейвские “щелочные граниты” прорывают позднеархейские породы метаморфических толщ до лебяжинской свиты включительно или преобразуют их, но нигде не воздействуют на породы кейвской и песцовотундровской серий. С этой точки зрения, время внедрения щелочных гранитов относится к интервалу между отложением гнейсов лебяжинской серии и сланцев кейвской серии. Учитывая ха-

рактир последних (преимущественно, перестроенные продукты дезинтеграции и выветривания), можно допустить существование перерыва между названными сериями [Белолипецкий и др., 1980]. Такому выводу противоречат данные структурного порядка [Минц и др., 1992], полученные в результате специализированного картирования в западной части Кейвской структуры.

1. Метаморфическая перекристаллизация щелочных гнейсов (крупнозернистых "щелочных гранитов") и биотит-амфиболовых плагигнейсов усть-югоньской толщи с образованием кристаллизационной сланцеватости, общей для обоих типов пород, закономерно ориентирована по отношению к их границам раздела, нередко под прямым углом к границе (рис. 1.7).

2. Сланцы кейвской и песчовотундровской серий в пределах Западных Кейв выполняют узкие килевидные синклинали сложных очертаний в плане. Эти синклинали по ряду признаков представляют собой межкупольные структуры, тогда как купола образованы реоморфизованными щелочными гнейсами (см. рис. 1.6).

3. Небольшие тела мелкозернистых щелочных гранитов имеют четко выраженные интрузивные контакты, пересекающие метаморфическую кристаллизационную сланцеватость; граниты интенсивно окварцованы (грейзенизированы) (см. рис. 1.7).

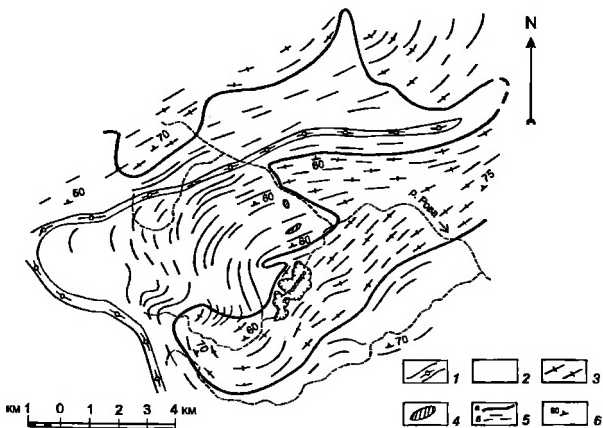


Рис. 1.7. Структурные соотношения известково-щелочных и щелочных гнейсов (Западные Кейвы)

1 - двуслюдные гранитоидные сланцы, частью - сланцы-бластомилониты кейвской и песчовотундровской серий; 2 - гнейсы лебяжинской и усть-югоньской серий; 3 - реоморфизованные щелочные гнейсы; 4 - интрузивы реоморфизованных щелочных гранитов; 5 - граница щелочных гнейсов ("Кейвских щелочных гранитов") с лебяжинскими гнейсами (а); структурные линии, дешифрирующиеся на аэрофотоснимках (б); 6 - ориентировка гнейсовидности

Для реконструкции природы протолитов щелочных гнейсов важны следующие особенности внутреннего строения "массивов щелочных гранитов", более подробно охарактеризованные нами ранее [Гендлер и др., 1980; Минц и др., 1984; Минц, Пастухов и др., 1994].

1. "Массивы щелочных гранитов" представляют собой расслоенные тела пластообразной формы, мощность которых по различным оценкам составляет 2–5 км при протяженности до 60–80 км; они образованы переслаиванием согласно залегающих, выдержанных по простиранию прослоев и пачек "щелочных гранитов", различающихся минералогическим (эгириновые, эгирин-арфведсонитовые, биотит-арфведсонитовые и т.п. разности) и химическим составом; протяженность отдельных пачек составляет первые километры, достигая первых десятков километров.

2. Вещественная расслоенность "массивов щелочных гранитов" характеризуется ритмической повторяемостью, границы отдельных слоев и пачек имеют в большинстве случаев согласный или субсогласный характер.

3. Отдельные прослои щелочных гнейсов выходят за пределы "массивов", непрерывно продолжаясь во вмещающие лебяжинские гнейсы; в свою очередь, во внутренних частях "массивов" встречаются согласные прослои и линзы гранат-биотитовых гнейсов.

4. На аэрофотоизображениях "массивов щелочных гранитов" дешифрируются структурные линии, рисующие складчатые формы, свойственные вулканогенно-осадочным и метаморфическим толщам; прототектоническая трещиноватость, характерная для гранитных массивов, отсутствует.

5. Предполагавшаяся ранее зональность "массивов" с концентрацией более кислых разностей в их центральных частях и более основных – в эндоконтактах, связывавшаяся с интрузивным размещением "щелочных гранитов" [Подольский, 1973], не нашла подтверждения при детальном картировании; отсутствуют и экзоконтактовые изменения пород при одновременной четкости и резкости границ "щелочных гранитов" и лебяжинских гнейсов.

Мы полагаем, что, перечисленным данным наилучшим образом отвечает предположение о метавулканической природе щелочных гнейсов. Протолитом этих гнейсов, по всей вероятности, были отложения пирокластических потоков (игнимбриты и спекпиеся туфы). В пределах фанерозойских вулканических поясов подобные отложения образуют обширные покровы; их выдержанная слоистость – один из важнейших диагностических признаков [Росс, Смит, 1963; Сперанская, 1964; Минц, 1978]. Протяженность отдельных покровов может составлять километры и десятки километров, достигая 100 км. При этом "однородность строения (единообразие) туфовых покровов на огромном протяжении и площади весьма важный критерий для их распознавания. Эта однородность... не характерна ни для туфов выпадения, ни для лавовых пород кислого состава и редко встречается в лавовых покровах средних составов" [Росс, Смит, 1963 - с.407].

В предлагаемой трактовке кейвские щелочные гнейсы рассматриваются как часть дометаморфического осадочно-вулканогенного разреза. Их место в стратиграфической последовательности, с учетом данных о переслаивании, отвечает нижней части разреза лебяжинской свиты.

Современная геологическая структура, сформированная с участием щелочных гнейсов, характеризуется куполовидными формами с гнейсами в ядре, поздними пегматитами и грейзенизированными инъекциями в приконтактовой зоне. При этом пластические деформации, связанные с куполообразованием, способствовали созданию иллюзии согласного залегания щелочных гнейсов с осадочными породами кейвской серии. Анализ геологической ситуации в целом позволяет заключить, что щелочные породы были реоморфизованы и испытали пластическое течение не только в связи с наиболее ранними метаморфическими преобразованиями, но и неоднократно впоследствии [Минц, 1992, 1993б; Минц, Пастухов и др., 1994].

Кейвским щелочным эгирин-арфведсонитовым гнейсам практически идентичны по составу щелочные граниты Белых Тундр [Батиева, 1976] (см. рис.1.6). Последние



характеризуются типидоморфнозернистой (магматической) микроструктурой, в отличие от гранобластовых, типично метаморфических структур щелочных гнейсов, массивной или слабонейсовидной текстурой и признаками секущего залегания. Пересечение щелочными гранитами Белых Тундр пород Верхнепонойского фрагмента крупного тектонического аллохтона, который в начале раннего протерозоя при завершении процесса позднearerхейской коллизии был надвинут на территорию Кейвского блока со стороны Мурманского пояса (см. гл.2), позволяет предполагать, что эти граниты сформировались в результате вторичного расплавления щелочных гнейсов и внедрения палингенного магматического расплава в породы перекрывающего аллохтона.

К числу пород, специфичных для Кейвского блока, относятся также лейкократовые биотитсодержащие тонкозернистые гнейсы (судя по структурно-текстурным особенностям, преимущественно, гнейсы-бластомилониты), которые в составе упомянутого выше аллохтона тектонически перекрывают породы позднерхейского разреза. Гнейсы подобного типа обнажаются и в обрамлении Кейвского блока, где их традиционно включают в состав кольской серии [Белолипецкий и др., 1980]. В непосредственном северном обрамлении Кейв эти гнейсы, как правило, сильно изменены метасоматическими процессами. Их неизменные разности известны в районе Белых Тундр — в пределах Верхнепонойского фрагмента аллохтона (см. рис.1.6).

Характер ранних метаморфических преобразований пород лебяжинской свиты и их возраст остается до настоящего времени дискуссионным. По общему уровню (кианит-ставролит-двуслюдная субфация и эпидот-амфиболитовая фация) метаморфизма породы лебяжинской серии практически тождественны особенностям раннепротерозойского метаморфизма пород кейвской и песцовотундровской серий. В них не установлены признаки более раннего метаморфизма. Поэтому обычно принимается, что метавулканы лебяжинской серии либо не подверглись архейскому метаморфизму, либо он был существенно низкотемпературным [Метаморфизм супракрустальных..., 1986]. Возможен также вариант, согласно которому позднерхейские метаморфические преобразования были изофациальны с последующими раннепротерозойским метаморфизмом.

Купола реоморфизованных щелочных гнейсов, как отмечено выше, отчетливо деформируют уже претерпевшие низкоградиентный метаморфизм породы всех трех серий - лебяжинской, кейвской и песцовотундровской. Сами же щелочные гнейсы, не имеют признаков низкоградиентных минеральных преобразований. В их экзоконтактах парагенезисы кинанит-ставролит-двуслюдной субфации сменяются контактово-метаморфической зональностью, включающей силлиманитсодержащие ассоциации.

Кейвский блок обрамлен пластинообразными телами позднерхейских (2.6–2.45 млрд лет [Митрофанов и др., 1993]) габбро-анортозитов (см. рис.0.3, 1.6, 2.1); это массивы: Магазин-Мусюр, Ачерйковский, Пачинский, Ельозерский, Щучьеозерский и Цагинский. Несколько отличное положение занимает массив горы Потчмварек, по большинству признаков также относящийся к этой группе. В рамках традиционных представлений о глубинном строении Кейвского блока, на основе модели, предполагающей отсутствие существенных латеральных перемещений в тектонической эволюции раннедокембрийских структур [Загородный, Радченко, 1983], эти тела рассматривались в качестве серии наклонно или полого залегающих дайкообразных интрузивов, внедрившихся в связи с несколькими взаимно пересекающимися зонами глубинных разломов. На относительно позднее внедрение габбро-анортозитов (позднее мигматизации и гранитизации в пределах Мурманского пояса, но до проявления метасоматической микроклинизации в пределах Титовско-Кейвской зоны) указывал О.А. Даркшевич [1987].

Детальный анализ геологической структуры, откартированной геологами Центрально-Кольской ПСЭ (В.Г.Гаскельберг, Л.А.Гаскельберг и др.), позволяет нам рассматривать тела габбро-анортозитов в качестве фрагментов единого пластинообразного тела (или системы взаимосвязанных тел). Морфология и размеры тела определяются его размещением в пределах протяженного разрыва типа взбросо-надвига. В пользу подобной трактовки свидетельствуют: 1) непрерывность тела габбро-анортозитов, обнажающегося вдоль восточного и северо-восточного ограничений Кейвского блока (вдоль его границы с Мурманским поясом); 2) запрокинутое залегание крыльев сопряженных син- и антиформных складок, образованных деформированными габбро-анортозитами близ северо-восточного ограничения Кейвского блока; 3) установленное геологическими и геофизическими (грави-, магнито-, а в последнее время также сейсморазведочными) методами пологое залегание структурно связанных пластинообразных тел Щучьеозерского и Цагинского массивов близ юго-западного ограничения Кейвской структуры; 4) отсутствие тел аналогичных (в том числе по возрасту и участию в геологической структуре) габбро-анортозитов в удалении от контакта с породами, выполняющими Кейвскую структуру.

## Геохронология

Полученные в прежние годы датировки "Кейвских щелочных гранитов" варьируют от 1068 до 2590–2680 млн лет (Th-Pb, U-Pb и Pb-Pb методы) [Батиева, 1976]. По оценке Ю.Д.Пушкарева, учитывавшего весь комплекс имевшихся геохронологических данных, возраст формирования Кейвских щелочных гранитов (или протолита щелочных гнейсов, согласно нашим представлениям) равен 2450 млн лет или превышает этот рубеж. Более молодые датировки этих пород связаны с последующими геологическими событиями [Пушкарев, 1990]. Использование Rb-Sr метода дало несколько отличающуюся оценку –  $2350 \pm 71$  млн лет [Balashev, Zozulya, 1993]. Термин "щелочной гранит", видимо, в полной мере применим только лишь к наиболее глубоко преобразованному в результате реоморфизма и частичного плавления разностям щелочных гнейсов, возраст которых (Pb-Pb изохронный метод) составляет  $1770 \pm 15$  млн лет [Пушкарев и др., 1978]. Возраст щелочных гранитов с максимальными значениями Rb/Sr отношения (более 15), согласно оценке Rb-Sr изохронным методом, составил  $1730 \pm 41$  млн лет [Balashev, Zozulya, 1993]. Повышенное значение инициального отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , равное  $0.7244 \pm 22$ , указывает на участие парциального плавления в процессе преобразования щелочных гнейсов в собственно щелочные граниты.

Оценка возраста микроклинизации, сопровождающей преобразование пород в гнейсы-метасоматиты, равна  $1725 \pm 20$  млн лет (Pb-Pb изохрона по породам, минералам и кислотным вытяжкам из них [Минц и др., 1992]). Отмеченная выше приуроченность гнейсов-метасоматитов к разрывным структурам заключительного этапа тектонической эволюции согласуется с приведенными геохронологическими данными: они указывают на независимое формирование протолитов щелочных гнейсов ("щелочных гранитов") Кейв, с одной стороны, и субщелочных гнейсов-метасоматитов, с другой.

Таким образом, геохронологические данные являются достаточно надежным основанием для отнесения времени формирования протолитов амфиболито-гнейсо-гранитного комплекса пород Кейвской структуры к позднему архею. Вместе с тем, все даты, которые могут быть соотнесены с метаморфическими преобразованиями пород, указывают на раннепротерозойский возраст метаморфизма, оставляя вопрос о поздне-архейском метаморфизме открытым.

Совместно, геологические и геохронологические данные указывают на принадлежность к раннему протерозою не только песчовотундровской, но и кейвской

Таблица 1.2. Характерные содержания главных (и вес %), редких элементов и РЗЭ (в г/т) в породах амфиболито-гнейсо-гранитного комплекса Кейвского блока  
 Table 1.2. Selected major element (wt %), trace and REE (ppm) analyses of the amphibolite-gneiss-granite complex of Keivy block

Компонент Component	I		Лебяжинская свита, гранат-биотитовые гнейсы (метариодациты) Lebyazhka suite, garnet-biotite gneisses (metarhyodacites)				
	а (15)	б (6)	M4	M10	P11/2	P11/7	Среднее
SiO <sub>2</sub>	55.78	61.81	69.60	71.40	71.48	72.34	70.52 (24)
TiO <sub>2</sub>	1.13	0.94	0.52	0.32	0.41	0.42	0.44 (24)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.88	12.93	13.47	13.37	12.46	12.70	13.15 (24)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.63	2.29	3.23	2.59	1.79	1.79	2.39 (24)
FeO	8.75	7.64	3.93	3.77	3.99	3.12	3.93 (24)
MnO	0.19	0.16	0.08	0.07	0.13	0.10	0.08 (24)
MgO	3.46	2.52	0.17	0.01	0.08	0.08	0.26 (24)
CaO	7.34	4.70	2.46	2.21	1.18	1.01	2.15 (24)
Na <sub>2</sub> O	3.23	2.82	1.94	3.83	2.64	3.15	2.82 (24)
K <sub>2</sub> O	1.11	2.10	4.38	2.58	5.26	4.55	4.16 (24)
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>			0.11	0.06	0.11	0.12	0.11 (24)
п.п.н. LOI			0.16	0.06	0.14	0.65	0.31 (24)
Сумма Total	98.50	97.91	100.05	100.287	99.67	100.03	100.32 (24)
B					20	15	16.1 (8)
Rb					190	180	177.5 (8)
Ba			2200	1000	1200	900	1250 (24)
Sr			130	110	110	70	144 (24)
Y			30	30	52	36	39.6 (24)
Zr					410	420	422.9 (7)
Hf					12	12	12.3 (7)
Nb					16	15	13.9 (7)
Ta					1.1	1.5	1.34 (7)
Th					13	15	15.6 (7)
La					25	80	56.0 (14)
Ce					68	100	113. (14)
Sm					3.2	11.0	10.0 (14)
Eu					1.3	2.1	1.74 (14)
Tb					0.77	2.1	1.54 (12)
Yb					4.0	5.1	5.12 (14)
Lu					0.60	0.82	0.758 (14)
Sn			9	6	8	8	6.63 (24)
Mn			1	7	2	2	2.63 (24)
Pb			48	23	37	54	42.4 (24)
Zn			110	100	110	100	114. (24)
Cu			9	18	6	22	10.1 (24)
Sc			13	12	9	7	11.9 (14)
V			11	12	8	14	9.7 (24)
Cr			12	140	9	28	31.5 (24)
Co			3	10	3	4	4.3 (24)
Ni			10	200	5	5	27.2 (24)

серии [Миц и др., 1992]. В гл.2 мы вернемся к рассмотрению особенностей раннеротерозойской эволюции Кейвского блока.

### Петро- и геохимические особенности Кейвской амфиболито-гнейсовой ассоциации

Итак, позднеархейская Кейвская амфиболито-гнейсовая ассоциация образована преимущественно гранат-биотитовыми (известково-щелочными до субщелочными)

Таблица 1.2 (продолжение)  
Table 1.2 (continued)

Компонент Component	Биотитовые гнейсы-бластомилониты (метариодациты) Biotite gneiss-blastomylonites (metarhyodacites)			
	C57/2	C60/2	C60/3	Среднее
SiO <sub>2</sub>	72.50	71.84	75.04	72.90 (11)
TiO <sub>2</sub>	0.31	0.41	0.26	0.34 (11)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.74	12.50	11.79	13.02 (11)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.14	2.38	1.07	1.48 (11)
FeO	1.33	1.26	1.78	1.44 (11)
MnO	0.04	0.05	0.03	0.04 (11)
MgO	0.51	1.02	0.17	0.56 (11)
CaO	2.16	3.03	2.72	2.25 (11)
Na <sub>2</sub> O	4.37	3.57	3.56	4.06 (11)
K <sub>2</sub> O	3.85	3.16	3.83	3.77 (11)
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.12	0.09	0.09 (11)
п.п.п	0.21	1.03	0.21	0.30 (11)
Сумма	100.23	100.37	100.55	100.25 (11)
R	11	10	12	11.4 (11)
Rb	140	91	150	174 (11)
Ba	400	470	380	493 (11)
Sr	110	180	100	152 (11)
Y	15	26	12	11.5 (11)
Zr	240	520	550	241 (9)
Hf	8.7	8.3	8.1	7.56 (9)
Nb	10	9	8	11.1 (9)
Ta	1.2	0.68	0.83	1.19 (9)
Th	19	8.4	17	17.0 (9)
La	14	28	7.4	14.1 (9)
Ce	56	61	42	58.1 (9)
Sm	2.7	5.2	2.3	3.14 (9)
Eu	0.65	0.75	0.40	0.537 (9)
Tb	0.60	0.96	0.52	0.680 (9)
Yb	2.4	2.1	1.8	2.10 (9)
Lu	0.33	0.34	0.29	0.327 (9)
Sn	4	4	7	5.36 (11)
Mo	1	2	2	1.27 (11)
Ph	38	18	25	28.9 (11)
Zn	30	60	30	33.6 (11)
Cu	19	57	46	26.9 (11)
Sc	5	7	5	5.39 (9)
V	35	86	66	52.4 (11)
Cr	24	100	34	30.2 (11)
Co	4	7	4	4.09 (11)
Ni	5	25	10	7.7 (11)

и эгирин-арфведсонитовыми (субщелочными-щелочными)<sup>3</sup> гнейсами при участии биотит-амфиболовых и амфиболовых гнейсов, амфиболитов и реоморфических щелочных гранитов.

Характерные составы пород гнейсо-амфиболитовой (включая щелочные гнейсы) ассоциации Кейяского блока приведены в табл.1.2. Полное соответствие составов гнейсов составам протолита не является очевидным. Тем не менее, ограниченные вариации концентраций микроэлементов позволили предположить, что в отсутствие

<sup>3</sup> Ниже для краткости гнейсы (метавулканыты), соответствующие известково-щелочной до субщелочной серии, будут называться известково-щелочными, а гнейсы (метавулканыты), включающие щелочные темновесные минералы, - щелочными.

Таблица 1.2 (продолжение)  
Table 1.2 (continued)

Кейские эгирин-арфведсонитовые гнейсы (метатрахиродациты, метапантеллериты) Keivų aegirine-arfvedsonite gneisses (metatrachyodacite metapantellerites)				
K8	K8/1	K13	K15	Среднее
74.50	74.62	71.64	74.40	73.60 (15)
0.31	0.34	0.48	0.40	0.42 (15)
11.06	10.71	12.23	10.50	10.54 (15)
1.00	3.16	2.08	1.55	1.57 (15)
3.57	1.36	3.45	3.38	4.28 (15)
0.06	0.06	0.08	0.05	0.07 (15)
0.08	0.08	0.17	0.24	0.22 (15)
0.84	1.08	1.34	1.24	1.15 (15)
4.00	3.90	4.25	3.80	3.83 (15)
4.65	4.69	4.21	4.38	4.44 (15)
0.03	0.05	0.22	0.05	0.07 (15)
0.01	0.01	0.01	0.08	0.06 (15)
100.15	100.06	100.16	100.37	100.26 (15)
20	18	20	17	24.9 (14)
300	340	220	250	303 (13)
80	80	110	140	142 (15)
30	30	30	30	50 (15)
52	102	61	25	219 (15)
100	1020	640	480	1440 (8)
30	40	19	14	23.6 (7)
26	36	25	12	27.3 (8)
2.1	2.7	1.6	0.84	1.76 (7)
30	70	18	13	41 (8)
86	160	76	72	81 (7)
206	323	159	123	167 (7)
20	43	19	11	19.3 (7)
0.99	2.1	1.5	0.9	1.27 (7)
3.2	6.2	3.5	1.8	3.44 (7)
13	15	9.8	5.9	10.1 (7)
2.4	3.0	1.8	1.2	1.94 (7)
15	19	7	8	18.3 (15)
3	3	2	2	2.8 (15)
64	130	42	27	131 (15)
160	150	120	130	177 (15)
12	9	10	6	17.8 (15)
3	3	3	3	1.57 (7)
6	8	4	5	7.9 (7)
50	40	32	40	41.1 (7)
3	3	3	3	4.13 (7)
6	7	7	12	10.2 (7)

геологических и петрографических признаков метасоматических преобразований концентрации большинства редких элементов в гнейсах отвечают их содержаниям в исходных породах. Средние значения геохимических показателей приведены в табл. 1.3.

Залегающие в нижней части кейского разреза плагиоамфиболиты патчертундровской свиты, в том числе, биотитсодержащие, согласно аналитическим данным, приведенным А.П.Белолипецким и др. [1980], представляют собой метаандезитобазальты; амфибол-биотитовые плагиосланцы отвечают по составу метаандезитам (см. табл. 1.2, рис. 1.8). Особенностью метавулканитов является переменная титанистость ( $TiO_2 = 0.71-1.46\%$  в породах андезито-базальтового состава,  $0.77-1.27\%$  - андезитового состава).

Таблица 1.2 (окончание)  
Table 1.1 (completed)

Компонент Component	Эгирин-арфведсонитовые реоморфические граниты Белых Тундр Belaya Tundra aegirine-arfvedsonite rheomorphic granites				Гнейсы-метасоматиты Metasomatic gneisses		
	P20/1	P20/5	P20/7	Среднее	Ю7	Ю8/2	Среднее
SiO <sub>2</sub>	72.18	73.22	74.92	73.14 (11)	70.10	68.72	70.16 (15)
TiO <sub>2</sub>	0.56	0.36	0.31	0.38 (11)	0.34	0.34	0.40 (15)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.20	11.52	12.10	11.72 (11)	13.32	13.84	12.65 (15)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.01	1.22	0.79	1.15 (11)	1.15	1.51	1.66 (15)
FeO	2.89	3.18	1.18	2.90 (11)	4.31	4.78	4.56 (15)
MnO	0.06	0.06	0.04	0.05 (11)	0.09	0.10	0.09 (15)
MgO	0.01	0.51	0.17	0.28 (11)	0.51	0.34	0.40 (15)
CaO	1.24	1.49	1.18	1.45 (11)	1.46	2.93	2.39 (15)
Na <sub>2</sub> O	4.75	3.54	4.00	3.89 (11)	4.45	4.25	3.77 (15)
K <sub>2</sub> O	5.50	5.22	5.40	4.89 (11)	4.26	3.62	3.84 (15)
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.05	0.03	0.05 (11)	0.02	0.04	0.11 (15)
n.n.n.	0.07	0.08	0.01	0.22 (11)	0.36	0.21	0.15 (15)
Сумма Total	100.51	100.45	100.13	100.12 (11)	100.40	100.70	10.19 (15)
B	15	10	10	10.9 (11)			17.5 (2)
Rb	200	260	260	251.8 (11)	500	780	335 (2)
Ba	140	140	120	145 (11)			637 (11)
Sr	27	23	20	40.0 (11)			74.5 (11)
Y	52	50	45	53.0 (11)	45	62	290 (11)
Zr	700	570	610	642. (8)			338 (4)
Hf	15	20	20	18.8 (8)			10.1 (3)
Nb	13	21	27	21.5 (8)			
Ta	1.4	0.80	2.7	1.74 (8)			0.93 (3)
Th	15	18	23	20.0 (8)			14.5 (3)
La	77	71	38	56.1 (8)			35.0 (3)
Ce	153	150	140	142.4 (8)			89 (3)
Sm	15	13	12	11.7 (8)			7.1 (3)
Eu	1.2	0.92	0.78	0.903 (8)			1.40 (3)
Tb	3.2	2.2	1.7	2.26 (8)			1.20 (3)
Yb	7.1	5.9	6.5	6.35 (8)			3.63 (3)
Lu	1.3	1.0	1.1	0.113 (8)			0.567 (3)
Sn	8	8	13	8.27 (11)	9	3	6.60 (11)
Mo	2	2	3	2.27 (11)	2	1	1.73 (11)
Pb	22	44	68	39.7 (11)	81	13	63.0 (11)
Zn	70	100	120	88.2 (11)	70	60	131 (11)
Cu	10	21	19	16.6 (11)	30	5	12.0 (11)
Sc	3	3	3	3.09 (11)	7	7	6.09 (11)
V	6	19	3	19.0 (11)	40	3	29.0 (11)
Cr	23	70	240	109. (11)	100	10	29.1 (11)
Co	3	3	3	3.64 (11)	7	3	3.45 (11)
Ni	5	16	7	11.3 (11)	23	5	13.5 (11)

Примечание. 1 – патчератундровская свита, средние содержания по данным А.П.Белослипецкого и др. [1980]: а – в амфиболитах (метаандезито-базальтах), б – в биотит-амфиболовых гнейсах (метаандезитах).

В скобках указано количество проб, использованных при расчете средних содержаний

1 – Patchera suite, average compositions after A.P.Beloslipetsky et al. [1980]: а – in amphibolites (metaandesito-basalts), б – in biotite-amphibole gneisses (metaandesites).

Numbers of samples used for average composition calculations are shown in brackets

Биотитовые (преимущественно с гранатом) и биотит-амфиболовые гнейсы лебяжинской свиты соответствуют породам известково-щелочной серии, преимущественно метариодацитам; крайние составы отвечают трахириодацитам, дацитам и риолитам (см. табл. 1.3, 1.4, рис. 1.8). Характерны умеренные концентрации PЗЭ

Таблица 1.3. Петро- и геохимические параметры пород амфиболито-гнейсо-гранитного комплекса Кейвского блока

Table 1.3. Petro- and geochemical parameters of the amphibolite-gneiss-granite complex of Kciviy block

Компонент Component	1		2	3	4	5	6
	а (15)	б (6)					
d	0.45	0.56	0.70 (24)	0.83 (11)	1.061 (5)	1.00 (11)	0.82 (15)
Mg*	0.22	0.20	0.08 (24)	0.31 (11)	0.07 (5)	0.11 (11)	0.12 (15)
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	4.32	4.92	6.98 (24)	7.83 (11)	8.27 (5)	8.78 (11)	7.61 (15)
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	2.91	1.34	0.77 (24)	1.12 (11)	0.88 (5)	0.82 (11)	1.09 (15)
Fu*/Eu			0.62 (12)	0.48 (9)	0.21 (7)	0.23 (8)	0.59 (3)
(La/Yb) <sub>n</sub>			7.9 (14)	4.6 (9)	5.5 (7)	6.0 (8)	6.5 (3)
(La/Sm) <sub>n</sub>			3.84 (14)	2.78 (9)	2.77 (7)	3.03 (8)	3.10 (3)
(Th/Lu) <sub>n</sub>			1.53 (12)	1.41 (9)	1.16 (7)	1.32 (8)	1.37 (3)
K/Rb			218. (8)	184. (11)	1381. (3)	162. (11)	130. (2)
Rb/Sr			2.49 (8)	1.23 (11)	7.9 (3)	6.4 (11)	4.66 (2)
Ta/Nb			0.09 (7)	0.107 (9)	0.075 (7)	0.081 (8)	0.052 (4)
Zr/Hf			34.5 (7)	31.5 (9)	36.5 (7)	34.2 (8)	35.2 (3)

Примечание. 1 – пятчсртяндуровская свита, средние содержания по данным А.П.Белолипского и др. [1980]: а – в амфиболитах (метаандезито-базальтах), б – в биотит-амфиболовых гнейсах (метаандезитах); 2 – лебяжинская свита, гранат-биотитовые гнейсы (метариодациты); 3 – биотитовые гнейсы-бластомилониты (метариодациты); 4 – Кейвские эгирин-арфведсонитовые гнейсы (метатрахиродациты, металантеллериты); 5 – эгирин-арфведсонитовые реоморфические граниты Белых Тундр; 6 – гнейсы метасоматиты. d – коэффициент агаптитности; Mg\* – показатель магнесиальности. В скобках указаны количества проб, использованных при расчете средних значений параметров

1 – Patcherva suite, average compositions after A.P.Belolipetsky et al. [1980]: а – in amphibolites (metaandesito-basalts), б – in biotite-amphibole gneisses (metaandesites); 2 – Lebyazhka suite, garnet-biotite gneisses (metarhyodacites); 3 – biotite gneisses (metarhyodacites); 4 – Kciviy aegirine-arfvedsonite gneisses (metatrichyrhyodacite-metapantellerites); 5 – Belaya Tundra aegirine-arfvedsonite rheomorphic granites; 6 – metasomatic gneisses. d – agpaiteness coefficient; Mg\* – Mg number. Numbers of samples used for average meanings of petro- and geochemical parameters are shown in brackets

(средние содержания La – 56.0 г/т, Yb – 5.12 г/т) и умеренный уровень фракционирования (La/Yb<sub>n</sub> = 7.9). Тренды РЗЭ указывают на наличие двух групп пород (рис.1.9,а): 1) без Eu аномалии (Eu/Eu\* = 0.9–1.1); 2) с заметной отрицательной Eu аномалией (Eu/Eu\* = 0.3–0.7, среднее – 0.48). Концентрации породообразующих и редких элементов в метариодацитах обеих групп идентичны, отличием является более значительная роль Na и пониженная роль K в составе щелочей при незначительном снижении их суммарного содержания в породах второй группы: Na<sub>2</sub>O – 2.83 и 3.49%, K<sub>2</sub>O – 5.15 и 3.96% в породах первой и второй групп соответственно. По содержанию и соотношению щелочей, равно как и по особенностям распределения РЗЭ, породы второй группы ближе охарактеризованным ниже щелочным гнейсам, чем более калиевые гнейсы первой группы.

На диаграмме SiO<sub>2</sub> – (K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O) (см. рис.1.8) Кейвские щелочные эгирин-арфведсонитовые гнейсы располагаются на стыке полей риолитов, трахириодацитов, трахириолитов, пантеллеритов и комендитов. Преобладающая часть образцов принадлежит породам повышенной щелочности, среднее значение коэффициента агаптитности равно 1.06±0.04 (см. табл.1.2).

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

Распределение РЗЭ в щелочных гнейсах (см. табл.1.2, рис.1.9,в), опробованных в пределах Западно-Кейвского “массива”, характеризуется сравнительно высокими содержаниями La (48–160 г/т), Yb (5.9–15.0 г/т) и резкой отрицательной Eu аномалией (среднее Eu/Eu\* = 0.21±0.02).

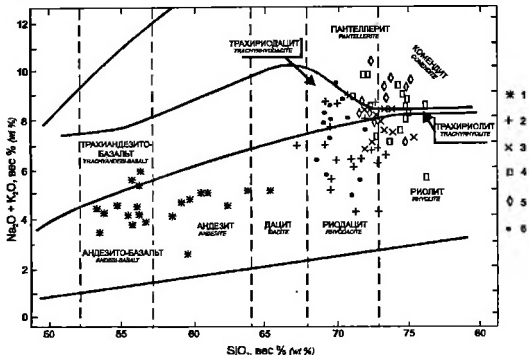


Рис. 1.8. Состав пород Кейвской ассоциации. Диаграмма  $\text{SiO}_2 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$  (по: [Классификация и номенклатура ..., 1981])

1 – амфиболиты (метаандезито-базальты) и биотит-амфиболовые гнейсы (метаандезиты) пачератушловской свиты; 2 – гранат-биотитовые гнейсы (метариодациты) лебяжинской свиты; 3 – лейкократовые биотитсодержащие гнейсы (метатрахириодациты, метариолиты); 4 – Кейвские эгирин-арфведсонитовые гнейсы (метатрахириодациты, металаптеллериты); 5 – эгирин-арфведсонитовые реоморфические граниты Белых Тундр; 6 – гастингситовые гнейсы-метасоматиты

Кейвским щелочным гнейсам близки по содержаниям главных и редких элементов и трендам РЗЭ арфведсонитовые граниты Белых Тундр (см. табл. 1.2, рис. 1.8, 1.9, г).

Распределением РЗЭ, близким типу щелочных гнейсов, характеризуются также лейкократовые биотитсодержащие тонкозернистые гнейсы (частью – гнейсы-бластомилониты), тектонически (в составе надвинутого аллюхтона) перекрывающие породы Кейвской структуры. Гнейсы опробованы в пределах западного фрагмента аллюхтона в районе массива щелочных гранитов Белых Тундр (см. рис. 1.6). По составу (см. табл. 1.3, 1.4, рис. 1.8, 1.9, б) эти гнейсы отвечают трахидацит-трахириолитам или риолитам, средняя величина коэффициента агапайности равна 0.83. Хотя содержания  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  в лейкократовых гнейсах аналогично таковому в щелочных гнейсах и щелочных гранитах, по содержаниям остальных породообразующих элементов и значениям петрохимических параметров лейкократовые гнейсы занимают промежуточное положение между известково-щелочными и щелочными разновидностями. Петрохимическая специфика лейкократовых гнейсов, по сравнению с остальными типами кислых пород, состоит в более высоком значении отношения  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  (1.12 против 0.77–0.88), низких содержаниях Fe и повышенной магниальности Mg (среднее значение 0.31 против 0.07–0.12). Существенно повышенные содержания V выделяют лейкократовые гнейсы среди остальных кислых пород Кейвской ассоциации (см. табл. 1.4).

Распределение РЗЭ в этих породах подобно трендам РЗЭ в кейвских щелочных гнейсах и щелочных гранитах Белых Тундр, хотя общий уровень концентраций заметно ниже (см. рис. 1.9, б): Ce – 58.1, Yb – 2.10 г/т,  $\text{La}/\text{Yb}_n$  – 4.6.  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  – 0.48. Многие пробы гнейсов данного типа отличаются дефицитом La. Аналогичные соотношения концентраций La и Ce характерны и для части образцов щелочных гранитов Белых Тундр (см. рис. 1.9, б, г). Геохимическое сходство лейкократовых гнейсов, опробованных в районе Белых Тундр, и щелочных гранитов массива Белых Тундр выразилось



также в несколько повышенных концентрациях V и Cr и пониженных содержаниях В, отличающих их от лебяжинских и кейвских гнейсов (рис.1.10, см. табл.1.2).

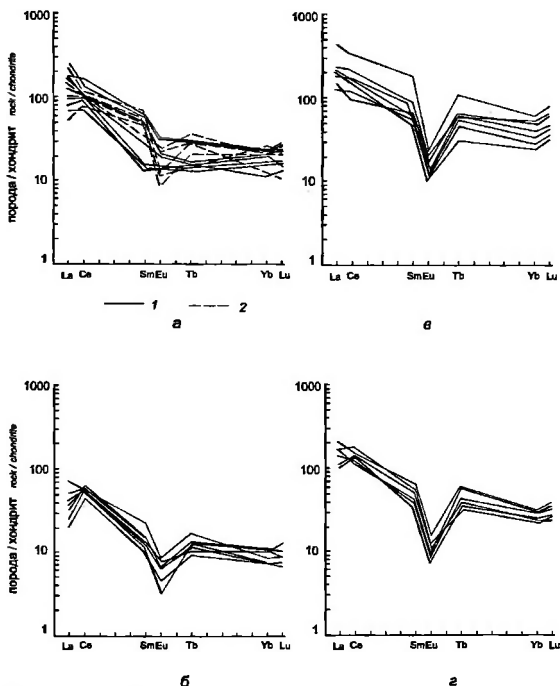
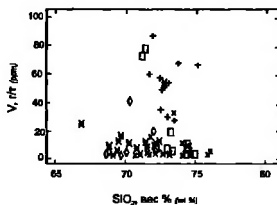
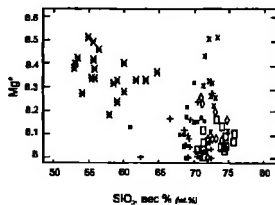
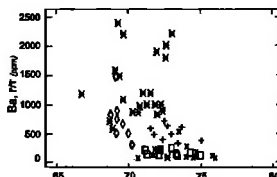
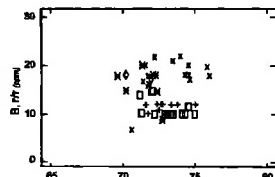
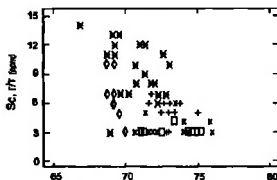
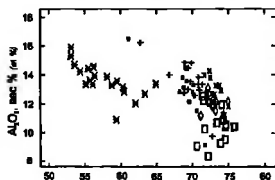
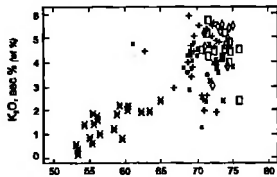
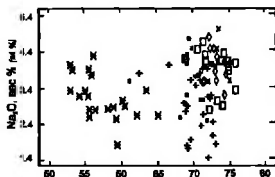
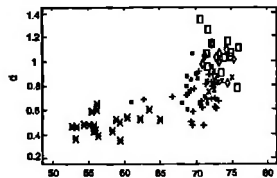
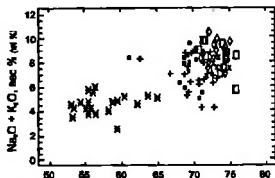


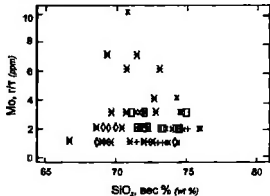
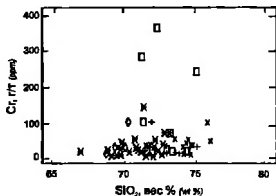
Рис. 1.9. Распределения РЗЭ в породах амфиболито-гнейсового и гнейско-гранитного комплексов Кейвской блока

а – гранат-биотитовые гнейсы (метариподашты) лебяжинской свиты с распределением РЗЭ: 1 – первого типа, 2 – второго типа (пояснения см. в тексте); б – лейкократовые биотитсодержащие гнейсы (метатрахиродациты, метарисолиты); в – Кейвские эгирин-арфведсонитовые гнейсы (метатрахиродашты, метапантеллериты); г – реоморфические эгирин-арфведсонитовые граниты массива Белых Тундр

## Особенности позднеархейского вулканизма

Как показано выше, геологические особенности позднеархейской амфиболито-гнейсовой ассоциации Кейв позволяют предполагать вулканогенную природу дометаморфических протолитов. Современный облик ассоциации, помимо первичного состава, определяется метаморфическими преобразованиями и реоморфизмом, связанными с позднеархейским и раннепротерозойским тектоническими событиями.





х - 1 + - 2 ■ - 3 ○ - 4 + - 5 \* - 6

Рис. 1.10. Геохимические особенности пород амфиболито-гнейсового и гнейсо-гранитного комплексов Кейвской структуры

1 - амфиболиты (метаандезито-базальты) и биотит-амфиболовые гнейсы (метаандезиты) патчер-итундровской свиты; 2 - гранат-биотитовые гнейсы (метариодациты) лебяжинской свиты; 3 - биотитовые гнейсы-бластомилониты (метариодациты); 4 - Кейвские эгириин-арфведсонитовые гнейсы (метатрихриодациты, металантелериты), 5 - эгириин-арфведсонитовые реоморфические граниты Белых Тундр; 6 - гастингитовые гнейсы-метасоматиты. d - коэффициент аффинности

Локально проявленные процессы частичного плавления щелочных метавулканитов и формирование интрузивных тел щелочных гранитов (массив Белых Тундр, см. рис. 1.6), внедрившихся в породы перекрывающего аллохтона, по-видимому, также являются следствием тектонического скупивания в конце раннего протерозоя. Приведенные в предыдущем разделе петро- и геохимические данные не противоречат этой оценке. Геохимические особенности гнейсов-метасоматитов (см. табл. 1.2, 1.3, рис. 1.8-1.10) свидетельствуют о том, что щелочной метасоматоз не привел к значительному изменению состава замещаемых пород. Метасоматиты в главных чертах наследуют особенности состава известково-щелочных гранат-биотитовых гнейсов. Распределение PЗЭ в щелочных гнейсах является скорее свидетельством первично-магматического, а не метасоматического генезиса протолита.

Сопоставление особенностей метаэффузивов позволяет наметить основные тенденции геохимической эволюции кислых магм:

- 1) возрастание роли  $\text{Na}_2\text{O}$  при сохранении или некотором снижении общего количества щелочей коррелируется с появлением и ростом дефицита Eu;
- 2) более кислые разности метавулканитов характеризуются более высокими концентрациями PЗЭ и "углублением" отрицательной Eu аномалии; при этом в конкретных типах пород рост  $\text{SiO}_2$ , напротив, приводил к некоторому снижению общего уровня PЗЭ;
- 3) по сравнению с известково-щелочными, собственно щелочные разности кислых метаэффузивов характеризуются более высоким уровнем концентраций некогерентных элементов, таких как Rb, Y, Zr, Hf, Nb, Ta, Th, Sn, но более низким - Ba и Sr (см. рис. 1.10).

Распределение фигуративных точек на диаграмме  $\text{K}_2\text{O}$ -Rb (рис. 1.11) свидетельствует о независимости эволюционных трендов двух групп известково-щелочных метавулканитов, представленных соответственно гранат-биотитовыми и лейкократовыми гнейсами. Причем эволюция магматического очага, соответствующего лейкократовым гнейсам, сопровождалась более значительным накоплением Rb относительно K. С этой особенностью коррелируются отмеченные выше более высокие содержания  $\text{SiO}_2$  и более резкий дефицит Eu в лейкократовых гнейсах по сравнению с лебяжинскими гнейсами. Тренд, отвечающий щелочным метавулканитам, продолжает линию эволюции, зафиксированную составами лейкократовых гнейсов, в направлении более высоких концентраций Rb. Тренд щелочных гранитов Белых тундр также продолжает

линию эволюции лейкократовых гнейсов, но в ином направлении, демонстрируя согласованное возрастание концентраций K и Rb. В совокупности с охарактеризованными выше геохимическими особенностями рассматриваемых пород это позволяет предположить, что щелочные граниты Белых Тундр могли формироваться за счет частичного плавления как щелочных, так и лейкократовых известково-щелочных гнейсов.

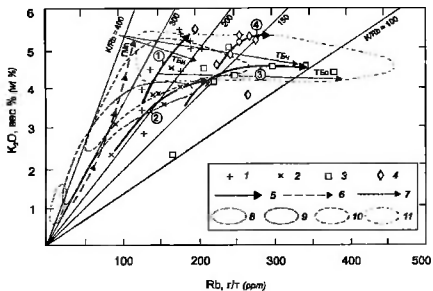


Рис. 1.11. Соотношения  $K_2O$  и Rb в гнейсах и гранитах Кейвской структуры  
Условные обозначения к рис.1.11–1.14

1–4 – фигуративные точки: 1 – гранат-биотитовые гнейсы (метариодациты) лебяжинской свиты, 2 – лейкократовые биотитсодержащие гнейсы (метатрахидариодациты, метариолиты), 3 – Кейвские згирин-арфведсонитовые гнейсы (метатрахидариодациты, метапантеллериты), 4 – згирин-арфведсонитовые реоморфические граниты массива Белых Тундр; 5–7 – эволюционные тренды. 5 – комплексы пород Кейвской ассоциации (цифры в кружках соответствуют номерам легенды фигуративных точек); 6–7 – генерализованные тренды: 6 – гранитоидов Мурманского пояса (ГМп), 7 – туфов лавовых потоков Бандельер (толщи Чериге – Тбч, и Отови – ТБо), Нью-Мексико, США и Бишоп (ТБи), Калифорния, США (по [Macdonald et al., 1992]); 7–10 – поля фигуративных точек субщелочных кремнистых обсидианов (по данным: [Macdonald et al., 1992]); 7 – примитивных островных дуг, 8 – зрелых островных дуг, 9 – активных окраин континентов, 10 – внутренних областей континентов (зон тылового растяжения активных окраин, пояснения см. в тексте)

Распределение фигуративных точек на диаграмме  $K_2O$ –Rb свидетельствует о сходстве процессов эволюции протолитов кейвских щелочных гнейсов и отложений кайнозойских туфов лавовых потоков на западе США (см. рис. 1.11).

Таким образом, позднеархейский вулканизм в пределах Кейвского блока характеризовался формированием по меньшей мере двух параллельных эволюционных рядов: 1) андезито-базальты – андезиты – метариодациты и 2) трахидациты – трахириолиты – пантеллериты и комендиты (см. табл.1.2, рис.1.8). Размещение лейкократовых гнейсов, геохимическая специфика которых подтверждает их принадлежность Кейвской горно-породной ассоциации, в основании тектонического покрова, по-видимому, свидетельствует о формировании аллохтона в результате выдавливания фронтальной части Кейвского микроконтинента в обстановке тектонического стресса.

## Реконструкция геодинамических обстановок позднеархейского вулканизма

Основные и средние метавулканы нижней части Кейвского разреза представлены известково-щелочными разновидностями. При отсутствии детальной геохимической информации их происхождение может быть предположительно связано с процессами

краинно-континентального типа. Однако повышенная титанистость может указывать на условия растяжения.

Рассмотрение особенностей редкоземельного состава кислых пород позволяет выдвинуть более обоснованные предположения. По сравнению с вулканитами близкого состава различных геодинамических обстановок, лебяжинские метариодациты наиболее близки риодацитам активных континентальных окраин, в частности, игнимбритам Центральных Анд [Kusmaul et al., 1977; Noble et al., 1979]. От близких по составу пород энсиматических островных дуг [Магматические горные ..., 1987а], их отличают более высокие концентрации крупноионных литофильных элементов (K, Ba, Sr), а также элементов с высокозарядными ионами, в частности Zr. От вулканитов континентально-рифтовой области (Кенийского рифта) [Weaver et al., 1972] они отличаются относительно низким уровнем щелочности, значительно более высокими концентрациями Ba и Sr, пониженным содержанием Zr и существенно более низкой концентрацией Nb.

В отношении кейвских щелочных гнейсов отметим, что близкими закономерностями распределения редких элементов и РЗЭ (со значениями  $(La/Yb)_n$  порядка 2–10 при содержаниях La 100–200 до 1000–2000 хондритовых стандартов и  $Eu/Eu^* = 0.01–0.05$  до 0.2) характеризуются многие щелочные, субщелочные (как правило, со щелочными темноцветными минералами) и плюмазитовые гранитоиды, а также некоторые высококалийевые (аляскитовые) граниты. Те же особенности свойственны щелочным, субщелочным и плюмазитовым риолитам и риодацитам, обычно отвечающим заключительным стадиям эволюции магматических очагов и формирующим отложения пирокластических потоков (игнимбритов, спекшихся и сваренных туфов) и связанные с ними гипабиссальные тела. К этому типу относятся, в частности, риолиты (игнимбриты и сваренные туфы) области задугового (тыловодужного) растяжения Провинции Бассейнов и Хребтов запада Северной Америки, где они входят в состав бимодальной ассоциации, включающей, помимо кислых пород, базальты, в том числе субщелочные, фonoлиты, оливин- и лейцитсодержащие андезито-базальты [Магматические горные..., 1987б; Фелпс, 1983; Lipman, 1988; Thompson et al., 1986].

Аналогичным распределением РЗЭ характеризуются высококремнистые агпаитовые породы (щелочные граниты, комендиты, пантеллериты), связанные с зонами континентально-рифтового магматизма и магматическими ареалами горячих точек. Уровень содержаний РЗЭ здесь несколько варьирует, однако общей особенностью является незначительная степень фракционирования ( $(La/Yb)_n = 2–10$ ) и значительная отрицательная Eu аномалия ( $Eu/Eu^* = 0.03–0.35$  до 0.5) [Ермолов и др., 1988; Магматические горные ..., 1987а]. Специфической особенностью этих пород является существенно повышенный уровень концентраций крупноионных литофилов и, в особенности, высоковалентных элементов (в г/т): Nb – 40–130 до 400, Ta – 4–28 и более, Y – до 200–400, Zr – до 1000–2000 [Baker et al., 1977; Imeokparia, 1985; Weaver et al., 1972]. Для сравнения отметим, что концентрация Nb в кислых щелочных вулканитах базальт-комендитовой ассоциации Провинции Бассейнов и Хребтов примерно на полпорядка ниже и составляет 6–70 г/т [Noble et al., 1979].

По уровню концентраций редких элементов кейвские щелочные гнейсы ближе вулканитам тыловых зон активных континентальных окраин, чем вулканитам континентальных рифтов. Критическим показателем являются концентрации высоковалентных элементов, в частности, содержание Nb. Умеренный уровень содержаний Nb в кейвских щелочных гнейсах (27,3 г/т) позволяет соотнести формирование их протолита с обстановкой растяжения в тылу активной континентальной окраины.

В пользу высказанных соображений свидетельствует и размещение фигуративных точек кислых метазфудузов на дискриминационных диаграммах. На тройной диаграмме Th–Hf/3–Ta [Wood, 1980], модифицированной применительно к задаче

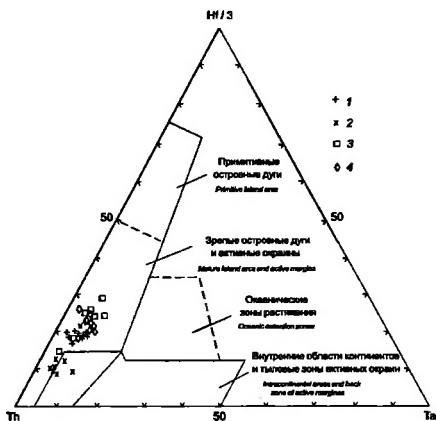


Рис. 1.12. Гнейсы и граниты Кейв на дискриминационной диаграмме Th–NE3–Ta для кислых субщелочных обсидианов (по [Macdonald et al., 1992])  
Условные обозначения см. на рис. 1.11

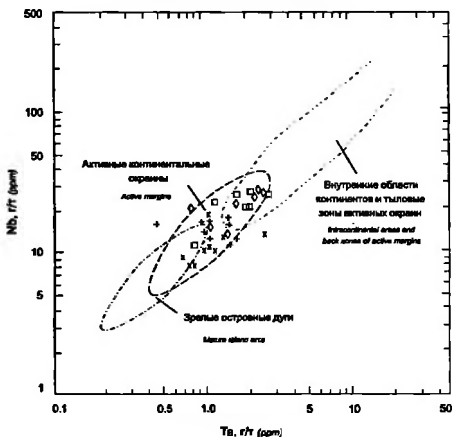


Рис. 1.13. Гнейсы и граниты Кейв на дискриминационной диаграмме Nb–Ta (типы субщелочных кремнекислых обсидианов по данным Ф.Макдональда с коллегами [Macdonald et al., 1992])  
Условные обозначения см. на рис. 1.11

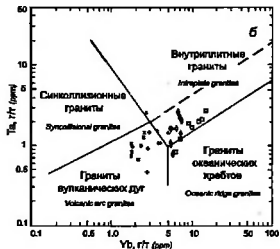


Рис. 1.14. Гнейсы и граниты Кейв на дискриминационных диаграммах Rb – (Y+Nb) (а) и Ta – Yb (б) (по: [Pearce et al., 1984])

Условные обозначения см. на рис. 1.11

расчленения субщелочных кислых обсидаианов [Macdonald et al., 1992], точки, отвечающие известково-щелочным и щелочным (по терминологии, принятой в США, субщелочным) метавулканитам Кейвской структуры, разместились в поле зрелых островных дуг и активных окраин (рис.1.12). Согласно данным Р.Макдональда и др. [Macdonald et al., 1992], концентрации Nb и Ta являются особенно чувствительным индикатором обстановок формирования риолитовых пород.

На диаграмме Nb–Ta, построенной по данным этих исследователей, метавулканиты обеих рассматриваемых групп разместились в пределах поля активных окраин (рис. 1.13). При этом фигуративные точки щелочных метавулканитов и щелочных реоморфических гранитов преимущественно смещены в область перекрытия полей активных окраин и внутренних областей континентов. Необходимо заметить, что в работе Р.Макдональда с коллегами образцы субщелочных кремнекислых обсидаианов внутренних областей континентов отобраны практически полностью в пределах тыловых хребтов системы Скалистых гор, в том числе в области Бассейнов и Хребтов. Следуя В.В.Ярмолюку и В.И.Коваленко [1991], мы рассматриваем эту область в качестве области рифтогенеза в тылу активной континентальной окраины, для которой характерен своеобразный магматизм, сочетающий признаки магматизма субдукционных зон и областей растяжения, но отличающийся от магматизма областей внутриконтинентального рифтогенеза. На парных диаграммах Rb – (Y+Nb) и Ta–Yb, разработанных Дж.А.Пирсом с коллегами [Pearce, 1984] для разделения гранитоидов различных обстановок, точки, соответствующие известково-щелочным метавулканитам Кейв, расположились в поле гранитов вулканических дуг, а точки щелочных метавулканитов – в поле внутриплитных гранитов (рис.1.14). Согласно Р.Макдональду с коллегами, субщелочные кремнекислые обсидаианы зрелых островных дуг и активных окраин на этих диаграммах также занимают поля гранитов вулканических дуг. Обсидаианам, формирующимся во внутренних областях континентов (согласно выдвинутой выше трактовке – в пределах зон растяжения в тылу активных окраин), на обеих диаграммах отвечают поля внутриплитных гранитов. Распределения точек известково-щелочных и щелочных пород Кейвской ассоциации на всех приведенных диаграммах свидетельствуют о близости значений геохимических параметров метавулканитов обеих групп и их частичном перекрытии.

Таким образом, комплекс геохимических особенностей метавулканитов Кейвской амфиболито-гнейсовой ассоциации в целом указывает на ее формирование в обстановке тылового растяжения активной окраины.

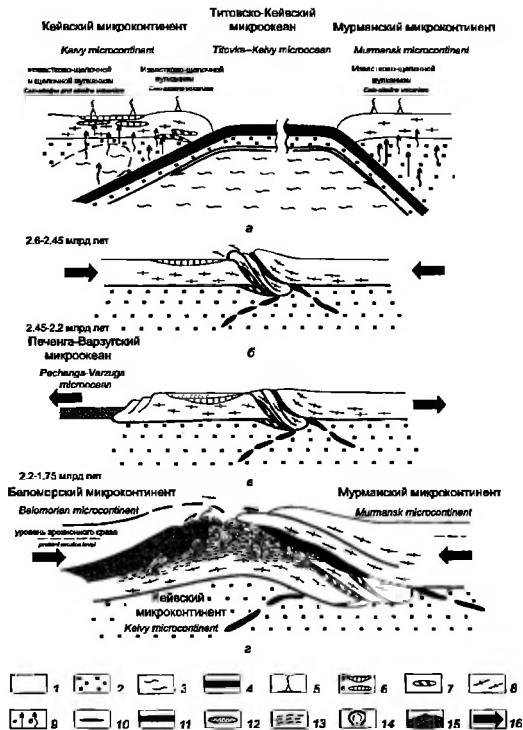


Рис. 1.15. Реконструкция последовательности формирования позднеархейских структур востока Кольского полуострова

*a, б* – обстановка сжатия: субдукция океанической литосферы Титовско-Кейвского микроокеана, развитие активных континентальных окраин (*a*); коллизия (*б*), формирование фронтальных взбросо-надвигов; *в* – обстановка растяжения: формирование Печенга-Варзугского микроокеана, внутриконтинентальное осадконакопление; *г* – обстановка сжатия: обдукция раннепротерозойских океанических и островдужных комплексов, возобновление надвигообразования в пределах позднеархейской коллизийной зоны. Мощность континентальной коры на рис. *a–в* – около 30 км; вертикальный масштаб на рис. 2 увеличен в 2.5 раза

1 – континентальная кора; 2 – литосферная мантия; 3 – астеносфера; 4–10 – поздний архей: 4 – океаническая кора, 5 – проявления вулканической деятельности, 6 – осадочно-вулканогенные комплексы (*a*) и субауляканические тела (*б*) в области тылового растяжения активной континентальной окраины, 7 – тела габбро-анортозитов, 8 – область гранитизации, 9 – потоки вещества над зоной субдукции, расплавы (*a*), флюиды (*б*), 10 – реликты субдуцированной океанической коры; 11–15 – ранний протерозой: 11 – океаническая кора, 12 – внутриконтинентальные осадки, 13 – амфиболито-гнейсовый (метавулканический) комплекс, 14 – гранит-мигматитовые и гранито-гнейсовые купола, 15 – обдуктированная океаническая кора; 16 – генерализованные направления тектонических напряжений



## Геодинамическая эволюция Кейвского блока в позднем архее

Приведенные данные и их интерпретация позволяют реконструировать особенности позднеархейской геодинамической эволюции Кейвского блока и выделить следующие основные этапы:

1. Начальный этап вулканизма (около 2.8 млрд лет назад) характеризовался извержениями андезито-базальтового и андезитового состава, вероятно протекавшими в обстановке активной окраины. Для уверенной оценки имеющихся данных недостаточно.

2. Второму, главному, этапу (между 2.8 и 2.6 млрд лет назад) отвечали массовые извержения пирокластических потоков, сформировавших отложения кислого состава известково-щелочной и щелочной серий, обособленных по составу и, отчасти, в пространстве. Первоначально те и другие формировались синхронно, образуя в краевых частях соответствующих ареалов участки тесного переслаивания в разрезе, однако в верхних частях разреза щелочные метавулканиды исчезают. Геодинамическая обстановка вулканизма, как было показано, отвечала условиям рифтогенеза тыловой области активной континентальной окраины.

Преобладающая часть кислых вулканидов (как известково-щелочной, так и щелочной серии), по-видимому, была сформирована в результате извержений пирокластических потоков, отложения которых образовывали протяженное вулканическое плато, подобно вулканическим накоплениям Охотско-Чукотского вулканического пояса [Минц, 1978; Сперанская, 1964], Американских Кордильер и области оз. Таупо в Новой Зеландии [Росс, Смит, 1963].

3. Третий этап зафиксирован формированием надвигового пояса по границе с Мурманским поясом, явившимся (как будет показано ниже в рамках интерпретации геодинамической системы в целом) результатом столкновения Кейвской и Мурманской микроплит (см. рис.1.6). Коллизия сопровождалась размещением пластинчатых тел габбро-анортозитов в подошве системы тектонических покровов [Минц, 1993б; Минц, Пастухов и др., 1994]. Оценки возраста габбро-анортозитов Цага-Ачерийского комплекса позволяют датировать интрузивные и последующие коллизионные процессы – 2.6-2.45 млрд лет [Митрофанов и др., 1993]. Собственно обстановка внедрения мафитовых магм не ясна.

Схема, приведенная на рис.1.15, иллюстрирует пространственные и временные соотношения и эволюцию реконструируемых геодинамических обстановок.

Следует отметить, что взаимосвязь надвигообразования с обстановкой именно позднеархейской коллизии не вполне очевидна. Ряд данных, прежде всего преимущественная приуроченность пород сланцевого (метаосадочного) комплекса Кейвскому параавтохтону, может указывать на формирование надвигов лишь после накопления осадков - в связи с раннепротерозойской коллизией (около 1.9 млрд лет назад), как это будет показано ниже – в гл.2. При такой интерпретации тектоническое размещение габбро-анортозитов окажется значительно оторванным от времени их внедрения и становления в основании позднеархейской активной окраины Кейвского микроконтинента.

## Центрально-Кольский гранулитовый пояс

На протяжении длительного времени Центрально-Кольская (Кольско-Норвежская) "область" рассматривалась в качестве древнейшего складчатого ядра Балтийского щита. В строении этого региона участвуют породы варьирующие как по составу (в разной степени полосчатые чередующиеся биотитовые и/или амфиболовые парагнейсы с гиперстеном, гранатом, силлиманитом, кордиеритом, реже андалузитом или шпинелью, тоналито- и эндербито-гнейсы, амфиболиты, гранито-гнейсы, полосчатые магнетит-силикатные породы и кварциты, а также умеренно метаморфизованные конгломераты и метавулканы) так и по степени метаморфизма (от гранулитовой и амфиболитовой фации для большей части пород до амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой в пределах зеленокаменных поясов Бьерневан и Оленегорского) породные ассоциации. Особенности границы между ними в большинстве случаев связаны с процессами формирования метаморфической полосчатости или образованы сдвиговыми тектоническими нарушениями [Докембрийская геология ..., 1988; Авакян, 1992; Марков и др., 1987; Dobrzhinetskaya et al., 1995; Mitrofanov et al., 1995]. Оценки возраста пород варьируют в пределах от 2.65–2.73 млрд лет до 2.9 млрд лет при отсутствии возможности четкого разделения более древних и более поздних структурно-вещественных ассоциаций [Авакян, 1992; Balashov et al., 1992; Levchenkov et al., 1995; Timmerman, Daly, 1995].

В последние годы были получены данные, свидетельствующие о чешуйчато-надвиговом строении этого гранулитового комплекса гранулитового пояса (см. рис.0.2, 0.3). Основу этих данных составили результаты дешифрирования космо- и аэрофотоизображений [Баржицкий, 1988; Минц, Пастухов и др., 1994] и результаты структурных (в том числе, микроструктурных) исследований [Добржинецкая, 1989]. Согласно полевым наблюдениям, контакты между тектоническими пластинами, образованными породами различного состава, выполнены blastomylonитами, в зонах контактов нередки характерные малион-структуры. Анализ этих данных и геологической ситуации, отраженной на геологических картах, показывает, что породы в пределах Центрально-Кольского пояса слагают мощный чешуйчато-надвиговой ансамбль, в строении которого чередуются пластины, последовательно погружающиеся в северо-восточном направлении. Моноклиальный в целом характер залегания тектонических пластин осложнен пологими складками. Последние, по-видимому, определяются сдвиговыми деформациями, связанными с перемещениями вдоль раннепротерозойских разломов субмеридионального простирания.

По всей вероятности, именно незакономерным характером чередования отдельных пластин определяются трудности расшифровки предшествующих геологических соотношений между породными ассоциациями, а также особенности эволюции метаморфических преобразований пород, образующих различные пластины [Dobrzhinetskaya et al., 1995].

Для гранулитовых разностей метаморфического комплекса установлены три главных температурных этапа минералообразования: 670, 565 и 500°C. Эти значения в равной мере отвечают комплексам, метаморфизованным, судя по геологическим соотношениям, на несколько различных глубинах: более глубинному комплексу Веже-Тундры (преимущественно эндербиты и двупироксен-плагноклазовые кристаллосланцы) и несколько менее глубинному комплексу кольских гнейсов (преимущественно биотит-гранат±силлиманит±кордиеритовые гнейсы с включениями двупироксен-плагноклазовых кристаллосланцев) (рис.1.16). Пик регионального метаморфизма характеризуется первой из перечисленных оценок, последующие отвечают регрессивным преобразованиям, проявившимся в локальных зонах [Фонарев и др., 1989].

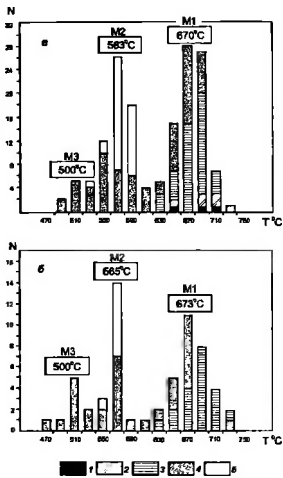


Рис. 1.16. Гистограммы оценок температур метаморфизма кислых гранулитов кольской серии (а) и ассоциации основных гранулитов-эидербитов (б) чернокитовой серии (данные В.И.Фонярева)

1-5 - геотермометры: 1 - гранат-клинопироксеновый; 2 - гранат-ортопироксеновый; 3 - дву-пироксеновый; 4 - биотит-гранатовый; 5 - кордиерит-гранатовый

Для геодинамической интерпретации структуры Центрально-Кольского пояса существенны следующие его особенности: преимущественно высокотемпературный метаморфизм и признаки умеренного теплового потока в период метаморфических преобразований; признаки общего сжатия в период тектонического размещения метаморфических пород и формирования чешуйчато-надвигового ансамбля [Добржинешкая, 1989]; региональная ориентировка надвиговых пластин в преобладающей части области, характеризующаяся падением к северо-востоку под структуры Титовско-Кейвской зоны и Мурманского пояса. Искажения этой региональной структуры связаны с более поздними складчатыми деформациями тектонических пластин. К оценке геодинамической обстановки, "ответственной" за формирование этих особенностей в рамках интегральной модели позднеархейской эволюции СВБЩ, мы вернемся в заключительной части этой главы (см.рис.1.21, 1.22).

Согласно К.Х.Авакяну, главный этап гранулитового метаморфизма характеризуется параметрами:  $680 \pm 30^\circ\text{C}$  и  $6.2 \pm 1.2$  кбар, в "переходной зоне" эти значения равны:  $645 \pm 25^\circ\text{C}$  и  $5.0 \pm 0.9$  кбар. Рассчитанный по ним средний геотермический градиент для коры в целом составляет примерно  $31^\circ/\text{км}$  и  $36^\circ/\text{км}$  соответственно. Оценки условий второго этапа метаморфизма в гранулитовой зоне составили:  $590 \pm 24^\circ\text{C}$ ,  $3.5 \pm 0.5$  кбар,  $48^\circ/\text{км}$  [Авакян, 1992]. Таким образом, по крайней мере для части пород гранулит-гнейсовой ассоциации установлена достаточно обычная для подобных ассоциаций регрессивная направленность метаморфических процессов.

Согласно К.Х.Авакяну, геохимические особенности основных разновидностей пород позволяют предполагать, что протолиты метаморфитов включали ряд широко варьирующих по составу изверженных пород и парапороды типа глинистых осадков. Как мы отмечали во Введении, проблема реконструкции протолитов высокотемпературных пород представляет собой задачу, не имеющую однозначных решений. Поэтому, не располагая собственными данными, мы ограничимся здесь приведенной ссылкой.

Для геодинамической интерпретации

Таблица 1.4. Характерные содержания главных (в вес %), редких элементов и РЗЭ (в г/т) в метавулканитах и в породах субвулканических тел полмостгидровской снйты зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья

Table 1.4. Selected major element (wt %), trace and REE (ppm) analyses of metavolcanics and subvolcanic rocks of Polmostundra suite of Kolmozero-Voronia greenstone belt

Компонент Component	Южное крыло зеленокаменного пояса. Амфиболиты (метавулканиты) Southern limb of greenstone belt. Amphibolites (metavolcanics)							
	P-65/1 KB	P-65/2 KB	P-65/3 АБ	P-65/4 Т	P-65/7 Т	P-65/8 АБ	P-65/11 АБ	P 65/13 Т
SiO <sub>2</sub>	50.96	48.46	52.50	49.86	51.88	54.40	52.90	51.50
TiO <sub>2</sub>	0.67	0.54	1.14	1.06	0.89	0.94	1.52	1.67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.39	16.86	13.93	15.18	16.27	15.69	14.73	15.32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.00	1.96	1.77	2.58	1.23	2.34	2.93	2.94
FeO	8.35	8.06	11.74	10.44	8.16	8.86	9.94	10.22
MnO	0.22	0.21	0.20	0.18	0.15	0.15	0.18	0.19
MgO	8.00	10.20	4.70	6.30	4.60	5.10	5.40	5.30
CaO	10.55	9.83	9.25	10.75	11.37	7.22	7.66	8.60
Na <sub>2</sub> O	1.88	1.84	2.56	1.96	0.60	3.88	2.82	3.14
K <sub>2</sub> O	0.23	0.14	0.22	0.22	3.32	0.27	0.80	0.05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.10	0.13	0.11	0.09	0.09	0.15	0.14
н.п.п. LOI	1.22	1.30	1.35	0.68	1.00	0.61	0.50	0.38
SO <sub>3</sub>	0.06	0.06	0.005	0.18	0.06	0.02	0.06	0.09
Сумма Total	99.62	99.56	99.54	99.50	99.62	99.57	99.59	99.54
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.04	0.14	0.15	0.05	0.05	0.08	0.06	0.10
B	34	400	35	14	30	18	16	12
Rb	18		6.1			7.6		3.3
Ba	210	60	50	40	320	60	140	30
Sr	95		150			260		290
La	2.6		5.1					12
Ce	7.6		13					20
Sm	1.6		2.5					4.6
Eu	0.6		0.89					1.5
Tb	0.44		0.62					1.1
Yb	1.7		2.2					3.3
Lu	0.27		0.34					0.49
Nb	1.0		2.2			9.4		6.8
Ta	0.3		0.5					0.3
Hf	3.0		3.0					4.9
Zr	57		110			110		170
Y	16		36			20		34
Sn	3	3	4	3	5	5	5	5
Sc	67		40					45
Cu	170	110	30	78	80	100	130	72
Zn	110	130	100	180	120	150	150	100
Pb	6	7	9	4	10	9	4	4
V	480	400	480	380	180	140	310	280
Cr	80	80	74	58	240	110	220	100
Co	52	52	48	61	54	34	64	60
Ni	76	190	44	100	160	80	88	88

## Титовско-Кейвская зона

Титовско-Кейвская зона является сложно построенной пограничной структурой, сочленяющей Мурманский гранит-мигматитовый пояс со структурами Центрально-Кольского гранулитогнейсового пояса и Кейвского блока (см. рис. 0.2 и 0.3). На значительном протяжении эта зона имеет преимущественно структурное выражение: она

представлена серией сближенных субпараллельных разломов северо-западного простирания, под углами 60–80°, погружающихся в северо-восточном направлении.

Таблица 1.4 (продолжение)

Table 1.4 (continued)

Габбро-амфиболиты (субвулканические тела)								
Gabbro-amphibolites (subvolcanic body rocks)								
A-26/2	A-26/5	A-26/6	A-26/12	A-26/13	A-27/6	A-27/8	P-65/5	P-65/12
T	T	T	T	T	T	T	T	ИЩЕ
49.40	47.46	51.88	49.76	49.00	48.64	48.80	47.72	47.46
1.08	0.84	1.40	0.99	1.35	0.73	1.66	0.68	1.14
15.60	17.45	15.62	15.88	14.78	14.89	14.36	16.73	15.13
3.00	3.15	2.58	2.70	3.72	2.92	4.38	1.28	3.59
9.50	9.65	9.50	9.58	12.24	8.35	10.72	9.43	11.52
0.19	0.18	0.17	0.19	0.21	0.19	0.21	0.17	0.23
7.15	7.75	5.65	7.10	5.40	9.20	6.45	8.15	6.80
10.52	9.68	8.59	9.83	10.40	11.10	10.01	11.93	9.97
2.80	2.44	3.66	2.84	1.95	2.40	2.30	2.08	2.46
0.17	0.18	0.13	0.08	0.11	0.15	0.22	0.29	0.82
0.08	0.09	0.15	0.25	0.15	0.07	0.15	0.07	0.15
0.12	0.65	0.22	0.42	0.34	0.90	0.41	0.84	0.40
0.05	0.07	0.05	0.05	0.08	0.04	0.05	0.15	0.07
99.66	99.59	99.60	99.67	99.73	99.58	99.72	99.52	99.74
0.11	0.08	0.05	0.04	0.08	0.08	0.08	0.05	0.07
17	23	20	120	23	21	17	220	16
	2.7	1				7.5	23	3.6
30	30	30	30	30	30	30	40	30
	190	150				180	190	150
	4.3	7.8				3.2	2.4	5.1
	11	20				9.5	5.8	13
	2.1	4.5				3.7	1.5	2.7
	0.81	1.5				1.3	0.6	1.0
	0.52	1.0				1.0	0.35	0.67
	2.0	2.9				3.7	1.5	2.4
	0.34	0.43				0.6	0.21	0.39
	3.0	4.4				3.5	2.0	4.9
	0.5	0.5				0.75	0.3	0.3
	3.0	5.4				3.4	2.0	2.0
	85	150				130	55	83
	27	31				41	12	22
7	7	7	5	6	5	6	14	4
	41	33				46	42	61
130	38	16	78	48	60	38	160	80
130	110	120	120	170	100	140	130	150
9	5	11	6	5	6	4	4	5
200	130	100	200	300	120	250	360	310
210	120	66	200	74	340	84	190	160
44	37	29	37	34	28	28	62	68
130	130	66	140	48	84	66	160	96

В обнаженных участках можно наблюдать, что ограничениям зоны отвечают полосы бластомилонитов переменной мощности. В районе пересечения Титовско-Кейвской зоной р. Западная Лица вдоль ее границы с Мурманским поясом размещено плагинообразное тело амфиболитизированных шпинелевых перидотитов [Бакушкин, 1985]. Наиболее пологим погружением, также к северо-востоку, характеризуется юго-восточная часть зоны (см. рис. 1.6).

Лишь в центральной части Титовско-Кейвской зоны сохранились позднерхейские образования, непосредственно связанные с этой зоной. Наиболее полно они

Таблица 1.4 (продолжение)  
Table 1.4 (continued)

Компонент Component	Северное крыло зеленокаменного пояса. Амфиболиты (метавулканиты) Northern limb of greenstone belt. Amphibolites (metavolcanics)					
	A-28 КВ	A-28/1 КН	A-28/2 КН	A-28/3 КВ	A-28/4 КВ	A-28/5 КН
SiO <sub>2</sub>	49.36	49.12	50.50	49.44	51.26	50.74
TiO <sub>2</sub>	0.45	0.45	0.50	0.50	0.52	0.48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.57	15.58	14.24	14.11	14.10	13.39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.47	2.16	2.40	2.15	2.03	2.33
FeO	7.70	7.70	7.85	7.99	7.63	7.92
MnO	0.20	0.21	0.20	0.20	0.20	0.20
MgO	8.95	9.40	8.60	10.20	9.35	9.85
CaO	12.64	12.28	13.44	12.72	12.86	11.70
Na <sub>2</sub> O	1.24	1.84	0.82	1.43	1.00	1.57
K <sub>2</sub> O	0.18	0.17	0.10	0.14	0.13	0.16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.04	0.12	0.05	0.05	0.05
п.п.п	0.61	0.70	0.73	0.72	0.46	0.73
SO <sub>3</sub>	0.08	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05
Сумма Total	99.49	99.70	99.55	99.69	99.64	99.71
H <sub>2</sub> O*	0.20	0.07	0.14	0.06	0.11	0.14
B	19	18	23	23	18	20
Rb	5.9	1.6	1.3	2.4	1	
Ba	30	30	30	30	30	30
Sr	99	98	93	96	110	
La	2.1	2.0			5.0	
Ce	4.7	5.2			10	
Sm	1.1	1.1			2.4	
Eu	0.4	0.34			0.66	
Tb	0.32	0.31			0.6	
Yb	1.7	1.6			3.3	
Lu	0.28	0.25			0.51	
Nh	1.0	-	1.0	1.7		
Ta	0.3	0.3			0.5	
Hf	2.0	2.0			3.0	
Zr	42	54	53	49	47	
Y	18	18	18	17	19	
Sn	6	5	6	6	5	5
Sc	71	68			60	
Cu	140	98	120	130	66	86
Zn	130	120	130	120	140	120
Pb	8	6	8	6	6	6
V	200	230	250	220	170	200
Cr	300	300	430	580	420	560
Co	40	38	34	38	45	38
Ni	150	250	150	200	200	200

представлены в пределах отрезка, обычно именуемого "зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья" (от р.Воронья на западе до оз.Колмозеро на востоке).

### Зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья

Согласно результатам геологического картирования, пояс Колмозеро-Воронья в структурном отношении представляет собой "тектоническую" моноклиаль: слагающие его толщи имеют субпараллельное простирание и круто погружаются к северо-востоку под структуры Мурманского пояса. С северо-западным выклиниванием пояса связан перегиб структур, рисующий подобие центриклинального замыкания [Белолипецкий и др., 1980], однако проведенное нами детальное картирование

Таблица 1.4 (окончание)  
Table 1.4 (completed)

Габбро-амфиболиты (субвулканические тела) Gabbro-amphibolites (subvolcanic body rocks)						
A-30 КВ	A-30/1 КВ	A-30/2 КВ	A-30/3 КВ	A-30/4 КВ	A-30/5 КВ	A-30/6 КВ
48.72	46.14	48.14	46.28	48.28	52.50	48.96
0.34	0.35	0.54	0.41	0.35	0.70	0.43
15.05	16.87	14.34	15.52	17.94	14.88	17.29
1.73	1.31	2.75	3.92	1.00	2.53	1.84
7.05	7.34	8.78	6.69	7.05	7.84	6.48
0.15	0.14	0.20	0.16	0.12	0.23	0.12
12.40	11.40	0.45	3.05	9.50	7.45	8.55
11.39	13.57	11.68	10.01	12.51	9.53	12.12
2.00	1.50	1.70	1.90	1.96	3.20	2.66
0.13	0.10	0.28	0.11	0.11	0.08	0.10
0.05	0.03	0.05	0.05	0.04	0.06	0.05
0.71	0.77	0.68	1.67	0.93	0.55	0.82
0.09	0.07	0.09	0.07	0.03	0.07	0.08
99.81	99.59	99.68	99.84	99.62	99.62	99.50
0.15	0.13	0.12	0.11	0.14	0.06	0.10
40	18	20	20	120	20	30
				9.9		1.9
30	30	30	30	30	30	30
				170		200
				1.2		2.7
				2.8		5.8
				0.8		1.1
				0.3		0.4
				0.22		0.29
				0.86		1.0
				0.1		0.1
				-		1.1
				0.3		0.5
				2.0		3.0
				33		38
				16		13
4	3	4	4	7	4	3
				44		53
21	320	220	120	210	240	150
90	100	80	130	130	130	80
14	10	19	8	9	7	7
120	150	170	100	150	230	150
820	700	800	1000	2000	330	1200
90	100	32	35	21	17	23
300	290	220	210	88	66	84

Примечание. Породы: Т – толлит, ИЩБ – известково-щелочной базальт, КВ – коматитовый базальт, АБ – андезит-базальт

Rock types: T – tholeiite, ИЩБ – calc-alkaline basalt, КВ – komatiitic basalt, АБ – andesite-basalt

показало, что совмещения породных ассоциаций южного и северного “крыльев” предполагаемой синформной структуры при этом не происходит.

Традиционно в строении зеленокаменного пояса Колмозеро–Воронья снизу вверх (т.е. с юго-запада на северо-восток) выделяются [Белолипецкий и др., 1980]:

1) биотитовые, гранат-биотитовые, частью со ставролитом и кианитом, гнейсы и сланцы, образующие узкую полосу вдоль южного борта пояса, мощностью от 100 до 600 м (лявозерская свита);

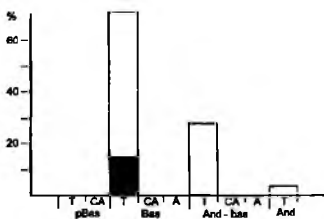


Рис. 1.17. Распределение петрохимических типов метавулкаников подмостундровской свиты в южном крыле пояса Колмозеро-Воронья (океанический комплекс с исключением образований эвзиматических островных дуг)

Петрохимические серии: Т - толеитовая, СА - известково-щелочная, А - субщелочная; типы пород: pBas - пикрито-базальты, Bas - базальты, And-bas - андезито-базальты, And - андезиты; зачернены высокомагнезиальные разновидности (8.5-17% MgO)

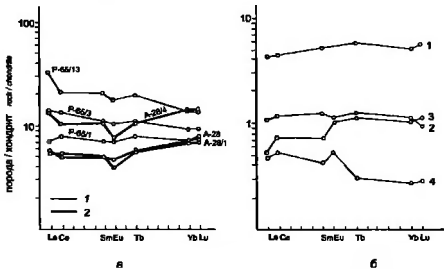


Рис. 1.18. Распределения РЗЭ в метавулканиках подмостундровской свиты пояса Колмозеро-Воронья (океанический и островодужный комплексы)

а - базальтоиды: 1 - амфиболиты южного крыла пояса (P-65/1 коматитовый базальт, P-65/3 - андезито-базальт, P-65/13 - толеит); 2 - амфиболиты северного крыла пояса (А-28, А-28/1, А-28/4 - коматитовые базальты); б - метагабброиды северного крыла пояса (по В.Ф.Смолькину и др. [1987]): 1 - коматитовый базальт; 2 - пироксенитовый коматит; 3-4 - перидотитовые коматиты

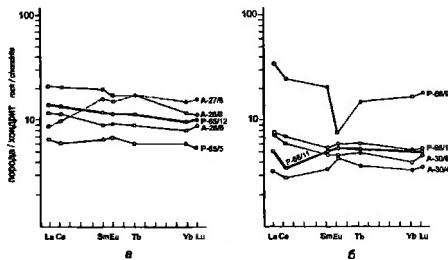


Рис. 1.19. Распределения РЗЭ в метаморфизованных породах субвулканических тел (силлов?), связанных с метавулканиками подмостундровской свиты пояса Колмозеро-Воронья (океанический и островодужный комплексы)

а - габбро-амфиболиты толеитового состава южного крыла пояса; б - габбро-амфиболиты состава коматитовых базальтов северного крыла пояса (Олеинский хребет)



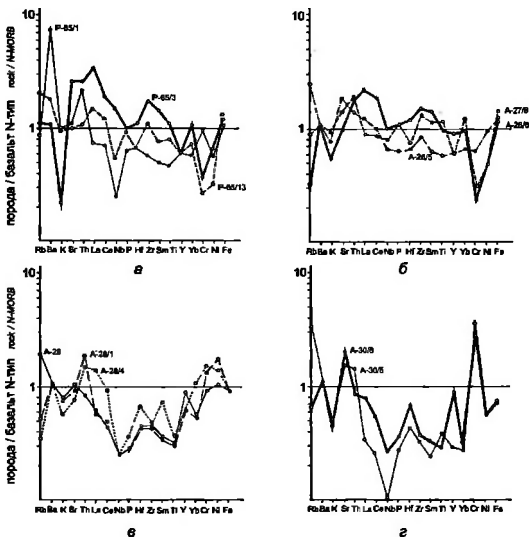


Рис. 1.20. Распределения редких элементов в амфиболитах и габбро-амфиболитах полмостундровской свиты пояса Колмозера-Воронья (океанический и островодужный комплексы)

*а, б* – породы южного крыла пояса (преимущественно океанический комплекс): *а* – амфиболиты (метатолиты), *б* – габбро-амфиболиты (толеитового состава); *в, г* – породы северного крыла пояса (островодужный комплекс): *в* – коматитовые метабазалты, *г* – габбро-амфиболиты состава коматитовых базальтов

2) метабазиты полмостундровской свиты, образующие выдержанную толщу в южном крыле пояса мощностью от 300 до 1200 м и имеющие более ограниченное распространение в его северном крыле, где существенным компонентом толщи являются метасульфиды;

3) метавулканиды среднего и кислого состава непостоянной мощности (вороньетундровская свита);

4) гранат-биотитовые со ставролитом и кианитом гнейсы и сланцы, параллелизуемые обычно с червуртской свитой Кейвского блока. В силу заведомой неоднозначности реконструкций геодинамических обстановок метаосадочных комплексов, ниже мы ограничимся рассмотрением особенностей только лишь метабазитов полмостундровской свиты.

В разрезе метаморфической толщи важную роль играют амфиболиты, частично сохраняющие текстурные признаки лав. Располагающиеся в основании “разреза” (в южном крыле пояса) амфиболиты полмостундровской свиты отвечают по составу низкокальциевым толеитам и андезито-базальтам. Как те, так и другие характеризуются умеренно-повышенными концентрациями  $TiO_2$  (около 1.5%) и повышенными содержаниями Nb (6–9 г/т). По петрохимическим особенностям эти амфиболиты

(табл.1.4, рис.1.17) сопоставимы с базальтами океанического типа или с траппами. Амфиболиты полмостундровской свиты вмещают многочисленные линзовидные тела габбро-амфиболитов, которые обычно рассматриваются в качестве метаморфизованных силлов. Петрохимические особенности вмещающих амфиболитов (метавулканитов) и габбро-амфиболитов, которые, по-видимому, отвечают субвулканической фации, близки между собой (см. табл.1.4). Кроме того, заметную роль среди полмостундровских амфиболитов южного крыла играют низкотитанистые, высокомагнезиальные породы, приближающиеся по составу к коматиитовым базальтам. Геохимические особенности (согласно как ранее опубликованным, так и вновь полученным данным): низкие содержания КИЛ-элементов и легких РЗЭ при слабой дифференцированности [La 8–30 г/т, (22–82)<sub>n</sub>; (La/Yb)<sub>n</sub> – 1–2.5], незначительно повышенные концентрации Nb, несколько пониженные содержания Sr и Ni (см. табл.1.4; рис.1.18 – 1.20) свидетельствуют о близости океаническим базальтам типа Т- или E-MORB. В пользу последнего заключения говорит и присутствие коматиитовых базальтов, наиболее близким актуалистическим аналогом которых являются породы бонинитовой серии. Подобные образования среди трапповых формаций фанерозоя практически не встречаются. Сонахождение вулканитов названных типов отвечает обстановке формирования энзиматических островных дуг и субдукции океанической литосферы.

В верхней части “разреза” (в северном крыле пояса) наряду с амфиболитами толеитового состава существенно возросшую роль играют амфиболиты, приближающиеся по составу коматиитовым базальтам (MgO – 9–10%, TiO<sub>2</sub> – 0.45–0.52%). Им близки по составу габбро-амфиболиты Оленинского хребта, которые разные исследователи трактуют как метавулканиты или как субвулканические тела. Те и другие характеризуются пониженным уровнем содержаний РЗЭ и их практически недифференцированным распределением [La 5.5–14 г/т (15–38)<sub>n</sub>; (La/Yb)<sub>n</sub> – около 1] (см. табл.1.4; рис.1.18 – 1.20). От амфиболитов толеитового состава их отличает и небольшая Eu аномалия (Eu/Eu\* = 0.8–0.95). Перечисленные признаки определяют сходство коматиитовых базальтов с породами бонинитовой серии, которое подчеркивается низкими содержаниями Nb, Hf и Zr (1–1.7, 2–3 и 33–53 г/т, соответственно). Таким образом, геодинамическая обстановка формирования верхней части разреза пояса Колмозеро–Воронья, сопоставима с обстановками энзиматических островных дуг. Участвующие в строении верхней части разреза перидотитовые коматииты, характеризующиеся низкими концентрациями РЗЭ, по-видимому, формировались за счет истощенного мантийного источника [Смолькин и др., 1987; Фрековский, 1989] (см. рис.1.18,б). Поэтому их присутствие не противоречит предложенной интерпретации.

В целом, общее моноклинальное залегание пород в пределах пояса Колмозеро–Воронья и наличие признаков океанического и островодужного магматизма позволяет рассматривать ее в качестве сутурной (шовной) зоны чешуйчато-надвигового строения, на что впервые указал И.В.Никитин [1980].

Условия метаморфизма пород в северо-западной и юго-восточной частях пояса несколько различны. Преобразования пород в северо-западной части протекали при температурах 450–580°C (до 645°C) и давлениях 3.2–3.8 кбар (на глубинах порядка 11–14 км) [Метаморфизм супракрасталльных..., 1986; Фации метаморфизма..., 1990]. Средний температурный градиент (для коры в целом) составляет 33–48°/км, что отвечает высокоградиентным сериям А3–А2 по В.А. Глебовицкому.

Особенности минеральных парагенезисов гнейсов в юго-западной части пояса указывают на их принадлежность ставролит-кианит-биотит-мусковитовой субфации, т.е. примерно интервалам температур 550–600°C и давлений 4–5.5 кбар и таким образом отвечают умеренно градиентному режиму – 30–40°/км.

Метаморфические преобразования в пределах пояса Колмозеро–Воронья приблизительно изофациальны процессам метаморфизма и гранитизации пород

Таблица 1.5. Связь условий метаморфизма с реконструированными геодинамическими обстановками позднеархейской коллизионной зоны

Геодинамические обстановки	Тип метаморфизма	Глубина, км	Фашия, субфашия	$T^{\circ}, C$	$P$ , кбар	Температ. градиент, $^{\circ}/\text{км}$	Гранитообразование, реоморфизм
Континентального рифтогенеза	Умеренно-высокоградийный метаморфизм рифтовых зон	15-22 (до 28)	Амфиболитовая, гранулитовая умеренных давлений	565-790	4.2-7	35-40	Предположительно: мигматизация, гранитизация, удаление гранитных расплавов
Активной континентальной окраины	Умеренно-высокоградийный метаморфизм надзональной субдукции в средней и верхней коре	около 21	Амфиболитовая (до гранулитовой)	630-830	ок. 6	34-36	Интенсивная гранитизация, мигматизация и куполообразование
Континентальной коллизии	Умеренно-высокоградийный метаморфизм пород сутурной зоны	12-16 (до 20)	Амфиболитовая	450-640	3.2-4.6 (до 5.7)	33-39 (до 48)	Продолжающиеся процессы гранитообразования и реоморфизма в структурах обрамления

сопредельных структур Мурманского пояса, что, возможно, свидетельствует о коллизионной природе метаморфизма (табл. 1.5).

В пределах пояса неравномерно проявлена мигматизация, с завершающим этапом эндогенных процессов связано формирование альбит-сподуменовых пегматитов, локализация которых строго ограничена границами пояса.

Геохронологические данные свидетельствуют о позднеархейском возрасте как метаморфических процессов, так и процессов вулканизма и осадконакопления — 2.93–2.65 млрд лет [Овчинникова и др., 1985]. Однако эти данные недостаточно детальные и представительные, чтобы оценить последовательность отдельных событий в эволюции пояса.

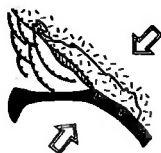
Таким образом, набор породных ассоциаций (преимущественно метавулканыты океанического и островодужного типов и терригенные метаосадки) зеленокаменного пояса Колмозеро–Воронья и их структура позволяют предполагать, что он представляет собой сутуру позднеархейского возраста, размещенную вдоль позднеархейской континентальной окраины. Эта окраина представлена в сегодняшней структуре региона Мурманским гранит-мигматитовым поясом.

## Реконструкция позднеархейской эволюции

Как мы отмечали выше, палеогеодинамические реконструкции позднеархейского временного среза встречаются с более значительными сложностями по сравнению с ранним протерозоем. Определенные осложнения возникают вследствие интенсивного преобразования позднеархейских породных ассоциаций в результате раннепротерозойских процессов. В силу этой причины мы были вынуждены ограничиться реконструкциями позднеархейской эволюции только лишь северо-восточного сегмента Кольского полуострова. Дополнительные сложности вызваны отсутствием

2.8 - 2.75 млрд лет (Ga)

2.8 - 2.8 (2.5) млрд лет (Ga)



2.6 - 2.5 (2.45) млрд лет (Ga)

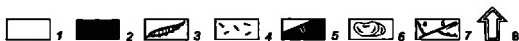
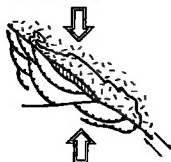
Современный эрозионный срез  
Present erosion level

Рис. 1.21. Реконструкция последовательности геодинамических обстановок формирования коллизионных структур северо-востока Кольского полуострова в позднем архее (план)

Обстановка сжатия: субдукция океанической литосферы Титовско-Кейвского микроокеана, развитие активных континентальных окраин, коллизия Центрально-Кольского, Кейвского и Мурманского микроконтинентов, формирование систем фронтальных тектонических покровов

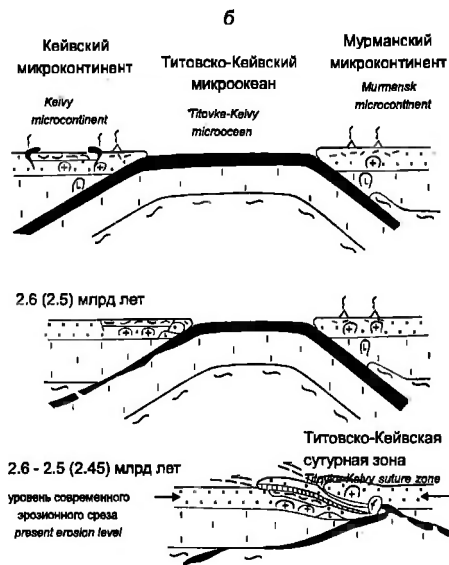
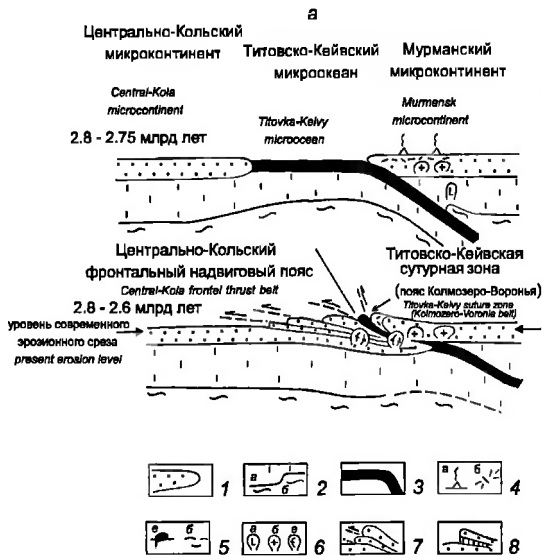
1 - континентальная кора; 2 - океаническая кора; 3 - фрагменты тектонических покровов океанической коры; 4 - структурно-вещественные комплексы активных континентальных окраин; 5 - субдукция океанической литосферы; 6 - мигматитовые и гранитоидные купола; 7 - нальги (а) и сдвиги (б); 8 - направления тектонических напряжений

Рис. 1.22. Реконструкция последовательности геодинамических обстановок формирования коллизионных структур северо-востока Кольского полуострова в позднем архее (разрезы, сближение и коллизия: а - Центрально-Кольского и Мурманского микроконтинентов, б - Кейвского и Мурманского микроконтинента)

Обстановка сжатия: субдукция океанической литосферы Титовско-Кейвского микроокеана, развитие активных континентальных окраин, формирование систем фронтальных тектонических покровов

1 - континентальная кора; 2 - литосферная мантия (а), астеносфера (б); 3 - океаническая кора; 4 - проявления вулканической деятельности (а), осадочно-вулканогенные комплексы (б) активных окраин континентов; 5 - извержения (а) и отложения (б) пирокластических потоков в области задугового растяжения; 6 - интрузивы габброидов (а) и гранитоидов (б), гранит-мигматитовые и гранито-гнейсовые купола (в); 7 - тектонические покровы; 8 - тела метагаббро-анортозитов в основании тектонических

слабометаморфизованных ассоциаций. Важным аргументом в пользу правомерности тектоно-плитных реконструкций позднеархейских структур Кольского полуострова является морфологическое подобие стержневых структур: позднеархейской (Колмозеро-Воронья) и раннепротерозойской (Печенга-Имандра-Варзуга) шовных



зон, что будет видно из последующего изложения. Это позволяет использовать полученные оценки раннепротерозойских геодинамических структур (см. гл. 2) в качестве подтверждения правомочности избранного подхода при исследовании позднеархейских комплексов. Однако и характеристики вещественного состава, метаморфической зональности и структурных ансамблей остальных структурных единиц позднеархейского возраста, как показано выше, дают достаточные основания для тектоно-плитной интерпретации позднеархейской эволюции.

Обращаясь к оценке роли охарактеризованных выше структурных элементов северо-восточной части Кольского полуострова в возможном сценарии в стиле тектоники плит, мы можем представить соотношения этих элементов в рамках закономерного латерального ряда позднеархейских структур (с юго-запада на северо-восток), включающего: 1) сложно построенную континентальную микроплиту, образованную фрагментами Центрально-Кольского и Кейвского микроконтинентов, погружающуюся к северо-востоку под Мурманскую микроплиту; 2) Титовско-Кейвскую шовную зону, в пределах которой фрагментарно размещены вулканогенно-осадочные комплексы, метаморфизованные в амфиболитовой фации, но сохраняющие особенности химизма и реликты структурно-текстурных особенностей исходных пород; 3) Мурманскую микроплиту, надвинутую на породы шовной зоны.

Структуры Кейвского микроконтинента круто погружаются под чешуйчато-надвиговый ансамбль Центрально-Кольского микроконтинента и относительно полого — в направлении шовной зоны и Мурманской микроплиты. Последовательность этапов замыкания Титовско-Кейвского микроокеана и континентальной коллизии, отвечающих причленению Центрально-Кольского и Кейвского микроконтинентов к Мурманской микроплите, подчеркиваются и особенностями размещения пластинообразных тел позднеархейских габбро-анортозитов (см. выше). Они повсеместно располагаются в основании тектонических покровов, перекрывающих Кейвский микроконтинент, но отсутствуют в "разрезах" системы тектонических чешуй Центрально-Кольского надвигового пояса. В целом, структурная картина свидетельствует об относительно более позднем причленении Кейвского микроконтинента к ранее сформированной коллизионной системе. С этим же, по-видимому, связаны и более молодые датировки гранитоидов и амфиболитов в юго-восточной части Мурманской микроплиты, отмеченные выше.

Суммируя характеристики главных структурных элементов позднеархейской области в северо-восточной части Кольского полуострова, можно отметить наличие признаков тектонического развития, которое в рамках концепции тектоники плит отвечает второй половине цикла Уилсона. Иными словами, ограниченность геологической летописи позволила достоверно реконструировать только завершающие обстановки позднеархейского геодинамического цикла (рис. 1.21 и 1.22):

1) сближение Центрально-Кольского и Мурманского микроконтинентов, субдукция океанической литосферы под активную окраину Мурманского микроконтинента: гранитообразование в центральной части Мурманского пояса — примерно 2.8 млрд лет;

2) коллизия Центрально-Кольского и Мурманского микроконтинентов: образование и метаморфизм пород сутурного пояса Колмозеро-Воронья; формирование Центрально-Кольского фронтального надвигового пояса: размещение гранитоидов, пересекающих и замещающих породы, которые участвуют в строении надвиговых покровов — 2.8–2.7 млрд лет;

3) сближение и последующая коллизия Кейвского и Мурманского микроконтинентов, двусторонняя субдукция океанической литосферы: известково-щелочной и щелочной вулканизм на активной окраине Кейвского континента — примерно 2.7 млрд лет; известково-щелочной вулканизм, гранитообразование в восточной части

Мурманского блока 2.7–2.5 (2.4?) млрд лет; завершение формирования Титовско-Кейвской шовной зоны и размещение габбро-анортозитов в подошве тектонических покровов – около 2.6 млрд лет назад, формирование плагиомикроклиновых гранитов – 2.63–2.56 млрд лет назад.

Геодинамический механизм раздавливания фронтальных частей погружающихся в процессе коллизии континентальных плит и выдавливания чешуй и пластин, образованных породами нижней и средней коры, навстречу погружающейся плите, вероятно, был близок механизму формирования мощных надвиговых ансамблей Альпийско-Гималайского пояса.

Прелествующая часть геодинамического цикла не зафиксирована в известных к настоящему времени данных: формирование океанического бассейна в равной степени было возможно или в результате раскола раннеархейского кратона, или в результате сближения самостоятельных континентальных фрагментов.

## Глава 2

# ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ РАННЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

В пределах северо-восточной части Балтийского щита (СВБЩ) (см. рис.0.2, 0.3) раннепротерозойскими ассоциациями образованы осадочно-вулканогенные пояса: Печенга-Имандра-Варзугский, включающий два изолированных фрагмента – Печенгскую и Имандра-Варзугскую структуры, Северо-Карельский и Карасйок-Куолаярвинский. С формированием Печенгской структуры связаны интрузивные процессы, результатом которых явилось размещение даек Нясюкского комплекса и мафит-ультрамафитовых тел Карикъврского комплекса в северо-восточном и восточном обрамлении этой структуры.

Лапландско-Колвицкий гранулитогнейсовый пояс (также разделенный на две части: Лапландско-Сальнотундровскую и Кандалакша-Колвицкую) в качестве самостоятельной тектонической структуры также сформирован в раннем протерозое. Современный облик пород этого пояса является результатом раннепротерозойских деформационно-метаморфических процессов. Однако возраст дометаморфических протолитов остается дискуссионным: по одной версии – раннепротерозойским, по другой – позднеархейским.

Печенгская структура отделена от Лапландского-Сальнотундровского пояса Инари-Аллареченским поясом, а Имандра-Варзугская структура от Кандалакша-Колвицкого пояса – Терским поясом. Последние образованы сложным сочетанием позднеархейских амфиболито-гнейсов и раннепротерозойских гранитоидов.

С тектоническим размещением гранулитов тесно связаны интенсивные деформационно-метаморфические преобразования позднеархейских пород поднадвиговой области (параавтохтона), принадлежащих Беломорскому поясу.

С раннепротерозойскими процессами связана дальнейшая эволюция в пределах Кейвского блока.

Современные очертания главных раннепротерозойских структур, наряду с их надвиго-поддвиговым и покровно-надвиговым строением, определяются деформациями надвиговых ансамблей в результате подъема ("всплывания") гранито-гнейсовых и гранит-мигматитовых куполов, совместно образующих наложенный сводо-купольный пояс. Этот пояс, которому уместно присвоить название Кольско-Беломорского, наиболее ярко выражен в пределах Инари-Аллареченского, Терского и Беломорского поясов, и менее значительно – к северу от Печенга-Имандра-Варзугского пояса – в пределах Центрально-Кольского пояса и Кейвского блока.



# Осадочно-вулканогенный пояс Печенга–Имандра–Варзуга

## Предварительные замечания

Осеая структурная зона Кольского полуострова – пояс Печенга–Имандра–Варзуга (рис.0.2 и 0.3) в работах ведущих российских тектонистов (В.Е.Хаина, Е.Е.Милановского и др.) рассматривается в качестве палеорифта. Фактической основой этой оценки являются данные детальных исследований системы Кольских карелид, приведенные в работах В.Г.Загородного, А.Т.Радченко, Ж.А.Федотова, А.А.Предовского и др. [Загородный и др., 1982; Мележик, Предовский, 1982; Пушкарев и др., 1978; Федотов, 1985; Смолькин и др., 1995; и др.]. Возникновение и эволюция пояса связывается с рифтогенным растяжением, вызванным формированием сводового поднятия в интракратонных эпиплаформенных условиях [Кольская сверхглубокая, 1984], последующей складчатостью, повторным прогибанием и завершающей складчатостью в обстановке сжатия.

Наряду с этим, в последнее десятилетие были предложены также и подробные разработки вариантов эволюции геодинамических обстановок СВБЦ в раннем протерозое, моделирующие пространственные и динамические соотношения Лапландского гранулитового пояса и осадочно-вулканогенного пояса Печенга–Имандра–Варзуга в рамках концепции тектоники плит [Berthelsen, Marker, 1986; Marker, 1985, 1990; Зоненшайн и др., 1990; Минц, 1992, 1993а, 1993б; Минц, Житников, Шенкман, 1989; Минц, Пастухов и др., 1994]. В перечисленных работах осадочно-вулканогенный пояс интерпретируется в качестве сутурной зоны, сформированной в результате геодинамической эволюции, включающей основные элементы стандартного геодинамического цикла Уилсона.

В определенной степени компромиссная модель разработана недавно В.А.Мележиком и Б.А.Стертом [Melezhik, Sturt, 1994]. В названной работе, с одной стороны, подтверждается стратиграфический характер северной границы осадочно-вулканогенного пояса, с другой стороны, формирование средней и верхней частей Печенгского разреза связывается со спредингом океанического дна, формированием островодужных серий в результате последующей субдукции океанической литосферы и образованием итоговой покровно-надвиговой структуры пояса (не затронувшей, однако, его северной части, образованной наиболее ранними осадочными и вулканогенными ассоциациями) в результате коллизионного тектогенеза.

Дешифрированием аэро- и космоизображений была установлена важная роль кольцевых структур в строении Печенгской структуры, и Печенгско-Аллареченского района, в целом [Минц, Колпаков, 1984; Минц, Колпаков и др., 1984]. Первоначально мы интерпретировали эти данные как свидетельство вулкано-тектонического происхождения Печенгской структуры, однако позднее М.В.Минц пришел к выводу о наложенном характере кольцевых структур: о связи кольцевых разломов с формированием поднятия сводового типа с проседанием его центральной части в результате гранитно-купольного тектогенеза на заключительной стадии формирования коллизионной зоны [Минц, Пастухов и др., 1994].

Принципиальная однотипность раннепротерозойских осадочно-вулканогенных поясов восточной части Балтийского щита (Печенга–Имандра–Варзугского, Северо-Восточно-Карельских, Кайнуу, Карасйок и т.д. – см. рис.0.2 и 0.3) в отношении возраста и стратиграфии вулканогенных осадочных толщ, литологии осадочных пород, особенностей магматизма, характера деформаций и метаморфических преобразований в той или иной степени признана всеми исследователями региона. Ключевое значение для геотектонических и геодинамических интерпретаций СВБЦ имеет проблема

внутреннего строения и происхождения наиболее полно изученной Печенгской структуры, которая выделяется среди образований сходного типа размещением в ее пределах крупных сульфидных медно-никелевых месторождений, ассоциированных с телами габбро-верлитов.

## Геологическое строение, геохимические особенности

Осадочно-вулканогенный пояс Печенга-Имандра-Варзуга (см. рис.0.2 и 0.3) протягивается через Кольский полуостров с северо-запада на юго-восток: его северо-западное окончание перекрыто тектоническими покровами Норвежских каледонид, юго-восточным ограничением является пролив Горло Белого моря. Далее к юго-востоку пояс прослеживается геофизическими методами под чехлом Русской платформы. Протяженность пояса в пределах щита составляет около 800 км. Его конфигурация определяется сочетанием субширотных участков, которым отвечают раздувы мощности осадочных и вулканогенных толщ, с субмеридианальными участками, где мощность этих толщ сокращена вплоть до полного выклинивания. С совмещением тех и других связаны колесообразные перегибы линии простирания пояса. К числу участков первого типа относятся Печенгская и Имандра-Варзугская структуры, участки второго типа — район Главного хребта и структура Полмак-Пасвик.

В пределах пояса размещены разнообразные по составу и условиям формирования осадочно-вулканогенные и интрузивные комплексы. Наиболее древний комплекс образован расслоенными телами мафит-ультрамафитов Мончегорского типа, внедрившихся около 2.45–2.49 млрд лет назад. Формирование осадочно-вулканогенных толщ с перерывами продолжалось 700–800 млн лет. Наиболее молодыми датами охарактеризованы вулканы южного крыла Печенгской структуры — 1.87 млрд лет. Еще более молодые цифры получены для экструзивных дацитов горы Порьбиташ в южном крыле — около 1.73 млрд лет [Смолякин и др., 1995].

Как для Печенгской, так и для Имандра-Варзугской структур характерно, в целом, асимметричное, моноклиналиное строение: все толщи, образующие разрез пояса, под относительно пологими или крутыми углами наклонены к югу или юго-западу, наиболее древние толщи размещены в лежачем (северном) борту, наиболее молодые — в южном. Лишь в отдельных участках, например, в пределах Имандра-Варзугской структуры в районе Мунозерского купола, породы южного борта приподняты в обрамлении гранито-гнейсовых куполов, создавая тем самым впечатление синклинального устройства пояса. До получения детальной геохронологической информации казалось, что в южном борту Печенгской структуры размещены породы, вещественные и возрастные аналоги которых были весьма полно исследованы в северном борту структуры. Это давало основание рассматривать Печенгскую структуру и пояс в целом в качестве синклинория с запрокинутым или частично сорванным или "уничтоженным" при последующей эволюции южным крылом [Загородный и др., 1964, 1982]. В то же время, моноклиналиное строение пояса давало основание для предположения о постепенном смещении к югу области тектонической и вулканической активности [Загородный и др., 1982; Кольская сверхглубокая, 1984; Melezhik, Sturt, 1994]. Между тем, подобные же структурные особенности характерны для раннепротерозойских осадочно-вулканогенных поясов Карелии и других регионов мира, что позволяет рассматривать это не как частное, а как закономерное явление, непосредственно связанное с особенностями эволюции структур подобного типа [Борукаев, 1985].

Дайки габбро-верлитов (высокотитанисто-железистых метадолеритов и метапикритов, по Ж.А.Федотову из: [Смолякин и др., 1995]) Нясюкского комплекса и структурно связанные с ними тела мафит-ультрамафитов Карикъярского комплекса в северо-восточном и восточном обрамлении Печенгской структуры, согласно петрологическим и геохронологическим данным [Медно-никелевые месторождения ..., 1985;

Смолюкин и др., 1995; Балашов 1996; и др.], также относятся к числу проявлений Печенга-Варзугского магматизма.

### Расслоенные интрузивы перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формации.

Расслоенные тела мафит-ультрамафитов (наиболее древние образования раннепротерозойского цикла) формируют протяженный пояс, непосредственно приуроченный к северному обрамлению пояса Печенга-Имандра-Варзуга (рис.2.1). Формированию печенгского разреза предшествовало размещение расслоенного мафит-ультрамафитового интрузива перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формации горы Генеральской [Магматические горные ..., 1985]. Конгломераты в основании разреза (телевинская свита), близ северо-восточного края структуры, где они непосредственно перекрывают эродированные породы интрузива, включают обломки мафит-ультрамафитов. Ряд расслоенных тел того же типа располагается в лежащем (северном)

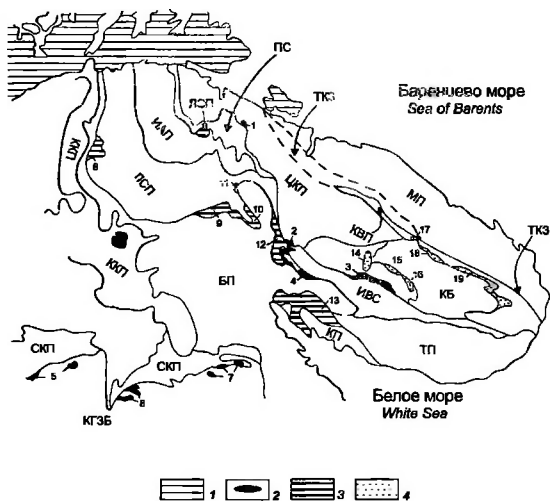


Рис. 2.1. Структурная позиция раннекаембрийских расслоенных интрузивов северо-востока Балтийского щита

Основные обозначения раннекаембрийских структур см. на рис.0.2

1 – постранинекаембрийские образования; 2,3 – раннепротерозойские расслоенные интрузивы, формации. 2 – перидотит-пироксенит-габбро-норитовая, 3 – габбро-анортозитовая; 4 – позднерифейская-раннепротерозойская габбро-анортозитовая формация

Номера массивов: 1 – горы Генеральской, 2 – Монча-плутон, 3 – Федорово-Панских тундр, 4 – Имандровский лоподит, 5 – пояс Кемь-Сухвино, 6 – пояс Койлисмаа, 7 – пояс Оланга, 8 – Васкойоки, 9 – Яврский, 10 – массивы Сальных тундр и горы Пыршин-Оайвиш, 11 – горы Вулевера, 12 – Главного хребта, 13 – Кандалахских и Колвндских тундр, 14 – Цагинский, 15 – Щучьеозерский, 16 – Медвежьеозерский, 17 – горы Патчемварек, 18 – хребта Магазин-Мусор, 19 – Ачерйохский

боку Имандра-Варзугской структуры (Монча-шлутон, массивы Федоровых и Панских тундр). Аналогичную структурную позицию занимают тела расслоенных мафит-ультрамафитов, располагающиеся в лежачем (южном) борту Северо-Карельского осадочно-вулканогенного пояса (интрузивные пояса Кемь-Суханко и Койлисмаа на территории Финляндии и Олангские интрузии, продолжающие пояс Койлисмаа на территории России).

Раннепротерозойские расслоенные мафит-ультрамафиты являются одним из важных и потенциально высокопродуктивных рудоносных комплексов медно-никелевой металлогенической провинции восточной части Балтийского Щита (месторождения Мончегорского рудного поля, рудопоявления горы Генеральской, Ластъявр и в массивах Олангской группы на территории России, поясов Кемь-Суханко и Койлисмаа в Финляндии. В связи с этими массивами установлены также повышенные концентрации элементов платиновой группы [Медно-никелевые месторождения ..., 1985; Гроховская, Лалутина, 1988].

Время внедрения интрузивов в пределах Кольского полуострова в связи с заложением Печенга-Имандра-Варзугского пояса и в пределах Карельского протократона в связи с заложением Северо-Карельского пояса удивительно близко совпадает, что неоднократно отмечалось геологами и геохронологами:  $2436 \pm 56$  млн лет (в том числе, массивы: горы Генеральской – 2.45, Федорово-Панских Тундр – 2.47–2.49, Имандровский – 2.40–2.44 млрд лет) [Новые данные..., 1990; Пушкарев и др., 1985; Dokuchaeva et al., 1990; Mitrofanov et al., 1991; Alapieti, 1982].

Геохимические особенности, в частности распределение РЗЭ в лейкократовых габбро и габбро-норитах массива Панских тундр, свидетельствуют о кумулятивном характере этих пород. Все массивы этого типа характеризуются несколько пониженным  $\epsilon Nd(T) = -2.0 - 2.3$ . По мнению Ю.А.Балашова с соавторами [Новые данные, 1990], это, наряду со свойственным подобным интрузивам повышенным инициальным значением  $^{87}Sr/^{86}Sr$ , равным 0.702, свидетельствует об их формировании за счет обогащенного мантийного источника. В то же время, данные об обогащенности соответствующего мантийного источника литофильными элементами удачно согласуются с представлениями о формировании мафит-ультрамафитовых расплавов в обстановке континентального рифтогенеза. Идея о рифтогенной обстановке внедрения находит подтверждение и в близком сходстве (по составу, геологическим особенностям, возрасту и др.) с рядом аналогичных образований в других регионах мира, в частности, с Великой Дайкой Зимбабве, внедрявшейся в обстановке внутриконтинентального рифтогенного растяжения [Vail, 1977].

Особенности последующих тектонических деформаций и латеральных тектонических перемещений тел перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формации в рамках геодинамической модели раннепротерозойской эволюции (см. ниже) связываются с обстановкой сжатия и тектонического скупивания коры в результате закрытия Печенга-Имандра-Варзугского и Циркум-Карельского микроокеанов и континентальной коллизии (см. рис. 2.28, 2.29). При этом интрузивные тела, первоначально, очевидно, располагавшиеся симметрично относительно оси рифта, сохранились лишь в пределах пассивных окраин Кольской континентальной плиты. Выдавливание относительно жестких пластинообразных тел мафит-ультрамафитов и последующее тектоническое перемещение по подстилающим породам, имели следствием их относительно крутое залегание и фрагментирование первоначально единых тел.

### **Печенгская структура**

В пределах осадочно-вулканогенного пояса наиболее полно исследована Печенгская структура, располагающаяся на его северо-западном фланге. В северном крыле структуры пройдена Кольская сверхглубокая скважина. В последнее время получены новые

данные, существенно расширяющие сведения о геохимических особенностях вулканитов – комплексно-индикаторов геодинамических обстановок – также и Имандра-Варзугского отрезка пояса.

Породы в разрезе Печенгской структуры метаморфизованы в условиях, варьирующих от пренит-луппеллиитовой до эпидот-амфиболитовой и, на ограниченной территории, – амфиболитовой фации, что позволяет, в целом, достаточно уверенно предполагать сохранность их первичного состава в наименее метаморфизованных разностях.

В строении Печенгской структуры принято отдельно рассматривать образования северного и южного крыльев. Северное крыло, благодаря хорошей обнаженности и размещению в его пределах Печенгского рудного поля, отличается более совершенной изученностью. Моноклинально залегающие породы северного крыла образуют подобие нормального стратиграфического разреза. Напротив, южное крыло структуры, в значительной части перекрытое четвертичными отложениями и сложно дислоцированное, до последнего времени было изучено относительно хуже. Новейшие и ранее полученные данные по геологии, литологии, петрографии и геохимии пород, входящих в состав Печенгской осадочно-вулканогенной ассоциации, включая южное крыло, суммированы в обобщающих работах последних лет [Кольская сверхглубокая, 1984; Смолькин и др., 1995; Melezhik, Sturt, 1994]. Это позволяет нам ограничиться характеристикой тех особенностей ассоциации, которые могут быть непосредственно проинтерпретированы в плане палеогеодинамических реконструкций эволюции пояса.

Разрез северного крыла начинается луостаринской серией – осадочно-вулканогенной толщей, которая, как принято считать, согласно или с незначительными перемещениями вдоль контакта перекрывает метаморфические комплексы в северном обрамлении пояса [Загородный и др., 1964; Кольская сверхглубокая, 1984; Мележик, Предовский, 1982; Смолькин и др., 1995; Melezhik, Sturt, 1994]. Линзовидные пласты конгломератов телевинской свиты в основании Печенгского разреза, включающие обломки мафит-ультрамафитов, деформированы и, по-видимому, отделены от перекрывающих пород пологой тектонической границей.

Обычно принимается, что первая вулканогенная толща в разрезе луостаринской серии (маярвинская свита), в составе которой преобладают мафитовые лавы, сформировалась в континентальных условиях и согласно перекрывает подстилающие конгломераты. Однако преобладание андезито-базальтов и их петро- и геохимические характеристики: умеренная или низкая титанистость ( $TiO_2 - 0.6-1.04$ )<sup>1</sup>, дифференцированное распределение РЗЭ, демонстрирующее обогащение легкими РЗЭ [La – 17–35 (45–93)<sub>n</sub>]<sup>2</sup> при умеренном обеднении тяжелыми РЗЭ [Yb – 1.6–8.2 (6.5–33)<sub>n</sub>], с умеренной Eu аномалией (Eu/Eu\* 0.5–0.8); умеренные или пониженные концентрации Zr и особенно Nb (соответственно, 90–230 и 2.9–5.6 г/т) – с большой вероятностью свидетельствуют об их формировании в результате вулканической активности островодужного или окраинно-континентального типа (табл.2.1, рис.2.2). Заметим, что на диаграмме геохимического спектра рис.2.2, в показана проба коматитового базальта; на диаграмме, демонстрирующей тренды РЗЭ, наряду с базальтами показаны преобладающие в разрезе толщи андезито-базальты. Мощность маярвинской свиты 1200–1500 м.

Возраст андезито-базальтов маярвинской свиты оценивается Rb-Sr изохронной датой  $2324 \pm 28$  млн лет,  $^{87}Sr/^{86}Sr - 0.7041 \pm 2$  (по Ю.А. Балашову и др. в: [Смолькин и др., 1995]).

<sup>1</sup> Здесь и далее – значения содержаний:  $TiO_2$ ,  $SiO_2$ ,  $K_2O$ ,  $Na_2O$  – в вес.%, Zr, Nb, Rb, Sr, Ni, РЗЭ – в г/т.

<sup>2</sup> Здесь и далее – содержания РЗЭ в виде отношений к хондритовому стандарту [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]; (La/Yb)<sub>n</sub> – отношения нормированных содержаний.

Таблица 2.1. Характерные содержания главных (в вес %), редких элементов и РЗЭ (в г/т) в метавулканитах северного крыла Печенгской структуры  
 Table 2.1. Selected major element (wt %), trace element and REE (ppm) analyses of metavolcanics of northern limb of Pechenga structure

Компонент Component	Маярвинская свита, амфиболиты, зеленые сланцы Majarvi suite, amphibolites, green schists				Пирттиярвинская свита, зеленые сланцы Pirttijarvi suite, green schists		
	Г-103	Г-107	Г-110	Г-111	Г-114	Г-115/2	Г-118/3
	АБ	ТАБ	АБ	АБ	АБ	ТАБ	М
SiO <sub>2</sub>	56.32	54.28	49.92	54.10	50.52	55.46	52.38
TiO <sub>2</sub>	0.72	0.90	0.82	0.96	0.64	1.56	1.92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.76	15.00	9.52	15.15	13.09	15.31	13.26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.45	5.53	4.38	4.31	5.53	1.93	4.66
FeO	5.02	5.40	7.01	5.99	6.46	10.41	10.89
MnO	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1
MgO	4.22	8.09	15.13	4.99	10.14	0.88	3.52
CaO	7.96	1.98	8.92	9.36	7.20	3.98	5.97
Na <sub>2</sub> O	3.44	3.75	1.30	3.67	3.46	4.95	3.40
K <sub>2</sub> O	1.74	2.34	0.82	0.68	1.06	5.37	1.89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.22	0.17	0.16	0.24	0.30	0.31
n.n.n. LOI	1.03	2.59	1.84	0.49	1.84	0.01	1.60
Сумма Total	99.91	100.18	100.03	100.06	100.38	100.26	99.80
CO <sub>2</sub>	0.01	0.05	0.22	0.01	0.01	0.01	0.11
H <sub>2</sub> O*	0.14	0.18	0.71	0.06	0.14	0.08	0.37
B	17	18	9	13	28	19	25
Rb	46	94	23	19	29	35	73
Ba	470	270	260	190	460	430	550
Sr	450	50	140	130	180	170	290
Th	4.5	9.1	5.4	12.0	2.9	7.1	3.8
La	17	22	14	26	19	33	17
Ce	29	40	27	60	38	70	33
Sm	3.4	4.1	3.7	6.4	4.7	7.4	5.3
Eu	0.87	0.74	0.95	1.2	1.2	1.5	1.6
Th	0.69	0.91	0.51	1.40	0.57	1.40	1.00
Yb	1.6	2.3	1.6	4.0	1.9	3.7	3.8
Lu	0.24	0.34	0.25	0.64	0.30	0.61	0.61
Nb	4.2	7.5	4.5	9.4	12.0	15.0	9.6
Ta	0.64	0.50	0.50	1.50	0.50	2.1	1.4
Hf	3.5	3.6	3.4	8.6	3.8	7.2	5.9
Zr	110	160	130	300	130	170	170
Y	16	21	19	35	15	16	35
Sn	7	7	8	7	8	4	5
Sc	21	19	23	23	19	12	25
Cu	28	70	50	94	42	27	130
Zn	100	120	100	140	160	50	80
Pb	27	18	18	34	18	13	6
V	350	500	350	460	350	170	340
Cr	240	50	1700	170	36	36	40
Co	45	50	64	37	800	340	60
Ni	48	28	660	52	120	18	17

Породы второй вулканогенной толщи (пирттиярвинская свита), включают высокотитанистые мафитовые вулканиды (TiO<sub>2</sub> – 1.1–1.8) и более кислые вулканиды до дацитов включительно, варьирующие по щелочности от известково-щелочных до субщелочных разностей (муджериты). Мафитовые лавы умеренно обогащены РЗЭ [La – 17–19 (45–50)<sub>n</sub>, Yb – 1.9–3.8 (7.6–15)<sub>n</sub>] и характеризуются отрицательной Eu аномалией (Eu/Eu\* – около 0.8) и повышенными концентрациями Nb (7–17) (см. табл.2.1, рис.2.3).

Таблица 2.1 (продолжение)  
Table 2.1 (continued)

Компонент Component	Заполянинская свита, слабо измененные вулканиты				Свита матер, слабо изме- ненные вулканиты, туфы	
	Zapolyany suite, low altered volcanics				Matert suite, low altered volcanics, tuffs	
	Г-120/9 Т	Г-121 Т	Г-122 Т	Г-127 АБ	Г-130/1 ИЩБ	Г-139 Т
SiO <sub>2</sub>	46.70	49.06	50.82	52.28	49.76	49.26
TiO <sub>2</sub>	1.24	1.00	1.48	0.84	1.32	1.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.74	15.40	13.35	13.17	14.52	13.27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.38	4.60	5.82	5.96	6.61	5.17
FeO	9.63	7.74	8.30	6.14	7.43	8.18
MnO	0.3	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2
MgO	5.27	6.69	5.16	5.81	6.71	5.68
CaO	15.05	10.45	10.32	9.46	6.48	13.24
Na <sub>2</sub> O	1.35	2.76	2.67	2.60	4.08	0.68
K <sub>2</sub> O	0.17	0.30	0.27	0.31	0.30	0.32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19	0.14	0.15	0.15	0.17	0.30
п.п.т.	1.52	2.24	1.56	2.96	2.17	2.83
Сумма Total	99.49	100.49	100.13	99.85	99.77	100.21
CO <sub>2</sub>	0.2	0.22	0.16	0.77	0.22	1.92
H <sub>2</sub> O <sup>1</sup>	0.18	0.13	0.14	0.16	0.18	0.08
Rb	23	19	23	14	18	20
Ra	-	-	-	7	5	5
Ra	140	150	120	160	130	260
Sr	280	200	120	180	160	120
Th	2.3	1.3	1.9	2.3	1.4	2.1
La	12	6.1	7.6	8.7	7.3	5.5
Ce	23	15	16	19	16	14
Sm	4.7	3.1	3.6	3.3	3.2	3.1
Eu	1.6	1.0	1.1	0.99	0.68	1.0
Tb	0.81	0.70	0.81	0.74	0.73	0.78
Yb	2.9	2.1	2.6	2.2	2.1	2.5
Lu	0.45	0.31	0.41	0.33	0.28	0.36
Nb	9.3	4.2	6.2	5.1	4.8	3.0
Ta	0.87	0.50	0.89	0.84	0.50	0.86
Hf	4.3	3.3	3.4	3.0	3.0	4.0
Zr	130	90	100	100	100	110
Y	23	18	27	31	28	26
Sn	5	5	5	5	6	5
Sc	30	33	37	35	33	26
Cu	150	180	190	210	220	230
Zn	70	80	100	80	110	100
Ph	4	4	4	4	4	4
V	350	300	300	370	400	250
Cr	53	170	36	55	100	62
Co	27	29	23	20	20	30
Ni	32	38	21	25	34	35

Осадочные породы, подстилающие эту вулканогенную толщу (кувернерйокская свита) и перекрывающие ее (лучиспольская свита), образованы терригенными осадками (в значительной степени красноцветными аркозовыми и кварцевыми метасаммитами) и карбонатными породами (песчанистыми и строматолитовыми доломитами и известняками). Анализ геохимических особенностей терригенных осадков позволяет отметить резкое повышение солености вод палеобассейна. Пик палеосолености совпадает с признаками протозапоритности, выраженной в появлении альбитсодержащих

Таблица 2.1 (окончание)  
Table 2.1 (completed)

Компонент Component	Свита матер, слабо измененные вулканиты, туфы Matert suite, low altered volcanics, tuffs					
	Г-140 Т	Г-141 ИЩБ	М-99/1 Дт	М-99/2 Рт	М-99/3 Ат	М-99/4 Рт
SiO <sub>2</sub>	50.36	48.20	71.66	74.54	61.60	82.64
TiO <sub>2</sub>	1.44	1.64	0.45	0.35	0.40	0.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.34	14.57	9.72	10.44	12.61	6.21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.97	7.40	0.40	0.65	0.48	0.39
FeO	6.68	7.43	5.22	3.96	4.68	3.24
MnO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	-
MgO	5.85	5.68	2.15	0.90	1.10	1.20
CaO	10.32	9.36	3.11	1.66	6.02	0.94
Na <sub>2</sub> O	2.96	3.56	3.20	3.34	6.20	0.20
K <sub>2</sub> O	0.27	0.27	0.87	2.20	3.54	3.68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.19	0.04	0.04	0.02	0.02
п.п.п.	1.70	1.75	2.63	1.38	2.35	0.86
Сумма Total	100.19	100.19	99.54	99.56	99.49	99.67
CO <sub>2</sub>	0.33	0.11				
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.12	0.17	0.11	0.10	0.08	0.06
B	18	23	13	14	14	11
Rb	5	5	-	-	-	-
Ba	100	120	180	570	600	460
Sr	180	210	61	63	46	53
Th	1.5	1.9	11.0	14.0	17.0	7.7
La		5.7	75	120	110	65
Ce		14	150	250	240	97
Sm		3.5	16	21	22	10
Eu		1.2	2.7	3.1	3.7	1.8
Tb		0.94	2.0	3.1	3.3	1.6
Yb		2.4	3.0	4.0	4.2	2.4
Lu		0.38	0.47	0.67	0.55	0.30
Nb	3.1	4.3	56.0	74.0	92.0	2.8
Ta		0.50	1.4	1.9	2.2	0.94
Hf		3.0	12	18	21	9.1
Zr	110	110	540	770	900	380
Y	26	29	40	60	60	30
Sn	9	5	11	10	12	7
Sc	20	27	6	3	4	5
Cu	180	180	41	17	20	26
Zn	100	100	160	210	180	150
Pb	6	4	20	16	40	12
V	400		30	10	10	10
Cr	130	120	33	39	33	50
Co	38	45	3	3	3	3
Ni	56	68	25	19	19	19

Примечание. Породы: АБ - андезито-базальт, Ат - андезитовый туф, Дт - дацитовый туф, ИЩБ - известково-щелочной базальт, КБ - коматитовый базальт, М - мугджерит, Рт - риолитовый туф, Т - толент, ТАБ - трахиандезито-базальт

Rock types: АБ - andesito-basalt, Ат - andesitic tuff, Дт - dacitic tuff, ИЩБ - calc-alkaline basalt, КБ - komatiitic basalt М - mugearite, Рт - rhyolitic tuff, Т - tholeiite, ТАБ - trachyandesito-basalt

доломитов, магнезита и метапелитов повышенной магнезиальности [Мележик, 1987; Мележик, Предовский, 1982]. Повышенная щелочность базальтоидов и их геохимическая специфика наряду с характером ассоциирующих осадков и реконструируемыми условиями седиментации позволяют предполагать образование этой осадочно-вулканогенной формации в континентально-рифтовых условиях (в том числе, это мог-



ли быть условия рифтогенеза в тылу активной континентальной окраины). Суммарная мощность этой формации составляет 1000–1500 м, мощность осадочных составляющих значительно варьирует.

Возраст трахибазальтов пирттиярвинской свиты оценивается Rb-Sr изохронной датой  $2214 \pm 54$  млн лет,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7035 \pm 1$  (по Ю.А. Балашову и др. в [Смолькин и др., 1995]).

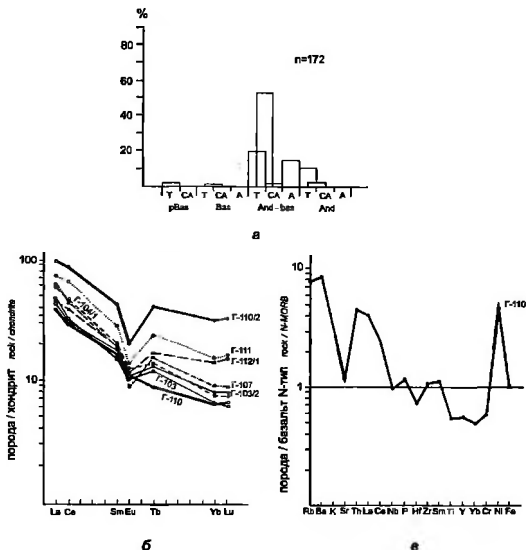


Рис. 2.2. Петрогеохимические особенности вулканитов маярвинской свиты Печенгской структуры (островодужный комплекс)

Условные обозначения к рис.2.2-2.16

Распределения: а – петрохимических типов вулканитов, б – РЗЭ; в – редких элементов.

Петрохимические серии: Т – толеитовая, СА – известково-щелочная, А – субщелочная; типы пород pBas – пикрито-базальты, Bas – базальты, And-bas – андезит-базальты, And – андезиты, Дас – дашиты, Rhy – риолиты; зачернены высокомагнезиальные разновидности: пикритобазальты – 14–20%, базальты – 8.5–17% MgO).

Пробы: Г-103, Г-103/2, Г-104/1, Г-110/2, Г-111 – андезит-базальты; Г-107 – трахиандезит-базальт; Г-110 – коматинитовый базальт (MgO – 15.13%)

Породы лустаринской серии перекрыты толщей толеитовых базальтов никельской серии (заполяринская и материнская свиты), образованной пиллоулавами, среди которых преобладают толеиты с геохимическими характеристиками Т- и F-MORB: слабо дифференцированным распределением РЗЭ с содержаниями, варьирующими в пределах от 15–30 до 8–13 хондритовых стандартов [La – 6.1–12 (16–32)<sub>n</sub>; Yb – 2.1–2.9 (8.4–11.6)<sub>n</sub>; (La/Yb)<sub>n</sub> – около 1.5–2.5; Eu/Eu\* – около 0.85] (см. табл. 2.1, рис.2.4, 2.5).

Представления о тектоническом или нормально-стратиграфическом перекрытии пород луостаринской серии пиллоу-лавами никельской серии за более чем 50-летний период геологического изучения Печенгской структуры неоднократно обсуждались геологами. На наш взгляд, данные полевых наблюдений, а также материалы, полученные в результате бурения Кольской сверхглубокой скважины, достаточно убедительно свидетельствуют в пользу тектонической природы контакта между пиллоу-лавами и аркозовыми гравелитами подстилающей лучломпольской свиты [Казанский и др., 1985; Кольская сверхглубокая, 1984].

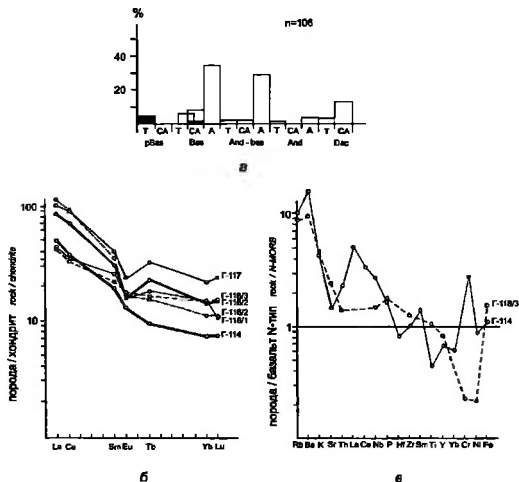


Рис. 2.3. Петрохимические особенности вулканитов пирттиварвинской свиты Печенгской структуры (рифтогенный комплекс восточной окраины)

Условные обозначения см. на рис.2.2

Пробы: Г-114 – известково-щелочной андезито-базальт (MgO–10.14%), Г-115/2 – трахиандезит, Г-116/2 – трахидалит, Г-118/1 – андезито-базальт, Г-118/3 – муджирит

В разрезе базальтовых пиллоу-лав закономерно распределены линзовидные покровы (потоки) пикритов, нередко со спинифекс-подобными структурами в приконтактных частях [Кольская сверхглубокая, 1984; Смолькин и др., 1987]. Пикриты характеризуются высокими значениями  $TiO_2$  (в среднем 2.30) и повышенными концентрациями РЗЭ [ $La - 15-34 (40-90)_n$ ;  $Yb - 1.5-1.7 (6-7)_n$ ], при высокой степени дифференцированности последних [ $(La/Yb)_n$  – порядка 10] [Смолькин и др., 1987; Смолькин, Шарков, 1989] (рис.2.6). В разрезе пиллоу-лав присутствует также выдержанный по мощности прослой кислых витро-кристаллокластических туфов с признаками подводно-оползневых деформаций. Структурно-текстурные особенности этих пород позволяют рассматривать их в качестве подводных отложений пирокластических потоков, распространившихся над поверхностью водного бассейна. Содержание

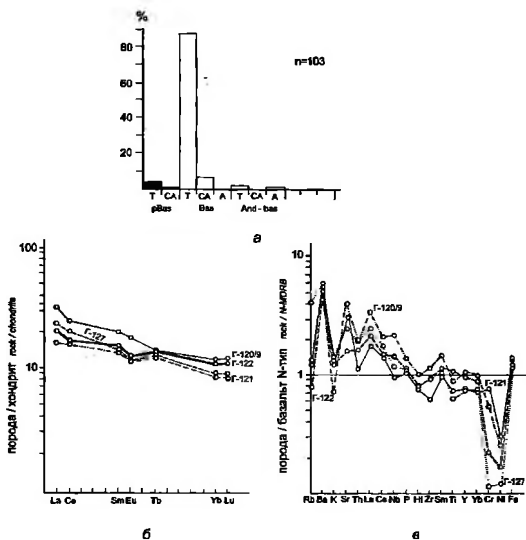


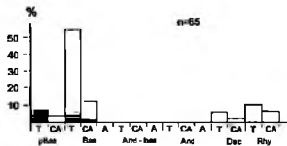
Рис. 2.4. Петрогеохимические особенности вулканитов заполярной свиты Печенской структуры (океанический комплекс задуговых бассейнов)

Условные обозначения см. на рис.2.2

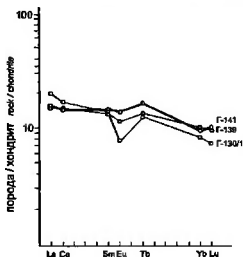
Пробы G-120/9, G-121, G-122, G-127 – толеитовые базальты

кремнезема в туфах варьирует широко, достигая в наиболее кислых разностях 75–80% (максимальные концентрации  $\text{SiO}_2$ , превышающие 80%, по-видимому, связаны с окремнением пород [Борисов, Смолькин, 1992]). Распределение РЗЭ в этих туфах напоминает таковое в пикритах, отличаясь более высокими концентрациями, еще большей дифференцированностью [ $\text{La} - 65-120 (170-320)_n$ ;  $\text{Yb} - 2.4-4.2 (10-17)_n$ ;  $(\text{La}/\text{Yb})_n$  – около 20] и наличием резкой отрицательной Eu аномалии ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  – около 0.6) (см. табл.2.1, рис.2.6). По своим геохимическим характеристикам пикриты сопоставимы с продуктами внутриплитного магматизма. Тесная ассоциация с толеитами океанического типа позволяет рассматривать их в качестве производных вулканизма океанических островов. Источником извержений кислых пирокластических потоков также могли быть вулканические аппараты океанических островов или прилегающих континентальных окраин. Сходство спектров РЗЭ в пикритах и кислых туфах делает первое предположение более привлекательным.

Возраст толеитовых базальтов заполярной свиты оценивается Rb-Sr изохронной датой  $2114 \pm 52$  млн лет,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 0.7025 \pm 1$ ; полученные тем же методом оценки возраста толеитовых базальтов свиты матерят составили  $1980 \pm 34$  млн лет, начальное Sr отношение  $0.7021 \pm 1$  (по Ю.А. Балашову и др. в [Смолькин и др., 1995]). Оценки возраста пикритовых лав:  $1988 \pm 39$  млн лет (Pb-Pb изохрона) [Hanski et al., 1990] и  $1980 \pm 40$  млн лет (Sm-Nd изохрона) [Смолькин и др., 1995]. Возраст кислых



в



б



в

Рис. 2.5. Петрогеохимические особенности вулканитов свиты матер Печенгской структуры (океанический комплекс задуговых бассейнов)

Условные обозначения см. на рис.2.2

Пробы: Г-130/1 – известково-щелочной базальт; Г-139, Г-141 – толитовые базальты

туфов (туфосилицитов по В.Ф.Смолькину) оценивается по модельному Pb-Pb возрасту циркона –  $1970 \pm 5$  млн лет [Смолькин и др., 1993].

Присутствующие в разрезе никельской серии осадочные породы неравномерно распределены по разрезу, образуя мощную толщу в ее средней части (ждановская свита или так называемая продуктивная толща Печенгской структуры). В составе толщи преобладают вулканокластические осадки и мафитовая пирокластика, практически повсеместно, хотя и неравномерно обогащенные углистым веществом и сингенетическими сульфидами [Кольская сверхглубокая, 1984; Мележик, Преловский, 1982]. Характерный для подстилающих ассоциаций аркозовый материал здесь почти совершенно исчезает, сохраняясь в виде изолированных линз гравелитов и конгломератов, возможно представляющих собой отложения подводных конусов выноса.

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

В строении "продуктивной" толщи есть ряд дополнительных особенностей, важных для понимания условий ее формирования и размещения. Толща вмещает многочисленные тела рудносных габбро-верлитов, с которыми связано медно-никелевое оруденение Печенгского рудного поля. Примечателен факт исключительной избирательности в размещении тел габбро-верлитов, более 90% которых располагается в пределах разреза "продуктивной" толщи. Исключение составляют немногочисленные тела, залегающие среди пиллоу-лав, подстилающих "продуктивную" толщу.

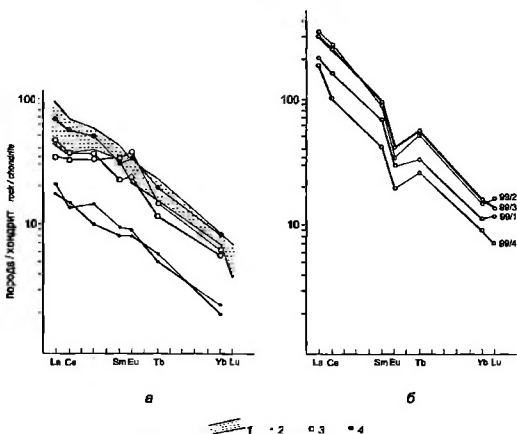


Рис. 2.6. Распределения РЗЗ в пикрито-базальтовых лавах и дицит-липяритовых туфах сланцы материк и габбро-верлитах Печенгского никеленосного комплекса Печенгской структуры (внутриплитного типа, предположительно, типа океанических островов)

Распределения РЗЗ. а – в мафит-ультрамафитах (по В.Ф. Смолькину и др. [1987]): 1 – ферропикрито-базальтах, 2 – пироксенитах, 3 – перидотитах, б – отложения пирокластических потоков кислого состава (образцы В.А. Мележика)

По особенностям состава габбро-верлиты коррелируются с пикритами, образующими линзовидные покровы среди толеитовых пидлоу-лав [Кольская сверхтлубокая, 1984; Смолькин и др., 1987] (табл.2.3; см. рис.2.6). Согласно или субсогласное и полого-секущее положение тел габбро-верлитов в "продуктивной" толще, отсутствие высокотемпературных экзоконтактовых изменений во вмещающих породах и относительная ограниченность эндоконтактовых изменений самих "интрузивных" тел, а также, как правило, тектонический или нарушенный ("тектонизированный") характер их границ позволяют рассматривать совокупность осадочных и магматических пород в разрезе "продуктивной" толщи в качестве чешуйчато-надвиговой системы, подобной аккреционным призмам активных континентальных окраин и островных дуг.

В целом, размещение габбро-верлитов и пикритов в пределах разреза, образованного породами океанического типа, геохимические особенности этих пород, а также устанавливаемые в ряде случаев признаки интрузивного внедрения габбро-верлитовой магмы в осадки позволяют предполагать, что формирование пикрит-габбро-верлитовой ассоциации было результатом магматической деятельности, аналогичной современному вулканизму океанических островов. Габбро-верлиты в предлагаемой модели рассматриваются в качестве субвулканических образований. Пучковое распределение тел габбро-верлитов в разрезе "продуктивной" толщи позволяет выдвинуть предположение о принадлежности реконструируемых вулканических построек подводным хребтам, связанным с трансформными разломами и подобными асейсмичным хребтам Атлантического океана (см. рис.4.3). Предположение о формировании тел габбро-верлитов в очаговой зоне океанических островов и об их тектоническом размещении в период закрытия океанического бассейна позволяет удачно объяснить

Таблица 2.2. Средние содержания главных (в вес %), редких элементов и РЗЭ (в г/т) расчлененных мифит-ультрамафитовых тел, включенных в "продуктивную" толщу, и ультрамафитовых вулканитов в разрезе заполярной и материнской свит Печенгской структуры (по: [Кольская сверхглубокая, 1984])

Table 2.2. Average compositions of layered mafite-ultramafite bodies included in "productive" layer and of ultramafic volcanics of Zapolyarny and Majarvi suites (major elements - wt %, trace elements and REE - ppm) (after: [Kola superdeep, 1984])

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
Component	26	34	128	3	39	28	39
SiO <sub>2</sub>	37.85	42.99	47.60	46.93	52.30	43.93	43.48
TiO <sub>2</sub>	1.01	2.28	1.69	3.80	1.96	1.40	2.22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.67	7.07	13.22	10.41	14.81	5.66	6.39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.51	4.44	3.02	2.47	2.17	2.90	1.77
FeO	10.38	12.25	12.08	14.74	11.05	11.99	10.78
MnO	0.20	0.19	0.22	0.21	0.19	0.14	0.22
MgO	26.17	18.12	6.24	7.82	2.64	20.43	15.78
CaO	3.20	4.58	8.88	5.44	4.38	6.04	14.32
Na <sub>2</sub> O	0.17	0.37	2.68	0.13	3.86	0.42	0.22
K <sub>2</sub> O	0.11	0.14	0.28	0.03	2.09	0.06	0.06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.30	0.15	0.33	0.56	0.38	0.25
n.n.n. LOI	8.77	7.13	3.67	7.55	3.39	6.32	4.05
SO <sub>3</sub>	0.28	0.44	0.11	0.09	0.27	0.02	0.02
Сумма Total	99.47	100.30	99.84	99.95	99.67	99.69	99.56
CO <sub>2</sub>	0.47	0.20	0.56	0.04	0.26	0.10	0.02
H <sub>2</sub> O <sup>*</sup>	0.41	0.11	0.24	0.28	0.41	0.34	0.24
B	67.7	12.8	14.6	9.2	18.6	6.0	2.9
Rb	13.3	8.6	9.7	5.0	42.7	12.7	8.7
Ba	13.5	23.5	75.3	10.0	256.7	10.0	17.2
Sr	5.0	13.0	33.9	12.5	67.6	13.4	15.7
Th	1.2	1.2	0.60		4.9		5.5
La	12.0	17.3	12.5		41.8		20.5
Ce	21.0	32.0	15.4		51.3		35.5
Sm	2.4	4.3	5.6		12.6		7.2
Eu	0.60	1.1	1.4		2.8		1.2
Yb	2.0	1.8	2.9		3.5		1.9
Lu	0.40	0.30	0.50		0.60		0.40
Nb	3.4	7.1	3.2	10.0	17.6	3.9	7.9
Hf	1.0	2.3	1.9		4.9		2.5
Zr	30.6	55.0	48.0	70.0	139.0	48.9	71.3
Sn	6.0	4.3	4.7	7.0	6.3	4.1	5.7
Sc	4.7	6.5	13.0	9.5	2.0	4.1	6.9
Cu	1022.3	237.9	22.7	400.0	54.8	307.8	329.5
Zn	190.7	160.3	144.6	215.0	396.2	253.9	209.1
Pb	15.6	5.0	10.0	4.5	8.5	4.4	6.6
V	183.9	184.1	362.0	160.0	48.0	136.3	214.5
Cr	1603.5	977.0	83.8	155.0	20.1	958.0	254.7
Co	207.7	90.3	50.1	40.5	20.5	137.5	77.3
Ni	2519.2	121.6	103.0	115.0		1080.4	181.7

Примечание. Породы: 1 – металерцолиты, 2 – металерцолито-верлиты, 3 – габбро-нориты, 4 – нориты, 5 – эссекситовые метагаббро-диабазы, 6 – метанокриты, 7 – метанокритобазальты

Rock types: 1 – metalherzolites, 2 – metalherzolite-wherlites, 3 – gabbro-norites, 4 – norites, 5 – essexitic metagabbro-diabases, 6 – metapicrites, 7 – metapicrobasalts

исключительную концентрацию этих тел в пределах "продуктивной" толщи (аккреционной призмы) в результате своеобразного "сдирания" выступов подводного рельефа совместно с перекрывающими осадками в процессе субдукции океанической плиты [Миц, Житников, Шенкман, 1989; Миц, 1993а, 1993б; Миц, Пастухов и др., 1994].

Таким образом, комплекс пород никельской серии, в целом, уже в силу особенностей слагающих пород, мы вынуждены рассматривать в качестве чешуйчатого надвиго-поддвигового ансамбля, суммарная мощность которого в современном положении составляет около 4500 м. К обсуждению природы ограничивающих этот комплекс и внутренних границ мы вернемся ниже.

Оценки возраста трех массивов габбро-верлитов Pb-Pb изохронным методом составили: 1900±55 млн лет, 1960±66 млн лет и 1980±150 млн лет [Смолькин и др., 1993].

Кратко охарактеризованные выше геохимические характеристики вулканогенных пород в северном крыле Печенгской структуры, в принципе, вполне согласуются с данными других исследователей, опубликованными в последние годы [Кольская сверхглубокая, 1984; Смолькин и др., 1995; Melezhik, Sturt, 1994]. Однако палеогеодинамические интерпретации этих данных, предлагаемые нами и этими исследователями, во многих отношениях существенно различаются.

В строении южного крыла Печенгской структуры, непосредственно южнее области распространения толетитов свиты матер, ограниченной с юга зоной Порьташского разлома, участвуют породы каллояурской и брагинской свит, менельской, каплинской и кассейюкской толщ.

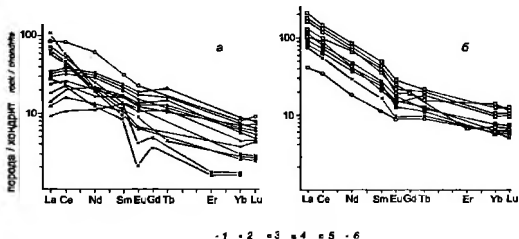


Рис. 2.7. Распределения РЗВ в пикрито-базальтовых и андезит-дацит-риолитовых метавулканитах менельской (а) и каплинской (б) свит южного крыла Печенгской структуры (островодужного и островодужного типов) (по: [Смолькин и др., 1995])

1 – пикриты, 2 – пикрито-базальты; 3 – базальты; 4 – андезито-базальты; 5 – андезиты; 6 – риолиты, гранит- и сиенит-порфиры

Каллояурская свита образована туфами, туфопесчаниками и туфогравелитами андезитового состава, углистыми и углисто-карбонатными сланцами с линзовидными покровами metabазальтов и метапикрито-базальтов. Далее к югу располагаются породы брагинской свиты: массивные и шаровые metabазальты, включающие маломощные потоки пикрито-базальтов, сменяющиеся в верхней части туфами андезитового, базальтового и пикрито-базальтового состава с подчиненными покровами лав и линзовидными прослоями углеродистых и карбонатсодержащих сланцев и метатуфитов. Южнее пород брагинской свиты откартированы пикрит-базальтовая ассоциация менельской толщи, включающая массивные и шаровые лавы, и андезит-дацит-риолитовая ассоциация каплинской толщи. Дацитами и андезито-дацитами, близкими по составу соответствующим породам каплинской толщи, образованы субвулканические тела горы Порьташ. Вдоль южной границы Печенгской структуры размещены

вулканомиктовые серидитовые сланцы, метатуфогравелиты и метатуфоконгломераты касейской толщи.

Петро- и геохимические особенности вулканитов, участвующих в строении южного крыла Печенгской структуры, впервые весьма полно охарактеризованы в работах [Смолякин и др., 1995; Melezhik, Sturt, 1994]. Судя по приведенным в них данным, в разрезах брагинской и мендельской свит значительную роль играют высокотитанистые толеиты и пикрито-базальты, близкие океаническим толеитам T-MORB (рис.2.7). В то же время, в составе каллоюрской и каплинской свит широко представлены известково-щелочные породы от низкотитанистых андезито-базальтов до риолитов, которые с учетом их геологических соотношений с океаническими базальтоидами и туфогенными осадками могут быть сопоставлены с островодужными сериями. В целом, ассоциация пород южного крыла Печенгской структуры, сопоставляется с проявлениями вулканизма окраинно-континентального типа (в широком смысле – т.е. включая и обстановки ограниченного задугового спрединга). К близким выводам о природе вулканических серий южного крыла пришли недавно В.А.Мележик и Б.Стерт [Melezhik, Sturt, 1994].

Суммарная мощность комплекса пород южного крыла достигает примерно 3000 м.

Возраст metabазальтов брагинской толщи и метапикритов мендельской толщи оценивается Rb-Sr изохронной датой  $1865 \pm 58$  млн. лет,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7029 \pm 3$ ; соответствующие оценки для серии образцов каплинской толщи дацит-риолитового и андезито-базальтового состава составили  $1855 \pm 54$  млн лет при  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7043 \pm 3$ . Возраст дацитов экструзивного тела горы Порыташ охарактеризован Rb-Sr изохронной оценкой  $1729 \pm 35$  млн лет при  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7088 \pm 19$ , однако авторам определения не ясно, можно ли уверенно соотносить эту дату со временем вулканизма или она указывает на время метаморфических преобразований (по Ю.А. Балашову и др. в: [Смолякин и др., 1995]).

### Имандра-Варзугская структура

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

В основании осадочно-вулканогенного разреза Имандра-Варзуги (пурначская и кукушинская свиты) участвуют терригенные осадки, известково-щелочные и толеитовые базальтоиды, при значительном преобладании последних, умеренно обогащенные  $\text{TiO}_2$  (1.0–1.9), близкие E-типу MORB и базальтам задуговых бассейнов по распределению РЗЭ:  $[\text{La} - 4.6 - 9.6 (12-25)_n; \text{Yb} - 2.3 - 39 (9-16)_n; (\text{La}/\text{Yb})_n - 1.3 - 16; \text{Eu}/\text{Eu}^* - 0.7 - 0.9]$ . По содержанию Nb (3.3) толеиты близки N-MORB (табл.2.3, рис.2.8 – 2.10). При близком петрохимическом сходстве их с низкокалийевыми базальтами, участвующими в трапповых ассоциациях, они отличаются от последних низкими содержаниями крупно-ионных литофильных (КИЛ) элементов и легких РЗЭ. Относительно высокие содержания Ti и элементов с высокочargedными ионами (ВЗИ) в пурначских толеитах отличают их от типичных пород островодужных серий. Наличие Eu минимум, в принципе, не характерно для океанических базальтов, однако подобные распределения РЗЭ встречаются в толеитах осевой части Красноморского молодого океанического



рифта. Видимо, наличие Eu минимума может свидетельствовать о "несовершенстве" процесса на начальной стадии формирования магматической системы спредингового хребта, когда достижение расплавами поверхности было затруднено, чем обеспечивалась дифференциация магм, в том числе, фракционирование плагиоклаза.

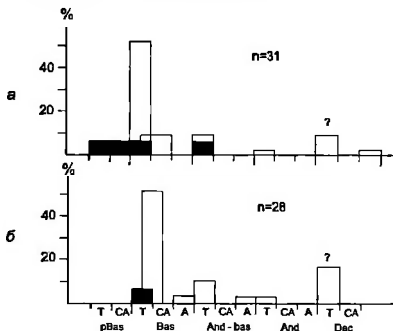


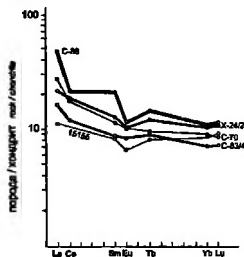
Рис. 2.8. Распределения петрохимических типов вулканитов кукшинской (а) и пурнячской (б) свит Имандра-Варзугской структуры (океанический комплекс)  
Условные обозначения см. на рис.2.2

Дополнительная специфика метабазальтов кукшинской свиты состоит в несколько пониженных концентрациях ВЗИ элементов, что сближает их с породами островодужных серий (см. рис.2.9, 2.10). Характер осадочных пород (преимущественно продукты денудации пород континентальной коры) и миндалекаменные текстуры лая свидетельствуют об относительной близости береговой линии и источников сноса и о мелководности бассейна, т.е. о его относительно небольшой ширине несмотря на значительную протяженность.

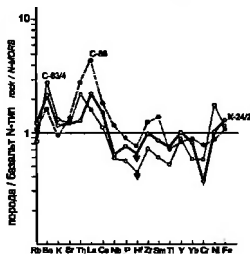
Ориентировочная мощность наблюдаемого разреза с преобладанием базальтов океанического типа составляет 1500–3000 м, максимально до 4000 м.

Геохронологические оценки отсутствуют. По общему положению рассматриваемых толщ их возраст отвечает довольно узкому интервалу между 2.48–2.40 млрд лет (возраст расслоенных мафит-ультрамафитов массивов Федорово-Панских Тундр и Имандровского лополита) и 2.42 млрд.лет (возраст дацитов в верхней части разреза островодужной ассоциации сейдореченской свиты – см.ниже).

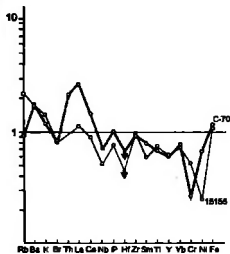
Выше располагаются преобладающие в разрезе Имандра-Варзугской структуры осадочно-вулканогенные толщи островодужного формационного и геохимического типа (сейдореченская, полисарская свиты). Осадочные компоненты разреза включают глинистые, терригенные (полимиктовые и вулканомиктовые) и карбонатные осадки. Характер осадочных пород свидетельствует о том, что в период вулканизма и осадконакопления ширина бассейна продолжает оставаться ограниченной. Вулканиты представлены преимущественно низкотитанистыми андезито-базальтами ( $TiO_2$  – 0.69–1.07), умеренно обогащенными легкими РЗЭ [ $La$  – 18–25 (48–66) $_n$ ] при наличии отрицательной Eu аномалии ( $Eu/Eu^*$  – 0.5–0.8), с умеренными содержаниями Nb (3.0–5.1) и Zr (110–140) (см. табл.2.3, рис.2.11 – 2.13). В подчиненном количестве присутствуют низкощелочные дациты и ограниченно – андезиты. В строении верхней



а

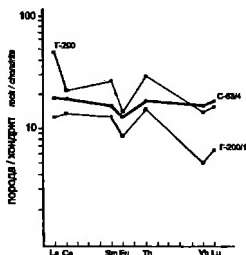


б

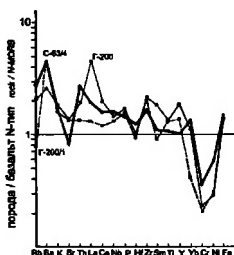


в

Рис. 2.9. Распределения РЗЭ (а) и редких элементов (б) в толентовых базальтах кукушинской свиты Имандра-Варзугской структуры (океанический комплекс)



а



б

Рис.2.10. Распределения РЗЭ (а) и редких элементов (б) в толентовых базальтах пуринской свиты Имандра-Варзугской структуры (океанический комплекс)

Таблица 2.3. Характерные содержания главных (в вес %), редких элементов и РЗЭ (в г/т) в метавулканитах структуры Имандра-Варзуга  
 Table 2.3. Selected major element (wt %), trace element and REE (ppm) analyses of metavolcanics of Imahdra-Varzuga structure

Компонент Component	Кумшинская свита, амфиболиты Kuksha suite, amphibolites		Пурначская свита, амфиболиты Purnach suite, amphibolites		
	15155 АБ	C-70 Т	Г-200 ИЦБ	Г-200/1 ИЦБ	C-63/4 Т
SiO <sub>2</sub>	53.50	50.64	49.44	47.86	50.66
TiO <sub>2</sub>	1.08	0.99	1.86	1.87	1.54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.27	14.94	13.63	14.25	13.45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.93	2.62	3.64	3.31	3.07
FeO	9.27	9.65	11.95	12.52	11.52
MnO	0.19	0.18	0.23	0.23	0.20
MgO	6.25	6.35	5.45	6.20	5.30
CaO	8.89	10.24	8.52	9.42	8.81
Na <sub>2</sub> O	2.80	2.38	3.56	2.82	3.54
K <sub>2</sub> O	0.34	0.28	0.41	0.36	0.39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.14	0.23	0.21	0.21
п.л.п. LOI	1.25	1.14	0.54	0.36	0.80
Сумма Total	99.88	99.56	99.46	99.41	99.49
CO <sub>2</sub>					
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.40	0.05	0.14	0.16	0.05
R	17	10	20	22	13
Rb	6.7	2.8	6.2	2.3	8.5
Ba	50	50	70	120	120
Sr	150	200	210	200	230
Th					
La	4.0	9.6	16	4.6	6.6
Ce	10	16	20	13	17
Nd					
Sm	1.9	2.6	5.8	2.9	3.6
Eu	0.58	0.90	1.20	0.76	1.10
Gd					
Tb	0.48	0.56	1.60	0.86	1.00
Er					
Yb	2.2	2.3	3.4	1.3	3.9
Lu	0.35	0.33	0.60	0.26	0.65
Nb	2.0	2.8	6.4	5.6	5.2
Ta	0.5	0.3	0.4	0.6	0.5
Hf	2.0	3.0	4.5	4.2	5.5
Zr	98	94	210	210	170
Y	28	29	55	45	34
Sn	3	4	4	3	5
Sc	39	35	24	30	29
Cu	46	100	100	84	100
Zn	100	210	130	140	280
Pb	6	5	6	7	6
V	320	300	200	180	450
Cr	140	84	69	60	100
Co	51	57	30	54	37
Ni	33	90	40	43	80

половины этой части разреза (полисарская свита) наряду с андезито-базальтами охарактеризованного типа большую роль играют низкотитанистые высокомагнезиальные (коматитовые) базальты, относительно обедненные K, Sr, Zr и обогащенные Cr и Ni, и высокомагнезиальные андезито-базальты. Распределение РЗЭ в коматитовых базальтах характеризуется незначительным обогащением ЛРЗЭ, обеднением ТРЗЭ

Таблица 2.3 (продолжение)  
Table 2.3 (continued)

Компонент Component	Сейдореченская свита, амфиболиты, зеленые сланцы, слабо измененные вулканиты Seidorechka suite, amphibolites, greenschists, low altered volcanics					
	13071 A	13073 AB	13081 CB	Г-215 AB	Г-215/1 CB	К-41 AB
SiO <sub>2</sub>	59.60	55.80	48.20	52.96	49.36	56.04
TiO <sub>2</sub>	0.81	0.90	0.51	0.86	0.78	0.81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.22	13.99	7.67	13.24	10.17	14.40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.00	2.92	2.31	2.86	2.86	2.54
FeO	5.76	7.20	9.45	7.63	8.21	7.74
MnO	0.15	0.16	0.18	0.16	0.19	0.20
MgO	4.50	4.30	20.75	8.30	14.70	4.90
CaO	10.89	9.64	6.62	9.39	7.95	8.05
Na <sub>2</sub> O	1.16	3.20	0.40	0.96	1.72	3.50
K <sub>2</sub> O	0.27	0.37	0.40	1.18	0.11	1.02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.15	0.06	0.12	0.09	0.16
п.п.п.	1.22	1.07	3.27	1.83	3.29	0.59
Сумма Total	99.72	99.76	99.82	99.48	99.43	99.95
CO <sub>2</sub>						
H <sub>2</sub> O*	0.14	0.30	0.33	0.18	0.19	0.14
B	18	16	16	23	22	15
Rb				41	2.8	30
Ba	80	110	130	270	30	230
Sr				250	110	170
Th						
La	21	16		17	13	15
Ce	53	43		28	19	31
Nd	20	17				
Sm	3.4	3.0		4.0	2.5	2.9
Eu	1.00	1.50		0.88	0.62	0.77
Gd	3.8	3.8				
Tb				0.52	0.48	0.53
Er	2.4	2.4				
Yb	2.0	2.0		1.3	1.4	1.9
Lu				0.23	0.19	0.25
Nb				6.2	2.7	3.9
Ta				0.4	0.6	0.5
Hf				3.7	3.0	3.9
Zr				120	83	140
Y				22	21	20
Sn	3	4	4	4	4	6
Sc	18	19	19	22	21	21
Cu	80	32	48	100	86	43
Zn	70	90	13	100	70	180
Pb	7	19	4	7	7	40
V	180	230	120	130	100	230
Cr				440	1400	160
Co				46	72	33
Ni	84	88	460	62	700	54

и незначительной Eu аномалией [La – 6.3–8.4 (17–22)<sub>n</sub>; Yb – 1.1–1.5 (4.4–6)<sub>n</sub>; Eu/Eu\* – около 0.9]. Для высокомагнетизальных разностей характерно обогащение Sr и, в меньшей степени, Ni (см. рис. 2.13).

По характеру и набору пород эта часть Имандра-Варзугского разреза коррелируется с нижней частью Печенгского разреза (маярвинская свита). Геохимические характеристики вулканитов островодужного типа не позволяют достоверно провести более детальную классификацию. Менее обоснованной представляется реконструкция

Таблица 2.3 (продолжение)  
Table 2.3 (continued)

Компонент Component	Сейдореченская свита, амфиболиты, зеленые сланцы, слабо измененные вулканиты Seidorechka suite, amphibolites, greenschists, low altered volcanics						
	K-41/1 AB	K41/2	A-41/3 л	P-47 AB	X-5 AB	X-5/1 AB	C-75 AB
SiO <sub>2</sub>	55.52	57.30	65.48	54.70	53.36	55.22	53.24
TiO <sub>2</sub>	0.73	0.79	0.87	0.79	0.73	0.97	0.77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.36	14.45	12.19	14.64	14.62	14.53	14.46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.11	2.61	2.85	1.91	3.05	2.93	4.02
FeO	7.56	7.11	5.76	7.74	6.34	7.30	6.48
MnO	0.18	0.16	0.13	0.17	0.17	0.17	0.15
MgO	5.55	4.10	1.25	5.85	6.50	4.40	5.20
CaO	8.74	7.37	3.97	7.73	9.32	7.65	9.25
Na <sub>2</sub> O	3.20	3.32	3.20	3.38	2.56	3.36	2.48
K <sub>2</sub> O	0.94	1.70	3.10	1.82	1.39	1.66	1.94
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.16	0.23	0.14	0.12	0.15	0.14
п.п.п.	0.46	0.53	0.48	0.66	1.39	1.15	1.46
Сумма Total	99.48	99.0	99.51	99.53	99.55	99.49	99.60
CO <sub>2</sub>							
H <sub>2</sub> O*	0.06	0.10	0.14	0.09	0.11	0.14	0.08
B	15	19	17	10	21	26	16
Rb	27	61	76	54	46	50	67
Ba	430	520	680	820	550	300	680
Sr	270	310	260	240	410	300	320
Th							
La	15	24		21	18	24	19
Ce	30	50		42	34	39	37
Nd							
Sm	3.1	4.5		3.6	3.7	4.1	4.3
Eu	0.84	0.99		0.95	0.79	1.00	1.00
Gd							
Tb	0.51	0.75		0.77	0.69	0.71	0.85
Er							
Yb	1.7	1.9		1.9	1.9	2.0	2.0
Lu	0.26	0.30		0.30	0.27	0.34	0.33
Nh	3.1	6.0	8.6	3.3	3.0	4.4	4.4
Ta	0.5	0.4		0.4	0.4	0.4	0.4
Hf	3.0	3.7		2.3	3.0	3.3	2.8
Zr	120	160	240	120	100	140	120
Y	19	17	26	24	25	21	19
Sn	6	6	8	4	3	3	5
Sc	25	18	10	27	27	20	26
Cu	96	100	100	40	70	100	90
Zn	200	210	200	110	110	130	100
Pb	25	40	53	13	6	8	7
V	230	170	120	380	100	110	300
Cr	180	33		110	290	110	160
Co	39	31		38	38	38	45
Ni	94	40	29	51	51	28	19

энзиматической островодужной системы, если принять во внимание данные, свидетельствующие об ограниченной ширине океанического бассейна. Более реальным кажется предположение о существовании активной континентальной окраины. Судя по преимущественно базитовому характеру вулканизма и значительной роли высокомагнезиальных пород, эволюция магматических процессов не получила развития. Мощность островодужной ассоциации составляет 3000-4000 м.

Таблица 2.3 (продолжение)  
Table 2.3 (continued)

Компонент Component	Полисарская свита, зеленые сланцы, слабо измененные вулканиты Polisarka suite, greenschists, low altered volcanics						Умбинская свита, амфиболиты Umba suite, amphibolites	
	Л-27 АБМ	Л-28 АБМ	Х-12 КБ	Х-13 КБ	С-80 КБ	С-80/1 АБ	Г-38 ТАБ	В-50 ИЩБ
SiO <sub>2</sub>	53.00	55.30	50.26	49.48	51.96	54.44	52.02	50.32
TiO <sub>2</sub>	0.67	0.88	0.63	0.63	0.46	0.84	1.28	1.32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.65	13.99	11.69	11.82	10.21	15.07	18.68	15.38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.56	3.89	3.14	2.40	2.05	3.69	5.67	3.56
FeO	5.55	5.95	7.20	8.00	6.48	5.76	6.65	8.32
MnO	0.11	0.14	0.18	0.19	0.14	0.15	0.11	0.20
MgO	9.59	8.00	12.40	12.70	15.05	4.95	3.40	7.12
CaO	8.68	8.50	9.10	8.74	8.01	8.53	2.93	7.30
Na <sub>2</sub> O	1.98	2.20	2.14	1.44	1.82	3.00	5.34	4.30
K <sub>2</sub> O	1.40	0.32	0.23	1.00	0.92	1.50	1.30	0.50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.28	0.08	0.07	0.09	0.15	0.12	0.18
п.п.п	1.70	1.30	2.55	2.91	2.39	1.44	2.56	1.80
Сумма	99.93	100.79	99.60	99.38	99.58	99.51	100.09	100.29
CO <sub>2</sub>	0.01	0.16					0.11	0.16
H <sub>2</sub> O*	0.10	0.07	0.11	0.14	0.17	0.13	0.14	0.06
Th	2.9	3.8						3.9
La	14	12	7.2	8.4	6.3	25	7.3	20
Nd							15	
Tb	0.51	0.62	0.46	0.43	0.35	0.85		0.87
Lu	0.30	0.23	0.22	0.23	0.16	0.37		0.41
Nh	5.8	3.5	1.7	1.6	3.2	5.6		13
Ta	0.3	0.5	0.5	0.5	0.5	0.4		1.3
B	-	-	20	20	23	10		8
Rb	44	11	6.4	28	23	26		20
Sm	3.0	2.7	2.1	2.2	2.0	4.1	5.7	4.7
Eu	0.85	0.72	0.66	0.75	0.52	0.81	1.5	1.5
Yb	2.0	1.4	1.5	1.4	1.1	2.1	2.3	2.5
Gd							4.6	
Er							1.3	
Hf	4.6	2.9	2.0	3.0	3.0	4.0		5.7
Sn	8	8	3	3	3	5	4	3
Pb	23	24	5	4	4	6	9	5
V	170	240	100	980	210	400	130	300
Cr	820	730	940	940	1300	960		150
Co	51	50	56	62	61	31		54
Ni	170	210	280	270	350	60	36	42
Cu	100	100	82	100	70	100	22	56
Zn	120	80	90	100	130	130	130	80
Sc	22	40	23	22	7	20	26	18
Y	13	12	17	18	9	31	12	25
Zr	100	79	77	77	64	150		180
Ce	30	27	17	16	14	42	19	41
Ba	400	150	180	650	390	350	220	80
Sr	270	240	240	200	150	360		160

Для дацитов гранофировой структуры в верхней части сейдореченской свиты получен возраст 2.42 млрд лет (U-Pb изохрона по циркону и бадделенту [Баянова, 1991]).

Близость возраста океанической и островодужной ассоциаций, возможно, свидетельствует об одновременности процессов расширения океанического дна и субдукции молодой океанической коры с формированием окраинно-континентальных

Таблица 2.3 (продолжение)  
Table 2.3 (continued)

Компонент Component	Умбинская свита, амфиболиты Umba suite, amphibolites		Ильмозерская свита, зеленые сланцы, слабо измененные вулканиты Ilmazaero suite, greenschists, low altered volcanics					
	Л-13	Л-31	Г-19	Г-22/2	Г-31	В-6	В-68/1	Л-15
	ТАМ	ИЦБ	АБ	АБ	Т	ТАБ	КБ	Т
SiO <sub>2</sub>	56.96	46.60	52.88	55.60	46.76	53.46	44.18	49.26
TiO <sub>2</sub>	1.12	1.44	0.52	1.10	0.96	0.76	0.38	1.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.41	14.05	15.26	17.83	15.29	14.76	6.55	15.53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.16	3.73	4.45	5.89	5.32	4.81	3.52	6.00
FeO	7.65	8.25	6.07	8.83	8.24	6.19	5.47	7.55
MnO	0.05	0.12	0.08	0.04	0.13	0.14	0.13	6.13
MgO	5.63	8.22	5.42	3.91	8.50	5.27	26.31	6.70
CaO	5.09	12.30	8.61	0.73	10.00	8.54	4.56	8.44
Na <sub>2</sub> O	6.12	2.79	2.61	0.18	2.13	3.56	1.23	2.56
K <sub>2</sub> O	0.75	0.36	2.26	4.10	0.36	1.68	0.20	1.20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.07	0.06	0.12	0.17	0.12	0.09	0.10
п.п.п.	0.32	2.42	1.76	1.27	2.23	1.19	7.50	1.32
Сумма	100.29	100.39	99.98	99.60	100.06	100.49	100.17	100.23
CO <sub>2</sub>	0.01	0.44	0.22	0.01	0.01	0.01	0.11	0.01
H <sub>2</sub> O*	0.06	0.13	0.14	0.13	0.12	0.12	0.67	0.07
Th			2.3	4.5	5.7			3.2
La	21	26	14	29	8.6			13
Nd	24	40						
Tb			0.59	1.00	0.70			1.10
Lu			0.19	0.44	0.30			0.50
Nb			4.8	13	7.7			12
Ta			0.3	1.0	0.1			0.98
B							56	
Rb			49	79	22			54
Sm	5.4	6.6	3.0	6.7	3.2			5.1
Eu	1.4	1.8	1.1	1.6	1.2			1.5
Yb	1.7	0.92	1.7	2.9	2.1			3.8
Gd	4.4	4.8						
Er	2.4	1.2						
Hf			2.8	4.8	3.2			4.3
Sn	3	12	6	8	4	5	3	8
Pb	10	18	8	11	10	22	4	11
V	250	190	190	160	280	160	140	310
Cr			190	190	95			120
Co			45	46	54			55
Ni	42	150	100	70	74	26	1400	45
Cu	52	48	48	100	95	64	22	100
Zn	50	110	80	170	160	60	50	100
Sc	25	25	37	33	47	20	20	42
Y	15	15	14	23	25	13	13	27
Zr			89	190	84			130
Ce	57	85	30	72	19			29
Ba	90	100	620	280	70	380	140	180
Sr			240	44	250			270

вулканических серий. Вероятность "синхронизации" этих процессов подкрепляется данными об ограниченной ширине области осадконакопления.

Перекрывающая островодужную серию осадочно-вулканогенная толща умбинской свиты коррелируется с аналогичными образованиями пирттиярвинской свиты Печенги. Нижняя часть вулканогенного разреза сложена метабазами, включающими мощные покровы пикритов и пикрито-базальтов. В верхней части

Таблица 2.3 (окончание)  
Table 2.3 (completed)

Компонент Component	Панареченская свита, слабо измененные вулканииты Panarechka suite, low altered volcanics				Свингская свита, зеленые сланцы Saminga suite, green schists				
	Г-12 АБ	Г-12/1 ТА	Г-12/2 Р	В-3 АБ	Г-4 ТАБ	Г-7 Т	В-26 Т	В-27 Т	Л-16 Р
	SiO <sub>2</sub>	52.70	60.34	69.74	54.06	54.48	70.70	49.46	51.54
TiO <sub>2</sub>	0.80	1.12	0.42	0.76	0.52	0.38	0.74	0.68	0.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.08	17.11	13.02	10.05	21.05	13.21	14.06	14.64	9.34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.38	2.22	1.70	5.17	2.37	0.65	4.88	4.81	0.54
FeO	8.01	4.51	4.00	5.79	4.07	4.16	9.23	8.82	0.75
MnO	0.10	0.05	0.05	0.14	0.07	0.06	0.06	0.08	0.01
MgO	4.04	2.16	0.35	9.69	2.72	0.10	6.53	5.67	0.68
CaO	8.85	1.96	2.46	8.30	6.14	1.70	11.80	10.12	0.80
Na <sub>2</sub> O	2.96	4.08	4.60	3.05	4.59	4.59	2.70	2.29	1.40
K <sub>2</sub> O	0.30	3.33	1.50	0.64	1.00	4.51	0.20	0.46	6.00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.28	0.28	0.20	0.12	0.16	0.02	0.18	0.19	0.01
п.п.п.	1.01	3.03	2.71	2.09	3.50	0.45	0.57	0.54	0.30
Сумма Total	100.50	100.19	100.79	99.91	100.69	100.49	100.41	99.84	100.45
CO <sub>2</sub>	0.05	0.01	0.11	0.55	1.37	0.01	0.01	0.01	0.01
H <sub>2</sub> O*	0.05	3.42	0.10	0.09	0.12	0.11	0.16	0.11	0.11
Th		2.0	13				1.2	1.0	
La	4.6	4.2	39	16	12	8.4	6.8	11	
Nd	6.8			16	11	11			
Tb		0.43	0.97				0.77	0.74	
Lu		0.21	0.54				0.35	0.35	
Nb	1.8		7.6				6.3	6.2	
Ta		0.42	1.1				0.59	1.1	
R							7	9	
Rh	35		58				5.1	14	
Sm	2.2	1.9	6.2	2.9	2.9	3.9	4.1	4.3	
Fu	0.8	0.7	1.4	1.1	0.5	1.2	1.4	1.3	
Yb	1.5	1.5	3.3	1.1	1.1	3.6	2.5	2.5	
Gd	2.7			2.6	2.8	4.1			
Er	1.8			1.8	1.5	3.7			
Hf		2.4	0				3.1	4.2	
Sn	3	3	3	5	3	3	3	3	3
Pb	10	11	14	24	166	6	4	4	20
V	270	83	36	140	190	210	350	380	9
Cr		30	81				110	93	
Co		43	11				53	60	
Ni	23	17	16	260	18	46	48	19	15
Cu	47	15	17	100	64	64	100	100	13
Zn	200	70	60	70	50	190	70	100	30
Sc	57	17	6	15	53	30	40	28	3
Y	14	10	19	11	10	11	35	32	10
Zr	36		200				110	120	59
Ce	11	42	76	45	23	19	18	27	
Ba	120	680	280	210	100	40	70	160	1000
Sr	270		220				220	250	60

Примечание. Породы: А – андезит, АБ – андезит-базальт, АБМ – высокомагнезиальный андезит-базальт, Д – дацит, ИЩБ – известково-щелочной базальт, КБ – коматитовый базальт, Р – риолит, Т – толент, ТАБ – трахиандезит-базальт, ТАМ – высокомагнезиальный трахиандезит

Rock types: А – andesite, АБ – andesite-basalt, АБМ – high-Mg andesite-basalt, Д – dacite, ИЩБ – calc-alkaline basalt, КБ – komatiitic basalt, Р – rhyolite Т – tholeiite, ТАБ – trachyandesite-basalt, ТАМ – high-Mg trachyandesite



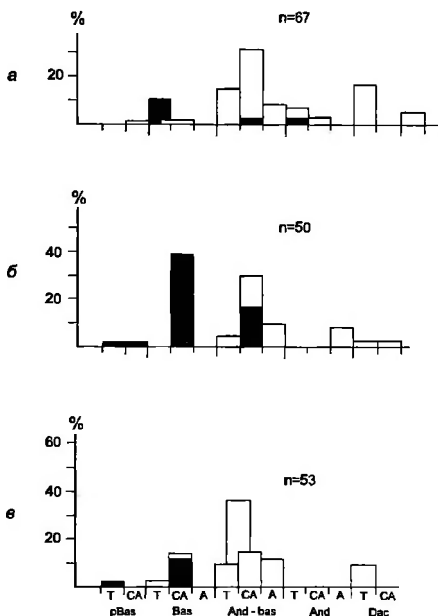
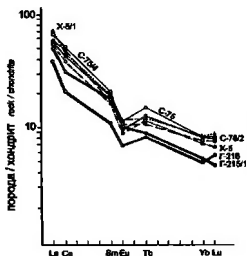


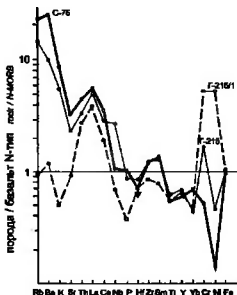
Рис. 2.11. Распределения петрохимических типов вулканитов кукушкинской вулканитов сейдореченской (а), полисарской (б) и альмазерской (в) свит Имандра-Варзугской структуры (островодужный комплекс)

Условные обозначения см. на рис.2.2

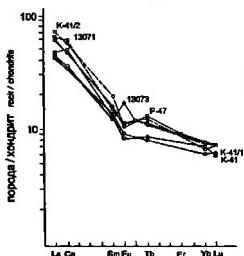
разреза возрастает количество пород среднего состава. Они представлены массивными и флюидальными туфолавами и игнимбритоподобными породами. Среди вулканогенных образований выделяются также трахибазальты и трахиандезиты. Преобладающие в разрезе обогащенные  $TiO_2$  (1.12–1.48) известково-щелочные и субщелочные базальты, умеренно обогащены легкими и обеднены тяжелыми РЗЭ [ $La - 21-26$  (56–69)<sub>n</sub>;  $Yb - 0.9-1.7$  (3.6–7)<sub>n</sub>;  $(La/Yb)_n - 8-20$ ]; содержание Nb в базальтоидах достигает 13 г/т. В отличие от подстилающих островодужных толщ, высокомагнезиальные разности умбинской свиты относительно обогащены  $TiO_2$  (1.32–1.44) (см. табл.2.3; рис.2.14). Осадочные породы представлены разнообразными хемогенными (карбонатными, первично-кремнистыми), дифференцированными терригенными (кварцевыми и аркозовыми метасаммитами, гидрослюдистыми металепитами) и туфогенными породами. Высказанные выше соображения о вероятной геодинамической обстановке формирования пирттиярвинской свиты в полной мере относятся и к интерпретации пород умбинской свиты. Учитывая особенности подстилающих толщ, включающих в пределах Имандра-Варзугской структуры мощные толщи не только островодужного, но и



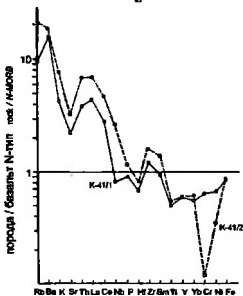
а



б



в



г

Рис. 2.12. Распределение РЗЭ (а, в) и редких элементов (б, г) в андезито-базальтах сейфореченской свиты западной (а, в) и восточной (б, г) частей Имандра-Варзугской структуры (островодужный комплекс)

океанического типа, резонно предположить, что обстановка континентально-рифтового типа была структурно и генетически связана с задуговой областью растяжения в тылу активной континентальной окраины. Мощность ассоциации в целом составляет 2000–2500 м.

Наконец, южное крыло Имандра-Варзугской структуры, вскрытое в результате эрозионного среза надвинутого комплекса пород южного обрамления лишь в ее центральной части, образовано переслаивающимися сланцами, мафитовыми (в том числе, Т- и Е-типа MORB), среднего и кислого состава лавами (ильмозерская свита, самингская и панареченская свиты и соленозерская толща томингской серии). Вулканы характеризуются пестрым набором составов (см. табл.2.3; рис.2.15 2.18), петрохимически и геохимически преимущественно принадлежат островодужному, окраинно-континентальному и океаническому типам. Панареченские и ильмозерские базальты, петрохимически близкие океаническому типу, при низких значениях  $K_2O/Na_2O$  характеризуются "неокеаническими" величинами отношений  $K/Rb$  (70–300) и пониженными

концентрациями Sr и Ni. Распределения РЗЭ в базитах повышенной щелочности, средних и кислых эффузивах отличаются от предыдущих более высоким уровнем содержаний, особенно легких РЗЭ (La – до 100 хондритовых стандартов), и появлением отрицательной Eu аномалии ( $Eu/Eu^*$  в трахиандезито-базальтах – порядка 0.6; в дацитах и риолитах – 0.16–0.25). В толеитах ильмозерской и самингской свит заметно повышены концентрации Nb – до 8–13 г/т (см. рис.2.15 – 2.18).

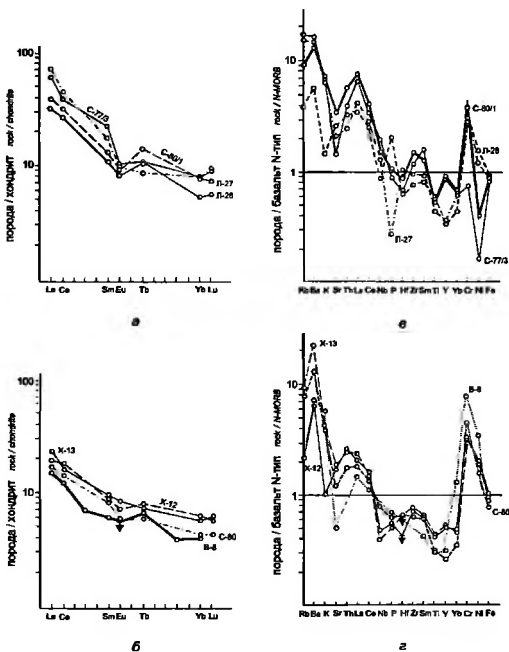


Рис. 2.13. Распределения РЗЭ (а,б) и редких элементов (в,г) в андезито-базальтах (а,в) и коматиитовых базальтах (б,г) ильмозерской свиты Имандра-Варзугской структуры (островодужный комплекс)

Учитывая "смешанный" геохимический тип толеитовых базальтов и их сочетание с эффузивами среднего и кислого состава, наиболее приемливо отнести толщю в целом к окраинно-континентальному типу в широком смысле, включая проявления магматизма тыловых зон растяжения и задугового спрединга. Нетрудно видеть, что характеристики верхних частей разреза Имандра-Варзугской и Печенгской структур близки. Отличие состоит в отсутствии в пределах Имандра-Варзуги мощной толщи пиллоу-лав, подобных породам никельской серии Печенги. Тем не менее, в разрезе

томингской серии участвует так называемая соленоозерская толща, образованная вулканокластическими углистыми осадками того же типа, что и осадки "продуктивной" толщи Печенги. Чрезвычайно важно, что эти породы вмещают линзовидные тела габбро-верлитов также аналогичные рудоносному комплексу Печенгского рудного поля [Ремизова, Баржицкая, 1984]. По-видимому, соленоозерская толща представляет собой редуцированный вариант никельского разреза в пределах Имандра-Варзугской структуры. Как и в предыдущем случае, габбро-верлиты могут рассматриваться в качестве фрагментов корневой зоны вулканических построек океанических островов.

Суммарная мощность осадочно-вулканогенных толщ в южном крыле Имандра-Варзугской структуры, видимо, достигает 4000–4500 м.

Имеется единственная Pb-Pb изохронная оценка возраста андезитов в бассейне р.Юзия – 1950±140 млн лет [Пушкарев и др., 1985].

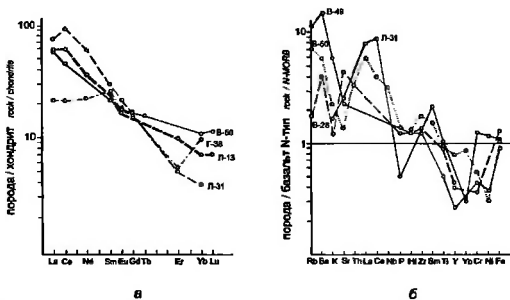


Рис. 2.14. Распределения РЗЭ (а) и редких элементов (б) в базальтах умбинской свиты Имандра-Варзугской структуры (рифтогенный комплекс активной окраины)

### Дайки габбро-верлитов и тела мифит-ультрамафитов в северо-восточном и восточном обрамлении Печенгской структуры

Дайки габбро-верлитов в северо-восточном обрамлении Печенгской структуры, получившие название Нясюкского комплекса, образуют пояс шириной 15–20 км, протягивающийся более чем на 60 км от Баренцевоморского побережья на севере до оз.Карикьявр на юге (см. рис.4.1). Преобладающее простирание даек и пояса в целом – северо-северо-западное. Мощность отдельных даек варьирует от 1–3 до 20–30 м, максимально до 200 м, протяженность – до 26 км. Химический состав даек весьма близок составу пикритовых вулканитов и никеленосных габбро-верлитов Печенгской структуры, что давно уже признано достаточным основанием для объединения их в составе единой комагматичной серии пород. Это дает основания и для предположения о синхронности их формирования [Магматические формации ..., 1985; Смолькин и др., 1995].

Структурно в пределах той же тектонической зоны размещены интрузивные никеленосные тела перидотит-пироксенит-габбро-норитов Карикьяврского комплекса (см. рис.4.1). Наиболее крупное тело овальной формы (около 2000 м по длинной оси) характеризуется субширотным простиранием и падением под углами 50–80°.

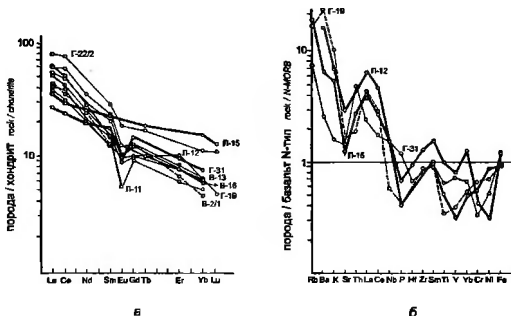


Рис. 2.15. Распределения РЗЭ (а) и редких элементов (б) в андезито-базальтах и толетах ильмензерской свиты Имандра-Варзугской структуры (островодужный или окраинно-континентальный комплекс)

Пробы: В-2/1, Г-31, Л-15 – толетовые базальты, В-2/2, В-13, В-16, Г-19, Г-22/2, Л-11, Л-12 – андезито-базальты

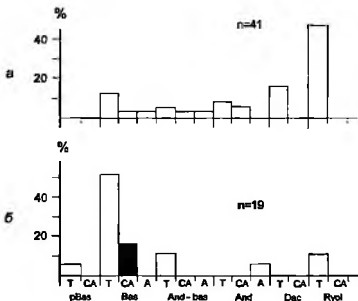


Рис. 2.16. Распределения петрохимических типов вулканитов пемареченской (а) и самийской (б) свит Имандра-Варзугской структуры (окраинно-континентальный комплекс)

Условные обозначения см. на рис. 2.2

Возраст массива, оцененный Sm-Nd методом, составляет  $1939 \pm 60$  млн лет,  $\epsilon Nd(T) = -2.9 \pm 0.8$ ; по Rb-Pb изохроне –  $1970 \pm 170$  млн лет [Новые данные ..., 1990]. Эти оценки позволяют коррелировать формирование массива Карикъявр и габбро-верлитовых массивов Печенгской структуры; этому же времени отвечают излияния

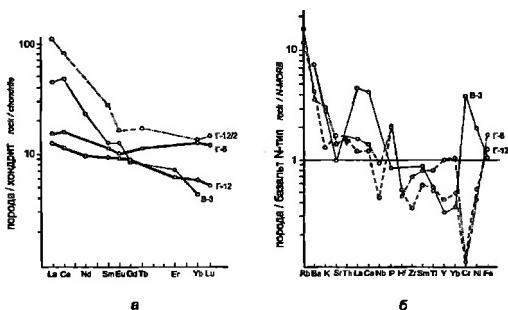


Рис. 2.17. Распределения РЗЭ (а) и редких элементов (б) в вулканитах пакареченской свиты Имандра-Варзугской структуры (окраинно-континентальный комплекс)

Пробы: Г-8, Г-12 – толеитовые базальты; В-3 – андезитово-базальт; Г-12/2 – метатиф рисолитового состава

пикритовых лав, ассоциирующих с пиллоу-лавами заполяринской и материнской свит.

Как показано выше, геохимические особенности габбро-верлитов и пикритов и их ассоциация с пиллоу-лавами типа T-MORB позволяют рассматривать их в качестве производных магматизма внутриплитного типа, связанного с формированием вулканических построек океанических островов. Анализ пространственного распределения габбро-верлитовых тел позволяет предполагать их связь с океаническими разломами трансформного типа. В свою очередь, Нясюкская зона разломов приблизительно ортогональна Печенга-Имандра-Варзугскому поясу, параллельна коленообразным изменениям его простирания и нигде не пересекает коллизийную структуру пояса. Эта закономерность, а также геохронологическая и петрологическая близость внутриплитных мафит-ультрамафитов, включенных в океанический комплекс Печенгской структуры, с дайками и интрузивными телами Нясюкской зоны, на наш взгляд, позволяет интерпретировать Нясюкскую зону в качестве континентального продолжения зоны разлома трансформного типа со связанным магматизмом. (Модель эволюции Печенгской структуры охарактеризована в гл.4, см. рис.4.3).

## Модель палеогеодинамической эволюции

Как следует из приведенной характеристики геохимических особенностей и последовательности формирования осадочно-вулканогенных толщ Печенга-Имандра-Варзугского пояса, его эволюция успешно может быть представлена в рамках модели тектоно-плитного типа. В то же время, как мы отмечали выше, мнения исследователей о вероятности того или иного варианта эволюции нередко значительно расходятся.

Принципиально важно, что все предлагаемые модели базируются на одних и тех же геохимических и геохронологических данных, которые интерпретируются, тем не менее, по-разному. Кроме того, определенные различия заключены в оценках некоторых важнейших структурно-геологических соотношений. Базовые материалы в настоящее время опубликованы и широко известны. Это позволяет нам при дальнейшем обсуждении проблемы ограничиться ссылками, приводя конкретные данные лишь в случае необходимости.

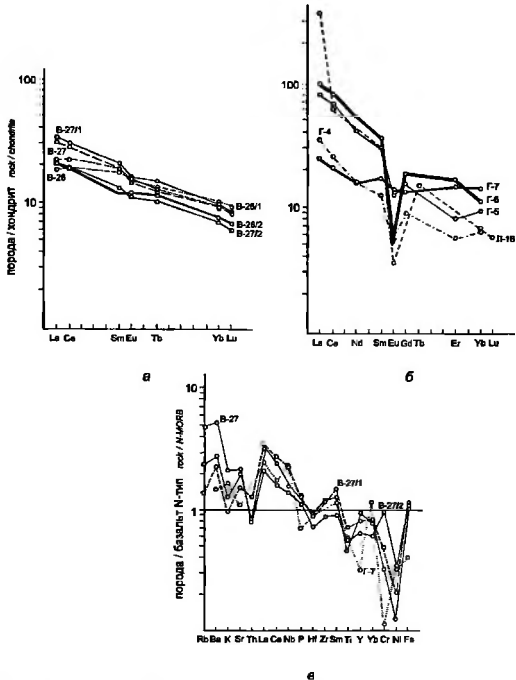


Рис. 2.18. Распределения РЗЭ (а,б) и редких элементов (в) в вулканитах самингской свиты Имандра-Варзугской структуры (окариинно-континентальный комплекс)

а – толеиты; б – андезиты-базальты (Г-7), трахандезиты-базальты (Г-4), дациты (Г-5, Г-6), риолиты (Л-16); в – толеиты (В-27, В-27/1, В-27/2), андезиты-базальты (Г-7)

Поиск оптимального варианта геодинамической модели не будет продуктивен, если не попытаться выявить и обсудить фактологические и интерпретационные корни разногласий. На наш взгляд, к числу важнейших относятся следующие вопросы.

**Генеральная геологическая структура пояса.** Первоначально Печенгская и Имандра-Варзугская структуры пояса картировались в качестве асимметричных синклиналей (синклинориев) с запрокинутыми и редуцированными (сорванными, частично уничтоженными при последующих деформациях) южными крыльями [Загородный и др., 1964, 1982]. Предполагалось, что по крайней мере часть толщ участвует в строении обоих крыльев. В настоящее время однозначно установлено, что в генеральном плане структура пояса представляет собой моноклираль. Эта особенность структуры в настоящее время надежно обоснована геохронологическими

и геофизическими данными. К числу первых относятся сведения о монотонном омоложении возраста вулканогенных и осадочных ассоциаций Печенгской структуры, последовательно обнажающихся вверх по разрезу, что исключает возможность корреляции ассоциаций северного и южного ("запрокинутого") крыла (новейшая геохронологическая информация обобщена в: [Смолькин и др., 1995]). Важнейшими среди геофизических данных являются результаты выполненных в разные годы сейсморазведочных работ. Наиболее точные данные получены методом МОВ ОГТ (работы ЭГТИ, подробнее – см. гл.3); эти данные демонстрируют моноклиналиное строение пояса.

Исключение составляют локальные участки, где преобразование моноклиналиной структуры в синформную определяется более поздними деформациями, связанными с подъемом гранит-мигматитовых (гранито-гнейсовых) куполов, таких как крупный Мунозерский купол в центральной части Имандра-Варзугской структуры.

Безусловно, в частном случае моноклиналиная структура пояса могла быть сформирована и в отсутствие значительных покровно-надвиговых перемещений. Однако аналогичным строением характеризуются многие раннепротерозойские осадочно-вулканогенные пояса, такие как Транс-Гудзон, Кейп-Смит, Кайнуу и др. [The Geology of North..., 1989; Kontinen, 1987; и др.]. Следует признать, что систематическое возникновение подобных структур возможно лишь в результате широкомасштабных латеральных перемещений геологических комплексов, характерных для коллизионной обстановки.

**Природа геологических границ в основании и во внутренних частях разреза.** Начало раннепротерозойского тектогенеза ознаменовано формированием поясов, образованных телами расслоенных мафит-ультрамафитов в зоне будущих осадочно-вулканогенных поясов. По крайней мере некоторые из этих тел были подняты и частично эродированы, что зафиксировано конгломератами, перекрывающими массивы горы Генеральской и включающими обломки пород массива. Признаки трансгрессивного налегания в основании осадочно-вулканогенного разреза зафиксированы и в ряде других мест [Melezhik, Sturt, 1994].

Вместе с тем, северная граница (основание разреза) Имандра-Варзугской структуры на всем протяжении имеет тектоническую природу и характеризуется надвижением осадочно-вулканогенных толщ на породы северного обрамления пояса, включая и расслоенные мафит-ультрамафиты Федоровых и Панских Тундр [Загородный и др., 1982].

Сегодня общепризнанным является тектонический характер границ, разделяющих вулканогенно-осадочные толщи верхних частей разреза ("южных крыльев") как Печенгской, так и Имандра-Варзугской структур, а также повсеместная взбросо-надвиговая природа южной границы пояса, что фиксируется и геологическими наблюдениями и геофизическими данными [Загородный и др., 1982; Смолькин и др., 1995; Melezhik, Sturt, 1994; Mitrofanov et al., 1995]. Однако в трактовках внутренних границ разреза сохраняются разногласия. В.Ф.Смолькин, Ф.П.Митрофанов, В.А.Мележик с коллегами оценивают все внутренние границы в северной части пояса как стратиграфические. Наиболее подробно соответствующие фактические данные изложены в ранних работах [Загородный и др., 1964, 1982; Мележик, 1987; Мележик, Предовский, 1982] и затем обобщены в упоминавшейся статье В.А.Мележика и Б.А.Стерта. Особое значение придается признакам цикличности осадконакопления с чередованием в разрезе осадочных и вулканогенных ассоциаций. В основании осадочных элементов циклов обычно фиксируется несогласное перекрытие с признаками палеовыветривания подстилающих пород; переход от осадочных к вулканогенным породам, как правило, сопровождается переслаиванием тех и других разновидностей. Некоторые несогласия подобного типа имеют региональный характер. Вместе с тем, по крайней мере некоторые



из границ характеризуются признаками тектонической природы. Наиболее детально эти особенности зафиксированы в результате комплексных исследований керна и околоскважинного пространства СГ-3. В частности, особенно интенсивно дислоцированы породы так называемой продуктивной толщи (ламмасской и ждановской свит по: [Смолякин и др., 1995]).

В работе [Кольская сверхглубокая, 1984] показано, что зоны расланцевания в пределах продуктивной толщи относятся к категории расредоточенных согласных дильюнктивных нарушений. Намечаются два интервала с наибольшей концентрацией таких зон. Первый отвечает отметкам 1500–2000 м, где Кольской сверхглубокой скважиной вскрыты никеленосные гипербазиты, второй – отметкам 2250–2800 м, что соответствует нижней части разреза ждановской свиты, в пределах которой на поверхности располагается Главная тектоническая зона Печенгского рудного поля. Вторая мощная тектоническая зона, получившая название Лучломпольского разлома, захватывает нижнюю часть толщи пиллоу-лав заполярнинской свиты, всю толщу осадочных пород лучломпольской свиты и частично подстилающие вулканиты пирттиярвинской свиты (глубины 4340–5100 м). Ниже отметки 4340 м пиллоу-лавы преимущественно превращены в бластокатаклазиты и бластомилониты с закономерной пространственной ориентировкой минералов, осадочные породы лучломпольской свиты тонко расланцованы и частично замещены очковыми бластокатаклазитами. В пределах Имандра-Варзугской структуры Лучломпольскому разлому, по-видимому, соответствует Умбареченско-Вилмуайвский разлом (по: [Загородный и др., 1982]). Авторы соответствующего раздела монографии "Кольская сверхглубокая" [1984] (В.И.Казанский, Ю.П.Смирнов, Ю.И.Кузнецов) рассматривают наличие этих тектонических зон как непосредственное подтверждение надвигового строения печенгского комплекса в целом.

Подводя итог рассмотрению "проблемы границ", следует констатировать следующее: 1) южная ("верхняя") граница пояса повсеместно характеризуется надвиганием комплексов пород обрамления на породы осадочно-вулканогенного разреза; 2) северная ("нижняя") граница на значительном протяжении имеет ту же природу, однако в роли автохтона выступают породы архейского основания, интродуцированные раннепротерозойскими (наиболее ранними) телами расслоенных мафит-ультрамафитов; в некоторых местах установлено трансгрессивное перекрытие фундамента, вмещающего расслоенные тела, терригенным комплексом, включающим конгломераты; 3) внутренние границы, разделяющие отдельные свиты и толщи, имеют в отдельных случаях стратиграфическую, в других – тектоническую природу; при этом тектоническими границами разделены наиболее контрастные в геодинамическом смысле ассоциации: толщи южного "крыла", пиллоу-лавы пильгуярвинской и коласйокской (по В.Ф.Смолякину и др.) серий (суппваарская, матертская, ламмасская, ждановская и заполярнинская свиты) и подстилающие толщи; 4) комплексная по составу "продуктивная" толща, включающая вулканомиктовые и туфогенно-терригенные осадки, линзы пиллоу-лав, силлы диабазов и согласные тела габбро-вердитов печенгского комплекса, представляет собой чешуйчато-надвиговый ансамбль.

Значение палеогеографических характеристик для реконструкции палеогеодинамических обстановок. К числу последних относятся следующие признаки: субазральный или субаквальный характер вулканизма, латеральные размеры, глубинность и гидрохимические особенности (палеосоленость) вод бассейнов осадконакопления, тип и удаленность источников сноса.

По ряду признаков практически общепризнано, что формирование вулканогенных толщ Печенга-Имандра-Варзугского пояса происходило как в субазральных, так и в субаквальных условиях. Субазральные условия характерны для вулканитов

известково-щелочной (коматиитовой, по Ж.А.Федотову [1985]) серии (от андезитобазальтов до дацитов и риолитов, с включением высокомагнезиальных низкотитановых пород коматиитовых базальтов) и субщелочной серии (включающей также муджиериты), субаквальные условия – для пиллоу-лав толеитовой и пикритовой серий, а также для значительной части вулканитов полисарской свиты Имандра-Варзуги, относящихся к известково-щелочной серии.

Существенно, что в областях современного и молодого вулканизма систематическое формирование пиллоу-лав происходит только в достаточно глубоководных условиях, исключающих возможность быстрого заполнения бассейна в результате последовательных извержений. При формировании внутриконтинентальных базальтовых плато лишь незначительные по размерам тела пиллоу-лав, тесно связанные с палагонитовыми туфами, могут формироваться при излиянии лавовых потоков в озера, занимая резко подчиненное положение по отношению к массивным и глыбовым лавовым потокам [Лучицкий, 1971; Уотерс, 1963].

Проблема размеров палеобассейнов осадконакопления – одна из ключевых. В ряде работ В.А.Мележика с соавторами предпринята попытка обоснования близости современных размеров пояса размерам соответствующих бассейнов: площади Печенгского и Имандра-Варзугского бассейнов в отдельности оценивались как не превышающие 10–15 тыс. км<sup>2</sup> [Мележик, Предовский, 1982, Мележик и др., 1988]. В последних работах В.А.Мележик фактически отказался от этого утверждения [Melezhik, Sturt, 1994], однако сторонниками рифтогенной модели пояса она по-прежнему поддерживается [Смолькин и др., 1995]. Заметим для сравнения, что эти размеры в несколько раз уступают размерам оз.Байкал. Нряд ли предположение об осадконакоплении и интенсивной вулканической деятельности, охватившее временной интервал около 700 млн лет, с накоплением многокилометровой толщи в пределах ареала примерно 70×70 км (Печенга) или "шели" 320×70 км (Имандра-Варзуга) можно признать хоть в малой степени правдоподобным!

Вместе с тем, характер и состав осадочного материала действительно свидетельствуют об относительной мелководности бассейна в период формирования нижних толщ вплоть до умбинской свиты в пределах Имандра-Варзугской и до лучломпольской в пределах Печенгской структуры; при этом состав терригенных осадков в значительной степени образован продуктами континентального сноса. В дальнейшем в составе вулканических продуктов преобладают (или играют значительную роль) пиллоу-лавы, а терригенные осадки частично турбидитного характера [Негруца, 1984] образованы преимущественно туфогенным и/или вулканомиктовым материалом, что при любых оговорках однозначно свидетельствует об увеличении как латеральных размеров, так и глубинности бассейнов.

Попытка оценки палеосолености вод при формировании осадочных пород Печенгской и Иандра-Варзугской структур была предпринята В.А. Мележиком с соавторами [Мележик, Предовский, 1982; Мележик и др., 1988]. Достаточно осторожные выводы касались тогда преимущественно низкой минерализованности вод на протяжении большей части раннего протерозоя при отдельных интервалах повышения солености. При этом, учитывая отсутствие реальных данных об эволюции палеосолености океанских вод в геологической истории, эти оценки не соотносились с размерами или внутриконтинентальным характером бассейнов. Лишь для терригенных осадков, перекрывающих субщелочные и щелочные вулканиты лучломпольской (Печенга) и умбинской (Имандра-Варзуга) свит, зафиксированы признаки высокой солености, что, наряду с доломитонакоплением в предшествующий период, может свидетельствовать о лагунном характере бассейнов.

Однако в дальнейшем, без каких-либо дополнительных обоснований, пресноводность бассейнов стала рассматриваться как признак их внутриконтинентального размещения [Смолякин и др., 1995], с чем в силу выше сказанного трудно согласиться.

**Использование формационных и петрогеохимических особенностей вулканитов в качестве индикаторов палеогеодинамических обстановок.** Сегодня широко признается, что формационные и петрогеохимические особенности вулканитов являются чувствительным индикатором их формирования в той или иной геодинамической обстановке. Разнообразные приемы геохимической индикации широко применяются при палеогеодинамических реконструкциях фанерозойских и позднпротерозойских комплексов. Однако уверенному применению этих методов к раннему докембрию препятствует на сегодня недостаточность информации об особенностях геохимической эволюции вулканитов однотипных геодинамических обстановок во времени. К.Конди показал, что архейские базальтоиды по сравнению с более молодыми аналогами систематически богаче Fe, Ni и Co и при этом обеднены  $Al_2O_3$  [Condie, 1994]. Одновременно во многих работах показано, что базальты с распределением РЗЭ типа N-MORB весьма редки в течение всего раннего докембрия. В частности, раннепротерозойские толеиты (пиллоу-лавы и комплекс параллельных даек) офиолитов Кайнуу (запад Карельского кратона) и офиолитов Пуртуник (пояс Кейп-Смит, северное обрамление кратона Сьюпириор, Канадский щит) характеризуются в большинстве образцов субгоризонтальными трендами РЗЭ (T-MORB) или более сильным обогащением ЛРЗЭ (E-MORB); лишь в единичных образцах распределение РЗЭ приближается типу N-MORB [Kontinen, 1987; Picard et al., 1990; Scott et al., 1991]. Из сказанного с очевидностью следует, что прямолинейное применение дискриминационных петрогеохимических диаграмм для оценки геодинамических обстановок раннепротерозойских мафитов может привести к неоднозначным результатам, что и показал опыт такого анализа, предпринятого в работе В.Ф.Смолякина с соавторами [1995]. Можно полагать, что, в соответствии с оценками, приведенными в работе К.Конди [Condie, 1994], более успешным должно быть использование комплекса данных, включая формационные характеристики толщ, а также использование геохимических диаграмм, характеризующих распределения РЗЭ, Th, Ta и их отношения.

Из вышесказанного видно, что наибольшие неясности для интерпретации представляют вулканиты нижней толщи Печенгской структуры (маярвинской свиты) – прежде всего, из-за неполноты разреза. Действительно, интервал времени от внедрения мафит-ультрамафитов горы Генеральской (2.45 млрд лет) до формирования андезитобазальтов маярвинской (ахмалахтинской, по другим авторам) свиты (2.33 млрд лет) превышает 100 млн лет! В пределах Имандра-Варзугской структуры тот же интервал заполнен формированием толеитов океанического типа кукшинской и пурначской свит и мощных толщ островодужного (окраинно-континентального) типа – андезитобазальтов с включением коматиитовых базальтов (в том числе, пиллоу-лав) и небольшим количеством более кислых разностей в составе сейдореченской и полисарской свит. Для дацитов в верхней части сейдореченской свиты получен возраст 2.42 млрд лет. По крайней мере, полисарскую свиту большинство исследователей коррелируют с маярвинской свитой Печенги [Федотов, 1985; Melezhik, Sturt, 1994; и др.]. Толщи, располагающиеся структурно выше (ильмозерская, умбинская свиты и породы томингской серии), также включают набор ассоциаций вулканогенных и осадочных пород, в принципе подобный печенгскому, однако при отсутствии мощных толщ толеитовых пиллоу-лав. Вместе с тем, в пределах Имандра-Варзугской структуры локально установлены вулканогенно-осадочные породы, подобные "продуктивной" толще Печенги (соленоозерская толща), также насыщенные

габбро-верлитовыми телами, что указывает на условия формирования и размещения, аналогичные комплексу "продуктивной" толщи.

Таким образом, сопоставление нижних частей разреза Печенгской и Имандра-Варзугской структур дополняет картину сведениями о наиболее ранних базальтоидах океанического типа в пределах пояса. В этой связи островодужный характер вулканизма сейдореченской, полисарской и маярвинской свит является скорее закономерным, чем неожиданным. Заметим, что наиболее близким аналогом коматититовых базальтов признаны породы бонинит-марианитовой серии современных островодужных систем.

В этом плане их ассоциация с андезито-базальтами также оказывается закономерной. Наконец, чрезвычайной важности факт состоит в полном несовпадении формационных и геохимических особенностей пород нижней части разреза с какими-либо эталонами внутриконтинентального магматизма – как рифтогенного, так и плато-базальтового или анорогенного типов. Для последних характерны бимодальный характер вулканических продуктов (умеренно- и высокотитановые толеиты – риолиты) и широкое участие щелочных пород основного и кислого состава при практически полном отсутствии промежуточных по составу пород известково-щелочной серии, в том числе андезито-базальтов [Луцицкий, 1971; Гладких и др., 1994]. Появление в основании некоторых трапповых комплексов низкокальциевых толеитов, близких MORB, связано с последующими массовыми извержениями толеитов собственно внутриплитного типа при отсутствии среди дифференциатов сколько-нибудь значительных количества андезито-базальтов и других пород промежуточного состава [Гладких, Гусев, 1991, 1993; Гладких и др., 1994].

Суммируя структурно-геологические, литологические, формационные и петро-геохимические данные, можно заключить, что пояс Печенга–Имандра–Варзуга, в целом, и Печенгская структура, в частности, образованы комплексами осадочных и вулканических пород, которые достаточно успешно сопоставляются с эталонными ассоциациями, формировавшимися в геодинамических обстановках: континентального рифтогенеза, океанического спрединга (вероятнее всего с образованием бассейнов Красноморского и задугового типов относительно небольшой ширины), внутриокеанических островов, островных дуг и активных окраин.

Это свидетельствует о правомочности тектоно-плитных моделей пояса Печенга-Имандра-Варзуга, предполагающих существование океанических и субдукционных стадий в его эволюции. Коллизионный вариант модели, учитывающий процессы в пределах сопряженных геологических структур, рассмотрен ниже, в заключительной части этой главы.

## **Лапландско-Колвицкий гранулитогнейсовый пояс**

Лапландско-Колвицкий гранулитогнейсовый пояс в качестве самостоятельной тектонической структуры сформирован в раннем протерозое (см. рис.0.2, 0.3). Пояс разделен на эрозионные фрагменты: Лапландско-Сальнотундровский (ниже – Лапландский пояс) и Кандалакша-Колвицкий (ниже – Колвицкий пояс). Современный облик пород этого пояса является результатом раннепротерозойских деформационно-метаморфических процессов. Возраст дометаморфических протолитов остается дискуссионным: по одной версии – раннепротерозойским, по другой позднеархейским.

Протяженность пояса в пределах щита составляет примерно 700 км. Его северо-западное окончание перекрыто тектоническими покровами Норвежских каледонид,

в юго-восточном направлении пояс прослеживается по геофизическим данным под акваторией Кандалакшского залива Белого моря и далее — под чехлом Русской платформы.

Ранее Лапландско-Колвицкие гранулиты рассматривались либо в качестве поднятого блока глубинных, преимущественно плутонических пород [Жданов, 1978], либо в качестве образований метаморфического "пояса", характеризующегося закономерной последовательностью напластования метаморфических пород и определенной зональностью проявления метаморфических преобразований [Виноградов и др., 1980]. Позднее было выдвинуто предположение об унаследованном от дометаморфических вулканогенно-осадочных толщ характере относительно пологой расслоенности гранулитов [Андреев, 1979; Meriläinen, 1976; Козлов и др., 1990]. Эти представления нашли отражение в ряде геологических карт, где составляющие пояс породы закартированы в качестве выдержанных стратиграфических подразделений: свит и подсвит. Идеи о тектонической природе, по крайней мере, южного ограничения гранулитов, получившего название "Главного Лапландского разлома" (шва), имеющего взбросо-надвиговой характер, были выдвинуты Л.А.Прияткиной [Прияткина и др., 1975; Прияткина, Шарков, 1979] и поддержаны В.А.Глебовицким [Земная кора..., 1978]. Позднее были высказаны предположения о покровно-надвиговой структуре Гранулитового пояса, который интерпретировался в качестве коллизионной [Barbey et al., 1980, 1984] или тыловодужной [Миц и др., 1989; Marker, 1985; Berthelsen, Marker, 1986; и др.] надвиговой структуры.

Особенности и соотношения метаморфических и метасоматических процессов, определивших лицо Лапландских гранулитов, исследованы В.В.Ждановым [1978], Л.А.Прияткиной и др., [1975], Г.М.Друговой и В.А.Глебовицким [1972], Л.А.Виноградовым и др. [1980], М.Д.Крыловой [1983], П.Херманном, М.Райтом и др. [Högtmann et al., 1980; Raith, Raase, 1986]. Результаты этих исследований отражены в сводных монографиях [Метаморфизм супракрустальных ... 1986; Фации метаморфизма ..., 1990]. Спектр воззрений оказался достаточно широким: от представлений о региональном метаморфизме исходно стратифицированных толщ без существенного преобразования их валювого состава и в значительной степени с сохранением первичной стратификации, литологических и текстурных особенностей пород [Högtmann et al., 1980; Meriläinen, 1976] до идеи о происхождении всего разнообразия пород в пределах пояса в результате метаморфо-метасоматических процессов [В.В.Жданов, 1978].

Полистадийность метаморфической эволюции Лапландского пояса впервые была установлена К.Мерилайненем [Meriläinen, 1976], выделившим метаморфические события: архейского возраста (более 2.5 млрд лет), двукратный гранулитовый метаморфизм в раннем протерозое (2.15 и 1.9 млрд лет) и регрессивный метаморфизм низких ступеней, связанный с внедрением посторогенных гранитоидов в конце раннего протерозоя (1.73 млрд лет). Эта схема не претерпела существенных изменений при последующих исследованиях [Högtmann et al., 1984; Raith, Raase, 1986; Barbey, Raith, 1990], однако была поставлена под сомнение реальность первого (архейского) метаморфизма, а второй и третий этапы объединены в единый цикл с прогрессивной синкинематической (820–850°C, 7–8 кбар) и более низкотемпературной посткинематической (750–830°C, 6.2–7.2 кбар) стадиями.

Оценки условий и стадийности метаморфизма дополняются ограниченными данными о составе и свойствах флюидных включений в гранулитах. По данным Е.Клатта и А.Шлоха [Klatt, Schloch, 1984], минералы Лапландских гранулитов содержат богатые CO<sub>2</sub> включения с XCO<sub>2</sub> > 0.8 при плотности CO<sub>2</sub> 1.05 г/см<sup>3</sup> и XCO<sub>2</sub> = 0.6–0.8 при плотности 0.8–0.9 г/см<sup>3</sup>. Включения первого типа сопоставляются с синкинематической, второго — с посткинематической стадиями метаморфизма [Barbey, Raith, 1990]. В силлиманит-гиперстеновых гранулитах Колвицкого пояса

Н.В.Бердников [1987] обнаружил чисто углекислотные включения различной плотности, также образующие две группы, которые сопоставляются с различными стадиями метаморфизма.

Особое место занимает проблема кристаллических сланцев существенно полевинчатого состава (метаанортозитов), образующих пластинчатые тела в нижней части "разреза" гранулитов. Метаанортозиты частично эклогитизированы и по некоторым признакам связаны переходами с габбро-анортозитами отчетливо магматического происхождения. Преобладающей является точка зрения об исходно магматической природе этих пород и их последующем преобразовании в эклогитоподобные породы и кристаллосланцы в результате метаморфических (или автометаморфических) процессов [Андреев, Суханов, 1982; Шарков, 1987].

## Геологическое строение

Общая оценка геологической структуры региона позволяет утверждать, что тектонические покровы Лапландско-Колвицких гранулитов, сохранившиеся сегодня, представляют собой эрозионные останцы некогда значительно более обширной системы тектонических покровов (покровно-надвигового ансамбля), надвинутых на породы обрамления в югозападном и южном направлениях.

В строении пояса принимают участие разнообразнейшие породы высокой степени метаморфизма, среди которых наиболее широко представлены следующие ассоциации: 1) основные гранулиты и связанные с ними энтербиты; 2) кислые гранулиты и связанные с ними гранатовые тоналиты и плагиограниты; в кислых гранулитах спорадически распространены мелкие линзовидные тела скарноидов – известково-силикатных пород; 3) метагаббро-анортозиты и постоянно подстилающие их гранатовые амфиболиты; 4) метаморфизованные в гранулитовой фации тела мафит-ультрамафитов (вебстерит-габбро-нориты и габбро-лердолит-пироксениты). Кислыми и основными гранулитами образованы закономерно чередующиеся в "разрезе" и отчасти по латерали тектонические покровы. Метагаббро-анортозиты совместно с гранатовыми амфиболитами, которые локально представлены на территории Финляндии массивом Васкойоки, а на Российской территории почти без перерывов располагаются в основании Лапландско-Колвицкого пояса, мы рассматриваем в качестве подошвенного комплекса. В местах относительно крутого (до 50–60°) залегания волнисто-изогнутой подошвы ансамбля тектонических покровов они превращены в эклогитоподобные кристаллосланцы. Расположенные ниже "по разрезу" гранатовые амфиболиты (обычно включаемые в состав кандалакшской свиты) рассматриваются нами в качестве метаморфизованных габброидов нижних уровней расслоенных интрузивных тел габбро-анортозитов. Мелкие тела мафит-ультрамафитов спорадически распространены в восточной части пояса, образуя второстепенную в объемном отношении ассоциацию, имеющую, тем не менее, важное практическое значение благодаря сопровождающему эти тела сульфидному медно-никелевому оруденению. Контакты тел залегают согласно с кристаллизационной сланцеватостью вмещающих гранулитов. При детальном исследовании рудоносных массивов установлено, что они имеют сигарообразную форму и характеризуются максимальным удлинением в направлении склонения [Медно-никелевые месторождения ..., 1985]. Последнее обстоятельство свидетельствует о деформации этих тел в процессе латеральных перемещений, вероятно, непосредственно связанных с тектоническим размещением покровно-надвигового ансамбля пояса.

Распределение пород перечисленных ассоциаций в пределах Лапландско-Колвицкого гранулитно-гнейсового пояса характеризуется латеральными и вертикальными вариациями.

Породы беломорской серии (преимущественно кианитсодержащие гнейсы и гранатовые амфиболиты), подстилающие ансамбль тектонических покровов Лапландско-Колвицких гранулитов восточнее госграницы России к югу от гранулитового пояса, вскрыты благодаря денудации перекрывавших их тектонических покровов, отделяясь от Лапландско-Сальнотундровской части пояса цепью сводо-купольных поднятий (см. рис. 0.2 и 0.3). В результате исследований, выполненных М.В. Минцем совместно с геологами МОМКАГЭ в 1987–1989 гг., а также в результате анализа детальных геологических карт ГНПП "Севзапгеология" мы установили, что региональные геологические особенности и характер деформаций этих пород позволяют представлять их в качестве системы относительно маломощных тектонических пластин и чешуй. Чешуйчатое строение беломорской серии установлено и детальными структурными исследованиями В.А. Глебовицкого и др. [1996]. В районе Кандалакшского залива пластины беломорских гнейсов и амфиболитов характеризуются выдержанным падением под породы Колвицкого пояса. В южном обрамлении Лапландского пояса эта закономерность в значительной степени нарушена в результате деформаций, связанных с размещением гранито-гнейсовых куполов, деформирующих также и гранулитогнейсовый покровно-надвиговый ансамбль. Перечисленные особенности позволяют рассматривать область развития беломорской серии в качестве параавтохтона относительно надвигового пояса гранулитов. Тем не менее, вопрос о времени формирования чешуйчато-надвиговой структуры в Беломорье остается дискуссионным. В частности, в упомянутой работе В.А. Глебовицкого с коллегами формирование чешуйчато-надвиговой структуры отнесено к позднему архею.

К числу пород поднадвиговой области (параавтохтона) мы относим также и образования, традиционно выделяемые в составе корватундровской и карекатундровской свит, непосредственно подстилающие лапландские гранулиты. Породы корватундровской свиты картируются непосредственно к югу от гранатовых амфиболитов подошвенного комплекса в основании системы тектонических покровов. Они представлены гнейсами и сланцами, образованными парагенезисами типа  $Pt+Qtz+Vt+Grt\pm Stav\pm Ky\pm Mu$ . С ними пространственно тесно связаны амфиболиты и сланцы карекатундровской свиты. В "разрезе" значительную роль играют гранатбиотит-мусковитовые динамосланцы и blastsмилониты, включающие порфиробласты граната с характерной структурой "снежного кома", свидетельствующей о кристаллизации в условиях интенсивных сдвиговых деформаций. Эти структурно-текстурные особенности позволяют нам рассматривать данную часть "разреза" в качестве "зоны тектонического меланжа". Наряду с перечисленными породами зона тектонического меланжа включает линзовидные тела метагаббро-анортозитов подошвенного комплекса, а также гранулитов. Тектонический меланж включает также будинообразные тела гарцбургитов-дунитов ("альпинотипных гипербазитов", по Л.А. Виноградову и др. [1980]). Комплекс пород, объединяемых нами в составе поднадвигового тектонического меланжа, был выделен К. Мерилайненом в качестве самостоятельного структурного подразделения, "Сланцевой зоны Западного Инари" [Meriläinen, 1976]. П. Барбье с коллегами ввели наименование "пояс Тана" для комплекса пород, непосредственно подстилающего фронтальную часть Лапландского гранулитового пояса, включив в состав этого комплекса значительную часть осадочно-вулканогенных ассоциаций раннепротерозойского зеленокаменного пояса Карасйока, комплекс пород сланцевой зоны Западного Инари и анортозиты массива Васкойоки [Barbey et al., 1980, 1984]. А.Г. Крил обратил внимание на еще большую пестроту состава пород этой структуры, включающей также гранито-гнейсы, мигматиты и высокометаморфизованные породы, и назвал ее "пояс Танаэля" [Kril, 1985]. Под этим названием сложная ассоциация интенсивно деформированных пород, непосредственно подстилающая Лапландский пояс, вошла в западную и, отчасти, отечественную геологическую литературу. Как

видно из вышесказанного, ассоциация пород "поднадвигового тектонического меланжа" в нашем понимании близка понятию "пояс Танаэля" за единственным важным исключением: тела метагаббро-анортозитов и их высокометаморфизованные производные мы рассматриваем непосредственно в составе гранулитового пояса. Основанием для этого являются: 1) признаки интрузивного размещения габбро-анортозитов в основании пояса, 2) совместная с гранулитами метаморфическая эволюция этих пород, 3) широко известная в различных регионах тесная связь габбро-анортозитовых ассоциаций с высокобарными гранулитами.

Южная граница пояса почти на всем протяжении представляет собой структурно- и вещественно выраженный фронт покровно-надвигового ансамбля, в незначительной степени деформированного гранито-гнейсовыми куполами. Наиболее значительный разворот этой границы связан с размещением Нотозерских куполов, ответственных за воздымание подошвы ансамбля в интервале между Сальными Тундрами и Главным Хребтом. В свою очередь, разрыв пояса в интервале между Главным Хребтом и Кандалакша-Колвицкими Тундрами непосредственно связан с размещением Мунозерского гранито-гнейсового купола.

Напротив, морфология и строение северной (тыловой) границы пояса почти на всем протяжении определяются поздними деформациями, связанными с всплыванием реоморфизованных пород параавтохтона и формированием свода Инари и относительно мелких купольных структур Хихнаярви-Аллареченского района. В целом, упомянутые гранито-гнейсовые купола образуют протяженный сводно-купольный пояс (подробнее см. ниже).

В южном обрамлении Печенгской структуры тыловая граница Лапландского покровно-надвигового ансамбля отличается особенно сложной конфигурацией. Фрагменты гранулитовых пластин, зажатые между куполами, преобразованы в узкие синформы (рис.2.19). Такова, в частности, синформа в промежутке между Аллареченским и Хихнаярвинским куполами ("Вешъяурская зона"). Гранатовые амфиболиты с включениями эклогитизированных габбро-анортозитов, расположенные непосредственно к юго-западу от Печенгской структуры (каскамская свита [Кременецкий, 1979; Кольская сверхглубокая, 1984]) в межкупольной депрессии, по нашему мнению, представляют собой поднятый куполами фрагмент подошвенного комплекса Лапландского пояса. Это заключение, базирующееся на соображениях общего структурного порядка, подкреплено следующими данными: 1) параметры метаморфизма метагаббро-анортозитов каскамского комплекса (по: [Кременецкий, 1979]) и метаанортозитов подошвенного комплекса совпадают; 2) каскамские гранатовые амфиболиты часто имеют карандашные текстуры, формирующиеся в условиях интенсивных сдвиговых деформаций; 3) породы каскамского комплекса подстилаются двуслюдяными сланцами и гранат-биотитовыми гнейсами с кианитом, подобными породам поднадвигового тектонического меланжа Лапландского пояса.

Деформации и частичное "протыкание" тектонических покровов куполами отвечает главному направлению эволюции. Вместе с тем, два тела пироксен-амфиболовых диоритов, подобных диоритам Каскельского купола в южном обрамлении Печенгской структуры, включены в тектонические покровы тыловой части покровно-надвигового ансамбля. В аналогичной позиции находится линзовидное тело гранито-гнейсов подстилающего комплекса на северо-западном фланге пояса. Все перечисленные тела имеют линзовидную форму, "вписывающуюся" в структуру пояса. Эти данные свидетельствуют о том, что подъем куполов гранито-гнейсов и диоритов частично был совмещен во времени с размещением тектонических покровов: при этом



купола, деформирующие перемешавшиеся гнейсы, сами могли вовлекаться в латеральные перемещения.

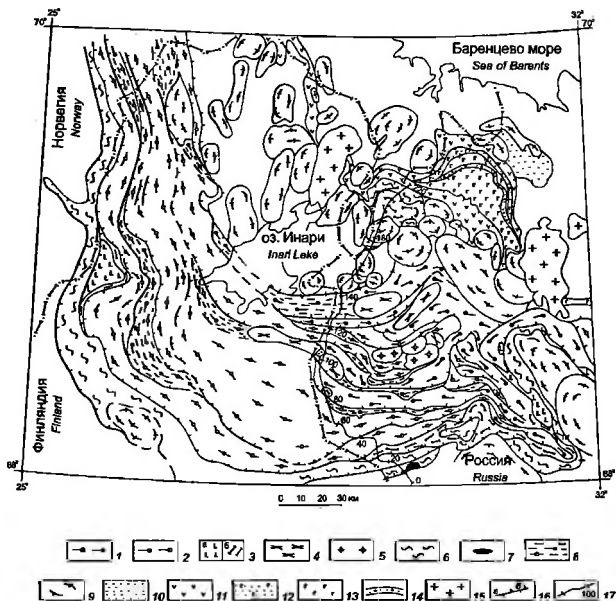


Рис. 2.19. Геологическое строение и соотношения Лапландско-Колявского гранулитно-гнейсового и Печенга-Имандра-Вартугского осадочно-вулканогенного поясов

1-8 - Лапландский гранулитовый пояс: 1 - основные гранулиты и их мигматизированные разновидности; 2 - кислые гранулиты; 3 - породы подошвенного комплекса: а - габбро-анортозиты, б - метагаббро-анортозиты (гранат-клинопироксен-плагноклазовые кристаллосланцы и гранатовые амфиболиты); 4,5 - линзовидные будинированные тела; 4 - эндрбиты и пироксеновые диориты, 5 - гранатовые граниты и гранодиориты; 6,7 - породы зоны тектонического меланжа, подстилающей ансамбль Лапландских тектонических покровов: 6 - крупночешуйчатые двуслодные гнейсы-бластомилониты, прослои и линзовидные тела амфиболитов, 7 - будинообразные тела гарцбургитов; 8 - породы зон тектонического меланжа, разделяющих отдельные тектонические покровы: рассланцованные гранулиты, частью бластомилониты, с будинированными включениями пород подстилающих и перекрывающих покровов; 9 - породы паравакхтона Лапландского пояса, ремобилизованные и преобразованные в гранит-мигматиты и гранито-гнейсы куполов 10-14 - Печенга-Имандра-Вартугский осадочно-вулканогенный пояс: 10 - метасадочные породы (зонально метаморфизованные от зеленосланцевой до амфиболитовой фазии); 11 - метандезит-базальты, 12 - субщелочные и щелочные метабазальты, 13 - толситовые пиллоу-лавы, 14 - туфогенно-осадочные породы (филлиты), включающие тела диабазов и габбро-верлитов. 15. Лицко-Араузский комплекс: граносиениты, граниты. 16. Надыги: а - слабо деформированные, б - опрокинутые или запрокинутые. 17. Сейсмический профиль МОВ-ОГТ ЭГТИ-9010

## Латеральная зональность

Наибольшая по протяженности часть пояса принадлежит Лапландско-Сальнотундровскому фрагменту (собственно Лапландскому поясу в наиболее распространенном понимании – см. рис.0.2 и 0.3, рис.2.20). В пределах этого фрагмента по особенностям и набору ассоциаций гранулитов могут быть выделены: 1) зона Левайок-Инари в пределах Норвежско-Финской части пояса, образованная преимущественно кислыми гранулитами, включающими количественно резко подчиненные тела основных гранулитов и эндербитов; подошвенный комплекс представлен изолированным массивом Васкойоки; 2) Лоттинская зона, охватывающая интервал от государственной границы России до р.Нота, в строении которой приблизительно в равной степени участвуют основные и кислые гранулиты; подошвенный комплекс постоянно прослеживается в основании разреза; 3) зона Сальных Тундр – своеобразный "структурный нос", зажатый между гранито-гнейсовыми куполами, образованная метагаббро-анортозитами подошвенного комплекса и основными гранулитами при крайне ограниченном участии кислых гранулитов; 4) четвертая зона отвечает крупнейшему на Колском полуострове массиву габбро-анортозитов (массив Главного Хребта), сопровождаемому небольшим количеством основных и кислых гранулитов; 5) относительно небольшой Кандалакша-Колвицкий фрагмент образует пятую зону, в строении которой участвуют крупное тело габбро-анортозитов (Колвицкий массив), основные и кислые гранулиты. Геофизические данные свидетельствуют о продолжении Кандалакша-Колвицкой зоны глубже современного эрозионного рельефа в юго-восточном направлении вдоль акватории Кандалакшского залива Белого моря (см. гл.3).

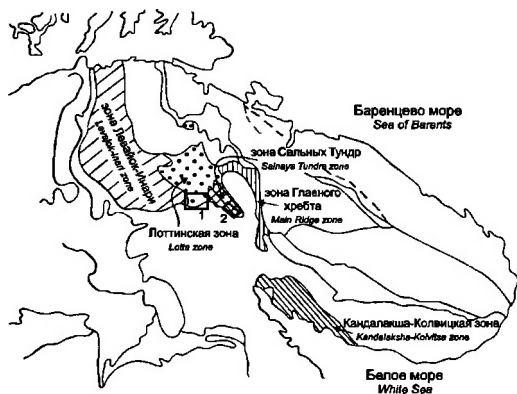


Рис. 2.20. Латеральная структурно-вещественная зональность Лапландско-Колвицкого гранулитового пояса

Контуры раннедокембрийских структур совпадают с таковыми на рис.0.2. Показаны участки петрологических исследований: 1 – р.Яр – гора Чильгальд, 2 – Сальные Тундры

Удивительной особенностью пространственного распределения гранулитовых ассоциаций является почти точное совпадение раздела между первой и второй зонами с государственной границей России-Финляндии (см. рис.2.19 и 2.20). Резкое изменение

характера разреза по разные стороны этой границы в условиях малой информированности зарубежных исследователей о результатах геологических исследований в СССР длительное время оставалось (и частично остается) источником значительных различий в понимании отечественными и зарубежными исследователями особенностей строения, состава и эволюции Лапландского пояса.

## **Вертикальный разрез**

В настоящее время практически все исследователи принимают модель покровно-надвигового моноклиналичного строения Лапландско-Сальнотундровского пояса. Как отмечено выше, эта относительно простая структура значительно нарушена в пределах зоны Сальных Тундр. Последней, так же как и Кандалакшско-Колвицкому поясу, отвечает синформная структура. В обоих случаях преобразование моноклиналично залегающего пакета тектонических покровов в синформы связано с деформациями покровно-надвигового ансамбля пояса в результате подъема (всплывания) гранито-гнейсовых куполов.

Согласно результатам геологического картирования, проведенного в 70–80-х годах (Б.А.Шлайштейн и др., М.В.Мини и др.), наиболее полный разрез и наиболее сложное чередование гранулитовых ассоциаций, образующих отдельные тектонические пластины, представлены в пределах Лоттинской зоны (см. рис.2.19 и 2.20). Результаты геологического картирования вполне согласуются с глубинным разрезом этой части пояса, полученным в результате интерпретации данных МОВ ОГТ по профилю 9010 (ЭГГИ, см. гл.3, рис.3.3).

"Снизу вверх", т.е. от фронтальной части к тылу покровно-надвигового ансамбля, в его строении участвуют:

1. Зона поднадвигового тектонического меланжа: комплекс сложно чередующихся в разрезе и по латерали гранат-содержащих и безгранатовых амфиболитов, крупночешуйчатых кианит-содержащих двуслюдяных сланцев, биотит-амфиболовых гнейсов с линзами метаконгломератов (породы карекатундровской и корватундровской свит). Некоторые разности перечисленных пород достаточно определенно диагностируются как бластомилониты. В пределах амфиболит-гнейсового комплекса располагаются альпинотипные гипербазиты Нотозерского пояса (преимущественно дуниты и гарцбургиты) [Виноградов и др., 1980], формирующие будинированные линзо- или пластинообразные тела, ориентированные, в целом, согласно с кристаллизационной сланцеватостью вмещающих пород. Оливин этих гипербазитов характеризуется признаками деформаций, отвечающих условиям мантийных температур (900–1300°C) [Добржинецкая, 1989], что позволяет рассматривать их в качестве отторженцев верхней мантии.

2. Породы подошвенного комплекса метагаббро-анортозитов, представленные метаанортозитами, гранат-клинопироксен-плаггиоклазовыми кристаллосланцами, тесно связанными с метаанортозитами, и гранатовыми, часто клинопироксенсодержащими амфиболитами, подстилающими в "разрезе" типичные породы габбро-анортозитового комплекса.

3. Не менее 11 индивидуальных тектонических пластин, образованных породами гранулитового комплекса: (1) двупироксен-плаггиоклазовыми кристаллосланцами; (2) гранат-кварц-полевошпатовыми кристаллосланцами, преимущественно безбиотитовыми, с силлиманитом и "ленточным" кварцем; (3) гранат-кварц-полевошпатовыми кристаллосланцами с гранатом, кордиеритом, биотитом; (4) и (5) двупироксен-плаггиоклазовыми кристаллосланцами, частично эндербитизированными; (6), (7) и (8) неравномерно мигматизированными гранат-кварц-полевошпатовыми кристаллосланцами с гранатом, кордиеритом, биотитом; (10) и (11) двупироксен-плаггиоклазовыми кристаллосланцами, неравномерно амфиболитизированными и мигматизированными.

Таблица 2.4. Характерные содержания главных (в вес %), редких элементов и РЗЭ (в г/т) в метагаббро-анортозитах Лапландско-Кольвицкого гранулитового пояса  
 Table 2.4. Selected major element (wt %), trace element and REE (ppm) analyses of metagabbro-anorthosites of Lapland-Kolvitsa granulite belt

Компонент Component	Лапландский пояс Lapland belt				Кольвицкий пояс Kolvitsa belt		
	Л-75 МГА	Л-95 МГА	Л-95/1 МГА	Л-95/4 МГА	Е-1 А	Л-45/1 А	Л-48 МА
SiO <sub>2</sub>	46.78	50.28	48.48	48.62	54.00	52.62	49.76
TiO <sub>2</sub>	1.08	1.42	1.36	1.24	0.39	0.24	0.32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.70	14.08	13.39	15.40	26.10	26.23	24.87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.60	5.81	6.10	5.53	1.20	1.50	3.59
FeO	8.63	8.14	9.38	7.59	2.20	1.64	1.76
MnO	0.20	0.20	0.30	0.20	-	-	0.10
MgO	7.29	6.02	8.25	7.22	1.70	1.55	3.61
CaO	10.80	9.96	10.20	11.17	10.90	11.90	11.28
Na <sub>2</sub> O	2.60	2.67	0.27	2.44	3.57	3.98	3.90
K <sub>2</sub> O	0.48	0.50	0.27	0.30	0.30	0.26	0.18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	0.28	0.24	0.28	0.04	0.10	0.05
н.п.п. LOI	0.01	0.30	0.01	0.01	0.20	0.42	0.60
SO <sub>3</sub>	0.01	0.07	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01
Сумма Total	100.35	99.77	98.26	100.01	99.66	100.51	100.00
H <sub>2</sub> O <sup>*</sup>	0.16	0.15	0.13	0.22	0.15	0.08	0.09
B	6	16	17	16	15	17	16
Ba	80	600	220	150	480	400	300
Sr	180	500	190	380	580	1400	1400
La	14						2.8
Ce	24						6
Sm	5.2						0.64
Eu	1.3						0.62
Th	0.94						0.14
Yb	2.8						0.41
Lu	0.56						0.06
Y	26	37	44	26	5	5	5
Sn	3	7	6	5	5	5	5
Pb	5	15	7	1	13	9	7
Cu	77	22	18	1	16	18	24
Zn	110	150	230	11	90	80	80
Sc	26	51	58	5	8	9	8
V	400	500	400	24	48	60	40
Cr	190	50	290	28	90	110	45
Co	47	18	19	1	7	8	13
Ni	95	32	62	6	45	44	84

"Подошвенный" комплекс метагаббро-анортозитов представлен преимущественно метаморфическими породами – кристаллосланцами, сформированными в результате перекристаллизации исходно магматических образований; в пределах части тел метагаббро-анортозиты сохраняют магматические структуры и лишь частично перекристаллизованы. Выделяются: метаанортозиты (часто гранат- и клинопироксенсодержащие), гранат-клинопироксен-плагноклазовые кристаллосланцы (метагаббро-анортозиты), геологически тесно связанные с метаанортозитами, и гранатовые, часто клинопироксенсодержащие амфиболиты, практически постоянно подстилающие в "разрезе" типичные породы габбро-анортозитового комплекса.

Петро- и геохимические особенности пород этой ассоциации охарактеризованы табл.2.4 и рис.2.21:

1. Метаанортозиты и метагаббро-анортозиты (частью гранат- и клинопироксенсодержащие), в целом, подобны по составу неметаморфизованным породам

Таблица 2.4 (окончание)  
Table 2.4 (completed)

Компонент Component	Ковлинский пояс Kolvitsa belt					
	Л-66 АЭ	Е-8 ГА	Е-35 ГА	Л-49/1 ГА	Л-56 ГА	Л-58 ГА
SiO <sub>2</sub>	51.00	50.24	49.80	42.36	51.40	47.52
TiO <sub>2</sub>	0.72	1.04	0.46	1.88	0.94	0.92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.93	19.13	14.80	15.40	17.40	17.32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.23	0.43	3.80	7.54	5.89	4.88
FeO	4.99	8.32	5.91	13.63	5.71	7.77
MnO	0.10	0.20	0.10	-	0.30	0.20
MgO	4.47	6.60	10.2	5.62	4.20	6.36
CaO	11.76	10.59	10.20	110.45	9.70	11.04
Na <sub>2</sub> O	2.81	2.76	2.18	2.12	3.65	2.36
K <sub>2</sub> O	0.27	0.27	0.57	0.20	0.50	0.64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.14	0.10	0.42	0.23	0.21
п.п.п.	0.08	0.55	2.31	0.01	0.25	1.09
SO <sub>3</sub>	0.01	0.03	0.01	0.33	0.01	0.02
Сумма Total	100.45	100.29	100.48	99.99	100.23	99.98
H <sub>2</sub> O*	0.08	0.09	0.18	0.07	0.06	0.15
B	28	20	16	17	6	6
Ba	370	150	380	220	220	80
Sr	1000	220	400	700	130	140
La						7.6
Ce						17
Sm						3.1
Eu						1.1
Tb						0.72
Yb						2.1
Lu						0.29
Y	8	20	19	14	32	14
Sn	3	5	6	7	3	3
Pb	18	7	9	5	9	5
Cu	58	31	35	66	94	94
Zn	70	100	130	200	110	90
Sc	17	27	34	28	27	22
V	80	260	290	480	400	350
Cr	350	210	900	55	48	150
Co	25	19	24	19	35	35
Ni	74	94	260	72	33	70

Примечание. Породы: А – анортозиты, АЭ – эколгитизированные (клинопироксен-гранатовые) метаанортозиты, ГА – гранитовые амфиболиты, МА – грантамфиболовые метаанортозиты, МГА – метагаббро-анортозиты (клинопироксен-гранат-плаггиоклазовые гранулиты, частично амфиболсодержащие)

Rock types: А – anorthosites, АЭ – eclogitized (Cpx-Grt) metaanorthosites, ГА – Grt amphibolites, МА – Grt-Am metaanorthosites, МГА – metagabbro-anorthosites (Cpx-Grt-Pl, partially Am-bearing)

этого класса с характерным распределением РЗЭ с резко-положительной Eu аномалией.

2. Гранат-клинопироксен-плаггиоклазовые кристаллосланцы геологически тесно связаны с анортозитами. Их состав соответствует умеренно обогащенным TiO<sub>2</sub> толеитовым, реже известково-щелочным базальтам с низким содержанием щелочей (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O = 0.5–3.1%) при преобладании натрия (Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O = 1.5–12.4). В этой группе выделяются подгруппы: (1) заметно обогащенная Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (соответственно, с более высокими содержаниями плаггиоклаза), характеризующаяся нормированными

содержаниями РЗЭ, пониженными относительно пород следующей подгруппы (La – 8–18, Yb – 3–8), и часто с Eu максимумом; (2) характеризующаяся умеренным обогащением РЗЭ (обычно 20–30 стандартов) и постоянной отрицательной Eu аномалией.

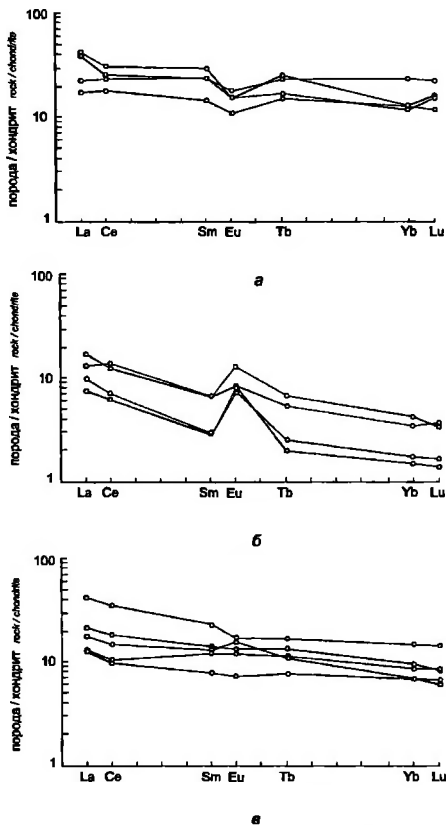


Рис. 2.21. Распределения РЗЭ в породах комплекса метагаббро-анортозитов Лавландско-Колымского пояса

а – гранит-клинопироксен-плагноклазовые кристаллосланцы, б – метанортозиты, в – гранитовые амфиболиты

3. Гранатовые, часто клинопироксенсодержащие, амфиболиты, практически постоянно подстилающие в "разрезе" типичные породы габбро-анортозитового комплекса, отвечают по составу толеитовым базальтам (габбро) и отличаются теми же петрохимическими чертами, что и породы двух предыдущих групп. По распределению РЗЭ выделяются две подгруппы: 1) характеризующаяся умеренным обогащением РЗЭ при весьма слабо фракционированном их распределении (ЛРЗЭ – 10-20, ТРЗЭ – 6-10 хондритов) иногда с Eu максимумом; 2) с более высоким общим содержанием РЗЭ (La – до 40-50 норм) при слабо выраженной отрицательной Eu аномалии.

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

Согласно Е.В.Шаркову, по составу эндоконтактных зон рассматриваемых тел габбро-анортозитов, отождествляемых с зонами закалки, исходный расплав отвечал по составу высокоглиноземистому известково-щелочному андезито-базальту [Шарков, 1984.]

Подчеркнем некоторые дополнительные особенности распределения и строения габбро-анортозитов, характеризующие специфику их геологической приуроченности к основанию ансамбля тектонических покровов (см. рис.0.3, 2.1). К числу наиболее крупных (с запада на восток) относятся (номера массивов по рис.2.1): массив Васкойки (7) – крупное линзовидное тело на территории Финской Лапландии; пластовые тела метагаббро-анортозитов, превращенных практически полностью в кристаллические сланцы (в том числе, эклогитоподобные) в районе р.Юриййоки и оз.Явр и далее до района горы Чильтальд (8); пластовые тела того же типа, расположенные на юго-западном и северо-восточном склонах Сальных тундр (9), включая массив горы Пыршин-Оайвиш на северо-востоке Сальных Тундр – относительно крупную расслоенную интрузию с начальными проявлениями эклогитизации; частично амфиболитизированные габбро-анортозиты массива горы Вулвара (10) на западном берегу Верхнетуломского водохранилища; габбро-анортозитовый субпластовый массив Главного хребта (11), один из крупнейших на Кольском полуострове; крупные пластовые тела метаанортозитов и метагаббро-анортозитов Кандалакшских и Колювских тундр (12), практически нацело превращенных в кристаллические сланцы (в том числе, эклогитоподобные).

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

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

Таблица 2.5. Характерные составы минералов и оценки  $P$ - $T$  параметров метаморфизма

Лапландского гранулитового пояса

Table 2.5. Selected mineral compositions and  $P$ - $T$  estimates of metamorphic parameters of Lapland granulite belt

Порода Rock	Образец Sample	Сальные тундры Salnaya tundra							
		Орх		Срх		Grt		Bt	
		X(Fe) <sup>+</sup>	Al	X(Fe) <sup>+</sup>	Al	X(Fe) <sup>+</sup>	Ca	X(Fe) <sup>+</sup>	Ti
Кислые гранулиты Acid granulites	55-29	—	—	—	—	0.530	1.51	0.22	4.17
	72/2	0.320	2.13	0.119	4.20	0.665	6.78	—	—
		—	—	—	—	0.601	5.00	0.313	3.68
Основные гранулиты Basic granulites	101-3	—	—	0.159	4.15	0.627	5.82	—	—
		—	—	0.132	3.78	0.677	6.52	—	—
Река Явр - гора Чильтальд Javr river - Chiltald Mountain									
Кислые гранулиты Acid granulites	8/1	—	—	—	—	0.749	1.40	0.434	4.08
		—	—	—	—	0.602	1.08	—	—
	10/1	—	—	—	—	0.693	1.40	0.477	4
		—	—	—	—	0.600	1.40	0.303	5.10
	9/5	—	—	—	—	0.667	1.58	0.227	4.46
		—	—	—	—	0.598	1.72	0.259	4.77
	6/4	—	—	—	—	0.657	1.63	0.232	4.29
		—	—	—	—	0.595	1.84	?	?
	38/6	—	—	—	—	0.703	1.57	0.327	0.54
		—	—	—	—	0.462	2.23	0.192	4.29
39/17	—	—	—	—	0.517	2.23	0.135	3.15	
	—	—	—	—	0.623	1.63	0.252	4.44	
	6/2	0.350	2.07	—	—	0.613	5.93	—	—
	—	0.317	1.99	—	—	0.629	6.67	—	—
Основные гранулиты Basic granulites	1/5	—	—	0.157	3.70	0.641	7.71	—	—
		—	—	0.139	2.78	0.687	6.80	—	—
	35/2	—	—	0.109	2.87	0.589	6.49	—	—
		—	—	—	—	0.651	6.13	0.256	4.62
	36/7	—	—	0.167	2.49	—	—	—	—
		—	—	0.133	0.88	0.747	7.13	—	—
	38/1	0.400	2.40	0.135	3.48	0.689	6.63	—	—
	38/5	0.438	2.52	0.173	3.94	0.685	7.17	—	—
		0.355	2.45	0.138	3.12	0.693	6.57	—	—
		0.383	2.23	0.149	4.10	0.671	7.10	—	—
Метаанортозиты Metanorthosites	36/1	—	—	0.108	5.89	0.460	5.96	—	—
		—	0.205	1.71	—	—	0.511	5.91	—
	103	—	—	0.149	6.09	0.76	11.42	—	—
313/1-2	—	—	0.160	4.96	0.77	11.79	—	—	
Гранитовые амфиболиты Garnet amphibolites	2/2	—	—	0.146	4.40	0.648	7.85	—	—
		—	—	0.134	3.55	0.673	7.06	—	—
	L-148	—	—	0.117	4.58	0.660	9.42	—	—
311-4	—	—	0.112	3.27	0.706	8.82	—	—	
311-4	—	—	—	—	0.840	10.46	0.584	2.03	

Массив горы Пыршин-Оайвиш – крупный (около 100 км<sup>2</sup>) расслоенный интрузив. Его центральная часть образована почти неизменными гигантозернистыми лабрадоритами и крупнозернистыми габбро-лабрадоритами, а эндоконтактовая часть – габбро- и габбро-норитами, превращенными затем в амфиболиты. Породы массива неравномерно метаморфизованы: практически неметаморфизованные разности располагаются в центральной части массива, сильнее метаморфизованные – в краевых частях и в виде отдельных узких зон с признаками интенсивных деформаций внутри



Салыные тундры  
Salpaiva tundra

Pl	T, °C	P, кбар P, kb	Примечание Comments	Стадия Stages
X(Ca)				
0.22	613	7.7	r (Кп) G (Grt, Bt)	M4
0.335	698	8.7; 9.6	R (Grt, Орх, Срх) R (Grt, Bt)	M3 M3
0.355	910	11.3	c (Grt, Срх)	M1
0.355	739	9.3	R (Grt, Срх)	M3

Река Явр - гора Чилтальд  
Javr river - Chiltald Mountain

0.165 (0.246) (0.298)	675	8.7	G (Grt, Bt)	M3 ? ?
0.319	707		G (Grt), M (Bt)	M3
?	550	4.7	R (Grt, Bt)	M4
0.120	655		C (Grt), M (Bt)	M3
-	560		R (Grt, Bt)	M4
?	?			
0.325	615		R (Grt, Bt)	M4
-	690		C (Grt), M (Bt)	M3
-	550		R (Grt, Bt)	M4
0.340	615	5.9	R (Grt, Bt)	M4
0.560 (0.730)	809	8.5	c (Орх4, Grt4)	M2
0.554	727	7.9	R (Орх, Grt)	M3
-	653		r (Grt3, Bt3)	M3
-	580		R (Grt, Bt)	M4
0.375	885	11.3	C (Grt, Срх)	M1
0.351	714	8.6	R (Grt, Срх)	M3
	736		G (Grt, Срх)	M3
	592	8.4	R (Grt, Bt)	M4
-	718		R (Орх, Срх)	M3
0.345	634	6.5	R (Grt, Срх)	?
0.396	710	8.0	G (Grt, Срх)	M3
0.366	692		R (Орх, Срх)	M3
0.331	702	8.0	r (Grt, Орх, Срх)	M3
0.331	696		C (Орх, Срх)	M3
0.82	965	10.3	C (Grt) c (Срх1)	
0.71	715	9.0	R (Grt, Орх)	M3
0.56	812	10.3	G (Grt, Срх)	M2
0.48	820	10.3	G (Grt, Срх)	M2
0.296	857	12.0	C (Grt, Срх)	M1
0.324	747	9.9	R (Grt, Срх)	M3-?
0.419?	797	11.5	CM (Grt, Срх)	M2
0.419	698	9.3	R (Grt, Срх)	M3
0.338	685		G (Grt, Срх)	M3

\* Для Орх и Срх  $X(Fe) = Fe / \text{сумма катионов в шестерной координации}$ , для Grt и Bt  $X(Fe) = Fe / (Fe + Mg)$ ,  $X(Ca) = Ca / (Ca + Na + K)$ ; r(Grt3...) - внешние каймы изолированных зерен; R(Grt...) - среднее для кайм зерен; c(Grt...) - ядра изолированных зерен; C(Grt...) - среднее для ядер изолированных зерен; M (Bt...) - среднее для кайм матричных зерен; G(Срх...) - среднее для составов полностью гомогенных зерен; G(Срх, Grt) - средние составы контактирующих зерен; Al, Ca и Ti в вес %.

\* For Орх and Срх  $X(Fe) = Fe / (\text{sum of sixfold coordinated cations})$ , for Grt and Bt  $X(Fe) = Fe / (Fe + Mg)$ ;  $X(Ca) = Ca / (Ca + Na + K)$ ; r(Grt3...) - rims of isolated grains; R(Grt...) - averaged rims; c(Grt...) - cores of isolated grains; C(Grt...) - averaged cores; M(Bt...) - averaged matrix rims; G(Срх...) - averaged whole homogeneous grain compositions, G(Срх, Grt) - average compositions of contacting grains; Al, Ca and Ti - wt %.

Таблица 2.6. Характерные составы минералов и оценки  $P-T$  параметров метаморфизма пород параавтохтона Лапландского гранулитового пояса  
 Table 2.6. Selected mineral compositions and  $P-T$  estimates of metamorphic parameters of autochthonous rocks of Lapland granulite belt

Порода Rock	Образец Sample	Корва тундра (бассейн р. Яр) Korva tundra (Javr river area)					
		Орх		Срх		Срт	
		X(Fe) <sup>+</sup>	Al	X(Fe) <sup>+</sup>	Al	X(Fe) <sup>+</sup>	Ca
Гранат-биотитовые плагногнейсы Grt-Bt Ky-bearing plagiogneisses	13/2	—	—	—	—	0.744	4.00
	13/3	—	—	—	—	0.764	4.56
	15/2	—	—	—	—	0.795	5.99
	16/2	—	—	—	—	0.947	5.90
	16/5	—	—	—	—	0.957	8.63

массива. Для метаморфизованных габбро-лабрадоритов характерно появление венцовых структур (каймы граната и амфибола вокруг клинопироксена) и похисление плагноклаза (от  $Pl_{59-60}$  до  $Pl_{40-45}$ ), характеризующих начальные преобразования в направлении эклогитизации пород.

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

Индивидуальные тектонические пластины, участвующие в строении Лапландско-Колвицкого пояса, разделены зонами тектонического меланжа, образованного породами с интенсивно проявленными гнейсовидностью и сланцеватостью. В случае преобладания кислых гранулитов в пределах зоны меланжа, они включают линзовидные будинированные тела основных гранулитов. Напротив, при преобладании основных гранулитов, будины образованы кислыми гранулитами. К зоне меланжа, разделяющей покровы (4) и (5) приурочены линзовидные тела эндрбитов. Подобные же тела эндрбитов, а также гранатовых тоналитов и плаггигранитов размещены в пределах меланжей, разделяющих пластины (6), (7) и (8).

Мощность индивидуальных тектонических пластин обычно варьирует от 2 до 5 км, для некоторых пластин — не превышает 1 км. Пластины имеют, в целом, ограниченные размеры и выклиниваются по простиранию. На рис.2.19 видно, что особенно резкое изменение мощностей отдельных пластин приходится как раз на район Российской-Финской границы. К западу резко выклиниваются все покровы, образованные основными гранулитами (включая первый покров, не показанный на рис.2.19). Напротив, резко возрастает мощность покровов (2), (3) и (7), которыми, собственно, и образована западная часть пояса, обозначенная нами как "зона Левайок-Инари". Точно также в пределах этой зоны практически отсутствуют породы подошвенного комплекса, представленные изолированным фрагментом — габбро-анортозитовым массивом Васкойоки.

### Глубинное строение

Глубинное строение Лапландско-Колвицкого пояса и его место в структуре региона в настоящее время исследованы с применением комплекса геофизических методов: грави-, магнито- и электроразведки и сейсморазведки методами отраженных и преломленных волн. Результаты этих исследований охарактеризованы в специальном разделе гл.3. Согласно результатам комплексной интерпретации данных различных геофизических методов и анализа геологической ситуации, гранулитогнейсовой

Таблица 2.6. (окончание)  
Table 2.6. (completed)

Корва тундра (бассейн р. Явр) Korva tundra (Javr river area)						
Bt		Pt	T, °C	P, кбар P, kb	Примечание Comments	Стадия Stages
X(Fe)	Ti	X(Ca)				
0.357	1.68	0.334	599	7.9	R (Grt), G (Bt)	M
0.363	1.44	0.372	586	7.8	G (Grt,Bt)	
0.402	1.80	0.325	576		G (Grt,Bt)	
0.639	2.71	0.222	610		G (Grt,Bt)	
0.778	2.73		565		G (Grt,Bt)	

\* См. пояснение к табл.2.5

\* See explanation for table 2.5

ассоциацией образовано пластинчатое в вертикальном сечении тело, полого погружающееся, в целом, в северо-восточном или в северном направлении. По мере погружения мощность тела сокращается. Максимальная глубина залегания подошвы, зафиксированная в результате комплексного моделирования данных по геотрансекту "ПОЛЯР" в районе оз.Инари (Северная Финляндия), составляет 20 км [Marker et al., 1990].

Принципиально важная информация о глубинном строении Гранулитового пояса, подтверждающая его представление в виде системы пологозалегающих тектонических покровов, получена в результате вибросейсмических исследований МОГТ по профилям, пересекающим Лапландский гранулитовый пояс в субмеридиональном и в субширотном направлениях, выполненных Северным филиалом ЭГГИ в 1990–1992 гг. Сопоставление результатов сейсмопрофилирования МОГТ с геологическими картами позволяет интерпретировать полученную систему отражений как однозначное подтверждение покровно-надвигового строения пояса (подробнее – см. гл.3).

Суммарная мощность покровно-надвигового ансамбля, оцениваемая на основе интерпретации геофизических данных, достигает около 20 км в пределах зоны Левай-ок-Инари (профиль ПОЛЯР [Marker et al., 1990]) и около 15 км в пределах Лоттинской зоны (ЭГГИ, профиля 9010 и 9111).

## Условия метаморфизма

### Гранулито-гнейсовый комплекс

Для выяснения условий формирования и размещения пород гранулитового пояса особый интерес представляет исследование вариаций оценок параметров метаморфизма по латерали и в "разрезе" покровно-надвигового ансамбля, включая породы подошвенного комплекса и подстилающей зоны тектонического меланжа. К настоящему времени такие вариации детально исследованы нами в нижней части "разреза" [Мицц и др., 1995; Фонарев, Крейлен, 1995]. Менее подробные данные характеризуют полное сечение пояса в районе Ивалайоки-Инари (Финляндия) [Höftmann et al., 1980].

В пределах детально исследованной территории (первый район – бассейн р.Явр и горы Чильтальд, второй – Сальные Тундры) (см. рис.2.19) исследованы породы, принадлежащие всем основным ассоциациям: метагаббро-анортозиты, в том числе гранатовые амфиболиты; кислые и основные гранулиты, а также кианитсодержащие гнейсы зоны тектонического меланжа.

Таблица 2.7. P-T условия метаморфизма период Лапландского гранулитового пояса  
Table 2.7. P-T metamorphic conditions of Lapland granulite belt

Стадия Stage	Порода Rock	T, °C	S	n	P, кбар	S	n	H, км
M4	Кислые и основные гранулиты Acid and basic granulites	604	14	16	6.3	0.4	2	23
M3		696	22	31	9.1	0.5	6	33
M2		787	25	47	10.9	0.6	11	40
M1		924	25	24	12.6	1.2	6	46
M3	Метаанортозиты Metagabbrosites	718	11	10	9.0	0	1	34
M2		810	15	16	10.3	0	2	39
M1		893	10	8	н/о			
		968	6	3	н/о			
M3	Гранатовые амфиболиты Garnet amphibolites	675	5	7	10.1	0	1	34
M2		805	27	8	11.9	0	1	40
M1		885	10	3	н/о			
		Река Явр - гора Чильдаль Javr river - Childal Mountain						
M4	Кислые гранулиты Acid granulites	568	20	37	3.9	0	1	14
M3		700	20	37	7.7	0.4	2	28
M2		809	0	3	8.6	0.1	2	31
M1		н/о			н/о			
M4	Основные гранулиты Basic granulites	574	25	7	н/о			
M3		695	24	162	7.6	1.1	6	28
M2		798	15	13	10.5	0	1	38
M1		887	4	4	11.3	0	1	41
M3	Гранатовые амфиболиты Garnet amphibolites	692	10	12	9.3	0	1	32
M2		778	20	31	10.6	0.8	3	36
M1		861	8	10	12.0	0	1	41
		Корва тундра (бассейн р. Явр) Korva tundra (Javr river area)						
M	Гранат-биотитовые плаггиогнейсы Grt-Bt Ky-bearing plagiogneisses	590	16	46	8.5	0.2	3	29

Примечание. S – стандартное отклонение, n – количество минеральных пар.

S – standard deviation, n – number of mineral pairs.

Оценка P, T-условий метаморфизма перечисленных комплексов была выполнена В.И.Фонаревым и его сотрудниками (ИЭМ РАН) с использованием системы согласованных минералогических термометров и барометров [Фонарев и др., 1994]. Система включает критически отобранные версии наиболее важных типов минералогических термометров: двупироксеновый, гранат-клинопироксеновый, гранат-ортопироксеновый и кордиерит-гранатовый. Расхождения в показаниях этих термометров не превышают 20–30°C. Система согласованных геобарометров включает три типа: гранат-ортопироксен-плаггиоклаз-кварцевый [Графчиков, Фонарев и др., 1990], гранат-клинопироксен-плаггиоклаз-кварцевый [Фонарев и др., 1994] и ортопироксен-оливин-кварцевый [Фонарев, 1987]. Расхождения в показаниях этих геобарометров не превышает 1–1.5 кбар. Кроме того, для оценки давления в сидлиманит- и кианитсодержащих породах был использован гранат-плаггиоклаз-сидлиманит(кианит)-кварцевый геобарометр, откорректированный А.М.Козиол и Р.К.Ньютоном [Kozioł, Newton, 1989].

Основу работы составили многочисленные специально выполненные микроскопические определения составов сосуществующих минералов в прозрачных шлифах. Всего было проанализировано около 100 образцов со средним количеством определений 15–20 в каждом образце. В ходе термобарометрических исследований наблюдались разнообразные случаи гетерогенности и соотношений составов минералов,

отражающие как локальную химическую неоднородность пород, так и эволюцию  $P, T$ -параметров, "записанных" и сохранившихся в пределах отдельных образцов. В ряде случаев это была существенная неоднородность составов минеральных зерен, характеризующихся различиями их краевых зон (особенно на контактах зерен Би-Гр) и центральных частей зерен, а также отличиями состава матричных зерен; нередко отмечалась также гетерогенность состава зерен отдельных минералов в пределах образца. В других случаях сосуществующие минералы практически гомогенны.

Перечисленные особенности были учтены при использовании данных микроанализа для получения термобарометрических оценок (подробнее в работе [Фонарев, Крейлен, 1995]). В качестве основных критериев надежности были приняты: а) закономерности перераспределения компонентов между минералами в каждом образце, сохранившем "запись" о нескольких  $P, T$ -степенях минералообразования; б) совпадение  $P, T$ -определений по различным типам геотермометров и геобарометров в пределах каждого из полиминеральных образцов; в) статистический подход к оценке  $P, T$ -параметров, основанный на использовании большого количества анализов и образцов. Повышение надежности оценок достигнуто использованием ряда минералогических индикаторов (термометров и барометров). В табл.2.5 и 2.6 приведены составы минералов в наиболее представительных образцах, в которых оказались зафиксированными сменяющие друг друга температурные ступени метаморфизма. Табл.2.7 представляет собой сводку  $P, T$ -оценок, полученных для характерных комплексов пород Лапландского пояса в пределах обоих исследованных районов.

Исследование флюидных включений выполнено В.И.Фонаревым совместно с Р.Крейленом (Inst. of Earth Sci., Utrecht Univ., Netherlands) [Фонарев, Крейлен, 1995]. Оно проводилось в полированных пластинках толщиной 0.1–0.3 мм. Для нагревания-охлаждения образцов использовалась промышленная термостатическая камера (USGS stage) модели Fluid Inc. Было изучено 12 образцов кислых гранулитов и гнейсов поднадвиговой зоны тектонического меланжа.

Результаты исследований, прежде всего, свидетельствуют о гетерогенности (по плотности и составу) флюидных включений, которая обусловлена двумя главными причинами. Во-первых, она связана с эволюцией условий метаморфизма пород; во-вторых, может иметь вторичный характер, будучи связана с потерей флюида из уже сформированных включений. Последние включения малоинформативны и были исключены из последующего рассмотрения. Гетерогенность первого типа проявлена не только в пределах метаморфической толщи, но и в каждом отдельном образце.

Согласно результатам исследований, в Лапландских гранулитах присутствуют пять групп флюидных включений, различающихся по составу и/или плотности. С использованием ряда текстурных признаков в некоторых случаях их удалось соотнести с термальными метаморфическими событиями [Фонарев, Крейлен, 1995]. Зафиксирована заметная разница в оценках давлений, полученных с использованием минералогических сенсоров и в результате изучения флюидных включений. Аналогичные расхождения получены и для ряда других гранулитовых комплексов. В качестве наиболее вероятной причины рассматривается присутствие в составе включений воды и ее вклад во флюидное давление. Допуская селективную потерю воды, можно полагать, что полученные по флюидным включениям значения давлений являются парциальными давлениями углекислоты во флюиде, а разность между общим давлением и парциальным давлением углекислоты определяется главным образом парциальным давлением воды.

Анализ результатов геотермобарометрии и исследований флюидных включений позволяет следующим образом охарактеризовать особенности метаморфических процессов в ходе эволюции Лапландского гранулитового пояса.

1. Для пород образующих Лапландский гранулитовый пояс, характерны признаки полистадийного развития метаморфических процессов регрессивной направленности. Во всяком случае, признаки предшествующего прогрессивного развития процессов, если таковое имело место, полностью утеряны в условиях наиболее высоких из достигнутых степеней метаморфизма. Регрессивная стадийность характеризуется четырьмя главными температурными стадиями (рис.2.22): M1 – 925–890°C (пиковый метаморфизм); M2 – 810–790°C; M3 – 700–695°C; M4 – 605–565°C (см. табл.2.7). Кроме того, для пород основного состава отмечены температуры 970–950°C, отвечающие, вероятно, реликтам первичных (магматических) минеральных парагенезисов.

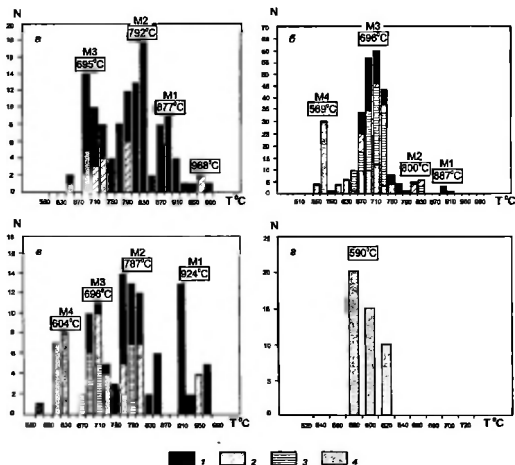


Рис. 2.22. Гистограммы оценок температур метаморфизма Лапландских гранулитов и пород зоны поднадвигового мелянжа (данные В.И.Фонярева и А.Н.Конилова)

а – гранатовые амфиболиты и метанортозиты (участки 1 и 2), б – кислые и основные гранулиты (участок 2), в – кислые и основные гранулиты (участок 1), г – гнейсы зоны поднадвигового мелянжа (корягуандровская свита).

1–4 – геотермометры: 1 – гранат-клиноспироксеновый; 2 – гранат-ортопироксеновый; 3 – двупироксеновый; 4 – биотит-гранатовый

Характерно, что близкие значения температурных статистических максимумов фиксируются для всех гранулитов, исследованных в пределах обоих районов. Исключение составляют породы, включаемые нами в подошвенный комплекс метагбброанортозитов (в том числе и гранатовые амфиболиты так называемой кандалакшской свиты), в которых низкотемпературный максимум 605–565°C не обнаружен. Величина (интенсивность) статистических максимумов в различных типах пород не одинакова, что может быть связано как с кинетическими особенностями минералобразования в парах, использованных для термометрии, так и с отсутствием некоторых минеральных

ассоциаций в породах определенного состава (в частности, Grt-Bt ассоциация, применяемая для оценки низкотемпературных процессов, практически отсутствует в гранатовых амфиболитах и метанортозитах).

Однако в других случаях различия в интенсивности температурных статистических максимумов, по-видимому, имеют более глубокие причины. В частности, в кислых гранулитов первого района (р.Явр – гора Чильтальд) лишь в отдельных образцах составы минералов отвечают M1 и M2 стадиям метаморфизма. Метаморфические процессы, приведшие к наиболее глубокой метаморфической перекристаллизации, приходится здесь на температурные стадии M3 и, в меньшей степени, M4. Напротив, в кислых гранулитах второго района (Сальные Тундры) все отмеченные стадии достаточно представительны и особенно интенсивно проявлена вторая стадия с  $T=800^{\circ}\text{C}$ . Эти различия, очевидно, являются результатом более интенсивных регрессивных преобразований пород в первом районе по сравнению со вторым.

Регрессивная направленность процесса метаморфизма гранулитов устанавливается также по соотношению температурных оценок, полученных относительно составов минералов на контактах минеральных пар, по сравнению с оценками, полученными с использованием составов, отвечающих центральным частям зерен.

2. Давление при метаморфических преобразованиях метагаббро-анортозитов подошвенного комплекса (метанортозитов и гранатовых амфиболитов) было на всех стадиях заметно более высоким по сравнению с комплексами кислых и основных гранулитов района р.Явр – гора Чильтальд (соответственно: M1 – 12.0 и 11.3, M2 – 10.3–11.3 и 9.2, M3 – 9.0–9.3 и 7.6, M4 – 5.3 кбар – см. табл.2.5 и 2.7, рис.2.22, рис.2.24). Также в существенно более глубоких условиях (по крайней мере, на второй-четвертой стадиях) протекал метаморфизм кислых и основных гранулитов района Сальных Тундр (M1 – 12.6, M2 – 10.9, M3 – 9.1 и M4 – 5.3 кбар). Эти особенности указывают на более значительную глубинность стартовых позиций соответствующих тектонических пластин, что, в свою очередь, указывает на весьма значительный размах "рельефа" поверхности, по которой происходил срыв различных пластин.

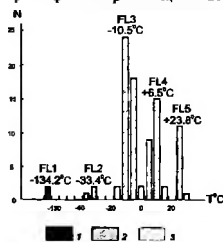


Рис. 2.23. Гистограмма минимальных значений температур гомогенизации для генетически однородных групп включений в кислых гранулитах Лапландского пояса (участок 1)

(по: [Финарек, Крейлен, 1995])

Состав флюида: 1 – азот (+метан);

2 – метан (+азот) и двуокись углерода;

3 – двуокись углерода; 4 – солевой раствор

3. В кислых гранулитах выделено пять групп флюидных включений (рис.2.23). Первые четыре группы (F11–F14) соответствуют выделенным метаморфическим стадиям: M1 – включения F11, образованные азотом (+метан); M2 – углекислотные включения F12 с примесью метана (+азот); стадии наиболее интенсивного метаморфизма M3 – водно-углекислотные включения (первый район:  $\text{XCO}_2 = 0.65\text{--}0.75$ ;  $\text{XН}_2\text{O} = 0.25\text{--}0.35$ ; второй район:  $\text{XCO}_2 = 0.59\text{--}0.67$ ,  $\text{XН}_2\text{O} = 0.33\text{--}0.41$ ); наиболее низкотемпературной стадии M4 – наиболее "водные" включения F14 (первый район:  $\text{XCO}_2 = 0.60\text{--}0.70$ ;  $\text{XН}_2\text{O} = 0.30\text{--}0.40$ ; второй район:  $\text{XCO}_2 = 0.54\text{--}0.61$ ,  $\text{XН}_2\text{O} = 0.39\text{--}0.46$ ). Водно-углекислотные включения F15, по-видимому, отражают условия поздних низкотемпературных процессов сравнительно небольшой интенсивности.

Сравнительно "водные" условия метаморфизма пород Лапландского пояса отличают их от практически "сухих" процессов в некоторых других гранулитовых комплексах.

4. Последовательность расположения комплексов пород в современном "разрезе" (по существ-

ву, тектоническом) каждого из исследованных районов, в целом, соответствует исходному распределению этих пород по глубинности протекания метаморфических процессов. Мощность исследованной части "разреза", находившегося в "исходном" положении, в период гранулитового метаморфизма может быть оценена примерно 7 км. Весьма примечательной особенностью распределения значений  $P$ - $T$ -параметров (см. табл.2.7, рис.2.24), по крайней мере, в отношении наиболее полно исследованных стадий M2 и M3, является совсем незначительное снижение оценок температур метаморфизма при переходе от наиболее глубинных к наименее глубинным компонентам "разреза". Отклонения в сторону пониженных температур наиболее глубинных ассоциаций, по-видимому, связаны с охлаждением подошвы тектонического покрова при перемещении по более холодному параавтохтону.

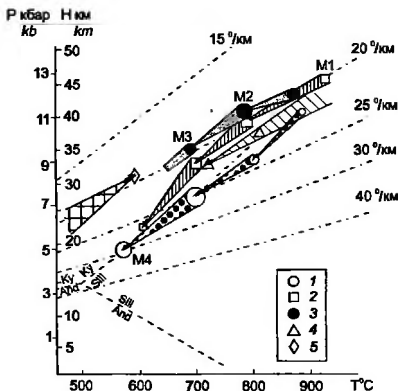


Рис. 2.24. Эволюция условий метаморфизма Лапландского гранулитового пояса и пород поднадвиговой области (по: [Мяни и др., 1995])

1 - основные и кислые гранулиты (участок 1); 2 - основные и кислые гранулиты (участок 2); 3 - гранатовые амфиболиты (участки 1,2); 4 - метанортозиты (участки 1,2); 5 - кианит-содержащие гнейсы зоны поднадвигового меланжа (корватундровская свита) (участок 1)

Менее отчетливо та же закономерность может быть усмотрена и в распределении оценок  $P$ - $T$ -параметров стадий M1 и M4 (в последнем случае - включая оценки метаморфизма сланцев в зоне поднадвигового меланжа).

Подобная закономерность надежно установлена и для ряда других гранулитовых поясов. Особенности термальной структуры коры в областях гранулитового метаморфизма специально рассмотрены в гл.5.

### Породы поднадвиговой области (параавтохтона)

Кианитсодержащие двуслюдяные сланцы так называемой корватундровской свиты, входящие в состав подстилающего Лапландские гранулиты комплекса пород, которые рассматриваются нами в качестве зоны тектонического меланжа, испытали одностадийный прогрессивный метаморфизм при максимальных параметрах  $590 \pm 20^\circ\text{C}$



и  $8.5 \pm 0.5$  кбар. Более низкие температуры уверенно установлены не были, но прогрессивная направленность процесса фиксируется по соответствующей зональности граната в отдельных образцах (см. рис.2.22,г и табл.2.6). Минералы сланцев характеризуются присутствием единственной группы углекислотно-водных включений ( $\text{XCO}_2 - 0.42-0.50$ ,  $\text{XNH}_2\text{O} - 0.50-0.58$ ), что вполне обычно для условий прогрессивного среднетемпературного метаморфизма.

В строении параавтохтона Лапландско-Колвицкого пояса (см. рис.0.3) участвуют также породы беломорской серии: кианитосодержащие гнейсы, гранатые амфиболиты, а также анортозиты и эклотитизированные породы, в том числе несомненно интрузивного происхождения так называемые друзиты. В.А.Глебовицкий с коллегами выделяют две стадии метаморфических преобразований, при этом стадию высокотемпературного (до  $700-800^\circ\text{C}$ ) и высокобарного ( $7.5-8.5$  до  $12$  кбар) метаморфизма они сопоставляют с позднearerхейскими тектоническими событиями в соответствии с результатами детальных геохронологических исследований [Лобач-Жученко и др., 1993; Bogdanova, Bibikova, 1993]. Раннепротерозойскому метаморфическому событию, связанному с размещением гранулитов Лапландско-Колвицкого пояса, отвечают преобразования второй стадии с параметрами  $520-720^\circ\text{C}$  при  $7-7.5$  кбар (кианит-мусковитовая фация повышенных давлений), что определило благоприятные условия для формирования мусковитовых пегматитов [Глебовицкий и др., 1996].

## Геохронология

Та или иная трактовка геологической эволюции высокотемпературных ассоциаций и ее места в истории геологического развития региона всегда в чрезвычайно высокой степени зависит от наличия и качества геохронологической информации. Не является исключением Лапландско-Колвицкий пояс. Можно даже сказать, что появление новых геохронологических данных нередко приводило здесь к резким поворотам в геологических интерпретациях.

Впервые результаты систематических геохронологических исследований были опубликованы К.Мерилайненем [Meriläinen, 1976], выделившим в эволюции пояса ряд событий: архейского возраста (более 2.5 млрд.лет назад), двукратный гранулитовый метаморфизм в раннем протерозое (2.15 и 1.9 млрд лет) и регрессивный метаморфизм низких ступеней, связанный с внедрением посторогенных гранитоидов в конце раннего протерозоя (1.73 млрд лет). Однако дальнейшие исследования не подтвердили достоверности архейского возраста догранулитовых протолитов.

Начало метаморфизма кислых гранулитов в пределах Лапландского пояса датировано U-Pb изохронным методом по цирконам  $1925 \pm 1$  млн лет, следующий более низкотемпературный импульс метаморфизма имел место  $1916 \pm 1$  млн лет назад;  $1884 \pm 18$  млн лет назад процессы высокотемпературного метаморфизма были, в основном, завершены [Бибикова, Мельников, Авакян, 1993]. Полученные тем же методом другими исследователями оценки возраста Лапландских основных гранулитов (гранатосодержащих и безгранатовых двупироксен-плаггиоклазовых кристаллосланцев и эндербитов по ним) варьируют в тех же узких пределах:  $1.95-1.90$  млрд лет (в некоторых случаях изохроны были построены по точкам, стечающим не только основным, но и кислым гранулитам). Казалось, что дискуссия о реальности более древних возрастов пород Лапландского пояса (см.: [Тугаринов, Бибикова, 1980]) может решиться в пользу несколько более древнего возраста метаморфизма (или образования дометаморфического субстрата?) кислых гранулитов около 2.28 млрд лет, оцененного также различными методами [Bernard-Griffiths et al., 1984; Бибикова, Мельников, Авакян, 1993]. На этот же возраст предполагаемых протолитов указывали модельные оценки возраста Sm-Nd методом, ограничивая историю Лапландских гранулитов ранним протерозоем: эти данные свидетельствовали об отсутствии сколько-нибудь

существенных количества компонентов архейского возраста в составе протолита кислых гранулитов, а также о формировании мафитовых расплавов, продукты кристаллизации которых явились протолитом основных гранулитов, в результате парциального плавления мантийного источника не ранее 2.2 млрд лет назад [устное сообщение Дж. С. Дэли, 1992 г.]. В то же время, определенный скептицизм в отношении надежности модельных Sm-Nd оценок возраста протолитов высокометаморфизованных пород определяется неизохимичностью гранулитового метаморфизма; роль аллохимических процессов при высокотемпературном метаморфизме в перераспределении R3Э и преобразовании Sm-Nd изотопных характеристик убедительно продемонстрирована К. и Б. Фростами [C.Frost, B.Frost, 1995].

Действительно, в последние годы были получены данные, свидетельствующие о допротерозойском возрасте протолитов Лапландских гранулитов. Таковы, в первую очередь, данные о возрасте интрузивного размещения тел габбро-анортозитов массивов Пыршин-Оайвиш (Сальные Тундры), Главного Хребта и Колвицкого – 2.45–2.46 млрд лет [Митрофанов и др. 1993; Фриш и др., 1995; Mitrofanov et al., 1995]. Следовательно, породы – протолиты гранулитов, к тому времени уже существовали и их возраст превышает эту цифру. Возраст фракции магматических цирконов эндрбито-гнейсов Колвицкого пояса – 2.52 млрд лет [Каулина, 1996]. Возраста генераций метаморфических цирконов свидетельствуют о продолжительной и многоэтапной метаморфической эволюции, предшествовавшей интенсивному высокотемпературному метаморфизму (1.95–1.90 млрд лет): наиболее ранний – 2.42–2.41 млрд лет [Митрофанов и др. 1993; Mitrofanov et al., 1995]; далее – 2.27 и 2.18 млрд лет; наконец возраст циркона из пегматитовой жилы, секущей Колвицкие гранулиты – 2.06 млрд лет [Каулина, 1996].

Таким образом, новейшие геохронологические данные свидетельствуют о допротерозойском (позднеархейском?) возрасте протолитов гранулитового пояса и о длительной многостадийной метаморфической эволюции пород.

## **Реконструкция геодинамических обстановок формирования дометаморфических протолитов, метаморфизма и тектонического размещения гранулитов**

### **Палеогеодинамические реконструкции обстановок формирования протолитов**

Высокая степень метаморфизма пород Лапландско-Колвицкого пояса значительно осложняет возможности использования петро- и геохимических методов реконструкции протолитов пород и их использования в качестве комплексов – индикаторов геодинамических обстановок формирования дометаморфического субстрата. Неизохимический характер метаморфизма высоких ступеней наиболее очевиден в случае сочетания его с метасоматическими и особенно с ультраметаморфическими процессами (гранитизацией, эндрбитизацией и др.), включающими флюидный привнос и перераспределение компонентов пород, формирование и удаление анатектических выплавов. Некоторая вероятность консервации исходного состава пород при метаморфизме, включая распределение как породообразующих, так и малых элементов, возможно, сохраняется при отсутствии признаков метасоматических и ультраметаморфических процессов.

Сложность задачи усугубляется отсутствием реликтовых структурно-текстурных признаков геологической природы протолитов. В более выгодном положении находятся метагаббро-анортозиты подошвенного комплекса, где геологическими методами удается показать наличие постепенных переходов между интрузивными образованиями и кристаллосланцами, включая эклэгитоподобные породы. Однако и в этом случае

недостаточно ясной остается геологическая природа гранатовых амфиболитов. Наше предположение о формировании последних в результате метаморфизма габброидов и, возможно, ультрамафитов нижней части расслоенных плутонов, включающих габбро и анортозиты, опирается на постоянную пространственную и структурную связь гранатовых амфиболитов и собственно метагаббро-анортозитов.

Тем не менее, в рамках более общей региональной модели геодинамической эволюции северо-востока Балтийского щита в раннем протерозое могут быть выдвинуты некоторые предположения.

Позднеархейский субстрат метаморфических пород пояса был образован несколькими составляющими.

1. Первая составляющая, отвечающая кислым гранулитам, возможно, была представлена терригенными осадками с включением органических материалов. Кислые гранулиты (кондалиты), которые, как предполагается, формировались за счет подобного субстрата, широко распространены на территориях Финской и Норвежской Лапландии и пользуются ограниченным распространением на территории России.

По оценке Е.В.Бибиковой, В.Ф.Мельникова и К.Х.Авакяна [1993], химический состав кислых гранулитов свидетельствует о невозможности образования их протолита только за счет эрозии протолита основных гранулитов и о необходимости дополнительного внешнего источника силикатического вещества. Эта оценка базируется на более тяжелом изотопном составе кислорода в кислых гранулитах по сравнению с основными.

Согласно оценке П.Барбье [Barbey, Raith, 1990], низкие содержания СаО свидетельствуют о зрелом характере осадков и, следовательно, о глубоком выветривании источника сноса. Наличие карбонатных и кварцитовых линз указывает на относительно мелководные условия (по крайней мере, в некоторые периоды) осадконакопления.

2. Вторая составляющая дометаморфического субстрата пород Лапландского пояса (преимущественно протолит основных гранулитов), была сформирована в результате магматической активности. Однако эффузивная или интрузивная форма их размещения в коре сегодня не может быть установлена. С учетом интенсивности деформационно-метаморфических преобразований этих пород, оценить характер взаимоотношений основных и кислых гранулитов (стратиграфический или интрузивный) не представляется возможным. Поэтому оценка вероятной обстановки формирования протолитов, на наш взгляд, не имеет сколько-нибудь надежной основы. Тем не менее, многие авторы рассматривают преимущественно известково-щелочной характер основных гранулитов и их геохимическую специфику как свидетельство формирования протолитов этих пород в пределах активной континентальной окраины [Höftmann et al., 1980, Barbey et al., 1984; Barbey, Raith, 1990; Козлов и др., 1990]. Нельзя не отметить, что палеогеодинамические реконструкции этих авторов базируются на раннепротерозойских оценках возраста гранулитов, что играет важную роль в предлагаемой ими модели.

3. Третья составляющая дометаморфического субстрата представлена расслоенными телами габбро и габбро-анортозитов. Как показано выше, время формирования раннепротерозойских расслоенных интрузивных тел обоих известных в регионе формационных типов (расслоенных мафит-ультрамафитов Мончегорского типа и габбро-анортозитов) практически совпало, габбро-анортозиты, по-видимому, лишь незначительно моложе, что может указывать на общность геодинамической обстановки для массивов обоих типов - то-есть на обстановку континентального рифтогенеза, ознаменовавшего глобальный этап раскола архейского суперконтинента около 2.5-2.45 млрд лет назад.

Таким образом, полное оформление дометаморфической (более точно - догранулитовой) ассоциации завершилось в начале раннего протерозоя после размещения

в основании коры рифтогенной области интрузивных тел габбро-анортозитов на глубине 40–45 км в соответствии с оценками  $P, T$ -параметров стадии M1. Это указывает, в свою очередь, на вероятность того, что вмещающие породы уже испытали к тому времени метаморфизм, особенности которого сегодня не могут быть восстановлены. Возможно, в это же время в коре были размещены и мелкие тела мафит-ультрамафитов, впоследствии подвергшиеся высокотемпературному метаморфизму совместно с вмещающими породами.

С нижними уровнями габбро-анортозитовых тел, (в настоящее время преимущественно преобразованными в гранатые амфиболиты) связаны небольшие тела микроклиновых аляскитовых и субщелочных гранитов. Геохимические особенности и, в частности, распределения РЗЭ позволяют интерпретировать эти породы в качестве аналогов гранитов-рапакиви [Терехов, Левицкий, 1995]. Соответственно, ассоциация в целом - габбро-анортозиты, рапакиви и гранулиты - может рассматриваться в качестве раннепротерозойского глубинного аналога известных анортозит-рапакиви-гранитных ассоциаций, маркирующих внутриконтинентальные рифтогенные области позднепротерозойского возраста.

### **Палеогеодинамические реконструкции обстановок метаморфизма и тектонического размещения гранулитов**

Таким образом, с внедрения габбро-анортозитов начался раннепротерозойский этап эволюции и собственно формирование гранулитогнейсового пояса. Геохронологические данные свидетельствуют о том, что наиболее ранний гранулитовый метаморфизм непосредственно следовал за размещением габбро-анортозитов. Многие авторы высказывали предположение о том, что именно эти магматические расплавы и являлись источником тепла для метаморфизма. Однако громадные размеры коры, подвергшейся метаморфизму, как по латерали, так и по вертикали, при ограниченности размеров интрузивных тел заставляют считать этот сценарий маловероятным. С учетом регионального (и даже глобального) характера рифтогенеза, охватившего все континенты около 2.5 млрд лет назад, можно предположить, что растяжение коры сопровождалось подъемом крупных мантийных астенолитов, размещение которых близ основания коры и обеспечило необходимые притоки тепла. В свою очередь, эти астенолиты были источником мафитовых и ультрамафитовых расплавов.

Последующая эволюция пояса связана с тектоническим размещением мощных пластин коры, т.е. с формированием тектонических покровов в обстановке сжатия. В рамках региональной модели предложена тыловодужная позиция этих покровов, выдвигание которых могло начаться на стадии субдукции и завершиться в процессе коллизии Кольской и Беломорской микроплит (см. рис. 2.28, 2.29).

Особенности метаморфической эволюции позволяют предположить следующую последовательность событий.

Ранний метаморфизм M1 горных пород в основании коры рифтогенной области (2.42–2.41 млрд лет) непосредственно следовал за размещением габбро-анортозитов и протекал в условиях интенсивных теплового и флюидного (азотно-метанового) потоков. Условия метаморфизма отвечают основанию коры мощностью до 40–45 км, температурам 860–920°C.

Метаморфизм стадии M2 сопровождался перемещением на более высокий уровень. Размах поднятия составил около 6–10 км. Параметры метаморфизма: 780–810°C; давление, отвечающее глубинам 30–40 км; углекислотно-метановый (±азот) флюидный поток. Можно предположить что относительно небольшое перемещение было связано с растяжением и утонением коры в условиях повторного рифтогенеза. Если связывать стадию M2 со второй датой гранулитового метаморфизма 2.27 млрд лет (возможно, 2.27–2.18 млрд лет - см. выше), то этот метаморфизм оказывается синхронным

с обстановкой рифтогенеза на Беломорской активной окраине Печенга-Варзугского океана, зафиксированного извержениями щелочных базальтоидов (см. рис.2.28, 2.29).

Наконец, интенсивному метаморфизму стадии М3, по-видимому, отвечают наиболее постоянно получаемые оценки возраста – 1.95–1.93 млрд лет. Вертикальная составляющая перемещения – порядка 5–6 км. Параметры метаморфизма: температуры – 675–720°C и давления, отвечавшие глубинам 28–34 км; водно-углекислотный флюидный поток. Корреляция с эволюцией Печенга-Варзугского океана позволяет сопоставлять это событие с обстановкой сжатия, субдукцией океанической коры (чем определялось изменение характера флюида) и заложением системы тыловодужных надвигов. В результате высокометаморфизованные породы нижней коры, оказавшейся теперь в основании активной окраины, были дополнительно перемещены к земной поверхности. В надвигообразование были частично вовлечены формировавшиеся в то же время тела гранитоидов и эндрбитов.

Метаморфизм стадии М4 (1.85–1.75 млрд лет) связывается с коллизионным этапом тектонической эволюции: температуры 565–605°C при глубине размещения подошвы покровно-надвигового ансамбля в исследованном сечении около 30 км, водно-углекислотный флюид. Перекристаллизация минералов незначительна и, вероятно, определяется флюидными потоками, перемещавшимися из параавтохтона в связи с формированием реоморфических сводов и куполов.

Быстрое перемещение высоконагретых тектонических пластин определило на стадиях М3–М4 низкоградиентный режим метаморфизма пород поднадвиговой области в результате прогрева "сверху-вниз" и погружения под нагрузкой надвигающихся тектонических пластин. Параметры прогрессивного метаморфизма гнейсов корватундровской свиты, непосредственно подстилающих гранулитовые покровы, составляли 590–605°C при давлении около 8.5 кбар, что и соответствует их геологическому положению.

Отмеченный выше перевернутый характер метаморфической зональности пород параавтохтона связывается с соответствующим распределением температур в подошве тектонического покрова, образованного породами нижней коры, сохранявшими значительные запасы глубинного тепла. Уместно предположить, что мощность тектонических покровов (вероятно, подвергавшихся эрозии в процессе надвигообразования) могла достигать 10–20 или даже 30 км, судя по оценкам параметров метаморфизма. Одним из следствий надвигообразования должно было быть относительно быстрое погружение скученной коры, чем, в частности, могут быть объяснены низкоградиентные метаморфические преобразования пород поднадвиговой области. Предлагаемая интерпретация согласуется с присутствием в области распространения пород беломорского комплекса мелких изолированных тел альпинотипных ультрамафитов, подобных Нотозерским, маркирующих положение подошвы системы тектонических покровов.

Отметим еще одну примечательную особенность размещения тектонических покровов гранулитов в более широком региональном плане: они приурочены к той из микроплит в восточной части Балтийского щита, которая, как можно предполагать, подвергалась максимальным сжимающим напряжениям в период коллизии, поскольку Беломорская плита оказалась зажатой между двумя зонами субдукции, погружавшимися навстречу друг другу (см. рис.2.28).

Последующие события, связанные с реоморфизмом и куполообразованием в пределах скученной коры, рассмотрены ниже.

## Кейвский блок сложного строения

Как было показано в гл.1, главные горно-породные ассоциации Кейвского блока в восточной части Кольского полуострова были сформированы в позднем архее (см. рис.0.2, 0.3, 1.6). Дальнейшая эволюция этого блока связана с раннепротерозойскими событиями.

### Раннепротерозойские структурно-вещественные ассоциации

Раннепротерозойские ассоциации Кейвского блока включают породы кейвской и песчовотундровской серий и умбинской свиты и тела щелочных гранитов, сформированных в результате метаморфизма и частичного плавления позднеархейских щелочных гнейсов, а также щелочные метасоматиты.

Породы кейвской и песчовотундровской серий, представленные преимущественно сланцами (метаморфизованными продуктами дезинтеграции и переотложения пород подстилающего разреза или развитых в обрамлении Кейвского блока) [Белолипецкий и др., 1980; Мирская, 1976], непосредственно перекрывают толщу позднеархейских известково-щелочных и щелочных гнейсов. Вопрос о возрасте названных серий остается дискуссионным. Кейвскую серию обычно относят к верхнему архею и включают в состав лопийского комплекса [Белолипецкий и др., 1980], который, в свою очередь, перекрывается раннепротерозойскими (сумийскими) породами песчовотундровской серии. Как мы отмечали в гл.1, по мнению В.Г.Загородного и А.Т.Радченко [1983], верхнеархейские породы кейвской серии залегают на лебязинских гнейсах с крупным стратиграфическим несогласием. Ряд исследователей видит в особенностях этой границы также и признаки углового несогласия и развития коры выветривания [Бекасова и др., 1975; Головенко, 1977; Мирская, 1976]. Однако приведенные ниже данные указывают на принадлежность к раннему протерозею не только песчовотундровской, но и кейвской серии [Мянц и др., 1992].

Кейвская серия включает (снизу вверх) червуртскую и выхчуртскую свиты. Первая образована в основании гранат-ставролитовыми сланцами (метаморфизованными туффитами и конгломератами), в верхней части – углеродистыми ставролитсодержащими кианитовыми сланцами (метапелитами). Выхчуртская свита представлена кварцитами и углеродистыми плагиоклаз-кианит-ставролитовыми сланцами (метасаммитами и метапелитами). Мощность кейвской серии – около 1500 м. В пределах кейвской серии размещены многочисленные силлы амфиблитов, которые, судя по химическому составу, могут быть аналогами вулканических мафитов Имандра-Варзугской структуры [Белолипецкий и др., 1980].

Сланцы кейвской серии незакономерно обогащены углеродом. Значительная часть углеродистого вещества приурочена к метасадкам первично терригенного типа, в исходном составе которых несомненно присутствовал каолинит [Бельков, 1963; Мележик и др., 1988]. В разрезе преобладают отложения с первоначально горизонтально-слоистыми текстурами. Отмечавшаяся рябь волнения [Бельков, 1963], свидетельствует о спокойном гидродинамическом режиме и умеренной глубине бассейна (порядка 150–200 м) [Мележик и др., 1988]. Углерод кейвских сланцев – изотопно-легкий ( $\delta^{13}\text{C}$  от -25.8 до -42.6‰) [Бельков, Петрсьилье, 1971; Сидоренко, Сидоренко, 1975; Минц, 1993], "биологического уровня".

Песчовотундровская серия, включающая малокейвскую и золотореченскую свиты, залегает на подстилающих породах несогласно, однако несогласие обнаруживается лишь при анализе региональных карт. Малокейвская свита образована метааркозами, мусковитовыми и полевошпатовыми сланцами и полимиктовыми конгломератами.

Золотореченская свита включает более дифференцированные метаосадки: слюдистокварцевые сланцы и кварцито-песчаники. Мощность песчовотундровской серии составляет 300–1100 м [Белодлипецкий и др., 1980]. В западной части возвышенности Большие Кейвы песчовотундровская серия перекрыта эффузивно-осадочными породами, литологически и петрохимически близкими породам умбинской свиты Имандра-Варзугской структуры (карбонатно-терригенные осадки, метамандельштайны, двуслодные и гранат-биотитовые плагиосланцы мощностью 700–900 м), образующими ядро синформной структуры.

К числу раннепротерозойских образований мы относим также реоморфические щелочные граниты Белых Тундр и субщелочные гнейсы-метасоматиты, преимущественно связанные с разрывными нарушениями Титовско-Кейвской зоны. Их особенности, для цельности изложения, были рассмотрены при характеристике позднеархейских образований Кейвского блока в гл.1. Там же было показано, что реоморфизм и куполообразование, определившие главные петрографические и структурные особенности кейвских щелочных гнейсов, также связаны с раннепротерозойскими процессами.

## Геохронология

Согласно результатам изотопного датирования, возраст черных кианитовых сланцев червуртской свиты кейвской серии равен  $1600 \pm 120$  млн лет; оценка возраста ставролит-кианитовых сланцев червуртской свиты Rb-Sr изохронным методом, вероятно, отвечающая времени формирования осадков, составила  $2230 \pm 100$  млн лет [Пушкарев и др., 1978]. Полученные нами оценки возраста метаморфизма кейвских сланцев, по-видимому, отвечающие различным стадиям этого процесса, составили:  $2100 \pm 20$  млн лет (U-Pb возраст по валу по верхнему пересечению с конкордией) и  $1790 \pm 50$  млн лет (Pb-Pb изохрона по минералам и кислотным вытяжкам из них). Вероятно, второму этапу метаморфизма сопутствовал процесс щелочного метасоматоза, результатом которого явилось формирование субщелочных гнейсов – метасоматитов. Соответствующая оценка возраста получена для микроклинизированных гранат-биотитовых гнейсов лебяжинской свиты – по образцам, отобранным южнее полосы кейвских сланцев в районе горы Шуурурта (Большие Кейвы):  $1725 \pm 20$  млн лет (Pb-Pb изохрона по валовым пробам, выщелатам и остаткам после выщелачивания) [Миц и др., 1992].

Напомним (см. гл.1), что оценка возраста наиболее глубоко преобразованных в результате реоморфизма и частичного плавления разностей щелочных гнейсов составила  $1770 \pm 15$  млн лет [Пушкарев и др., 1978]. Возраст щелочных гранитов с максимальными значениями Rb/Sr отношения (более 15), согласно оценке Rb-Sr изохронным методом, равен  $1730 \pm 4$  млн лет [Balashov, Zozulya, 1993]. Повышенное значение инициального отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , равное  $0.7244 \pm 22$ , указывает на участие парциального плавления в процессе преобразования щелочных гнейсов в собственно щелочные граниты.

Таким образом, как мы уже отмечали в гл.1, все даты, которые могут быть сопоставлены с метаморфическими и реоморфическими преобразованиями пород, указывают на раннепротерозойский возраст этих процессов, оставляя вопрос о позднеархейском метаморфизме открытым. Геохронологические данные указывают на принадлежность к раннему протерозою времени осадконакопления кейвской серии.

## Метаморфизм

С процессами раннепротерозойского цикла связаны структурно-метаморфические преобразования архейских пород, наиболее ярко проявленные в зоне сочленения позднеархейских Мурманской микроплиты и Кейвского микроконтинента, которые в условиях низкотемпературных субфаций амфиболитовой фации низкоградиентной кианит-силлиманитовой серии. Становление метаморфической зональности в пределах Кейвского блока охватило, по данным авторов коллективной монографии [Фашии метаморфизма ..., 1990], одновременно вулканогенные и осадочные толщи позднеархейского возраста (соответственно, породы лебяжинской, кейвской и песчовотундровской серий). Региональный метаморфизм, вне зависимости от возраста и стратиграфического положения пород, соответствует кианит-ставролит-двуслюдяной субфации. Лишь в южной части Кейвского блока, наиболее удаленной от Титовско-Кейвского тектонического шва, намечается постепенное снижение уровня регионального метаморфизма до эпидот-амфиболитовой фации, что проявляется в исчезновении ставролитсодержащих парагенезисов.

Полого- или под умеренными углами погружающиеся разрывные нарушения, участвующие в стрелении тектонического шва, обычно маркируются зонами бластомилонитов (порфиробластических сланцев). Куполовидные структуры, образованные реморфизованными щелочными гнейсами, отчетливо деформируют породы лебяжинской, кейвской и песчовотундровской серий, уже подвергшиеся к тому времени низкоградиентному метаморфизму (см. рис.1.6. 1.7). Сами же куполообразующие щелочные гнейсы, видимо вследствие выноса дополнительного тепла при подъеме ("всплывании"), характеризуются отсутствием признаков низкоградиентных преобразований. В их экзоконтактах парагенезисы  $Ky-Stav-Bt-Mu$  субфации сменяются контактово-метаморфической зональностью, включающей силлиманитсодержащие парагенезисы [Фашии метаморфизма ..., 1990].

Низкоградиентные метаморфические преобразования кейвских сланцев уместно сопоставлять с возобновлением надвигообразования в связи с ремобилизацией шовной зоны позднеархейского возраста (см.рис.1.15) на завершающей стадии закрытия Печенга-Варзугского океана и раннепротерозойской коллизии. Проявления низкоградиентного диафореза установлены также и в породах Центрально-Кольской зоны [Фашии метаморфизма ..., 1990], где они, по-видимому, также связаны с повторной активизацией позднеархейских взбросо-надвиговых структур.

В районе Больших Кейв, в непосредственной близости от Титовско-Кейвской шовной зоны, метаморфизм протекал при 520–550°C и давлении 4.1–4.5 кбар, в условиях умеренноградиентного режима (27–31°/км). В отдельных участках получены оценки давления до 7.3 кбар, что соответствует снижению средних значений градиента до 20–26°/км [Фашии метаморфизма ..., 1990; Метаморфизм супракрустальных ..., 1986].

## Геодинамическая эволюция Кейвского блока в раннем протерозое

Геодинамическая обстановка накопления осадочного материала, послужившего впоследствии протолитом кейвских сланцев, с учетом данных о близком расположении источников сноса материала, признаков спокойного гидродинамического режима и умеренной глубины бассейна осадконакопления, а также данных о биогенном происхождении углерода, по-видимому, отвечала внутриплитному осадочному бассейну. В отсутствие необходимых геохронологических данных, можно предположить, что возникновение этого бассейна было связано с началом рифтогенного растяжения в пределах Печенга-Имадра-Варзугской зоны в начале раннего протерозоя.



Вероятное отсутствие в составе кейвских сланцев материала, источником которого могли бы явиться мигматиты и гранитоиды Мурманского блока, можно рассматривать в качестве свидетельства того, что к рассматриваемому моменту геологической истории последние не были обнажены, по крайней мере, в непосредственной близости от существовавшего в тот период Кейвского осадочного бассейна [Минц, Пастухов и др., 1994].

Согласно реконструкциям последовательность геологических событий такова (см. рис.1.15):

1) формирование и перемыв коры выветривания, осадконакопление около 2.2 млрд лет назад;

2) низкоградиентный (*T/P*) метаморфизм кианит-ставролитовой субфации – образование кейвских кристаллических сланцев за счет осадочных пород; синхронные с ним повторный метаморфизм подстилающих сланцы метавулканитов и реоморфизм щелочных гнейсов с образованием куполовидных структур крупнозернистых "щелочных гранитов" с последующей деформацией сланцев и формированием межкупольных синклиналей; согласно геохронологическим данным, раннепротерозойские метаморфические преобразования протекали в две стадии – 2.1 и 1.8 млрд лет назад, вероятно, отвечавшие периодам сжатия и надвигообразования;

3) парциальное (локально, по-видимому, даже относительно полное) плавление наиболее легкоплавких щелочных и в меньшей степени известково-щелочных гнейсов и размещение в окружающих породах интрузивных тел мелкозернистых щелочных гранитов;

4) завершающий этап надвигообразования в условиях сжатия, связанного с раннепротерозойской коллизией, сопровождавшегося щелочным метасоматозом, результатом которого явилось формирование гастингситовых гнейсов-метасоматитов – 1.7 млрд лет.

В этой последовательности формирование позднеархейской вулканогенной толщи и ее ранний метаморфизм, если таковой имел место, отчетливо отделены во времени от реоморфизма и структурообразования щелочных гнейсов формированием и перетолжением коры выветривания.

Низкоградиентный (*T/P*) характер раннепротерозойского метаморфизма указывает, с учетом геологической ситуации в целом, на преобразование пород Кейвской структуры в поднадвиговой области, чем существенно поддерживается предположение о реактивации позднеархейских надвиговых структур во время раннепротерозойской коллизии (см. рис.1.15). Повторные преобразования в ходе раннепротерозойской коллизии (1.8–1.7 млрд лет) проявились, в частности в реоморфизме и куполообразовании наиболее легкоплавких пород – кислых щелочных гнейсов. Часть из них, очевидно, подверглась плавлению в более значительной степени, в результате чего щелочно-гранитные расплавы образовали ряд интрузивных внедрений в перекрывававшие породы (в том числе, в тектонически надвинутые толщи).

## **Кольско-Беломорский пояс гранит-мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов**

Геологические наблюдения и анализ геологических карт отчетливо показывают, что чешуйчато-надвиговые ансамбли зеленокаменного пояса Печенга-Имандра-Варзуга и покровно-надвиговая система Лапландско-Кольвицкого гранулитового пояса деформированы и частично фрагментированы в результате подъема и размещения

гранит-мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов. По характеру взаимоотношений с вмещающими породами выделяются окаймленные купола и купола, не обладающие выраженной "оболочкой".

## **Гранитоидные и гранит-мигматитовые купола в северном обрамлении Печенгской структуры**

Купола, не обладающие "оболочкой", распределены вдоль северной границы (в лежачем боку) Печенгской структуры (рис.2.25). Они характеризуются относительно крупными размерами (около 30 км в поперечнике) и неотчетливо выраженными границами. Большинство куполов образованы лейкократовыми плагиомикроклиновыми гранитами, отчасти мигматитами. Границы куполов картируются с трудом, что, тем не менее, не препятствует выделению этих структур.

Изотопно-геохронологические исследования процессов реоморфизма, сопровождавшихся ростом куполов, выполненные нами совместно с О.В.Цюнь, продемонстрировали способность пород, образующих купола, сохранять "геохронологическую память" о времени образования и времени преобразования пород. Возраст пород куполов в северном обрамлении Печенгской структуры, отвечает позднему архею (2.8–2.7 млрд лет), тогда как возраст реоморфизма и куполообразования – раннепротерозойский (2.0–1.95 млрд лет) [Цюнь и др., 1988; Цюнь, 1989].

## **Гранитоидные и гранит-мигматитовые купола в южном обрамлении пояса Печенга–Имандра–Варзуга**

Окаймленные купола (10–50 км в поперечнике) наиболее широко распространены и детально откартированы непосредственно вдоль южной границы, т.е. в висячем боку Печенгской структуры (купола Аллареченского района – см. рис.2.25) и в аналогичной позиции – в южном обрамлении Имандра-Варзугской структуры (см. рис.0.3). Купола Аллареченского района – овальные или округлые в плане тела, образованные сложно деформированными породами амфиболито-гнейсо-мигматитового комплекса и окруженные "оболочкой" переменной мощности (незначительной, по сравнению с размерами купола). В свою очередь "оболочки куполов" сложены амфиболитами и/или углеродистыми сланцами. Те и другие часто обогащены магнетитом и/или пирротинном. В пределах Аллареченского района в "оболочках" сосредоточены будинированные тела ультрамафитов, в том числе с Cu-Ni оруденением (более детальная характеристика приведена в гл.4).

Границы куполов могут иметь как периклинальное падение, так и субвертикальное или центриклинальное залегание. В первом случае, эрозионный срез вскрывает верхнюю часть купола, во втором – его воронкообразную нижнюю часть. В целом, анализ результатов картирования свидетельствует о каплевидной (обращенной вверх) форме куполов. На современной эрозионной поверхности породы "оболочек" часто выполняют килевидные межкупольные синформы, изредка сохраняясь в кровле слабоэродированных куполов.

Систематический анализ "Геологической карты северной Фенноскандии" [Geological Map ..., 1987], где детально откартированы в виде узких полос амфиболито-сланцевые ассоциации, позволяет "прочитать" структурное размещение этих ассоциаций в пределах межкупольных синклиналей, что дает возможность наметить размещение куполов и в пределах западной части Инари-Аллареченского пояса (см. рис.0.3).

В разделе, посвященном характеристике Лапландско-Колвицкого пояса, показано, что морфология и строение северной (тыловой) границы пояса почти на всем протяжении определяются поздними деформациями, связанными с всплыванием

реоморфизованных пород параавтохтона и формированием свода Инари и относительно мелких купольных структур Хихнаярви-Аллареченского района.

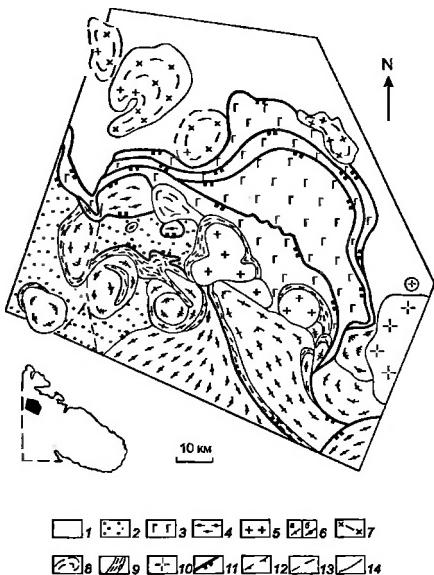


Рис. 2.25. Гранитоидные и гранит-мигматитовые купола в обрамлении Печенгской структуры

1,2 – *поздний архей*: 1 – породы Кольской плиты, не затронутые или слабо затронутые раннепротерозойскими процессами; 2 – породы Беломорской плиты, деформированные, метаморфизованные и реоморфизованные в раннем протерозое 3–10 – *ранний протерозой*. 3 – осадочно-вулканогенный комплекс Печенгской структуры, метаморфизованный в условиях пренит-пумпелиновой – амфиболитовой фации; 4 – фрагменты тектонических покровов Лапландского гранулитового пояса – двупироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы и гранатовые амфиболиты; 5–9 – породы куполов: 5 – плагиограниты, гранодиориты, диориты, 6 – плагиомигматиты, плагиограниты (а), плагиоминоклиновые мигматиты и граниты (б), 7 – плагиоклазовые и плагиоминоклиновые мигматиты и граниты нерасчлененные; 8,9 – “оболочки” куполов; 8 – гранат-слюдяные сланцы, 9 – амфиболиты, углистые и пирротинизированные сланцы; 10 – порфирированные граниты Личко-Арагубского комплекса. 11–12 – *тектонические границы*: 11 – надвиги, 12 – фрагменты дуговых сбросов. 13 – линейные разломы 14 – *геологические границы*

### Купола в южном обрамлении Лапландского пояса

Купола, не обладающие “оболочкой”, распределены также и вдоль южной границы Лапландско-Колвицкого гранулитового пояса (см. рис.0.3 и 2.19). Они характеризуются более крупными размерами (30–100 км в поперечнике) и неотчетливо выраженными границами. В некоторых случаях они образованы породами амфиболит-мигматитового комплекса, в большинстве случаев – мигматизированными гнейсами

(гранито-гнейсами). Границы куполов этого типа отчетливо не картируются, их выделению способствуют структурные особенности и анализ поля силы тяжести.

В разделе, посвященном характеристике Лапландско-Колвицкого пояса, показано, в свою очередь, что морфология и строение южной границы пояса почти на всем протяжении представляют собой структурно- и вещественно выраженный фронт покровно-надвигового ансамбля, в незначительной степени деформированного гранито-гнейсовыми куполами. Тем не менее, наиболее значительный разворот этой границы связан с размещением Нотозерских куполов, ответственных за воздымание подошвы ансамбля в интервале между Сальными Тундрами и Главным Хребтом.

В свою очередь, разрыв пояса в интервале между Главным Хребтом и Кандлакша-Колвицкими Тундрами непосредственно связан с размещением Мунозерского гранито-гнейсового купола.

## **Купола Кейвского блока**

Раннепротерозойские процессы реоморфизма и куполообразования в пределах Кейвского блока, как и в предыдущих случаях, непосредственно связаны с реоморфизмом коры, мощностью которой оказалась увеличенной в результате предшествовавших процессов надвигообразования. Специфичность куполов Кейвского блока в их однородном составе – они образованы кейвскими щелочными гнейсами.

Анализ особенностей структурного контроля куполов свидетельствует о том, что во всех рассмотренных случаях реоморфизм и куполообразование, охватившие позднеархейские породы в раннем протерозое, структурно приурочены к зонам надвиго-поддвиговых перемещений, т.е. к зонам тектонического скупивания и увеличения мощности коры.

С выплавление анатектических расплавов по мере роста куполов связано формирование пегматитовых тел. В некоторых случаях пегматиты оказываются рудоносными: сюда относятся мусковитовые пегматиты Беломорского пояса и редкметальные амазонитовые пегматиты района Западных Кейв в пределах Кейвского блока. Процессы пегматитообразования охарактеризованы оценками возраста 1.77–1.65 (максимально  $1.81 \pm 0.04$ ) млрд лет [Пушкарев, 1990; Володичев, 1990].

## **Реконструкция раннепротерозойской эволюции**

Таким образом, раннепротерозойский коллизионный пояс северо-востока Балтийского щита включает фрагменты горно-породных ассоциаций, формирование которых может быть соотнесено с последовательными стадиями геодинамического цикла (цикла Уилсона).

Латеральный ряд закономерно расположенных тектонических структур с северо-востока на юго-запад включает следующие элементы (рис.2.26. см. рис.0.2): 1) погружающуюся к югу Кольскую микроплиту, объединившую структурные элементы позднеархейской коллизионной зоны (см. гл.1); 2) шовную зону (сутуру) Печенга-Имандра-Варзуга, образованную моноклинально наклоненными, преимущественно к юго-западу, вулканогенно-осадочными комплексами, характеризующимися формационными и геохимическими признаками накопления в геодинамических обстановках континентально-рифтового, срединно-океанического, островодужного и окраинно-континентального типов; 3) перекрывающую шовную зону Беломорскую континентальную микроплиту, образованную архейскими породами, практически повсеместно

подвергшимися структурным и метаморфическим преобразованиям в результате наложения раннепротерозойских процессов.

В строении Беломорской плиты, в свою очередь, участвуют структурно-вещественные комплексы: эродированной окраинно-континентальной магматической дуги; системы тыловодужных надвигов, выведших к поверхности гранулиты нижней коры; пород параавтохтона, метаморфизованных в низкоградиентных  $P-T$ -условиях при повышенных давлениях. В то же время, все перечисленные структурные элементы включены в пояс гранит-мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов.

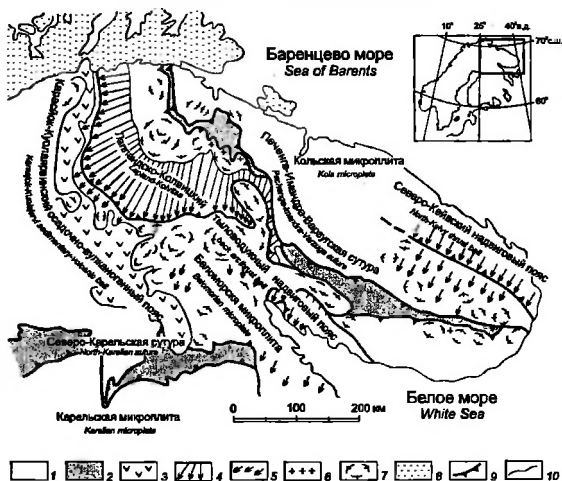


Рис. 2.26. Палеогеодинамическое районирование раннепротерозойских структур северо-востока Балтийского щита

1 – поднеархейские структуры; 2–7 – раннепротерозойские структуры: 2 – сутуры, 3 – вулканогенно-осадочный пояс неустановленной геодинамической природы, 4 – тыловодужный надвиговый пояс, 5 – вскрытая эрозией поднадвиговая область, 6 – гранитоидные массивы плутоической дуги, 7 – гранито-гнейсовые и гранит-мигматитовые купола, участвующие в строении коллизионного Кольско-Беломорского купольного пояса (на схеме не подписан); 8 – позднепротерозойские структуры; 9 – надвиги;

Раннепротерозойская метаморфическая зональность СВБЩ имеет сложный характер и определяется особенностями тектонического совмещения СВК, испытавших метаморфические преобразования в различных геодинамических обстановках. Выше мы рассмотрели главные особенности низкоградиентной метаморфической зональности: 1) зональность и эволюцию метаморфизма в пределах Лапландского гранулитового пояса (тыловодужного надвигового пояса), особенности проявления и источник метаморфизма пород в поднадвиговой области; 2) условия проявления метаморфизма перед фронтом ремобилизованного Титовско-Кейвского шва. В обоих случаях характер проявления и параметры метаморфизма являются главными индикаторами

Таблица 2.8. Связь условий метаморфизма с геодинамическими обстановками раннепротерозойской коллизионной зоны

Геодинамическая обстановка	Тип метаморфизма	Глубина, км	Фашия, субфашия
Океаническая	Высокоградиентные метаморфо-метасоматические процессы океанического дна	3,5-9	Пренит-пумпеллитовая
Рифтогенная (нижняя кора)	Низкоградиентный метаморфизм пород нижней коры	30-45	Гранулитовая повышенных давлений с переходом к эклогитовой
Активной континентальной окраины и коллизионного куполообразования (не разделены)	Умеренно-высокоградиентный метаморфизм над зоной субдукции в средней и верхней коре	15-26	Амфиболитовая, Sil-Mu и Sil-Fsp субфашия
Континентальной коллизии	Умеренно-высокоградиентный метаморфизм пород сутурной зоны	9-21	Зональный метаморфизм от зеленосланцевой до амфиболитовой фашия
	Умеренно-низкоградиентный метаморфизм локальных навалговых зон	18-28	Альмандиновых амфиболитов
	Низкоградиентный поднадвиговый метаморфизм	28-42	Альмандиновых амфиболитов (кианитовая субфашия)

геодинамической обстановки, а эволюция метаморфических параметров, как видно в случае Лапландского пояса, непосредственно отражает геодинамическую эволюцию.

При реконструкции геодинамических обстановок формирования осалочно-вулканогенных серий, выполняющих в современной структуре Печенга-Имандра-Варзугскую шовную зону, особенности метаморфической зональности остались за рамками анализа. Также и метаморфическая зональность в пределах реконструированной активной окраины Беломорской микроплиты охарактеризована лишь частично при исследовании метаморфизма Лапландского пояса. Здесь мы вернемся к рассмотрению этих вопросов с тем, чтобы получить более полную картину раннепротерозойской геодинамической эволюции региона в целом.

Согласно работам: [Фашия метаморфизма ..., 1990; Метаморфизм супракрустальных ..., 1986; Дук, 1977], метаморфическая зональность в пределах пояса Печенга-Имандра-Варзуга образована сочетанием пород, подвергшихся метаморфизму от пренит-пумпеллитовой до амфиболитовой фашия. Термодинамические параметры метаморфических процессов характеризуются интервалом температур от 300 до 600°C и давлений от 1.0 до 6 кбар. Соответствующее изменение эквивалентных оценок глубинности (от 3,5 до 20 км), по-видимому, отвечает реальным условиям метаморфизма пород, размаху погружений при надвига-поддвиговых дислокациях в процессе континентальной коллизии и условиям преобразования под воздействием "всплывавших" гранит-мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов. Оценки температурных градиентов 33-37°/км (с отклонениями до 28 и 39°/км) для пород, образующих метаморфические зоны от зеленосланцевой до амфиболитовой, отвечают умеренно-высокоградиентному типу (серии АБ-А3, по В.А.Глебовицкому [1973]). Итоговый рисунок метаморфической зональности, отразивший формирование термальных синклиналей Печенгской и Имандра-Варзугской структур, судя по его конформности моделированным куполами ограничениям этих структур (особенно в области их южных крыльев) связан в наибольшей степени именно с деформационным и метаморфи-

Таблица 2.8 (окончание)

$T, ^\circ\text{C}$	$P$ , кбар	Температурный градиент, $^\circ/\text{км}$	Гранитообразование	Реоморфизм
280-350	1-2.5	40-80	Нет	Нет
800-930	9-12.6	20-21 (до 26)	Эндербитизация	?
600-750	4.4-7.4	30-39	Гранитизация, отделение гранитных расплавов, размещение гранитоидных куполов (плагиограниты, гранодиориты, кварцевые диориты)	Реоморфизм континентальной коры, формирование гранито-гнейсовых куполов
300-600	2.5-5.7	30-39	Мигматизация в зоне амфиболитовой фации	Реоморфизм пород обрамления сутурной зоны
500-630	5.1-8	18-32	?	?
500-750	8.5-12 (до 12-14)	17-18 (до 14, до 20)	Мигматизация	Реоморфизм и куполообразование скученной коры

ческим воздействием куполов. В пользу этого заключения свидетельствует, в целом, согласное продолжение метаморфической зональности в обрамлении зеленокаменного пояса [Чудинова и др., 1987]. Метаморфические условия позднего этапа, зафиксированные Г.Г.Дук [1977], характеризуются более низкоградиентными условиями 18–27 $^\circ/\text{км}$ . Аналогичные явления отмечены и в южном крыле Имандра-Варзуги.

Более низкоградиентные условия в южном крыле, вероятно, отвечают относительно позднему этапу тектонического сучивания, когда сформированные, метаморфизованные и частично эродированные структуры южного обрамления пояса, включая образования куполов, были дополнительно надвинуты на породы сутурной зоны.

Обращают на себя внимание высокие оценки температурного градиента для пород, метаморфизованных в условиях пренил-пумпеллитовой фации – 40–80 $^\circ/\text{км}$ . Подобные условия, свидетельствующие об интенсивном тепловом потоке, характерны для преобразований пород в пределах активных магмо-метаморфических систем срединно-океанических хребтов.

Термодинамические параметры метаморфизма в пределах активной окраины Беломорской микроплиты также свидетельствуют об умеренно-высокоградиентных условиях метаморфизма в этой области, где роль гранит-мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов еще более высока. В пределах Аллареченгского района (южное обрамление Печенгской структуры) условия метаморфизма варьируют в пределах температур 600–765 $^\circ\text{C}$  и давлений 4.4–6.5 до 7.4 кбар. Соответствующие оценки температурного градиента составляют 28–33, максимально – до 40 $^\circ/\text{км}$ , что соответствует серии АБ В.А.Глебовицкого. Аналогичными оценками характеризуется метаморфическая зональность Терской зоны (южное обрамление структуры Имандра-Варзуги): 660–705 $^\circ\text{C}$ , 4.3–5.9 (единичные оценки 6.9 и 7.4) кбар, температурный градиент 32–39 $^\circ/\text{км}$  с вариациями от 26 до 45 $^\circ/\text{км}$ .

В целом, зональность раннепротерозойского метаморфизма СВБЦ (табл.2.8) образовалась в результате совмещения структурно-вещественных ассоциаций, сформировавшихся в условиях различных геодинамических обстановок: океанической

(фрагменты океанической коры, прениит-пумпеллиитовая фация, температурный градиент – до  $80^{\circ}/\text{км}$ ), нижней коры рифтогенной области, в дальнейшем преобразованной в активную окраину (гранулитовая – высокотемпературная амфиболитовая фация,  $21\text{--}22^{\circ}/\text{км}$ ), коллизионной: а) в основании покровно-надвиговых ансамблей и поднадвиговой области (амфиболитовая-эктогитовая фации,  $15\text{--}21^{\circ}/\text{км}$ ), б) в ареалах куполообразования (прениит-пумпеллиитовая(?) зеленосланцевая-эпидот-амфиболитовая-амфиболитовая фации,  $30\text{--}40^{\circ}/\text{км}$ ). Пространственное распределение метаморфических зон иллюстрируется рис.2.27.

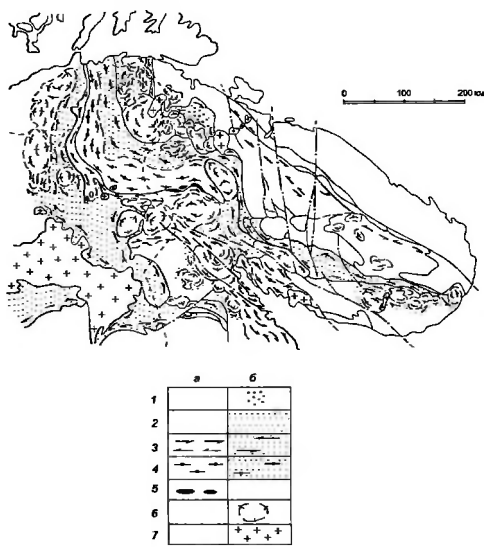


Рис. 2.27. Метаморфическая зональность на северо-востоке Балтийского щита в связи с реконструированными геодинамическими обстоятельствами раннепротерозойской коллизионной зоны (геологические контуры соответствуют таковым рис.0.3)

а – обстановки латерального сжатия, проявленного в надвигообразовании, – метаморфические фации повышенных давлений (низкоградиентный метаморфизм кьянит-силлиманитового типа, серии Б2–Б1, по В.А.Глебовицкому); 3 – поднадвиговые области, эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фации, 4,5 – тыловые области активных окраин, уровень нижней-средней коры, гранулитовая (4), высокобарная гранулитовая (эктогитоподобные породы) фации (5)

б – обстановки регионального растяжения (фрагменты рифтовых зон) и локального растяжения (связанные с подъемом субдукционных магм и/или коллизионным куполообразованием) – метаморфические фации умеренных давлений (умеренно-высокоградиентный метаморфизм ядалузит-силлиманитового типа, серии АБ–А3, по В.А.Глебовицкому); 1 – фрагменты спрединговых зон, прениит-пумпеллиитовая фация; 2,3 – ореолы метаморфических гранит-мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов, зеленосланцевая (2), эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая (3) фации; 4 – тыловые области активных окраин, уровень средней коры, гранулитовая фация; 6 – породы гранит-мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов; 7 – купола и интрузивы свекофенских гранитоидов



Эволюция раннепротерозойского коллизионного пояса СВБЦ характеризуется закономерными последовательностью и латеральным распределением реконструированных геодинамических обстановок (рис.2.28, 2.29). На рис.2.29 схематически продемонстрирована корреляция главных событий в пределах коллизионной структуры СВБЦ и событий в пределах Свекофенской аккреционной области; показана также корреляция с эволюцией пояса Йормуа в западной части Карельского протократона. Более подробно обоснование этой корреляции в рамках раннепротерозойской эволюции Балтийского шита в целом приведено в гл.5.

Геодинамическая эволюция СВБЦ в раннем протерозое включает следующую последовательность событий.

1. Континентальный рифтогенез: внедрение расслоенных мафит-ультрамафитов с сингенетической вкрапленностью медно-никелевых сульфидов в осевой части рифтогенной области – 2.49–2.45 до 2.40 млрд лет, внедрение расслоенных габбро-анортозитовых тел в периферических частях рифтогенной области – 2.46–2.40 млрд лет; гранулитовый метаморфизм (M1) пород нижней коры; локальные проявления сжатия и подъема, сопровождавшиеся эрозией относительно малоглубинных тел расслоенных мафит-ультрамафитов и осадконакоплением в рифтогенных прогибах; проявления кислого и щелочного магматизма в смежных структурах.

2. Раскрытие линейного океанического бассейна (Печенга-Варзугского микроокеана): излияния базальтов типа T-MORB.

3. Субдукция океанической литосферы в южном направлении (в современных координатах), возможно, завершившаяся почти полным исчезновением океанического бассейна: формирование окраинно-континентальных и/или островодужных серий андезито-базальтов и коматиитовых базальтов в течение продолжительного интервала от 2.42 до 2.32 млрд лет указывает на то, что субдукция протекала параллельно с продолжавшимся формированием океанической коры в осевой части бассейна.

4. Рифтогенез в задуговой (относительно сформировавшихся ранее окраинно-континентальных и островодужных структур предыдущего этапа) области: щелочной вулканизм пириттиярийской свиты Печенгской структуры, ранний гранитоидный магматизм окраинно-континентального типа и, возможно, реоморфизм и купообразование в породах пододвигавшейся Кольской плиты, гранулитовый метаморфизм (M2) пород нижней коры, метасоматоз и урановая минерализация в связи с разломами трансформного типа – 2.2–2.17 млрд лет.

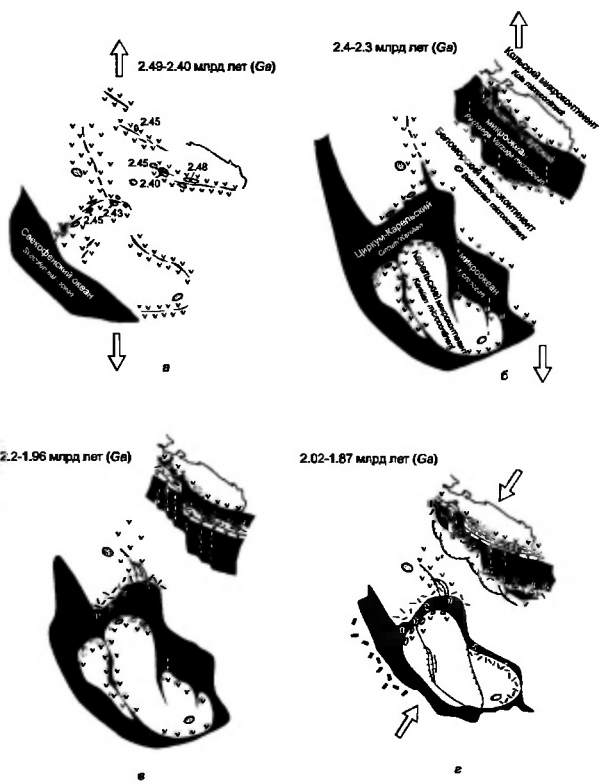
5. Формирование океанической коры задуговых бассейнов, сопровождавшееся ростом вулканических построек океанических островов, возможно, связанных с трансформными разломами раскрывавшегося бассейна: излияния и интрузии медно-никеленосных пикритовых магм и извержения кислых пирокластических потоков – 2.11–1.96 млрд лет; мафит-ультрамафитовый магматизм в связи с континентальными продолжениями трансформных разломов на территории Кольской плиты – 1.97 (1.94?) млрд лет.

6. Окраинно-континентальный магматизм, локальные проявления задугового спрединга в связи с субдукцией литосферы задуговых бассейнов предшествующего этапа под окраину Беломорской микроплиты (вулканы окраинно-континентального и океанического типов и гранитоиды южного обрамления Печенга-Имандра-Варзугского пояса); высокотемпературный метаморфизм пород нижней коры (M3) – 2.02–1.87 (1.78) млрд лет.

7. Коллизия континентальных микроплит: формирование Печенга-Имандра-Варзугской сутурной зоны чешуйчато-надвигового (надвигоподвигового) строения; формирование тыловодужного надвигового пояса с выведением к поверхности гранулитов нижней коры, поднадвиговый низкоградиентный метаморфизм; формирование гранит-мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов; перетложение рудного вещества

и формирование богатых эпигенетических медно-никелевых руд Печенгского и Аларченского рудных районов; размещение анорогенных гранитоидов – 1.84–1.77 млрд лет; высокотемпературный метаморфизм (M4), куполообразование и формирование пегматитов в поднадвиговой области – 1.78–1.70 (1.67) млрд лет.

Широкий интервал значений возраста характеризует размещение в связи с куполообразованием и в результате внедрения порфировидных плагиомикроклиновых гранитоидов – 2.11–1.82 млрд лет. Особенности структурной приуроченности позволяют полагать, что их формирование было связано с процессами в тылу активной окраины Карело-Кольского континента при субдукции коры Свекофенского океана, располагавшегося на месте современной Центральной Скандинавии.



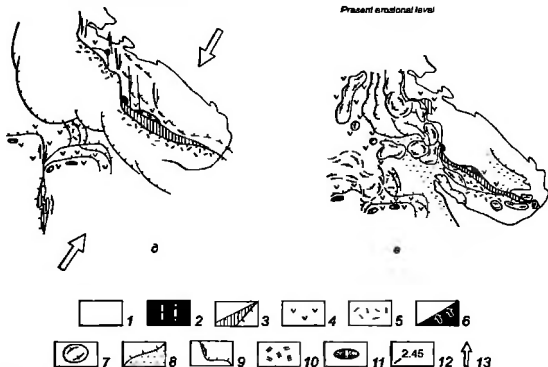


Рис. 2.28. Реконструкция последовательности геодинамических обстановок формирования коллизионных структур северо-востока Балтийского щита в раннем протерозое (план)

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

1 – континентальная кора; 2 – океаническая кора, трансформные разломы и связанные с ними вулканические постройки океанических островов; 3 – фрагменты тектонических покровов океанической коры; 4 – реликты породных ассоциаций континентальных рифтов, осевые зоны рифтогенеза, 5 – породные ассоциации островных дуг и активных континентальных окраин, 6 – субдукция океанической литосферы; 7 – гнейсовые, мигматитовые и гранитоидные купола и своды; 8 – области высокобарного поднадвигового метаморфизма; 9 – надвиги и трансформные сдвиги; 10 – аккреционная система Свеккофенского океана; 11 – тела расслоенных мафит-ультрамафитов; 12 – возраст размещения мафит-ультрамафитов, млрд лет; 13 – направления тектонических напряжений

Таким образом, раннепротерозойский цикл геодинамической активности, в пределах которого могут быть реконструированы все основные стадии и типы геодинамических обстановок в соответствии с полным геодинамическим циклом (циклом Уилсона), охватил весьма значительный временной интервал – приблизительно с 2.5 до 1.70 млрд лет, продолжительностью около 800 млн лет. В том числе, продолжительность ранней стадии – до начала задугового растяжения 2.2 млрд лет назад – составила около 300 млн лет, продолжительность последующей эволюции достигла 500 млн лет. На фоне относительно медленной тектонической эволюции раскрытие и последующее закрытие задуговых бассейнов осуществлялось в относительно быстром темпе, и бассейны, вероятно, не достигали сколько-нибудь значительных размеров.

**КАРЕЛО-КОЛЬСКИЙ РЕГИОН**

KOLA-KARELIAN

Пояс Пененга-Имандра-Варзуга

*Pechenga-Imandra-Varzuga belt***СВЕКОФЕНСКАЯ ОБЛАСТЬ**

SVEKOVENNIAN

**РИФТОГЕНЕЗ 1 RIFTOGENESIS 1**

2.49-2.40 млрд лет (Ga)

Мафитовые дайки, расщепленные мафит-ультрамафиты  
габбро-анортозиты, гранулитовый метаморфизм 1, андритыОсадконакопление  
на пассивной окраине*Maafite dykes, split mafite-ultramafites, gabbro-anorthosites, granulite metamorphism 1, andrites**Sedimentation on passive margin*

2.4 млрд лет (Ga)

Осадконакопление в рифтогенных прогибах,  
щелочные граниты, кварцевые порфиры*Sedimentation in riftogenic troughs, alkali granites, quartz porphyres***СПРЕДИНГ 1 SPREADING 1**

2.4-2.37 млрд лет (Ga)

Раскрытие внутриконтинентального океана (толеиты T-MORB)

*Intracontinental ocean opening, T-MORB tholeiites***РИФТОГЕНЕЗ 2 RIFTOGENESIS 2**

2.2 млрд лет (Ga)

Осадконакопление в рифтогенных прогибах,  
щелочно-базальтовый вулканизм,  
гранулитовый метаморфизм 2*Sedimentation in riftogenic troughs, alkali basalts, granulite metamorphism 2*Пояс Юртуса  
*Yurtusa belt***СУБДУКЦИЯ 1 SUBDUCTION 1**

2.4-2.3 млрд лет (Ga)

Вулканизм на активной окраине  
(андезиты-базальты, коматитовые базальты)*Active margin volcanism (andesites, komatiite basalts)*

СПРЕДИНГ 2 SPREADING 2

2.11-1.96 млрд лет (Ga)

Раскрытие внутриконтинентальных океанов, внутриплитный магматизм в зонах трансформных разломов (толеиты T-MORB, пикриты, габбро-верлиты)

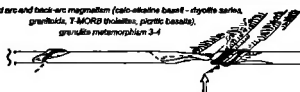
*Opening of intracontinental oceans, within-plate magmatism in transform faults (T-MORB, picrites, gabbro-verulites)*



СУБДУКЦИЯ 2. ЗАДУГОВОЙ СПРЕДИНГ 3  
SUBDUCTION 2. BACK-ARC SPREADING 3  
2.02-1.87 (1.78) млрд лет (Ga)

Островдугный и задуговой магматизм (известково-щелочные базальты - риолиты, гранитоиды, толеиты T-MORB, пикритовые базальты), гранулитовый метаморфизм 3-4

*Island arc and back-arc magmatism (calc-alkaline basalts - rhyolites, granitoids, T-MORB tholeiites, picritic basalts, granulite metamorphism 3-4)*



СУБДУКЦИЯ SUBDUCTION  
1.93-1.87 млрд лет (Ga)

Известково-щелочной вулканизм, гранитоиды

*Calc-alkaline volcanism, granitoids*



КОЛЛИЗИЯ COLLISION  
1.84-1.77 млрд лет (Ga)

Анорогенный магматизм (сиенграниты, лейкограниты, гранито-гнейсовые купола), таптоническое покровы, поднадвиговый метаморфизм

*Anorogenic magmatism (sienogranites, leucogranites, granite-gneiss domes), thrust nappes, subnappe metamorphism*



1.78-1.70 (1.67) млрд лет (Ga)

Анорогенный магматизм (пегматиты, порфиоровые К-граниты)

*Anorogenic magmatism (pegmatites, porphyritic K-granites)*

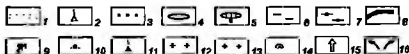
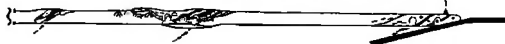


Рис. 2.29. Реконструкция последовательности формирования раннепротерозойских структур Балтийского шита (разрезы)

Условные обозначения к рис. 2.29 и 5.4

1 - осадочные породы, преимущественно терригенные; 2 - щелочной вулканизм; 3 - осадочно-вулканогенные комплексы внутриконтинентальных и тыловых рифтов; 4 - габбро-анортозиты; 5 - расслоенные мафит-ультрамафиты, 6 - гранулитовый метаморфизм, гранулиты; 7 - архейские гранулиты; 8 - океаническая кора; 9 - вулканизм типа E-MORB; 10 - вулканические постройки океанических островов; 11 - известково-щелочной вулканизм; 12 - гранитоиды I-, частично S-типа; 13 - граносиениты, K-граниты, граниты S-типа; 14 - гранит-мигматитовые и гранито-гнейсовые купола, 15 - мантийный плюм; 16 - перемещение астеносферного материала

Перекрытия временных интервалов последовательных событий, по крайней мере в части случаев, не могут быть объяснены ошибками анализа и должны рассматриваться как свидетельство параллельного функционирования сопряженных процессов, таких как субдукция и задуговое растяжение, спрединг и субдукция. Переход к коллизии сопровождался близко-одновременной субдукцией океанической литосферы микроокеана и задуговых бассейнов. Тектонические процессы в восточной части Балтийского щита были непосредственно связаны с эволюцией Свеккофенского океана, завершившейся в тот же период коллизией Карело-Кольского континента и островных дуг вдоль его западной (в современных координатах) окраины [Gaal, Gorbatshev, 1987].

## Глава 3

# СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ КОРЫ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Проблема, заявленная в заглавии этой главы, весьма обширна. Мы ограничимся рассмотрением лишь некоторых ее аспектов – прежде всего, тех из них, при исследовании которых были использованы результаты палеогеодинамических реконструкций и, в частности: 1) результаты новейших сейсморазведочных исследований в отраженных волнах МОВ-ОГТ (метод отраженных волн – общей глубинной точки), характеризующие геологическое строение района Кольской скважины и взаимоотношения главнейших раннепротерозойских структур северо-востока Балтийского щита – Печенга-Имандра-Варзугского осадочно-вулканогенного и Лапландского гранулитового поясов; 2) интегральные геофизические модели, характеризующие глубинное строение северо-востока Балтийского щита; 3) объемная модель геологического строения верхней коры района Кольской СГС и сопредельных территорий Кольского полуострова, полученная в результате трехмерного геолого-геофизического моделирования на базе комплексного анализа геофизических, петрофизических и геологических данных и результатов палеогеодинамических реконструкций.

Привязка сейсмических профилей и участков, иллюстрирующих объемную модель коры, приведена на рис.3.1 и 2.19.

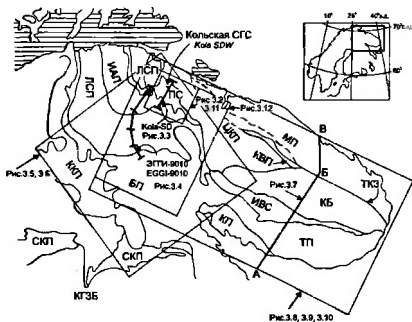


Рис. 3.1. Привязка сейсмических профилей и участков, иллюстрирующих объемную модель верхней коры северо-востока Балтийского щита (показано размещение рис.3.2–3.12)

Условные обозначения раннекембрийских структур см. на рис.0.2

# Геологическое строение и структурные взаимоотношения Печенга-Имандра-Варзугского и Лапландского поясов: Результаты новейших сейсморазведочных исследований.

Характеристика внутреннего строения коры восточной части Кольского полуострова, полученная в результате анализа распределения в коре субгоризонтальных сейсмических границ, имеет весьма общий характер. Как показано нами ранее [Минц, Колпаков, Ланев, Русанов, 1987; Минц, Колпаков, Ланев, Русанов, Ляховский, Мясников, 1987], эти данные (преимущественно, ГСЗ, 1960-1963 гг.) в значительной степени характеризуют особенности напряженного состояния коры и лишь опосредствованно позволяют получить информацию о геологическом строении коры. К 1970 г. в районе Печенгской структуры были пройдены 13 сейсмических профилей МОВ. В результате этих работ, позволивших по системам отражений проследить на глубину главные структурные поверхности в разрезе печенгского комплекса, были установлены основные черты глубинного строения Печенгской структуры. Более подробно было исследовано строение ее северного крыла, тогда как данные о строении сложно дислоцированного южного крыла оставались противоречивыми. Согласно общей оценке, учитывавшей также и существовавшие к тому времени геологические представления, Печенгская структура рассматривалась в качестве асимметричной мульды с центриклинальным падением пород северного крыла под углами 30-60° в приповерхностной части и с пологими углами падения вплоть до близких к горизонтальным на глубоких горизонтах [Земная кора ..., 1978; Кольская сверхглубокая, 1984; Литвиненко, 1984].

Получение принципиально новой информации связано с применением сейсмических исследований в отраженных волнах методом общей глубинной точки (МОВ-ОГТ). К началу 90-х годов в Госпредприятии ЭГТИ были разработаны технологии, позволившие, в частности, применить при изучении сложно дислоцированных кристаллических комплексов методы невзрывной сейсморазведки, что существенно повысило детальность и достоверность результатов. Главными принципиальными элементами технологии полевых работ является применение невзрывной сейсморазведки в варианте метода многократных перекрытий ММП-ОГТ с использованием расчетных интерференционных систем: группирование источников и приемников на базах в шаг наблюдений, накопление одиночных воздействий. Это позволяет получить высокий статистический эффект, значительно превышающий показатели взрывной сейсморазведки, и достичь приемлимых для решения динамических задач отношений сигнал/помеха, соизмеримых с показателями нефтяной сейсморазведки в более благоприятных сейсмогеологических условиях.

Обработка сейсмических данных, получаемых в сложно построенных средах, таких как кора в пределах Кольского полуострова, имеет ряд особенностей, связанных с высокой гетерогенностью среды, сложностью строения и другими факторами. В ГП ЭГТИ совместно с рядом научно-исследовательских организаций разработана и внедрена новая технология обработки сейсмической информации, позволяющая с высокой точностью и достоверностью проводить структурно-формационный анализ и прогнозирование состава сложнопостроенных сред. Основой технологии являются метод дифференциальной сейсморазведки (МДС) и петрофизическое моделирование (ПФМ). Особенность МДС состоит в параметрическом преобразовании исходных сейсмограмм на локальных базах дифференциальных по отношению к интегральным преобразованиям, принятым в МОВ-ОГТ. При этом параметрическое преобразование осуществляется в заданных граничных условиях, определяемых петрофизическими



свойствами изучаемой среды (например, скорость – не более 8–9 км/с, частота – в диапазоне свип-сигнала, запрет на нулевые частоты, запрет на кратные волны и т.д.).

Это позволяет существенно сократить объем информации (на 50–80%), не соответствующей реалистической физико-геологической модели, чем определяется повышенная "чистота" разрезов МДС по сравнению с разрезами, полученными в рамках стандартного МОВ-ОГТ. Структурный разрез с учетом сейсмического сноса отображает характер распределения отражающих элементов (границ, площадок, точек) в изучаемой среде. Картина отражений на разрезах ММП-ОГТ по детальности, в принципе, не уступает материалам новейших сейсмических исследований в отраженных волнах, получаемых при исследовании кристаллической коры Северной Америки в рамках комплексного Канадского проекта "Литопроба" [LITHOPROBE Phase ..., 1993]).

Ниже рассмотрены результаты исследований МОВ-ОГТ по двум наиболее информативным профилям, характеризующим: 1) KOLA-SD – строение Печенгской структуры, 2) ЭГГИ-9010 – строение Лапландского гранулитового пояса и его структурные соотношения с осадочно-вулканогенным поясом Печенга-Имандра-Варзуга.

## Строение Печенгской структуры: Интерпретация данных по профилю KOLA-SD

Сейсмические наблюдения по профилю KOLA-SD<sup>1</sup> выполнены по методике продольного профилирования с применением 90-канальной фланговой расстановки. Минимальное удаление от пункта возбуждения составляло 0–3000 м, максимальное удаление – 5–7 км; шаг сейсмоприемников – 50 м, шаг ПВ – 50–100 м; максимальная кратность перекрытий с учетом редакции – 36. Источником сейсмических колебаний служила группа из трех вибраторов на базе 20 м с накоплением восьми одиночных воздействий; полоса свип-сигнала – 10–16 Гц, длительность свипа – 24 с. Регистрация сейсмограмм осуществлялась сеймостанциями MDS-10, длина виброграммы – 49 с, (коррелограмма – 25 с), дискретность записи – 4 мс.

Схема размещения профиля KOLA-SD представлена на рис.3.2. Сейсмический разрез, интерпретационный геолого-геофизический разрез и реконструированный геологический разрез по профилю KOLA-SD приведены на рис.3.3. Сейсмический

<sup>1</sup> Вибросейсмические наблюдения МОВ-ОГТ по профилю KOLA-SD (в дальнейшем обработанные по системе МДС) были выполнены в рамках международного эксперимента по сейсмическому изучению глубинного строения Печенгской структуры с привязкой к данным сверхглубокого бурения. В совместных работах участвовали ученые ряда университетов США, Норвегии, Великобритании, Геологической службы Норвегии и Российского комитета по использованию недр (РОСКОМНЕДРА), представленного Госпредприятием Экспедиция геолого-геофизических исследований (ЭГГИ), Всероссийским институтом разведочной геофизики (ВИРГ-РУДГЕОФИЗИКА) и научно-производственным центром Кольская сверхглубокая скважина (НПЦ Кольская СГ-3). К сожалению, из всех совместных мероприятий, предусмотренных контрактом, была выполнена только полевая часть эксперимента. Сразу же по окончании полевых работ в 1992 г. почти все полевые материалы были вывезены за пределы России, за исключением сейсмограмм ОПВ – только вертикальная Z-составляющая. Данные по X- и Y-компонентам так и не были предоставлены, совместная обработка материалов не была выполнена. Фактически пришлось констатировать прекращение действия контракта. Данный раздел подготовлен на основе материалов ГП ЭГГИ. Непосредственно в полевых исследованиях, помимо ГП ЭГГИ, участвовали сотрудники: университета штата Вайоминг, США – К.Хемфрис, С.Смитсон, Р.Бленкнер, А.Таннер, университета Бергена, Норвегия – И.Кристофферсен, К.Аранда, университета Глазго, Шотландия – Д.Смайт; университета Эдинбурга, Шотландия – К. Гиллен; Геологической службы Норвегии – Б.Стерт. Основной объем работ был выполнен сотрудниками Северного филиала ЭГГИ методическое руководство работами на профиле осуществлялось Ю.А.Рисположенским; анализ, увязка и интерпретация материалов – В.А.Поляковой. Обработка и интерпретация сейсмических материалов выполнены в ГП ЭГГИ В.М.Ступаком, геологическая интерпретация проведена сотрудниками ГП ЭГГИ А.П.Никитичевым и Ю.Н.Седых в сотрудником ГИН РАН М.В.Миццем. Материалы данной публикации подготовлены В.М.Ступаком, А.П.Никитичевым, Ю.Н.Седых и М.В.Миццем.

разрез демонстрирует моноклинальное строение Печенгской структуры: толщи пород в разрезе печенгского комплекса в виде характерных сейсмических горизонтов четко прослеживаются из северного в южное крыло структуры, участвуя в строении единой моноклинали. Геолого-геофизическая интерпретация картины сейсмических отражений существенно облегчается привязкой сейсмических границ к геологическому разрезу Кольской СГС и их надежной увязкой с геологическими границами на поверхности вдоль линии профиля. На рис.3.3 профиль КОЛА-SD совмещен с профилем МОВ через северную часть Печенгской структуры [Земная кора ..., 1978; Литвиненко, 1984], что позволяет надежно скоррелировать сейсмические границы в нижней части печенгского комплекса с их выходами на поверхность в пределах северного крыла Печенгской структуры.

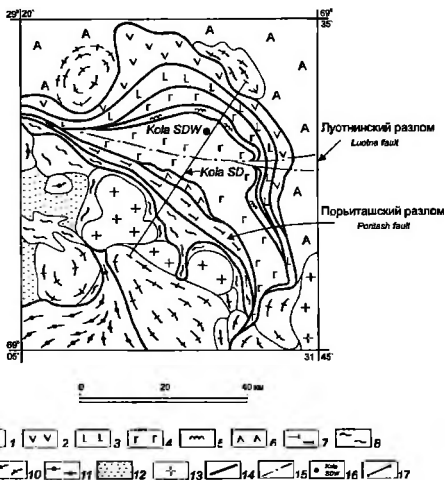
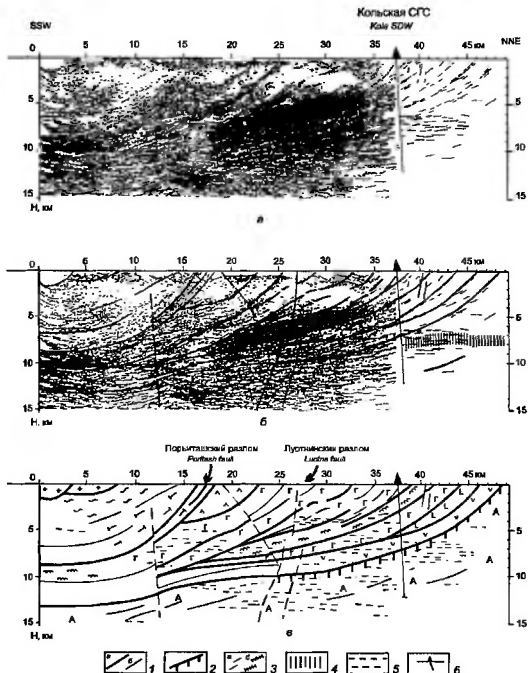


Рис. 3.2. Геологическая схема расположения профиля МОВ-ОГТ КОЛА-SD

Условные обозначения к рис.3.2 и 3.3

1 – высокометаморфизованные комплексы, преимущественно позднеархейские; 2–12 – ранний протертой; 2–8 – осадочно-вулканогенный комплекс Печенгской структуры (2 – андезит-базальты маяринской свиты, 3 – щелочные базальты пиритнярвинской свиты и свиты матерц, 4 – толеитовые пиллоу-лавы заполяринской свиты и свиты матерц, 5 – чешуйчато-надыговый комплекс ждановской свиты – (“продуктивной” толщи) – туфогенно-осадочные породы, линзовидные тела толеитов и габбро-верлитов, 6 – субвулканические тела андезито-дацитов горы Порьянташ, 7 – андезит-базальты брагинской свиты, 8 – ликрито-базальты, базальты, риолиты каплинской и менельской толщ, гнейсы тальинской толщ). 9 – гранитоиды, 10 – мигматит-граниты и гранито-гнейсы, 11–12 – породы Лапландского пояса (11 – гранулиты, 12 – зона поднадыгового меланжа; гнейсы–бластомилониты, амфиболиты), 13 – надвиги; 14 – сбросы; 15 – линия профиля Кольской SDW

Геологическая интерпретация комплекса геолого-геофизических данных позволяет констатировать следующие особенности глубинного строения Печенгской структуры:



**Рис. 3.3. Интерпретация сейсмоторвездочных данных МОВ-ОГТ по профилю KOLA-SD (совмещенных с данными по профилю МОВ севернее Кольской СГС)**

Положение рис 3 3 показано на рис 3 1 и 3.2. *а-в* – разрезы: *а* – сейсмический, *б* – интерпретационный геолого-геофизический, в реконструированный геологический

Условные обозначения структурно-вещественных комплексов – см. на рис 3.2

*1* – тектонические поверхности надвиго-подвигового типа, отдешифрованные на сейсмическом разрезе: *а* – главные, образующие границы породных ассоциаций, *б* – второстепенные, как правило, внутриформационные, *2* – подстила печенгского комплекса; *3* – отражающие площадки по данным МОВ: *а* – наклонные, *б* – субгоризонтальные; *4* – интервал глубин расположения преломляющей границы с  $V_T=6.5-6.6$  км/с с учетом точности построения (по: [Минц, Колпаков, Ланев, Русанов, 1987]); *5* – система субгоризонтальных отражений; *б* – Кольская СГС

**Г**) толщи пород печенгского комплекса образуют сложно построенную моноклинал с юго-юго-западным падением, постепенно выполаживающимся в южном направлении;

2) в строении моноклинали в равной степени участвуют породы северного крыла Печенгской структуры, для которых моноклинали падение давно и надежно установлено геологическими методами, включая данные Кольской СГС, и породы так называемого "южного крыла";

3) мощность толщ, обнажающихся на поверхности в пределах северного крыла и пересеченных Кольской СГС, постепенно сокращается с глубиной, некоторые толщи испытывают полное (пириттиярвинская и, возможно, ждановская свиты) или частичное (свиты заполярническая и матер) выклинивание или тектоническое срезание;

4) толщи, участвующие в строении северной и центральной частей структуры фиксируются на всем протяжении профиля, распространяясь южнее зоны Порьташского разлома (отделяющего их от "южного крыла") более чем на 20 км и простираются за пределы южного конца профиля; 5) подошва печенгского комплекса в южной части профиля достигает максимальной глубины 13–14 км;

6) структурные особенности Печенгской моноклинали и охарактеризованные в гл.2 особенности геологического строения и палеогеодинамической эволюции Печенгской структуры свидетельствуют о надвигоподдвиговой природе границ, разделяющих толщи печенгского комплекса; разрывы, относящиеся к зоне Порьташского разлома, представляют собой надвиго-поддвиговые дизъюнктивы, подобные остальным пограничным разломам;

7) крутопадающие разрывы, входящие в систему Луотнинского разлома, не вносят существенных изменений в моноклинали структуру (в согласии с результатами геологического картирования);

8) изгиб нижней части печенгской моноклинали в районе пикета 15, возможно, связан с деформацией моноклинали структуры в результате подъема (всплытия) гранит-мигматитового купола (на рис.3.3 не показан);

9) породы подстилающего архейского гнейсо-амфиболит-мигматитового комплекса не поддаются структурному расчленению.

На отрезке профиля между пикетами 29.4–31.4 породы ждановской свиты характеризуются резонансным волновым пакетом, в центре которого существенно повышена акустическая жесткость и понижены интервальные скорости, что указывает на наличие здесь плотных раздробленных пород ультраосновного состава, вероятно, включающих сульфидное медно-никелевое оруденение.

Важной особенностью сейсмического разреза является присутствие многочисленных субгоризонтальных отражений, осложняющих охарактеризованную выше структурную картину (см. рис.3.3). Их интенсивность лишь незначительно уступает интенсивности отражений, связанных с вещественными и тектоническими границами, чем значительно усложняется структурная интерпретация сейсмических данных. Очевидно, они отвечают системе отражений, связанных с существованием пологих сейсмических границ, исследованию природы которых посвящен предыдущий раздел. Можно констатировать, что пологие границы, имеющие не вещественную, а динамическую природу, более отчетливо выделяются ГСЗ и МОВ, тогда как на сейсмограммах МОВ-ОГТ, фиксирующих множество мелких деталей (по крайней мере в пределах верхней коры), они оказываются трудно различимыми.

Достаточно очевидно, что результаты геологической интерпретации сейсморазведочных данных по профилю KOLA-SD однозначно противоречат первоначальным представлениям о мульдообразном строении Печенгской структуры и троговой природе пояса Печенга-Имандра-Варзуга в целом и являются важным подтверждением представлений о надвиго-поддвиговом строении пояса, непосредственно вытекающих из палеогеодинамической модели раннепротерозойской эволюции (см. гл.2).

# Структурные взаимоотношения Печенга-Имандра-Варзугского осадочно-вулканогенного и Лапландского гранулитового поясов: Интерпретация данных по профилю ЭГГИ-9010

Сейсмические исследования МОВ-ОГТ по профилю 9010 выполнены Северным филиалом ЭГГИ в 1991–1993 гг.<sup>2</sup> Профиль полностью пересекает вкрест простирания Лапландский гранулитовый пояс, область гранит-мигматитовых куполов в пределах Инари-Аллареченского блока и достигает западного фланга Печенгской структуры (см. рис.2.19). Результаты полевых наблюдений обработаны по системе МДС.

Сейсмический разрез, интерпретационный геолого-геофизический разрез и реконструированный геологический разрез по профилю ЭГГИ-9010 приведены на рис.3.4. Полученные данные демонстрируют моноклинальное строение Лапландского пояса: отдельные тектонические покровы, участвующие в строении пояса, в виде четко фиксируемых сейсмических горизонтов прослеживаются на расстоянии, превышающем 100 км. Уверенная геолого-геофизическая интерпретация картины сейсмических отражений обеспечена привязкой сейсмических границ к картируемым на поверхности границам литологически разнородных тектонических покровов. В южном направлении наблюдается постепенное приближение структурных линий к поверхности. Сейсмические границы, фиксирующие положение подошвенного комплекса, практически достигают поверхности близ начала профиля (левобережье р. Яурийоки).

Геологическая интерпретация комплекса геолого-геофизических данных позволяет зафиксировать следующие особенности глубинного строения Лапландского пояса:

1) толщи пород Лапландского пояса в пределах области, пересеченной профилем ЭГГИ-9010, образуют сложно построенную моноклираль с северным падением; покровы нижней части покровно-надвигового ансамбля постепенно выполаживаются с удалением от его фронтальной части и на значительном протяжении характеризуются субгоризонтальным залеганием;

2) для подошвенного комплекса (метагаббро-анортозиты и гранатовые амфиболиты) характерна отчетливая расслоенность;

3) покровы, образованные кислыми гранулитами, относительно "массивны";

4) покровам основных гранулитов отвечает промежуточная характеристика;

5) в согласии с результатами геологического картирования наблюдаются тектонические выклинивания и "срезания" отдельных покровов;

6) особенности "рельефа" выделяемых границ свидетельствуют о деформированности покровов: антиформной структурой в центральной части профиля определяется приближение к поверхности подошвенной части "разреза", где рисунок структурных линий позволяет предполагать увеличение мощности пород комплекса метагаббро-анортозитов и гранатовых амфиболитов (рис.3.4,в);

7) в северной части пояса наблюдается резкое возрастание крутизны залегания структурных линий, связанное с погружением покровов в северном направлении, и срезание подошвы верхней группы покровов более пологой структуры, образованной подстилающими покровами.

Максимальной глубины подошва Лапландских гранулитов достигает в восточной части субширотного профиля ЭГГИ-9111, не приведенного в данной работе, где по мере приближения к границе пояса со структурами Аллареченского гра-

<sup>2</sup> Методическое руководство работами на профиле осуществлял Ю.А.Рисположенский; анализ, увязку и интерпретацию материалов В.А.Полякова. Обработку и интерпретацию сейсмических материалов выполнил в ГП ЭГГИ В.М.Ступак, геологическую интерпретацию провел М.В.Миц совместно с В.А.Поляковой и Ю.А.Рисположенским. Материалы данной публикации подготовлены М.В.Мицем, В.М.Ступаком, А.П.Никитичевым, Ю.Н.Сельх.

нит-мигматитового купола соответствующая сейсмическая граница фиксируется на глубине 14–15 км.

Сопоставление результатов профилирования с геологическими картами масштаба 1:200 000 позволяет интерпретировать полученные результаты как подтверждение представлений о покровно-надвиговом строении пояса, полученных ранее в результате анализа геологической ситуации [Marker, 1985; Минц, 1993а, 1993б; Минц, Пастухов и др., 1984] и интерпретации результатов профилирования МОВ и комплекса геолого-геофизических данных по профилю POLAR [Marker, 1990]. Преобладающая часть отражающих элементов, по-видимому, может быть связана с границами тектонических покровов.

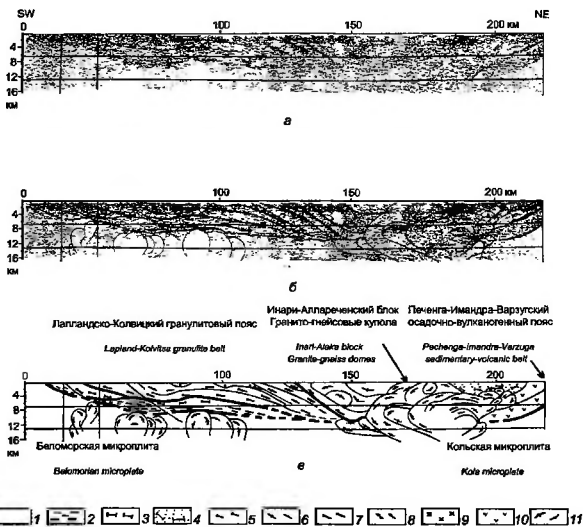


Рис. 3.4. Интерпретация сейсморазведочных данных МОВ-ОГТ по профилю ЭГГН-9010

Положение рис.3.4 показано на рис.3.1. а-в – разрезы: а – сейсмический, б – интерпретационный геолого-геофизический, в – реконструированный геологический

1 – архейский гнейсо-амфиболит-мигматитовый комплекс; 2-11 – ранний протерозой. 2-8 – Лапландский гранулитовый пояс: 2 – зона тектонического меланжа (амфиболиты, кианитсодержащие гнейсы), 3 – метагаббро-анортозиты, гранатопые амфиболиты, 4 – нерасчлененные метагаббро-анортозиты, гранатопые амфиболиты и кианитсодержащие гнейсы (кваскамский комплекс и тальнинская свита), 5,6 – кислые гранулиты (5 – кварц-полевошпат-гранат-силлиманит-кордиеритовые сланцы, 6 – кварц-полевошпат-биотит-гранатопые сланцы с силлиманитом и кордиеритом), 7-9 – мафитовые гранулиты (7 – двупироксен-плаггиоклазовые сланцы, 8 – амфибол-клинопироксен-плаггиоклазовые сланцы, 9 – эндербиты), 10 – осадочно-вулканогенный пояс Печенга-Имандра-Варзуга: мафитовые вулканиты, терригенные осадки, 11 – мигматит-граниты, гранитоиды

Северная часть профиля ЭГГИ-9010 пересекает западный фланг Печенгской структуры: на сейсмическом разрезе четко фиксируется два горизонта, образованных породами печенгского разреза, погружающимися в южном направлении навстречу покровам Лапландского пояса (см. рис.3.4). Главные особенности глубинного строения Печенгской структуры на профиле ЭГГИ-9010 (моноклинальное строение и погружение в южном направлении) полностью совпадают с особенностями, продемонстрированными профилем KOLA-SD (см. рис.3.3).

Погружающиеся навстречу друг другу моноклинали Лапландского и Печенга-Имандра-Варзугского поясов расположены по разные стороны Инари-Аллареченского блока. В пределах участка, пересекаемого профилем, этот блок образован сложным сочетанием гранит-мигматитовых куполов (см. рис.2.19). Близ северного окончания профиля располагается поднятый куполами фрагмент подошвенного комплекса и зоны поднадвигового меланжа Лапландского пояса, образованный (в традиционной номенклатуре) породами: каскамского комплекса эклогитизированными метагаббро-анортозитами и гранатовыми амфиболитами, тальинской и вирнимской свит – кианит-содержащими сланцами и гнейсами-бластомилонитами.

Следует предполагать, что интенсивное куполообразование закономерно определяется максимальным утолщением коры в этой области. Вместе с тем, этим обстоятельством определяется невозможность прямой оценки структурных соотношений Лапландского и Печенга-Имандра-Варзугского поясов. Тем не менее, структурное положение поднятого фрагмента подошвенного комплекса Лапландского пояса, надвинутого на надвиго-поддвиговой ансамбль Печенгской структуры, свидетельствует в пользу исходного расположения Лапландского покровно-надвигового ансамбля *структурно выше* надвиго-поддвиговой ансамбля Печенгской структуры.

В целом, установленные сейсмопрофилеированием особенности строения верхней коры западной части Кольского полуострова могут рассматриваться как наиболее однозначное, из числа существующих, подтверждение пологого залегания структурных элементов, картируемых на поверхности в качестве границ тектонических покровов Лапландского гранулитового пояса. Совместное рассмотрение результатов профилирования МОВ-ОГТ, геологических карт и геофизических материалов позволяет получить объемное представление о структуре верхней коры региона. При этом становится очевидным, что строение и геологическая история формирования системы тектонических покровов покровов Лапландского пояса значительно сложнее, чем представлялось ранее. В частности, срезание низзалегających покровов перекрывающими, наблюдаемое в разрезах по профилю и в плане (на геологических картах), позволяют выделить не менее трех групп покровов (см. рис.2.19). Последовательное размещение этих покровов или нарушения однородности тектонического транспорта, вероятно, отвечали локализованным тектоническим событиям, разделенным периодами относительного покоя. В рамках эволюционной модели, охарактеризованной в гл.2, отмеченные соотношения тектонических покровов должны рассматриваться как свидетельство многостадийности процесса надвигообразования.

Установленные сейсмопрофилеированием особенности глубинного строения пологозалегающей системы тектонических покровов Лапландского гранулитового пояса согласуются с представлением их в качестве тыловодужных надвигов в согласии с "коллизией" геодинамической моделью эволюции региона [Миц, 1993а, 1993б]. Вместе с тем, данные профилирования МОГТ предоставляют принципиально новую высокодостоверную информацию о глубинном строении Лапландского пояса.

# Глубинное строение северо-востока Балтийского щита: Интегральные геофизические модели

Правомочность геологической структуры коры, вытекающей из "коллизивной" модели геодинамической эволюции региона, в определенной степени может быть проконтролирована сопоставлением ее с геофизическими моделями коры региона.

Создание комплексной (интегральной) модели земной коры основывается на результатах сейсмических исследований с привлечением гравиметрических и геотермических данных, а также результатов петрофизического изучения пород. Применение такого комплексного подхода к интерпретации модельных и фактических геофизических данных продемонстрировало достаточно уверенное восстановление трехмерного строения среды при условии, что взаимосвязи между физическими свойствами этой среды установлены надежно [Миц, Глазнев, Раевский, 1994; Glaznev et al., 1991]. В целом, расчет комплексной модели среды может рассматриваться как итерационный процесс решения прямых и обратных задач гравиметрии, геотермии и сейсмометрии [Буянов и др., 1989; Glaznev et al., 1991].

Уже на первом этапе анализа результатов сейсмической интерпретации был получен вывод о невозможности представления структур Печенга-Имандра-Варзугского зеленокаменного и Лапландского гранулитового поясов в качестве протяженных по глубине призм или как выступов пород нижней части земной коры [Строение литосферы ..., 1993; Glaznev et al., 1996].

На основе региональных моделей (сейсмической и геотермической) было предпринято создание комплексной трехмерной геофизической модели верхней коры северо-запада Балтийского щита. В основу расчетов положено совместное решение обратной задачи гравиметрии и задачи сейсмической томографии [Буянов et al., 1995]. В результате комплексной инверсии сейсмических и гравиметрических данных получены трехмерные скоростная и плотностная модели верхней коры региона, более детальные для тех блоков сетки, где имеется достаточное количество сейсмических лучей. Сейсмическая и плотностная модели согласованы с обобщенной скоростной и термической моделями коры щита и удовлетворяют, с заданой точностью, всем наблюдаемым геофизическим полям. Анализ полученных результатов позволил установить основные особенности трехмерного распределения скорости сейсмических волн и плотности пород верхних горизонтов земной коры.

Скоростная модель коры района приведена на рис.3.5. В рамках этой модели, Печенгская структура прослеживается на глубине 3 км по аномалии скорости до 6.35 км/с. Скоростная аномалия, отвечающая Лапландскому гранулитовому поясу, (6.15-6.24 км/с на глубине 3 км и 6.24-6.36 км/с на глубине 5 км) также достаточно отчетлива, с увеличением глубины намечается смещение аномалии по направлению к Печенгской структуре. Аналогичные результаты получены при интерпретации сейсмических материалов на профиле POLAR [Luosto et al., 1989]. На глубинах 7-9 км скоростная аномалия, отвечающая породам Лапландского пояса, продолжает смещаться в направлении Печенгской структуры. Горизонтальное перемещение от положения на поверхности южного контакта гранулитов в западной и центральной частях пояса достигает 30-50 км, что свидетельствует о весьма пологом погружении пояса в направлении, ортогональном положению его границы на поверхности. На глубине 9 км лишь слабо прослеживается аномальная зона, приуроченная к Печенгской структуре, объединяясь с аномалией от Лапландских гранулитов. Это свидетельствует о пологом погружении Печенгской структуры в южном направлении, где на глубинах примерно 8-10 км она "встречается" с Лапландским поясом, погружающимся ей навстречу.



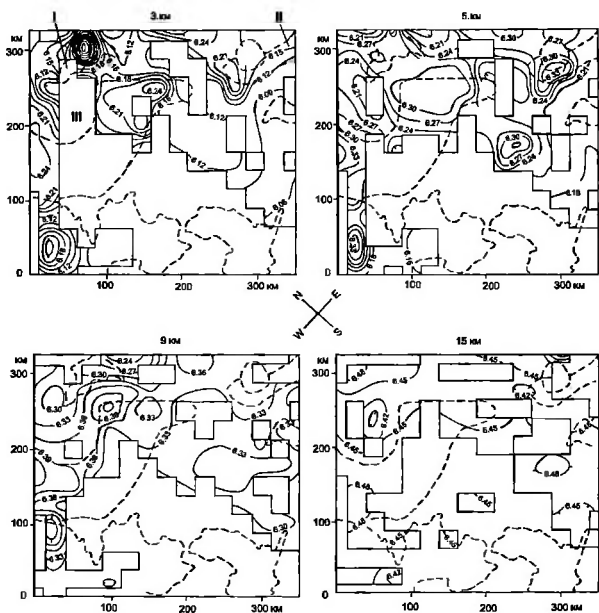


Рис. 3.5. Трехмерная скоростная модель (изолинии в км/с)

Положение рис 3.5 показано на рис 3.1. Основные геологические структуры: I – Печенгская структура, II – Имандра-Варзугская структура, III – Лапландский гранулитовый пояс

Для более глубоких горизонтов верхней коры (11–15 км) меняется общий план скоростных аномалий: аномалии, уменьшаясь по относительной амплитуде, вытягиваются преимущественно в меридиональном направлении. Скоростные аномалии, связанные с Печенгской структурой и Лапландским поясом, на этих глубинах практически не прослеживаются.

Плотностная модель коры приведена на рис.3.6. На глубине 1–3 км печенгский комплекс выделяется как высокоплотное тело (плотность более  $2.80 \text{ г/см}^3$ ), породам Лапландского гранулитового пояса отвечает плотность  $2.75\text{--}2.83 \text{ г/см}^3$ , что соответствует петрофизическим данным. Область, разделяющая печенгский и лапландский комплексы (на поверхности – область гранит-мигматитовых куполов Инари-Алареченского блока), отличается пониженными значениями плотности – до  $2.68\text{--}2.72 \text{ г/см}^3$ . К западу и юго-западу от Лапландского гранулитового пояса выделяется аномальная область с плотностью до  $2.80 \text{ г/см}^3$ , пространственно приуроченная к сланце-амфиболитовому комплексу, непосредственно подстилающему гранулиты (пояс Тана по [Marker et al., 1990; Gaal et al., 1989], зона тектонического меланжа по [Миц, 1993а, 1993б; Миц, Глазнев, Раевский, 1994]). Эта плотностная неоднородность прослеживается только

до глубины 3 км, незначительно смещаясь в северо-восточном направлении, вертикальная мощность комплекса не превышает 2-4 км. Аналогичные оценки были получены при интерпретации геофизических материалов для профиля POLAR [Marker et al., 1990].

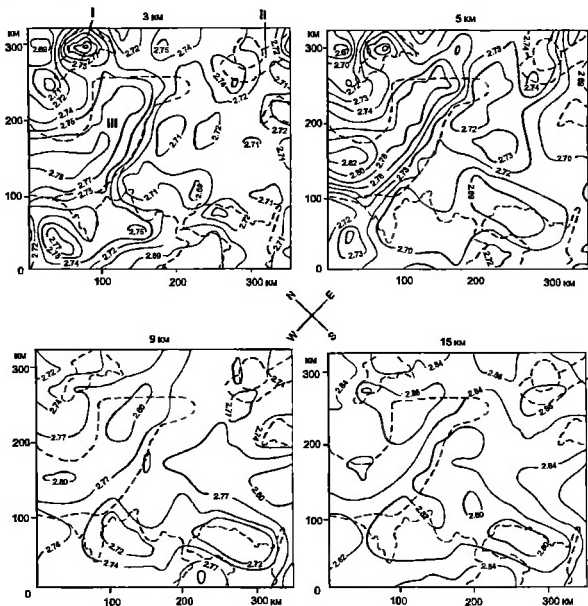


Рис. 3.6. Трехмерная плотностная модель (излинии в  $g/cm^3$ )

Положение рис.3.6 показано на рис.3.1, основных геологических структур – аналогично рис.3-8

На более глубоких горизонтах модели (5–7 км) аномалия плотности, приуроченная к породам Лапландского пояса, смещается в северо-восточном направлении, примерно на глубине 7 км встречаясь с локальной положительной аномалией от пород печенгского комплекса. К сожалению, сетка расчетов не позволяет выявить детали зоны сочленения. Можно только утверждать, что начиная с глубины 7-9 км, породы печенгского и лапландского комплексов находятся достаточно близко друг от друга, располагаясь примерно в 10-20 км к югу от современного положения южной границы печенгского комплекса на поверхности.

На глубинах 9–11 км плотные породы обоих комплексов захватывают более узкую зону, чем выше по разрезу, и характеризуются меньшим значением аномальной плотности по отношению к плотности вмещающих пород на этих глубинах. На глубинах 13–15 км уже трудно отделить породы Лапландского пояса от пород средней части

коры. Можно допустить, что незначительная по величине аномалия плотности (до  $2.84 \text{ г/см}^3$ ), расположенная к югу от южной границы Печенгской структуры на поверхности, может соответствовать нижним частям Лапландского гранулитового пояса. На глубине, большей 15 км, плотностная дифференциация модели становится еще менее выразительной и отражает в основном распределение плотности в средней коре, связанное с общим увеличением скорости сейсмических волн, и плотности пород в региональной модели коры [Строение литосферы ..., 1993; Glaznev et al., 1996].

Совместный анализ скоростной и плотностной моделей свидетельствует о том, что в рамках полученных приближений породы Печенгской структуры, погружающиеся в южном направлении, практически не наблюдаются в значениях скорости и плотности, начиная с уровня 7–9 км.

Их положение на глубине смещено относительно положения на поверхности на 20 км к югу, при этом мощность соответствующего пластинообразного тела сокращается. Геологическое тело, отвечающее Лапландскому гранулитовому поясу, можно представить как изогнутую линзовидную пластину ("бумеранг" – по определению Ф.П.Митрофанова). По модельным характеристикам пластина четко фиксируется до глубин 13–15 км, но уместно предположить ее продолжение в среднюю часть коры, как это было ранее показано при интерпретации данных для всей мощности коры по геотранверсу EU-3 [Митрофанов и др., 1992]. Ниже 13–15 км положение пластины не может быть зафиксировано, так как по плотностным и скоростным характеристикам она мало отличается от вмещающих пород средней-нижней коры. Угол падения пластины оценивается в среднем в  $20\text{--}40^\circ$ , подошва более пологая, чем кровля. Положение пластины (пояса) на глубине смещается от его положения на поверхности примерно на 30–40 км к северо-востоку (в западной части) и к северу (в восточной части), т.е. нижняя часть пластины приближается к Печенгской структуре.

Зона сопряжения обоих пластинообразных тел изгибается в северо-западном направлении и круто наклонена к юго-западу, что, очевидно, свидетельствует в пользу размещения гранулитов Лапландского пояса над зоной погружения печенгского комплекса.

Таким образом, ключевые представления "коллизийной" геодинамической модели о надвиго-поддвиговом строении Печенга-Имандра-Варзугского пояса и о покровно-надвиговом строении Лапландского пояса находят подтверждение в особенностях независимых геофизических моделей глубинного строения региона. Этим определяется целесообразность разработки комплексной трехмерной модели геологического строения верхней коры.

## **Трехмерная модель геологического строения верхней коры района Кольской СГС и сопредельных территорий Кольского полуострова**

Трехмерная модель геологического строения верхней коры Кольского полуострова (до глубин 15–20 км) – один из результатов палеогеодинамических исследований на территории Кольского геодинамического полигона, проведенных в соответствии с Отраслевой геодинамической программой Мингео СССР (1986–1991 гг.) и продолженных в рамках проекта-275 Международной программы геологической корреляции "Глубинное строение Балтийского щита". Подробная характеристика модели опубликована нами ранее [Миц, Глазнев, Раевский, 1994]. В этом разделе охарактеризованы только ее наиболее важные особенности, некоторые из которых дополнительно детализированы по сравнению с упомянутой публикацией.

При разработке исходной геологической модели использован комплекс имеющейся геофизической информации (грави-, магнито-, сейсморазведочные ГСЗ и МОВ и электроразведочные данные различных уровней детальности), а также результаты палеогеодинамических реконструкций СВБЦ, охарактеризованные в главах 1 и 2.

Поскольку плотность горных пород слабо зависит от вариаций термодинамических условий, свойственных в настоящее время средним и верхним уровням коры, на последующих стадиях объемного моделирования предпочтение было отдано анализу плотностных и гравиметрических данных.

Необходимо отметить, что разработка модели была завершена прежде, чем были получены сейсморазведочные материалы МОВ-ОГТ, охарактеризованные в предыдущем разделе. Тем самым, эти материалы в определенной степени позволяют выполнить верификацию трехмерной модели. К результатам этой верификации мы обратимся ниже.

## Методика объемного гравитационноплотностного моделирования

Обычно применяемые способы трехмерного моделирования, опирающиеся на решение обратной задачи гравиразведки, позволяют получать многовариантные сочетания аномалообразующих объектов. Введение дополнительных условий – ограничение аномалообразующих объектов сейсмическими границами, учет геологических данных – позволяет уменьшить вариантность получаемого ответа. Окончательное решение обычно принимается в результате геологического истолкования результатов относительно формального подбора плотностных объектов, сочетание которых удовлетворяет наблюдаемому гравитационному полю. На этом пути приоритет, безусловно, остается за результатами геофизических наблюдений.

Для решения данной задачи был сформулирован и реализован нетрадиционный подход к моделированию, ориентированный именно на совместное истолкование геофизических и геологических данных. В этом подходе значительная роль отведена геологическим данным и представлениям о геотектонической эволюции и глубинном строении региона (геологическим моделям и палеогеодинамическим или палеотектоническим реконструкциям). В качестве отправной точки использована объемная геологическая модель, представленная комплектом геологических карт для различных глубинных уровней изучаемого региона, а задачами гравитационного моделирования явились проверка этой модели на соответствие наблюдаемому гравитационному полю и последующая коррекция.

Гравитационное моделирование предполагает получение решения обратной задачи гравиметрии, в общем случае не характеризующегося единственностью и поэтому требующего привлечения дополнительных критериев при выборе из множества возможных "оптимального" решения [Страхов, 1979]. Это "оптимальное решение" должно обеспечивать совпадение расчетного (модельного) поля с наблюдаемым и наилучшим образом соответствовать априорной информации, которая включает исходную геологическую модель и оценку ее достоверности. Под оценкой достоверности мы понимаем условную меру "качества" начальной модели, зависящую от полноты информации, использованной при построении тех или иных фрагментов модели.

С учетом приведенных соображений, задача гравитационного моделирования сформулирована в следующем виде [Кобрунов, 1981; Страхов, 1978]:

$$\left| \Delta g(x, y) - \iiint_{0-\infty}^{H+\infty} \sigma_a(\xi, \eta, z) z dx, \quad x \frac{d\xi d\eta dz}{[(x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + z^2]^{1.5}} \right| \leq \epsilon \quad (1)$$

$$\| \sigma_a(x, y, z) - \sigma_0(x, y, z) F(x, y, z) \| = \min \quad (2)$$

$$\sigma_{\min} \leq \sigma_a(x, y, z) \leq \sigma_{\max} \quad (3)$$

где:  $\Delta g$  – редуцированное гравитационное поле;  $\sigma_a$  – искомое распределение плотности в пределах горизонтального слоя мощностью  $H$ ;  $\sigma_0$  – распределение плотности, отвечающее априорным представлениям о строении моделируемой среды;  $F$  – некоторая функция, характеризующая "качество" начальной гипотезы.

При такой постановке задачи предполагается, что из наблюдаемого поля предварительно редуцировано влияние аномальных источников, залегающих на глубине, большей  $H$ , а на глубине  $H$  аномальные массы отсутствуют. Вид нормы в уравнении (2) в общем случае не определен и при выборе ее следует руководствоваться критерием экономичности вычислительного алгоритма, реализующего решение системы (1) – (3). В настоящей работе использована формула нормы, определенная А.Б.Раевским [1983, 1984] и позволяющая получать решения в трехмерном варианте с помощью простых операций интегрирования.

Мера близости (2) искомого решения к начальному приближению в значительной степени зависит от функции  $F(x, y, z)$ . Как отмечено выше, эта функция характеризует "качество" начального приближения и представляет собой количественную оценку меры доверия к исходной геологической гипотезе и отстроенной на ее основе начальной (исходной) плотностной модели. Однако на практике объективно оценить качество информации при прогнозировании глубинного строения региона на основе геодинамической эволюционной гипотезы затруднительно, поэтому в рассматриваемом подходе для оценки "качества" начального приближения использовались следующие соображения:

- Кольский полуостров и сопредельные территории обстоятельно изучены, поэтому представление поверхности в рамках трехмерной модели может считаться в высокой степени достоверным, за исключением отдельных локальных участков;

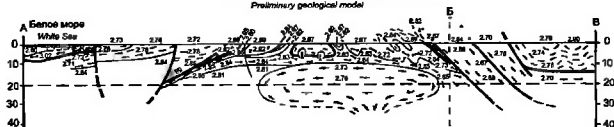
- при экстраполяции на глубину геологические и плотностные параметры модели в значительной степени утрачивают фактурную основу и, следовательно, доверие к начальной модели с увеличением глубины должно уменьшаться;

- на глубине, близкой к предельной глубине модели, аномальные массы "выравниваются" за счет редукции эффекта глубинных аномалообразующих объектов, что упрощает задачу; кроме того, с увеличением глубины латеральные изменения плотности, свойственные горно-породной среде, не формируют аномалии гравитационного поля, сопоставимые по размерам с аномалиями, определяющимися геологическими объектами аналогичного масштаба в верхней части коры; соответственно и доверие к заведомо упрощенной начальной плотностной модели возрастает.

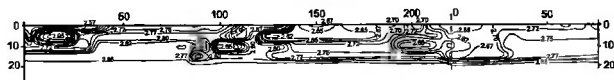
С учетом перечисленного, при моделировании глубинного строения Кольского полуострова функция "качества" начальной плотностной модели должна иметь вид кривой, минимальные значения которой отвечают приблизительно середине моделируемого "слоя". В данном случае не предполагались латеральные изменения вида этой функции, хотя при достаточном количестве исходных данных такой вариант был бы более предпочтителен [Буянов и др., 1989].

РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ А-Б-В  
CROSS-SECTION ALONG THE A-B-LINE

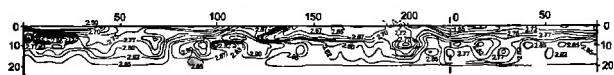
Исходная геологическая модель  
Preliminary geological model



Исходная плотностная модель  
Preliminary density model



Итоговая плотностная модель  
Final density model



Итоговая геологическая модель  
Final geological model



Рис. 3.7. Разрезы по линии А-Б-В, иллюстрирующие последовательность операций трехмерного гравитационно-плотностного моделирования. Положение разрезов показано на рис.3.1, 3.8 и 3.9

Условные обозначения к рис.3.7 и 3.10

**Палеогей.** 1 – платформенный чехол (осадки на дне Белого моря); 2–3 – интрузивные тела центрального типа: 2 – нефелиновые сиениты, 3 – щелочные ультрамафиты, карбонатиты (а – установленные на поверхности, б – предполагаемые на глубине). **Рифей.** 4 – терригенные осадки (а – на континентальной части Кольского полуострова, б – на дне Белого моря). **Поздний архей – ранний протерозой.** 5–9 – мафит-ультрамафитовые метазфизивы раннепротерозойские: 5 – вулканы преимущественно среднего состава, осадки; б – те же породы, амфиболитизированные; 7 – вулканы преимущественно основного состава,

Решение задачи (1) – (3) существенным образом зависит от особенностей начальной модели и значений функции "качества"  $F$ . В работе [Мицк, Глазнев, Раевский, 1994] приведен пример трехмерного моделирования гранито-гнейсового купола на базе различных начальных геологических моделей. Как и следовало ожидать, полученные варианты моделей и экспериментальный объект совпадают не полностью. Тем не менее, эксперимент показал, что исходная информация, включающая характеристику поля силы тяжести, плотности пород на дневной поверхности и мощность слоя, вмещающего моделируемый объект, достаточна для выявления главных тенденций распределения аномальных масс в геологическом пространстве – даже при определении функции  $F$  лишь из приведенных выше общих соображений.

В целом, моделирование включает следующую последовательность операций (рис.3.7).

1. Построение исходной объемной геологической модели верхней коры, опирающейся на комплекс имеющейся геологической и геофизической информации.
2. Трансформация исходной геологической модели в начальную трехмерную плотностную модель. Совокупность петроплотностных карт поверхности и погоризонтных срезов образует начальный вариант плотностной модели, преобразуемой далее в 3-мерную компьютерную модель.
3. Корректировка начальной плотностной модели через согласование ее с наблюдаемым полем силы тяжести – получение итоговой 3-мерной плотностной модели.
4. Трансформация итоговой плотностной модели в итоговую геологическую модель (корректировка исходной геологической модели).
5. Анализ полученных результатов.

осадки; 8 – вулканы базальтового и андезит-базальтового состава (часто пиллоу-лавы), осадки; 9 – те же породы, амфиболитизированные; 10,11 – мафит-ультрамафитовые метазффузвы позднеархейские; 10 – амфиболиты, частично биотит-амфиболовые гнейсы и мигматиты; 11 – амфиболиты, частично мигматизированные; 12–18 – гнейсы, сланцы: 12 – биотитовые, хлорит-биотитовые, 13 – гранат-биотитовые (кислые метазффузвы); 14 – эгирин-арфведсонитовые (кислые щелочные метазффузвы); 15 – биотит-мусковитовые со стаяролитом и кианитом, 16 – биотит-мусковитовые с кианитом, с прослоями амфиболитов; 17 – высокоглиноземистые с силлиманитом, гранатом, кордиеритом; 18 – биотитовые (гнейсы-метасоматиты и гнейсы-бластомилониты биотитовые); 19,20 – гранулиты раннепротерозойские: 19 – двупироксен-плагиоклазовые, частично эндербиты (основные гранулиты), прослой гранат-силлиманитовых (кислых) гранулитов; 20 – те же породы, частично мигматизированные; 21–25 – гранулиты позднеархейские; 21 – двупироксен-плагиоклазовые, частично эндербиты (основные гранулиты); 22 – те же породы, частично мигматизированные; 23 – высокоглиноземистые гранат-силлиманитовые (кислые гранулиты); 24 – основные гранулиты, предполагаемые на глубине в виде линейных тел; 25 – те же породы, предполагаемые на глубине в виде изометричных тел; 26,27 – мигматиты, мигматит-граниты, реоморфизованные гнейсы раннепротерозойские или реоморфизованные в раннем протерозое; 26 – преимущественно биотитовые; 27 – биотит-роговообманковые; 28–30 – мигматиты, мигматит-граниты позднеархейские; 28 – преимущественно биотитовые; 29 – биотит-роговообманковые; 30 – преимущественно мигматиты биотит-роговообманковые; 31,32 – гранитоиды раннепротерозойские; 31 – щелочные (реоморфизованные щелочные гнейсы); 32 – лейко- и мезократовые биотитовые порфиробластовые; 33,34 – гранитоиды; 33 – позднеархейские лейкократовые; 34 – позднеархейские-раннепротерозойские гранодиориты, диориты; 35–39 – мафит-ультрамафитовые интрузивы раннепротерозойские; 35 – габбро щелочные; 36 – расслоенные мафит-ультрамафиты, 37 – габбро-анортозиты, частично эколгитизированные; 38 – амфиболиты гранатовые впогаббровые; 39 – мафит-ультрамафиты альпийские; 40,41 – мафит-ультрамафитовые интрузивы позднеархейские; 40 габбро-анортозиты, частично амфиболитизированные; 41 – габбро; 42 – структурно согласные границы, в том числе тектонические (а – достоверные, б – предполагаемые); 43 – секущие разломы; 44 – линия разреза; 45 – Кольская сверхглубокая скважина; 46 – береговая линия; 47 – изоденсы в г/см<sup>3</sup>

# Объемная модель верхней коры Кольского полуострова

## Геологическая и петроплотностная исходные модели

Как показано в предыдущих главах, результаты палеогеодинамических реконструкций позволяют представить кору восточной части Балтийского щита, сформировавшуюся в результате латеральных перемещений и взаимодействия литосферных и коровых плит и микроплит, в виде совокупности наклонно скученных пластин. Зоны тектонического меланжа в отдельных случаях включают отторженцы верхней мантии субконтинентального и субокеанического типов. В строении коры участвуют также системы гранит-мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов, деформирующих чешуйчатые и надвиговые ансамбли.

Выделяются два типа главных структур коры. Первый тип, образованный системами наклонно скученных плит и микроплит, подразделяется на два подтипа. Первый из них отвечает чешуйчато-надвиговым ансамблям позднеархейских зеленокаменных поясов и раннепротерозойских осадочно-вулканогенных поясов, представляющих собой фрагменты древних коллизионных структур типа офиолитовых сутур фанерозоя. Второй подтип включает мощные надвиговые ансамбли, при образовании которых к уровню, вскрытому современным эрозионным срезом, перемещены горные породы континентальной нижней коры, образовавшие гранулит-гнейсовые пояса. Срыв тектонических пластин с уровня раздела "кора-мантия" подтверждается оценками термодинамических параметров формирования гранулитов и наличием в основании надвиговых ансамблей тектонических отторженцев верхней мантии. Второму типу коровых структур отвечают мигматит-гранитные и гранито-гнейсовые своды и купола. Их формирование связано с процессами всплывания легких и пластичных горно-породных масс в зонах гранитообразования и реоморфизма. Формирование сводовых и купольных структур приводило к деформациям, частичному протыканию и разрушению наклонно скученных ансамблей.

Систематизация данных новейших петроплотностных исследований территории Кольского полуострова позволила преобразовать геологическую карту, планы погоризонтных срезов и разрезы, поставив в соответствие всем геологическим контурам их усредненные плотностные характеристики<sup>3</sup>. При осреднении данных были использованы средневзвешенные значения плотностей. В большинстве случаев в качестве средневзвешенных приняты среднеарифметические значения плотности образцов всех типов пород, отобранных в пределах выделенных геологических контуров. В отдельных контурах, при недостатке фактических данных, значения плотности были приняты по аналогии с петрофизически более полно изученными участками распространения пород тех же комплексов. Учтены изменения плотности горных пород с глубиной при значениях  $P, T$ , отвечающих условиям существования верхней части современной континентальной коры региона (табл.3.1).

Исходные варианты геологической и плотностной моделей были разработаны в масштабе 1:1 000 000 и представлены в виде карты палеогеодинамических комплексов Кольского полуострова и сопредельных территорий, петроплотностной карты, системы глубинных геолого-петроплотностных разрезов и геолого-петроплотностных

<sup>3</sup> Систематизация петроплотностных данных для территории Кольского полуострова, заимствованных из отчетов и опубликованных материалов МОМКАГЭ ГНПП "Аэрогеология" и ГП "Севзапгеология" и из публикаций ГИ КНЦ АН СССР, а также полученных в последние годы в ходе региональных геологических исследований МОМКАГЭ и тематических работ ГИ КНЦ РАН, выполнена Н.И. Колпаковым.



Таблица 3.1. Приращение плотности горных пород (в г/см<sup>3</sup>) в зависимости от литостатического давления (глубины)

Table 3.1. The density increment of the rocks (g/sm<sup>3</sup>) from the lithostatic pressure (depth)

Тип пород	Rock types	Плотность при атмосферном давлении Density at atmospheric pressure	Приращение плотности при различных значениях давления, МПа (глубины, км) Density increment for various values of pressure, Mpa (depth, km)			
			133(5)	270(10)	550(20)	1000(35)
Оливиниты	Olivinites	3.27-3.29	0.005	0.009	0.015	0.020
Перидотиты	Peridotites	3.22-3.32	0.005	0.010	0.018	0.028
Пироксениты	Pyroxenites	3.12-3.26	0.011	0.016	0.025	0.038
Габбро-нориты	Gabbro-norites	2.87-2.88	0.022	0.030	0.050	0.070
Нориты	Norites	2.94-3.03	0.010	0.013	0.024	0.052
Габбро-амфиболиты	Gabbro-amphibolites	3.05	0.004	0.010	0.019	
Амфиболиты	Amphibolites	2.86-3.26	0.018	0.025	0.036	0.055
Эклогиты, эклогитоподобные породы	Eclogites, eclogite-similar rocks	3.09-3.45	0.010	0.020	0.030	
Двупироксеновые, гранатовые, биотит-амфиболовые сланцы	Opx-Cpx granulites and Bt-Am schists	2.95-3.07	0.025	0.030	0.036	0.044
Гиперстен-биотитовые и биотитовые сланцы	Hyp-Bt schists	2.85-2.92	0.020	0.030	0.050	
Биотитовые гнейсы	Bt gneisses	2.65-2.80	0.050	0.056	0.060	0.080
Биотит-роговосланцевые гнейсы	Bt-Am gneisses	2.59-2.61	0.014	0.038	0.044	0.080
Биотит-гранатовые гнейсы	Bt-Grt gneisses	3.07	0.008	0.009	0.010	0.030
Кивинит-гранатовые гнейсы	Ky-Grt gneisses	2.99-3.11	0.015	0.020	0.030	0.045
Граниты	Granites	2.63-2.68	0.007	0.019	0.035	0.050
Эндербиты	Enderhites	2.76-2.84	0.030	0.039	0.046	

Примечание. Использованы данные [Баюк, Дьяур, 1987; Воларович и др., 1974, 1978; Воларович, Будников, 1978; Физические свойства..., 1988]

References: Bayuk, D'yaur, 1987; Volarivich et al., 1974, 1978; Volarivich, Budnikov, 1978, Physical properties ..., 1988.

### Расчет трехмерной плотностной модели (корректировка начальной плотностной модели)

При расчете трехмерной плотностной модели верхней части коры Кольского полуострова были использованы материалы гравиметрических съемок, обобщенные в единую карту гравитационного поля, которая охватывает Мурманскую область России, северную часть Финляндии и Северную Норвегию. Эта карта была редуцирована к уровню поля нормальной плотностной модели Земли [Картвелишвили, 1983], что позволило использовать обобщенную плотностную модель северо-запада Балтийского щита и исключить из данных региональный гравитационный фон [Гравитационная модель..., 1979; Glaznev et al., 1989]. Последнее дало возможность оперировать с абсолютными значениями плотности при решении задачи моделирования. Параметры

<sup>4</sup> При составлении исходных вариантов глубинных геологических разрезов использованы геолого-геофизические профили, полученные Н.И.Колпаковым на основе комплексного анализа геофизических материалов

вычислительной схемы задавались в соответствии с масштабом исходной геологической модели и детальностью гравиметрических материалов.

На первом этапе вычислений, в результате решения прямой задачи от начальной плотностной модели и вычитания ее модельного поля из редуцированного, получено разностное поле, отражающее различие между исходной моделью и реальным строением коры региона. Амплитуды аномалий разностного поля (величина невязки) в среднем не превышали 40 мгал. При этом для западной части территории эта величина в 2–3 раза меньше, что свидетельствует о хорошей согласованности с гравиметрическими наблюдениями начальной плотностной модели. Напротив, для района Кейвской структуры нескомпенсированность поля начальной модели достигала 60 мгал. Судя по результатам последующих вычислительных процедур, это было связано с существенным занижением прогнозируемой плотности пород, образующих глубинные части структуры.

На следующем этапе было выполнено решение обратной задачи с целью коррекции начальной плотностной модели вплоть до полного ее соответствия наблюдаемому гравитационному полю.

Необходимо оговорить некоторые замечания, касающиеся истолкования полученных результатов:

- 1) полученное решение базируется на исходной петроплотностной модели, и его следует рассматривать как количественно откорректированный вариант последней;
- 2) решение зависит от таких не вполне контролируемых инструментально факторов, как глубинный фон и нормальная плотностная колонка – любое их изменение приведет к соответствующему изменению результата;
- 3) более или менее значительное изменение функции  $F(z)$  также приведет к изменению решения

Однако для принципиального изменения характера плотностной модели необходим радикальный пересмотр расчетных параметров. При отсутствии оснований для этого, полученные результаты следует рассматривать как оптимальные в рамках принятой геологической модели строения региона.

### **Итоговая объемная геологическая модель верхней коры Кольского полуострова**

Корректировка исходной геологической модели, т.е. приведение ее в соответствие с итоговой трехмерной плотностной моделью, явилась предметом специального анализа. Было учтено, что под влиянием термодинамических условий с глубиной происходит определенное "выравнивание" плотностных характеристик разнотипных горных пород. В частности, низкоплотные породы (гнейсы, мигматиты, гранитоиды) испытывают при погружении на 5–10 км при реальных температурных градиентах повышение плотности на 0,05–0,08 г/см<sup>3</sup>, что существенно выше соответствующего уплотнения мафит-ультрамафитовых пород, редко превышающего в аналогичной ситуации 0,01–0,03 г/см<sup>3</sup> (см. табл.3.1). Это обстоятельство усложняет разграничение геологических тел различного вещественного состава по полученным оценкам плотности горнопородной среды.

Границы, разделяющие плотностные неоднородности, и границы между породами различного состава могут существенно не совпадать. Поэтому итоговая геологическая модель была получена именно в результате корректировки исходной модели, но не путем формального отождествления плотностных неоднородностей на тех или иных глубинах с конкретными геологическими телами. Учтено и то обстоятельство, что, в силу особенностей функции "качества", ошибки, внесенные на малой глубине при построении исходной модели, не только не устраняются полностью при компьютерной обработке, но могут, напротив, привести к появлению компенсирующих ложных аномалий в средней или даже в нижней части модельного слоя. Наконец, необходимо

подчеркнуть, что незначительные по объему плотностные объекты в нижней части разреза исходной модели оказывают лишь слабое влияние на расчетные значения поля силы тяжести. Поэтому их сохранность в итоговом варианте плотностной модели рассматривалась не в качестве подтверждения существования на глубине соответствующих горных пород, а лишь как указание на непротиворечивость исходного предположения и значений поля силы тяжести.

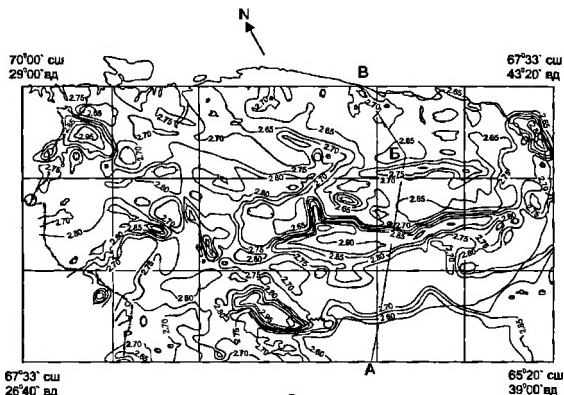
Основные особенности модели верхней коры Кольского полуострова в генерализованном виде иллюстрируются рис.3.8 – 3.10. Основные представления, заложенные в исходной модели, сохранены и в итоговом варианте. Структурные рисунки исходной и итоговой моделей коры существенно не различаются. Претерпели изменения значения мощностей и глубин расположения некоторых структурно-вещественных комплексов. В частности, исходные представления о 8–10-километровой мощности гнейсо-щелочногранитного комплекса Кейвской структуры оказались заметно преувеличенными. В итоговой модели мощность этого комплекса составила 5–7 км.

Наклонные поверхности, разграничивающие микроплиты, сутурные зоны и системы тектонических покровов в пределах тылового и фронтального надвиговых поясов, характеризуются углами падения порядка  $30^\circ$ . Круче (около  $45^\circ$ ) погружается Титовско-Поросозерско-Кейвская шовная зона, сочленяющая Мурманскую, Центрально-Кольскую и Кейвскую микроплиты. Однако эти границы, по-видимому, выполняются на глубине, что может быть связано с подъемом наиболее погруженных в процессе коллизии частей плит и микроплит по мере восстановления изостатического равновесия после прекращения процессов субдукции и коллизионного пододвигания континентальных плит. Также круто (более  $45^\circ$ ) залегают отдельные тектонические пластины в пределах Центрально-Кольского фронтального надвигового пояса

В итоговой модели более отчетливо, чем в предварительной, поверхность Кейвской микроплиты относительно полого погружается под Мурманскую и Центрально-Кольскую микроплиты ("активные границы" позднеархейского Кейвского микроконтинента), а также и под Беломорскую микроплиту. В итоговой модели наглядна морфология запрокидывания моноклинальных пакетов тектонических пластин под воздействием "всплывших" гранит-мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов.

Вместе с тем, плотностное моделирование позволило обратить внимание на особенности геологических структур, отсутствовавшие в исходной модели. В частности, выявился ряд скрытых на глубине геологических тел малой и умеренной плотности ( $2,67\text{--}2,77\text{ г/см}^3$ ), не предусмотренных исходной моделью, которые благодаря очевидным аналогиям отождествляются с незродированными гранит-мигматитовыми или гранито-гнейсовыми куполами (см. рис.3.7). Итоговая модель позволила выявить и первоначально не предполагавшиеся особенности морфологии гранит-мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов. В частности, удается различить "отставание" при подъеме ("всплывании") куполов их периферических частей и захват относительно плотных реститовых масс, размещающихся между осевой и периферическими частями, чем определяется грибообразная в разрезе форма этих структур (см. рис.3.10).

В некоторых участках итоговой плотностной модели выявились скрытые на глубине тела плотных пород. Не исключая возможности их появления в силу заложенных в компьютерной программе условий компенсации недостающих масс, отметим, что они расположены закономерно – преимущественно в Хибинско-Ловозерской и Ковдорско-Терской тектонических зонах, с которыми связано размещение большинства палеозойских тел щелочных ультрамафитов (см. рис.3.8 – 3.10). Большинство и них пространственно связано с роями щелочных даек и дешифрирующимися на аэрофотоизображениях кольцевыми структурами. С предполагаемыми на глубине телами высокоплотных пород в районе Ковдорского массива щелочных ультрамафитов могут быть сопоставлены находки вермикулита вне непосредственной связи с этим массивом



67°00' сш 29°00' вд  
67°33' сш 65°20' сш  
26°40' вд 39°00' вд

а



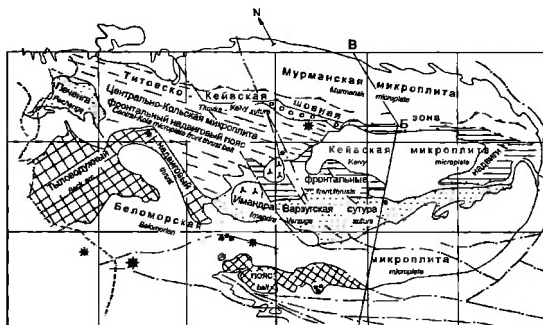
67°00' сш 29°00' вд  
67°33' сш 65°20' сш  
26°40' вд 39°00' вд

б

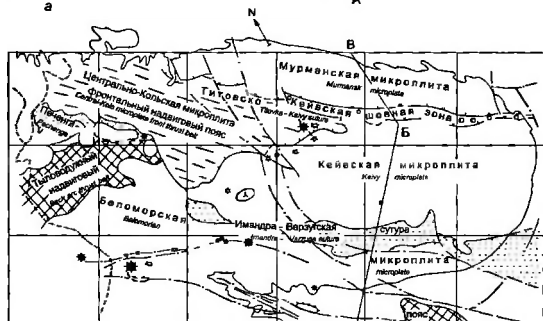
Рис. 3.8. Трехмерная плотностная модель верхней части коры Кольского полуострова

Карты изоденс ( $г/см^3$ ). а – дневная поверхность, б – уровень глубины 10 км. Геологический разрез по линии А–Б–В показан на рис.3.7

(устное сообщение Б.М.Гринченко). Известно, что Ковдорское месторождение вермикулита локализовано в верхней части штокообразного тела щелочных ультрамафитов. Примечательно, что большинство объектов этого типа, равно как и контролирующие их тектонические зоны, оказались пространственно связанными с границами Кейвской микроплиты, располагаясь над ее погружением (см. рис.3.9, 3.10).



а



б

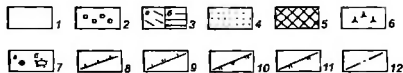


Рис. 3.9. Трехмерная модель верхней части коры Кольского полуострова

Схемы тектонического районирования: а – дневная поверхность, б – уровень глубины 10 км. Геологический разрез по линии А–Б–В показан на рис. 3.7

1 – комплексы пород позднеархейских микроплит в автохтонном или параавтохтонном залегании; 2,3 – позднеархейские структуры; 2 – пояс Колмазеро-Норонья в пределах Титовско-Кейвской шонной зоны; 3 – аллохтонные пластины фронтальных надвиговых поясов: Центрально-Кольского (а), Кейвского (б); 4,5 – раннепротерозойские структуры: 4 – Печенга-Имандра-Нарвуская сutura; 5 – Лапландско-Колвицкий тыловодужный надвиговой пояс; 6,7 – палеозойские интрузивы центрального типа: 6 – нефелиновых сиемитов, 7 – щелочных ультрамафитов, карбонатитов: установленных на поверхности (а), предполагаемых на глубине (б); 8–11 – важнейшие раннедокембрийские тектонические границы (надвиги и взросо-надвиги): 8 – позднеархейские; 9 – позднеархейские, реактивированные в раннем протерозое; 10 – раннепротерозойские, ограничивающие сутурные зоны; 11 – раннепротерозойские, ограничивающие тыловодужные надвиговые пояса; 12 – палеозойские сбросы и сбросо-сдвиги

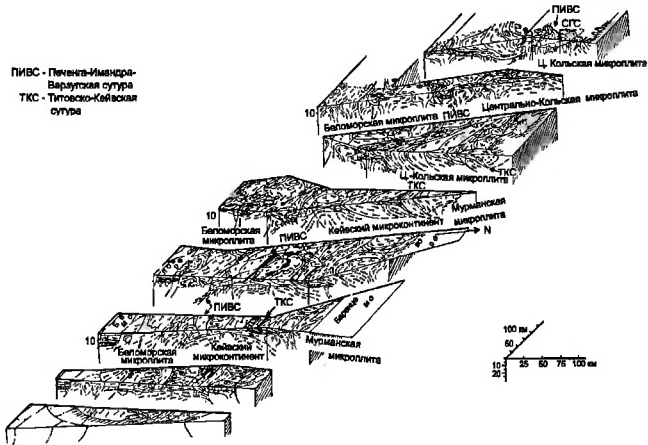


Рис. 3.10. Объемная геолого-структурная модель верхней коры Кольского полуострова, блок-схема  
 Условные обозначения см. на рис 3.7

В целом, итоговая геологическая модель верхней коры Кольского полуострова сохраняет основные черты исходной модели, а появившиеся новые детали расширяют и уточняют ее содержание и обеспечивают достаточно полное согласование с наблюдаемым полем силы тяжести. Понятно, что это не доказывает единственности рассмотренной модели.

### **Объемная геологическая модель верхней коры в районе Кольской СГС: Глубинное строение Печенгской структуры**

Исходная геологическая модель коры района бурения Кольской сверхглубокой скважины, предполагавшая сочетание полого погружающегося чешуйчато-надвигового ансамбля с деформирующими его гранит-мигматитовыми и гранито-гнейсовыми куполами, в процессе плотностного моделирования была откорректирована по наблюдаемому полю силы тяжести без внесения принципиальных изменений. Это обстоятельство позволяет надеяться, что избранное модельное представление отличается достоверностью. По-видимому, это связано с высокой степенью изученности, а также может свидетельствовать в пользу принятой геологической концепции строения района.

Как показано в гл.2 и можно видеть на рис.0.3 и 3.10), на дневной поверхности Печенгская структура (в северном крыле которой пройдена Кольская сверхглубокая скважина) и обрамляющие ее образования принадлежат различным структурным планам. Для Печенги характерно "согласное" или согласованное залегание тектонических пластин. Напротив, структура ее обрамления определяется широким распространением взаимопересекающихся гранит-мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов в сочетании с деформированными породами, испытывавшими в контакте с куполами метаморфические и метасоматические преобразования и выполняющими межкупольные синформы.

В глубинном строении Печенгской структуры (рис.3.11) можно различить два структурных яруса: первый, образованный пакетом полого погружающихся тектонических пластин, и второй, отвечающий, как принято называть, "фундаменту" структуры, представленному пододвинутой Кольской континентальной плитой. Строение "фундамента" подобно строению Кольской плиты на уровне эрозионного среза, однако роль купольных структур в моделируемом интервале глубин несколько возрастает.

На примере моделирования разных по глубине срезов погружающегося Печенга-Имандра-Варзугского пояса видно преобразование линейного пояса, имеющего чешуйчато-надвиговое строение, в "петельчатую" структуру, которая считается атрибутом архейских зеленокаменных поясов. Эта особенность наиболее отчетлива в случае Печенгского отрезка (см. рис.3.9 и 3.11). Подчеркнем, что подобная структура может, следовательно, формироваться в результате "протыкания всплывающими куполами" не только субгоризонтальной, но в равной мере и наклонной плиты, образованной осадочно-вулканогенными горно-породными ассоциациями.

Латеральные размеры и вертикальная протяженность структур гранит-мигматитовых куполов, характерных для южного обрамления Печенги (см. рис.3.11), делают реальным предположение, выдвинутое в исходной модели, о "всплывании" куполов с протыканием погружающегося пакета пластин, образованных теми же породами, что и Печенгская структура на поверхности, включая "продуктивную" толщу. В частности, можно предполагать, что рудоносные ультрамафиты Аллареченского района представляют собой фрагменты Печенгских габбро-верлитов, вынесенных в верхние уровни коры на "плечах" всплывавших куполов (см. гл.4). С этим выводом согласуется и размещение мафит-ультрамафитовых тел Аллареченского района в кровле (Аллареченское рудное поле) или в краевых зонах (Хихна, Рунийоки) гранит-мигматитовых куполов.

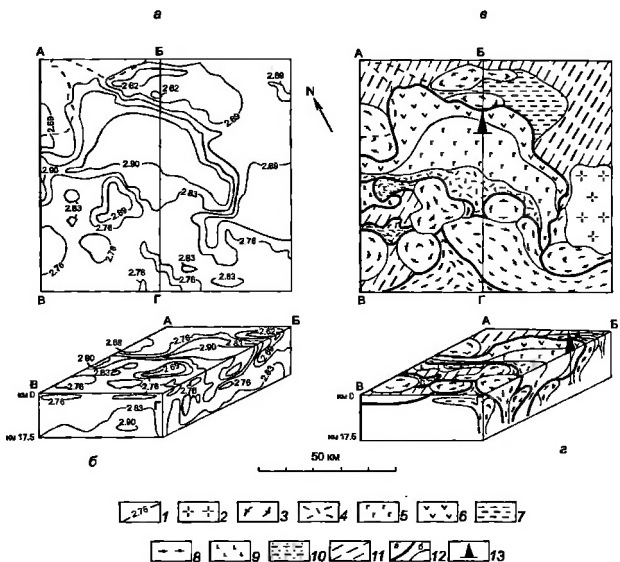


Рис. 3.11. Трехмерная модель геологического строения Печенгской структуры

Положение рис.3.11 показано на рис.3.1

*a* – плотностная карта поверхности; *б* – изометрическое сечение А–Б–В–Г итоговой плотностной модели; *в* – геологическая карта поверхности; *г* – изометрическое сечение А–Б–В–Г итоговой геологической модели

1 – изолинии плотности,  $г/см^3$ ; 2–10 – ранний протерозой; 2 – гранитоиды Лицко-Арагубского комплекса, 3 – гранит-мигматитовые и гранито-гнейсовые купола, 4–7 – комплексы пород Печенгской структуры: 4 – осадочные и известково-щелочные вулканические комплексы южного крыла, 5 – тальцевые пиллоу-лавы, включающие осадочный комплекс "продуктивной" толщи с телами габбро-верлитов, 6 – андезит-базальты и щелочные базальты, 7 – метасадочный комплекс, зонально метаморфизованный от зеленосланцевой до амфиболитовой фации; 8–10 – комплексы пород Лапландского пояса: 8 – основные и кислые гранулиты, 9 – габбро-анортозиты, 10 – кианитсодержащие гранат-биотитовые сланцы (бластомилониты), гранатовые амфиболиты; 11 – поздний архей: гнейсо-амфиболит-мигматитовые комплексы Кольской и Беломорской микроплит; 12 – тектонические границы. *a* – надвиги, ограничивающие комплексы пород Печенгской структуры и Лапландского пояса, *б* – ограничения гранито-гнейсовых и гранит-мигматитовых куполов (включая тела Лицко-Арагубских гранитоидов); 13 – Кольская сверхглубокая скважина

Оценивая в целом модельное представление геологической структуры района Кольской скважины, отметим, что материалы, полученные при бурении "фундамента" Печенгской структуры, отнюдь не являются некоторой "средней" характеристикой последнего, как это нередко предполагается [Кольская сверхглубокая, 1984]. По-видимому, скважина пересекла межкупольную область или краевую часть гранит-мигматитового купола (см. рис.3.11). С этим обстоятельством могут быть связаны важные особенности подпеченгского разреза: отсутствие реликтов гранулитовых пара-



генезисов, незначительная роль собственно гранитоидных пород, преимущественно наклонное залегание сланцеватости.

### **Объемная геологическая модель верхней коры западной части Кольского полуострова: Структурные взаимоотношения Печенга-Имандра-Варзугского и Лапландского поясов**

Структурные взаимоотношения Печенга-Имандра-Варзугского и Лапландского поясов демонстрирует рис.3.12, характеризующий соответствующий фрагмент объемной модели верхней коры Кольского полуострова. Оба пояса образованы системами тектонических пластин, полого погружающихся навстречу друг другу. Важно отметить, что морфология границ обоих поясов в области погружения (соответственно, северной границы Лапландского и южной границы Печенга-Имандра-Варзугского поясов) определяется относительно поздними наложными деформациями, связанными с подъемом (всплыванием) гранит-мигматитовых куполов. Эта особенность глубинного строения, демонстрируемая рис.3.11 и 3.12, вполне согласуется с данными геологического картирования (см. рис.0.3 и 2.19). Вместе с тем, ограниченность возможностей моделирования не позволяет охарактеризовать особенности глубинного сочленения обоих поясов.

### **Верификация объемной модели**

В заключение рассмотрим вопрос о возможных направлениях независимой верификации полученной объемной модели верхней коры. Проблема независимой верификации подобных моделей представляет собой самостоятельную и притом достаточно сложную задачу. Мы вынуждены ограничиться рассмотрением нескольких частных моментов.

Как мы упоминали выше, уже исходная геологическая модель была принципиально согласована с данными сейсморазведки ГСЗ и МОВ с учетом представлений о природе "рельефа" пологих сейсмических границ, при отсутствии ко времени разработки модели данных сейсмопрофилирования в модификациях МОВ-ОГТ. Вместе с тем, оценка Печенгской структуры в качестве тектонически сформированной моноклинали согласуется с данными электроразведки о существовании в Печенгско-Аллареченском районе по меньшей мере двух самостоятельных и не соединяющихся на глубине горизонтов электронно-проводящих пород, представленных углистыми сульфидизированными сланцами северного ("продуктивная" толща) и южного крыльев Печенгской структуры [Васин и др., 1981; Жамалетдинов, 1990; Строение литосферы ..., 1993].

Добавим, что полученная модель геологического строения верхней части коры Кольского полуострова, в целом, согласуется с представлениями о глубинном строении сопредельных территорий Финляндии и Норвегии, также опирающимися на комплекс геологических и геофизических данных, в том числе сейсмопрофилирования МОВ по профилю POLAR [Gaal et al., 1989; Marker, 1990].

Наконец, чрезвычайно важна согласованность во всех основных чертах структурно-геологических моделей Печенгской структуры и Лапландского пояса, полученных в результате трехмерного моделирования и сейсмопрофилирования МОВ-ОГТ (в модификациях ММП-ОГТ и МДС). Эта согласованность наглядно демонстрируется сопоставлением модельных сечений на рис.3.3 и 3.11; 3.4 и 3.12. Согласованность моделей включает следующие их особенности:

- моноклиальный характер структурных ансамблей, отвечающий представлениям об их покровно-надвиговой или надвиго-поддвиговой природе;
- углы падения этих ансамблей и особенности их выполаживания с глубиной;

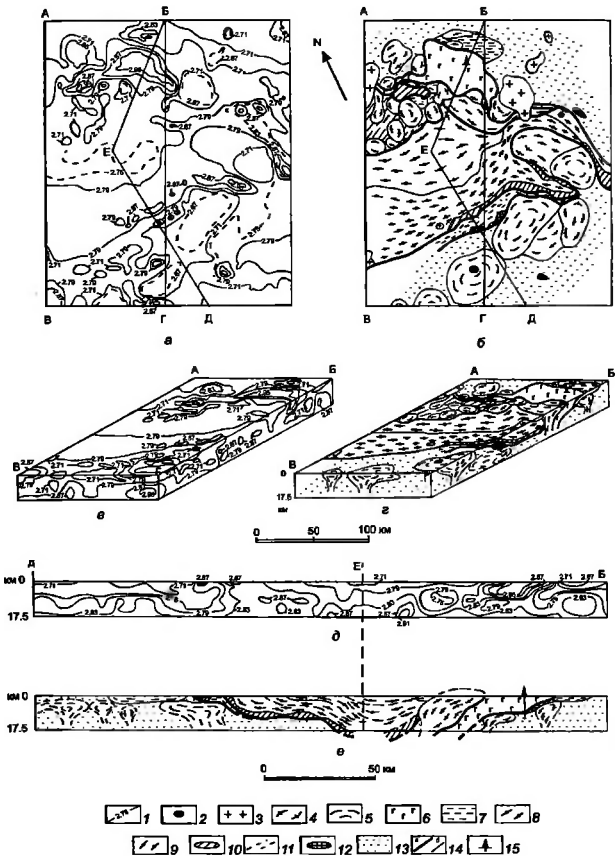


Рис. 3.12. Трехмерная модель геологического строения западной части Кольского полуострова, демонстрирующая структурные взаимоотношения Печенга-Имандра-Варгужского и Лопляндского поясов

Положение рис. 3.12 показано на рис. 3.1

*а, б* – карты поверхности: *а* – плотностная, *б* – геологическая; *в, г* – изометрические сечения А-Б-В-Г итоговых моделей: *в* – плотностной, *г* – геологической; *д, е* – разрезы по линии Д-Е-Б: *д* – плотностной, *е* – геологической.

1 – изолинии плотности,  $г/см^3$ ; 2 – палеозойские щелочные мафит-ультрамафиты и раннепротерозойские щелочные мафиты; 3–12 – ранний протерозой; 3 – гранитоиды Лишко-Аргужского комплекса;

– суммарная мощность ансамблей и глубина залегания подошвы;

– характер деформированности обоих ансамблей в результате воздействия со стороны всплывавших гранит-мигматитовых куполов.

Понятно, что перечисленные особенности не исчерпывают многообразных деталей объемной модели. Тем не менее, принадлежность Лапландского и Печенга-Имандра-Варзугского поясов к числу крупнейших и наиболее важных как в структурном, так и в эволюционном плане тектонических элементов северо-востока Балтийского щита, позволяет рассматривать полученные к настоящему времени результаты сейсмопрофилирования МОВ-ОГТ в качестве важного подтверждения правомочности избранного при трехмерном моделировании методического подхода и объемной модели в целом.

---

4–5 – гранит-мигматитовые и гранито-гнейсовые купола, образованные преимущественно породами гранодиоритового (4) и гранитного (5) состава; 6 – осадочно-вулканогенный комплекс пород Печенгской структуры; 7 – метасадочный комплекс, зонально метаморфизованный от зеленосланцевой до амфиболитовой фации; 8–12 – комплексы пород Лапландского пояса: 8 – преимущественно основные гранулиты, 9 – преимущественно кислые гранулиты, 10 – габбро-анертозиты, 11 – ханитсодержащие гранат-биотитовые сланцы (бластомиленисты), гранатовые амфиболиты, 12 – будинообразные тела альминотипных ультрамафитов; 13 – поздний архей: гнейсо-амфиболит-мигматитовые комплексы Кольской и Беломорской микроплит; 14 – тектонические границы: а – наданги, ограничивающие комплексы пород Печенгской структуры и Лапландского пояса, б – ограничения гранито-гнейсовых и гранит-мигматитовых куполов (включая тела Ляцко-Арагубских гранитоидов); 15 – Кольская сверхглубокая скважина

# ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ, РАЗМЕЩЕНИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД

## Региональные закономерности размещения и геодинамические обстановки формирования раннепротерозойских месторождений сульфидных медно-никелевых руд восточной части Балтийского щита

Промышленное медно-никелевое оруденение Балтийского щита сосредоточено преимущественно в его северо-восточной части, в пределах Кольского полуострова. Менее значительное по масштабам, но также подвергающееся промышленной эксплуатации оруденение располагается в пределах Центральной и Южной Финляндии. Рудопроявления медно-никелевых руд известны в Юго-Восточной и Северной Карелии. Новейшие представления о закономерностях формирования и размещения оруденения суммированы в международной монографии "Медно-никелевые месторождения Балтийского щита" [1985]. Согласно традиционным представлениям советских авторов монографии, этот тип оруденения всегда тесно связан с тектоническими режимами, обеспечивающими формирование мощных внутрикратонных эпиплатформенных вулкано-плутонических систем, которые определены как рифтогенные. Наши представления первоначально развивались в том же русле [Мицц, Колпаков, Шенкман, 1987].

Иных взглядов придерживаются финские коллеги: "Предполагается, что никелевые пояса являются результатом нескольких субдукций океанической коры под архейский континент. Вероятно, они представляют собой глубоко эродированные части древних толеитовых островных дуг. Между никелевыми поясами и архейским кратоном отлагались породы краевых бассейнов. За толеитовыми островными дугами формировались андезитовые островные дуги над субпараллельной зоной главной субдукции, которая, возможно возникла далеко на западе..." (по: [Nickel-copper deposits..., 1985, p.155]).

Для конкретизации этих общих оценок применительно к медно-никелевому оруденению Кольского полуострова последовательно рассмотрим геодинамические модели и соответствующие модели рудообразования.

## Палеогеодинамическая эволюция восточной части Балтийского щита в раннем протерозое.

Выше была охарактеризована коллизийная модель геологической эволюции и формирования раннепротерозойской структуры Кольского полуострова (см. гл.2). Привлечение дополнительной информации [Геология Карелии, 1987; Медно-никелевые месторождения ..., 1985; Marker, 1985, 1990; Gaal et al., 1989; Berthelsen, Marker, 1986; Kontinen, 1987; Park, 1984; Пушкарев и др., 1978, 1985; Новые

данные..., 1990; и др.] позволило экстраполировать эту модель, распространив ее на всю территорию восточной части Балтийского щита.

Восточная часть Балтийского щита (ВЧБЩ) включает его древнейшее ядро, составные элементы которого сформировались в течение архея. Раннепротерозойский этап эволюции завершился формированием центральной части Балтийского щита и кардинальным преобразованием архейских структур и породных ассоциаций ВЧБЩ. Раннепротерозойская эволюция началась с раскола позднеархейского континента. В результате оказались обособленными микроконтиненты (микроплиты), образованные исходно архейскими структурно-вещественными комплексами: Кольский, Беломорский и Карельский; юго-западнее (в современных координатах) в результате последующих процессов сформировался Центрально-Финляндский микроконтинент собственно раннепротерозойского возраста. Микроконтиненты разделены сложными коллизионными поясами, включающими сутурные зоны (пояса) и краевые области микроконтинентов (рис.4.1).

### **Региональные закономерности размещения раннепротерозойских сульфидных медно-никелевых руд в восточной части Балтийского щита**

Раннепротерозойские месторождения сульфидных медно-никелевых руд ВЧБЩ сосредоточены в пределах коллизионных поясов, будучи связанными с телами мафит-ультрамафитов варьирующего состава различного происхождения, которые размещены в геологических структурах в результате интрузивных и тектонических процессов (табл.4.1). К этим породам, как правило, приурочены сингенетические относительно бедные, по преимуществу вкрапленные руды. Формирование богатого эпигенетического оруденения, как это неоднократно было показано исследователями медно-никелевых месторождений Кольского полуострова (см. ниже), связано с последующими процессами мобилизации и концентрации рудного вещества.

Промышленное медно-никелевое оруденение в северо-восточной части Балтийского щита локализовано в пределах трех рудных районов: Печенгского, Аллареченского и Мончегорского. По запасам руд, особенно богатых, эти районы играют ведущую роль и в пределах ВЧБЩ в целом. Вплоть до настоящего времени, при характеристике генетических и структурных взаимосвязей между ними обычно ограничиваются констатацией их общей приуроченности к региональной металлогенической зоне Печенга-Имандра-Варзуга [Медно-никелевые месторождения ..., 1985]. Вместе с тем, для каждого из названных рудных районов и соответствующих рудных полей устанавливается свой петрографический и петрохимический тип потенциально рудоносных интрузивов, а закономерности структурной приуроченности конкретных рудных тел всякий раз оказываются уникальными, характерными для каждого данного рудного поля в отдельности.

Не нашли объяснения в рамках традиционной модели и сосредоточение наиболее значительных промышленных концентраций в пределах Печенгско-Аллареченского участка, занимающего поперечное положение относительно региональных поясов северо-западного простирания. Роль факторов, определяющих "поперечное" размещение рудных полей, подчеркивается размещением в пределах той же "поперечной" структуры и небольшого Ловноозерского месторождения и сопровождающих его рудопроявлений, приуроченных к тектоническим покровам Лапландско-Колвицкого гранулитового пояса.

Сопоставление модели раннепротерозойской тектоно-плитной эволюции востока Балтийского щита и данных о размещении рудных объектов позволяет дополнить эту модель обстановками формирования и размещения потенциально-рудоносных

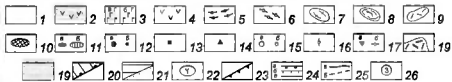
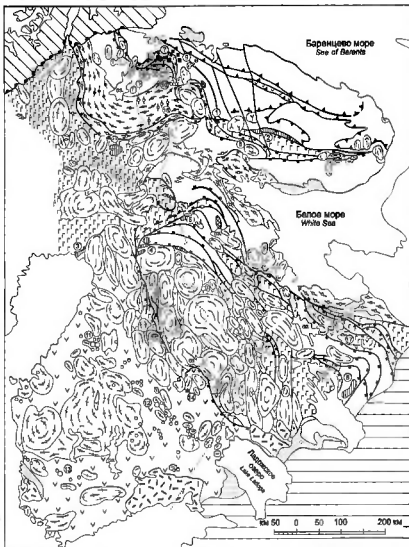
мафит-ультрамафитовых тел и соответствующим образом классифицировать проявления медно-никелевого оруденения ВЧБЦ (см. табл.4.1, рис.4.1).

Большинство исследователей, занимавшихся и занимающихся проблемами формирования сульфидных медно-никелевых руд, единодушны в оценке ведущей роли мафит-ультрамафитовых расплавов в переносе рудных компонентов из мантии к верхним уровням земной коры и в формировании первичных (сингенетических) руд (в условиях месторождений Кольского полуострова – преимущественно вкрапленного типа).

Вместе с тем, в представлениях о генезисе богатых (сплошных и брекчиевидных) эпигенетических руд существуют значительные разногласия. Традиционной является идея о первично-магматическом происхождении эпигенетических руд, сочетающаяся обычно с теми или иными оценками природы обогащения расплавов серой. В то же время, геологические особенности большинства месторождений медно-никелевых руд Кольского полуострова свидетельствуют о значительном временном разрыве между формированием син- и эпигенетических руд, зафиксированном деформациями (буднажем) и метасоматическими преобразованиями ультрамафитов, несущих первичную сульфидную вкрапленность. Эти деформации и преобразования связываются с размещением гранито-гнейсовых и гранит-мигматитовых куполов. В пределах Аллареченского района установлены пересечения ультрамафитов жилами пегматоидных гранитов, брекчиевидные руды Печенги включают обломки

Рис. 4.1. Схема размещения раннепротерозойских медно-никелевых руд в восточной части Балтийского щита

1,2 – *позднеархейские образования*, не испытывавшие существенных преобразований в раннем протерозое: 1 – фрагменты микроплит (микроконтинентов); 2 – реликты сутурных зон (зеленокаменные пояса). 3–17 – *ранний протерозой*. 3 – вулканогенно-осадочные комплексы в области преобладающей позднеархейской коры, в пределах а – сутурных зон (тектонически скученные СНК, формировавшиеся в связи континентальными рифтами, срединными зонами и активными окраинами континентов), б – активной окраины раннепротерозойского Свеккофенского континента; 4 – вулканогенно-осадочные комплексы Свеккофенской вкрякционной системы; 5 – тыловодужные надвиги, образованные гранулитами и метагброданортозитами раннепротерозойской нижней коры; 6 – позднеархейские породы, преобразованные в пределах поднаваитовой области в условиях низкоградиентного метаморфизма амфиболитовой фации; 7,8 – купольные структуры активных окраин и коллизионных зон, преимущественно сформированные: 7 – новообразованными гранитоидами и мигматитами, 8 – ресоморфизованными позднеархейскими гранитоидами и гнейсо-амфиболит-мигматитовыми комплексами, 9 – гранитоиды, формировавшиеся в связи с процессами активной окраины Свеккофенского континента; 10–17 – тела мафит-ультрамафитов в связанном с ними медно-никелевом оруденении: 10 – шельковые габброиды, 11 – расчлененные мавит-ультрамафиты начальной стадии континентального рифтогенеза с месторождениями (а) и рудопроявлениями (б), 12 – габбро-верлиты, формирующиеся в связи с магматизмом океанических островов, с месторождениями (а) и рудопроявлениями (б), 13 – габбро-гипербазиты, сопровождаемые рудопроявлениями и мелкими месторождениями, приуроченные к пассивным продолжениям трансформных разломов на континенте, 14 – серпентиниты офиолитового типа с месторождениями и рудопроявлениями, 15 – метагипербазиты (металерцолиты-метаверлиты, частично метагаббро, вероятные аналоги габбро-верлитов океанических островов), во время коллизии перемещенные к верхним уровням коры в результате всплывания гранит-мигматитовых и гранитогнейсовых куполов, 16 – габбро-иориты, частью габбро-лерцолит-вебстериты, метаморфизованные в гранулитовой фации, включенные в тыловодужные тектонические покровы, с месторождениями и рудопроявлениями, 17 – мафит-ультрамафиты, месторождения и рудопроявления неясной геодинамической природы: сульфидная вкрапленность в черных сланцах (производные межконтинентального океанического рифта?) (а), оруденение в связи с габбро-верлитами в составе коматит-нитрилатной формации (б). 18–19 – *поздний протерозой* 18 – граниты-рапакиви; 19 – терригенные осадки протоплатформенного чехла. 20–22 – *палеозой*: 20 – надвиги Норвежских каледонид; 21 – чехол Русской плиты; 22 – интрузивы ультраосновных-щелочных пород. 23 – позднеархейские надвиги. 24 – раннепротерозойские разломы: надвиги главные (а) и второстепенные (б), сдвиги (в). 25 – геологические границы: достоверные (а) и предполагаемые (б). 26 – важнейшие месторождения и рудопроявления (цифры в кружках): 1 – Мончегорское, 2 – Федорово-Панский Тундр, 3 – Суханко, 4 – Куусисярви-Порттываара, 5 – Оланга, 6 – Бураковский массив, 7 – Печенгское рудное поле, 8 – Солонозерское, 9 – Карикъявр, 10 – Аллареченское-Восток, 11 – Махла-Хиттура, 12 – Коталахти, 13 – Коверо-Ойа-Ваммала, 14 – Оутскумпу, 15 – Талливаара, 16 – Ловноозеро, 17 – Ветренный пояс



метаморфизованных ультрамафитов и метаморфогенных силикатных жил [Горбунов и др., 1978; Зак и др., 1972, 1982; Проскуряков и др., 1981].

Данные подобного рода послужили источником представлений о гидротермальном или метаморфо-метасоматическом способе формирования эпигенетических руд Кольского полуострова за счет переотложения первично-вкрапленных сульфидных руд и извлечения в сульфидную фазу силикатного никеля [Проскуряков и др., 1981].

В рамках этих представлений формирование и размещение богатых эпигенетических руд в месторождениях Кольского полуострова, очевидно, определяется сочетанием двух групп факторов: 1) особенностями размещения никеленосных мафит-ультрамафитовых интрузивов варьирующего состава и возраста, вмещающих первичную рудную вкрапленность; 2) закономерностями проявления рудоконцентрирующих гидротермально-метасоматических процессов, по-видимому связанных тем или иным способом с деятельностью флюидно-гидротермальных систем маитийного и/или корового уровня. Заметим, что рациональное прогнозирование новых месторождений сульфидных медно-никелевых руд в пределах Кольской металлогенической провинции и новых рудных тел в пределах известных рудных полей, в соответствии с отмеченными закономерностями, должно быть нацелено на прогнозирование участков вероятного сочетания благоприятных факторов обеих групп.

## **Закономерности размещения и геодинамические обстановки формирования раннепротерозойских месторождений сульфидных медно-никелевых руд Печенгско-Аллареченского района Кольской металлогенической провинции**

В пределах Печенгско-Аллареченского района в северо-западной части Кольского полуострова сосредоточены главные месторождения сульфидных медно-никелевых руд, определяющие одно из главных направлений деятельности горнодобывающей промышленности региона. Месторождения сгруппированы в пределах Печенгского и Аллареченского рудных полей; рудопроявления распространены в пределах нескольких более обширных областей, структурно и генетически однородных с территориями рудных полей.

### **Печенгское рудное поле: Особенности строения и реконструкция геодинамической эволюции**

В рамках развиваемой геодинамической модели (см. гл.2), верхняя часть вулканогенно-осадочного "разреза" Печенгской структуры интерпретируется в качестве аккреционной призмы. Последняя включает: 1) тектонические клинья офиолитов (толентовые пиллоу-лавы) отторженцев океанической коры; 2) чешуйчато-надвиговой комплекс "продуктивной толщи", образованный: туфогенно-осадочными породами, накапливавшимися на склонах океанических островов и в пределах преддугового желоба или прогиба; линзовидными телами, представляющими собой разорванные и будирированные фрагменты вулканических построек океанических островов (вулканические потоки и туфы пикритов и породы кориевой зоны островов – расслоенные габбро-верлиты с геохимическими характеристиками внутриплитных образований (см. рис.2.6).



Таблица 4.1. Геодинамические обстановки формирования и размещения сульфидных медно-никелевых руд восточной части Балтийского щита

Возраст, млрд лет	Геодинамическая обстановка	Геологические процессы
1.84-1.77	Континентальная коллизия	Гидротермально-метасоматические преобразования мафит-ультрамафитов и сингенетических вмороженных сульфидных руд (структурный контроль кольцевыми и дугвыми разрывами, формирующимися в связи со сводо- и куполообразованием) Фрагментирование и подъем мафит-ультрамафитов океанической плиты в результате "всплытия" гранит-мигматитовых куполов Выдвижение к поверхности тыловодужными надвигами Лапландского пояса тел мафит-ультрамафитов из основания активной континентальной окраины
2.02-1.87	Субдукция коры задуговых бассейнов	Тектоническое размещение фрагментов построек океанических островов в цепучато-надвиговых структурах аккреционных призм Формирование океанической коры задуговых бассейнов и рециклинговые гидротермально-метасоматические процессы преобразования океанической коры
2.2-1.96	Океанический спрединг	Формирование океанической коры задуговых бассейнов; мягкитизм океанических островов в связи с зонами трансформных разломов (пикритовые лавы, габбро-верлиты очаговых зон) Размещение мафит-ультрамафитов в связи с континентальными продолжениями трансформных разломов
2.49-2.40	Континентальный рифтогенез	Внедрение расслоенных тел мафит-ультрамафитов: а) в зонах континентального рифтогенеза, б) в межрифтовых зонах

В настоящее время в пределах Печенгского рудного поля зафиксировано более 220 тел, относимых к габбро-верлитовой формации (рис.4.2). Преобладающая часть их сосредоточена в отложениях так называемой жлановской свиты или "продуктивной толщи", образуя до 25% объема этого сложного комплекса. Почти все тела, сопровождающиеся промышленным оруденением, сосредоточены в пределах Западного и Восточного рудных узлов. В первом они приурочены к верхам "продуктивной толщи", во втором, напротив, располагаются в ее низах. Тела габбро-верлитов образуют четыре так называемых "пучка" [Горбунов и др., 1978]. Наиболее отчетливо выделяются пучки, соответствующие Западнему и Восточному рудным узлам. В пределах каждого из пучков тела, располагающиеся западнее, занимают несколько более высокое положение в "разрезе продуктивной толщи". Тела габбро-верлитов имеют, как правило, пластообразную форму, повторяющую складчатую структуру вмещающих пород. Размеры тел по простиранию варьируют от 100 до 6000 м, редко более, по падению они прослежены до 300–2000 м в большинстве случаев – без признаков выклинивания. Для всех массивов характерно падение под углами 30–60°, направленное к центру Печенгской структуры, что соответствует, в целом, характеру залегания вмещающих их мощных "межпластовых" пологопадающих нарушений, представляющих собой тектонические зоны, характеризующиеся проявлениями смятия, дробления и брекчирования пород. В ряде мест эти нарушения занимают секущее положение относительно структуры вмещающих пород.

"Продуктивная толща" сложена метаморфизованными в пренит-пумпеллиитовой фации сульфидизированными вулканогенно-осадочными образованиями турбидитного типа, разделенными субсогласными тектоническими поверхностями. В пределах нескольких уровней толща "нашпигована" субсогласными телами безрудных габбро-диабазов и никеленосных габбро-верлитов. Контакты тел обоих типов в большинстве случаев тектонические или "тектонизированные"; иногда установлены интрузивные взаимоотношения.

Сингенетические руды	Эпигенетические руды	Месторождения
	Густоокрапленные, брекчиевые и сплошные руды: залежи и жилы в телах мафит-ультрамафитов и во вмещающих породах в связи с субсогласными тектоническими зонами	Печенгское и Аллареченское рудные поля, Мончегорское (?)
		Аллареченское рудное поле, месторождения типа Коталахти
		Ловноозерское
?	Гидротермально-метасо матические залежи в породах, вмещающих мафит-ультрамафиты	Оутокумпу
Вкрапленные руды и придонные залежи		Печенгское рудное поле, рудопроявления Соленоозерского участка
То же		Карисьяв
		а. Мончегорское, пояс Кеми-Суханко-Койлисмаа-Оланга; б. Бураковский массив

Внутреннее строение никеленосных массивов определяется степенью дифференцированности. Недифференцированные тела, как правило, сложены либо измененными перидотитами (верлитами), либо габбро. Дифференцированные массивы образованы чередованием (снизу вверх) амфибол-хлоритовых пород, серпентинитов, серпентинизированных перидотитов (верлитов), пироксенитов и габбро, причем большая часть перечисленных разностей присутствует далеко не во всех массивах. Основной объем массивов (до 70%) слагают серпентиниты и серпентинизированные перидотиты. Мафитовые дифференциаты характеризуются практически полным отсутствием рудной вкрапленности, которая сосредоточена исключительно в перидотитах.

Петро- и геохимические особенности габбро и верлитов, образующих никеленосные тела, практически идентичны коррелирующим особенностям пикритовых лав, включенных в разрезы толеитовых пиллоу-лав, подстилающих и перекрывающих "продуктивную толщу" (см. гл.2, рис.2.6).

Размещение тел габбро-верлитов, образующих своеобразные "пучки" в пределах аккреционной призмы, позволяет высказать предположение об исходном размещении океанических островов в виде цепочек или небольших надводных или подводных "хребтов", вероятно, в связи с зонами трансформных разломов, подобно аналогичным структурам Атлантического океана. Возможная последовательность приращения "цепочек" палеостровов к надвигавшейся с юга (в современных координатах) Беломорской континентальной микроплите, с учетом смены направлений относительных перемещений микроплит при растяжении и последующем сжатии, проиллюстрирована на рис.4.3.

Предложенный вариант реконструкции позволяет объяснить реальные закономерности пространственного распределения габбро-верлитовых тел Печенгского рудного поля, образующих упомянутые пучки (см. рис.4.2). Кроме того, находит логичное объяснение более чем 90%-ная приуроченность габбро-верлитов к вулканогенно-осадочным породам "продуктивной толщи". Получают согласованное объяснение

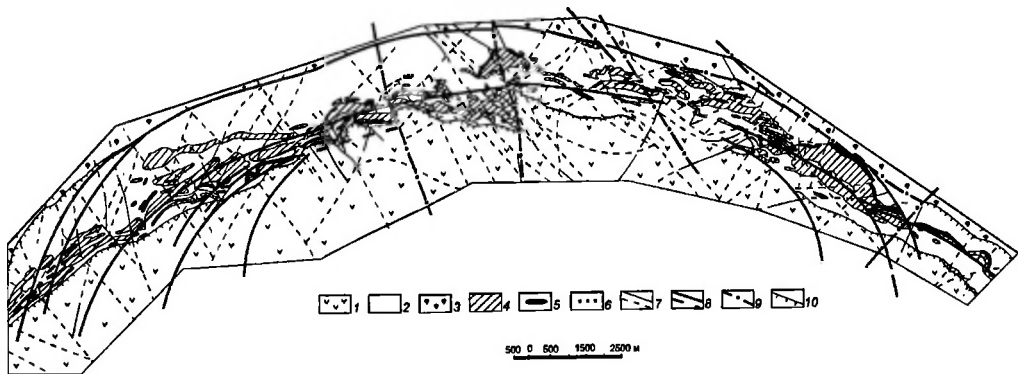


Рис. 4.2. Схема строения Печенгского рудного поля (составлена с использованием материалов Печенгской ГРП)

1-4 – структурно-вещественные комплексы, участвующие в строении чешуйчато-надвиговой системы (аккреционной призмы): 1 – океанические толеиты (пиллоу-лавы), свита матерт, 2 – черелование туфов, туффитов и вулкано-терригенных осадков, ждановская свита ("продуктивная толща"), 3 – океанические толеиты (пиллоу-лавы), заполярнинская свита, 4 – рудоносные габбро-верлиты (производные очаговой зоны вулканических построек океанических островов); 5 – медно-никелевые руды; 6 – колчеданная пирит-пирротиновая минерализация; 7 – сбросо-сваги: откартированные (а) и предполагаемые (б); 8 – дуговые и кольцевые сбросы, связанные с формированием Печенгско-Алларченского свода: установленные (а) и предполагаемые (б); 9 – важнейшие региональные разломы; 10 – надвиги (подавиги)

также и структурные особенности размещения габбро-верлитов, образующих крутопадающие секущие тела в связи с дугообразно-изогнутым Пахта-Коласийокским разломом в пиллоу-лавах заполярной свиты, образованной толлитами океанического типа. В этом плане существенно также то, что тела габбро-верлитов Соленоозерского участка в западной части зоны Имандра-Варзуга, представляющие собой единственный достаточно полный аналог пород Печенгского рудного поля, также тесно сконцентрированы в пределах туфогенно-осадочной толщи, аналогичной "продуктивной толще" Печенги, и не выходят за ее пределы.

Особое место занимают проявления оруденения, связанные с телами и дайками мафит-ультрамафитов, размещенных в пределах протяженной Нясюкской тектонической зоны северо-северо-восточного простирания. Структурно в пределах той же тектонической зоны размещены интрузивные никеленосные тела перидотит-пироксенит-габбро-норитов Карикъявского комплекса (см. рис.4.1, 4.8).

Как показано выше, анализ пространственного распределения габбро-верлитовых тел позволяет предполагать их связь с океаническими разломами трансформного типа. В свою очередь, Нясюкская зона разломов приблизительно ортогональна Печенга-Имандра-Варзугскому поясу, параллельна коллизионным изменениям его простирания и нигде не пересекает коллизионную структуру пояса. Эта закономерность, а также геохронологическая и петрологическая близость интрузивных мафит-ультрамафитов, включенных в океанический комплекс Печенгской структуры, с дайками и интрузивными телами Нясюкской зоны, на наш взгляд, позволяет интерпретировать Нясюкскую зону в качестве континентального продолжения зоны разлома трансформного типа со связанным магматизмом.

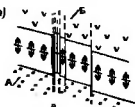
## **Аллареченское рудное поле: Особенности строения и реконструкция геодинамической эволюции**

Массивы мафит-ультрамафитов рассматриваемого типа, структурно приуроченные к южному обрамлению Печенгской структуры, а за пределами рассматриваемого здесь района — к южному обрамлению пояса Печенга-Имандра-Варзуга, в целом (см.рис.4.1), в значительной степени сконцентрированы в пределах Аллареченского рудного поля. Эта область частично отвечает эродированному основанию активной окраины Беломорской микротектоники, преимущественно же может быть отнесена к купольному поясу раннепротерозойской коллизионной зоны (см. рис.0.2, 0.3). Закономерности пространственного распределения мафит-ультрамафитов не везде определены. Тем не менее, общая тенденция достаточно отчетлива: большинство из них сконцентрировано в краевых частях (в том числе в верхней, сводовой, части) гранит-мигматитовых куполов. С ультрамафитами связаны месторождения Аллареченское и Восток, а в обрамлении рудного поля — рудопроявления Хихна, Рунийоки, Хуоярви, Аннамское и ряд более мелких.

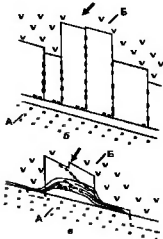
Тела мафит-ультрамафитов в южном обрамлении Печенгской структуры, как принято считать, принадлежат гипербазитовой и перидотит-габбро-норитовой формациям [Зак, 1980]. Число выявленных массивов никеленосной гипербазитовой формации достигает 380. Большинство из них сосредоточено в обрамлении Хихна-Яраинского и Аллареченского гранит-мигматитовых куполов, образуя группы по 5–10 тел, часто залегающих в несколько этажей. Более 40 известных массивов не обнажаются на поверхности и подсечены буровыми скважинами. Размеры массивов не велики: по простиранию — 100–2000 м; по падению тела обычно прослежены на 100–200 м, отдельные массивы — до 1000 м при мощности 5–200 м. Форма тел, как правило, пласто- или линзообразная с признаками будинирования; контакты — тектонические или "тектонизированные".

млрд лет (Ga)

2.2-2.0



2.15-1.90



1.96-1.85

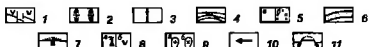
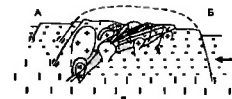
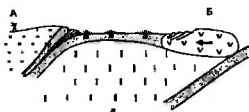
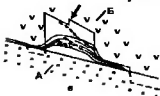


Рис. 4.3. Реконструкция истории формирования геологической структуры Печенгско-Алларченского рудного района (а – планы, б – разрезы; возрастная периодизация – в млрд лет)

1 – система рифтообразующих и трансформных разломов в пограничной области задугового океанического бассейна (см. рис 2.28); 2 – ось срединной зоны; 3 – трансформные разломы океанической коры и “цепочки” океанических островов; 4 – чешуйчато-надвиговая система аккреционной призм; 5 – кора: а – океаническая (на планах), б – континентальная, б – океаническая кора (на разрезах); 7 – вулканические постройки океанических островов, с вулканогенными осадками на склонах; 8 – проявления окраинно-континентального вулканизма (а) и соответствующие осадочно-вулканогенные комплексы (б), 9 – гранит-мигматитовые и гранито-гнейсовые купола; 10 – направление тектонического транспорта; 11 – структура Печенгско-Алларченского свода (на нижнем разрезе)

Породы гипербазитовой формации представлены главным образом серпентинитами, реже амфиболитами; по составу их принято относить к оливинитам, гарцбургитам, пироксеновым оливинитам. Дифференцированный характер массивов проявлен слабо и часто выражен в приуроченности пироксенитов к подошве и оливинитов – к кровле массива (перевернутое положение относительно нормальной расслоенности). В большинстве случаев гипербазиты преобразованы гидротермально-метасоматическими процессами с образованием серпентинитов, флогопит-актинолитовых сланцев и амфиболитов. Проанализированные нами образцы гипербазитов из рудоносных массивов в пределах местожения Восток в большинстве случаев оказались верлитами и ни разу – гарцбургитами (образцы предоставлены В.Я.Кушнером). Геохимические особенности, в частности распределение РЗЭ в этих образцах, близки особенностям верлитов Печенгского комплекса (табл.4.2, рис.4.4). Отличия состоят в более высоких концентрациях  $K_2O$ , КИЛ (Rb, Ba, Sr) и ВЗИ (Nb, Zr) элементов. Возможной причиной является изменение состава пород в результате метаморфо-метасоматических

**Таблица 4.2.** Характерные содержания главных (в вес %), редких элементов и РЗЭ (мг/г) в мафит-ультрамафитах нижних горизонтов месторождения Восток

**Table 4.2.** Selected major element (wt %), trace element and REE (ppm) analyses of mafite-ultramafites of the lower horizon of Vostok deposit

Компонент Component	158253 МГВ	158249 МВ	163187 МВ
SiO <sub>2</sub>	48.32	42.72	42.32
TiO <sub>2</sub>	1.04	1.16	1.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.00	6.54	6.96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.09	5.67	5.96
FeO	10.81	0.20	0.01
MnO	0.17	0.20	0.01
MgO	18.23	22.47	20.53
CaO	5.22	5.72	6.72
Na <sub>2</sub> O	0.57	0.58	0.70
K <sub>2</sub> O	2.26	1.40	0.78
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.24	0.22
п.п. LOI	1.46	1.78	1.85
SO <sub>3</sub>	0.32	0.81	0.37
Сумма Total	99.69	101.18	100.25
CO <sub>2</sub>	0.42	0.44	0.33
H <sub>2</sub> O <sup>*</sup>	0.30	0.40	0.32
H	16	16	16
Rb	11	6	2.7
Ba	240	54	100
Sr	180	260	220
Th	2.2	2.8	2.3
La	11	12	13
Ce	24	26	28
Sm	3.4	3.9	4.0
Eu	0.91	1.10	1.20
Tb	0.48	0.56	0.55
Yb	1.0	1.0	1.1
Lu	0.13	0.15	1.40
Nb	12	12	11
Hf	2.9	2.6	2.3
Zr	95	90	110
Sn	3	3	4
Sc	14	12	17
Cu	20	35	100
Zn	100	100	140
Pb	5	5	4
V	160	180	230
Cr	2300	2400	2000
Co	100	120	12
Ni	1500	1700	1300

*Примечание.* Составы пород: МГВ – метагаббро-верлит (амфиболовый сланец), МВ – метаверлит (обр. 158249 – амфиболовый сланец, обр. 163187 – серпентин-хлорит-амфиболовая порода).

*Rock composition:* МГВ – metagabbro-wherlite (amphibole schist), МВ – metawherlite (sample 158249 – amphibole schist, sample 163187 – serpentine-chlorite-amphibole rock).

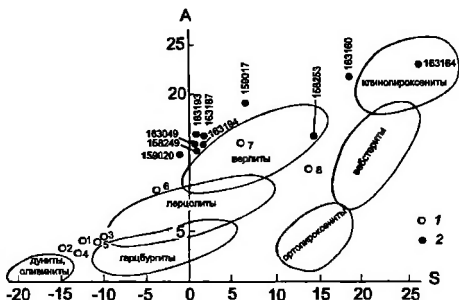
преобразований под воздействием гранитов. В то же время, аналогичными особенностями характеризуются эссекситовые габбро-диабазы, играющие заметную роль в составе печенгского комплекса (см. табл.2.2). Проблема, безусловно, нуждается в дальнейшем исследовании.

Массивы перидотит-габбро-норитовой формации числом более 100 также выявлены в краевых частях купольных структур южного обрамления Печенги. Массивы имеют относительно крупные размеры, по сравнению с телами гипер-базитовой формации: протяженность по простиранию достигает 1000 м при мощности до 550 м. Массивы изредка дифференцированы: в подошве залегают пироксеновые оливиниты и перидотиты, в средней части – пироксениты, в верхней – габбро-нориты или габбро. Однако чаще они сложены одной или двумя разновидностями. Породы претерпели вторичные преобразования в виде серпентинизации, флогопитизации, хлоритизации и оталькования.

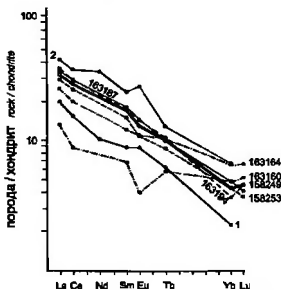
Особенности состава и структурного положения позволяют рассматривать мафит-ультрамафиты южного обрамления Печенгской структуры в качестве фрагментов океанической литосферы, подвергшихся тектоническому подъему на "плечах" всплывавших гранитмигматитовых и гранито-гнейсовых куполов. Сходство состава пород этих куполов с гнейсами и мигматитами кольской серии на протяжении многих лет заставляло исследователей рассматривать их как "выступы фундамента". С учетом структурных особенностей, это позволяет предполагать возникновение куполов в результате реоморфизма пород пододвинутой Кольской континентальной плиты. Кроме того, в гл.3 показано, что развиваемые представления о глубинном строении южного крыла Печенгской

Кольской континентальной плиты. Кроме того, в гл.3 показано, что развиваемые представления о глубинном строении южного крыла Печенгской

структуры, равно как и южного обрамления Печенга-Варзугского пояса в целом, согласуются с особенностями физических полей в рамках непротиворечивой объемной модели верхней коры Кольского полуострова.



а



б

**Рис. 4.4. Петрогеохимические особенности метагипербазитов месторождения Восток**

а – метагипербазиты месторождения Восток (металерцолиты, метаверлиты, частично метаклинопироксениты-метабазальты) на диаграмме А–S по В.А.Барсукову и Л.В.Дмитриеву [Классификация и номенклатура ..., 1981]: 1 – средние составы гипербазитов Аллареченского района по данным С.И.Заку и др. [1972], 2 – гипербазиты месторождения Восток (образцы были предоставлены Н.Я.Кушнером, Печенгская ГРП – указаны номера образцов)

б – распределения РЗЭ в гипербазитах месторождения Восток; для сравнения показаны тренды РЗЭ для Печенгских габбро-верлитов ([Смолякин и др., 1987]: 1 – перидотит, 2 – пироксенит)

Средние составы метагипербазитов Аллареченского района по С.И. Заку и др. [1972]: 1 – герибуриит, 2 – оливинит, 3,4 – серпентинизированные гипербазиты, 5,6,7 – амфиболизированные гипербазиты, 8 – амфибол-флогопитовая порода Составы гипербазитов месторождения Восток: 163049 – метAPERИДОТИТ; 159017, 163187, 163194 – серпентин-хлорит-амфиболовые породы; 158249, 158253, 163164 – амфиболовые породы; 159020, 163160, 163193 – флогопит-амфиболовые породы

## Печенгско-Аллареченская кольцевая структура: Позднеколлизийные деформации

Важным элементом геологического строения Печенгско-Аллареченского района раннепротерозойской коллизийной зоны является концентрическая система дуговых, полукольцевых и кольцевых разломов, надежно отдешифрированная на аэрофотоснимках и идентифицированная на местности (рис.4.5, 4.6). Разломы большого радиуса, имеющие периклинальное падение, по-видимому, представляют собой сбросы, относительно которых опущены внешние кольцевые зоны. Напротив, разломы меньшего радиуса, преимущественно в пределах собственно Печенгской структуры, характеризуются центриклинальным падением и связаны с погружением центрального кольцевого блока [Минц, Колпаков, 1984]. В рамках развиваемой модели, система кольцевых разломов завершающего этапа формирования коллизийной структуры связывается с утолщением коры и образованием сводового Печенгско-Аллареченского поднятия в результате массового подъема гранит-мигматитовых и гранито-гнейсовых

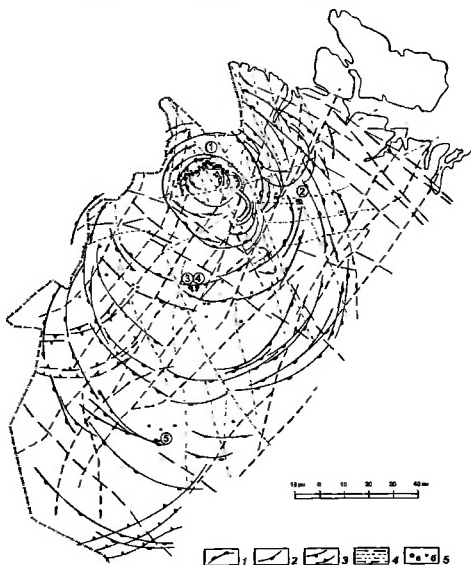


Рис. 4.5. Размещение медно-никелевого оруденения относительно кольцевых разломов Печенгско-Аллареченского свода

1-2 – дуговые и кольцевые сбросы, связанные с формированием Печенгско-Аллареченского свода. 1 – с подъемом центрального блока, 2 – с опусканием центрального блока; 3 – дуговые сбросы, связанные с формированием свода Инари (расположенного к западу от Печенгско-Аллареченской структуры), 4 – сбросо-сдвиги различной ориентировки; 5 – медно-никелевое оруденение: месторождения (а), рудопроявления (б) Рудные поля и месторождения (шифры в кружках): 1 – Печенгское, 2 – Карикъявр, 3 – Аллареченское, 4 – Восток, 5 – Ловноозерское



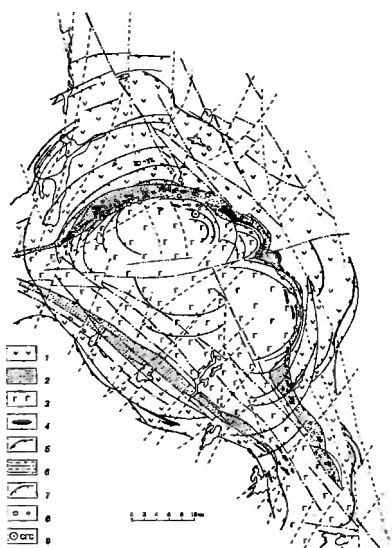


Рис. 4.6. Размещение медно-никелевого оруденения относительно кольцевых разломов Печенгской структуры

1–3 – структурно-вещественные комплексы сутурной зоны; 1 – осадочные и вулканогенные образования, формирующие нижнюю часть "тектонической моноклинали", 2 – вулканогенно-осадочный комплекс аккреционной призмы ("продуктивной толщи"), 3 – пиллупу-лавы верхнего тектонического покрова, 4 – тела габбро-верлитов – производные очаговой зоны океанических островов, размещенные в структуре аккреционной призмы; 5 – важнейшие надвиги (поддвиги); 6 – сбросо-сдвиги различной ориентировки; 7 – кольцевые и дуговые сбросы; 8 – месторождения и рудопроявления Печенгского рудного поля; 9 – Кольская сверхглубокая скважина

куполов. Кольцевые сбросы в центральной части свода, т.е. непосредственно в пределах Печенгской структуры, вероятно, могли быть вызваны проседанием его центральной части, испытавшей максимальные растягивающие напряжения при сводообразовании.

## Модель формирования медно-никелевого оруденения Печенгского и Аллареченского типов

Обстановки формирования и размещения никеленосных мафит-ультрамафитов в пределах Печенгско-Аллареченского района (равно как и в пределах остальной территории Кольского полуострова и восточной части Балтийского щита в целом) в связи с последовательными стадиями и этапами геодинамической эволюции региона охарактеризованы выше. Было, в частности, продемонстрировано разнообразие не только состава и формационной принадлежности потенциально никеленосных тел, но

и геодинамических обстановок их формирования и последующего размещения в коллизионных структурах.

Закономерности проявления *рудоконцентрирующих гидротермально-метасоматических процессов* могут быть связаны, как отмечалось выше, с деятельностью флюидно-гидротермальных систем мантийного и/или коронного уровня. Одним из результатов фильтрации флюидов, вероятно, явилось перемещение или привнос серы. Первоначальным источником серы медно-никелевых руд, в соответствии с результатами изотопных исследований [Пушкарев и др., 1985], является мантия.

Зафиксировано несколько типов локализации сульфидоносных пород помимо собственно первично-вкрапленных медно-никелевых руд: 1) непосредственно в пределах сутурной зоны (зеленокаменного пояса) — как в виде первичной вкрапленности в осадочных и туфогенных прослоях, обычно обогащенных органическим веществом [Мележик, Преловский, 1982], так и в виде рассеянной метасоматической вкрапленности в эффузивных породах и в виде жилобразных тел колчеданов в связи с мелкими разрывами и зонами трещиноватости;

2) в южном обрамлении Печенгской структуры (над субдуцированной океанической литосферой) преобладающая часть сульфидной минерализации представлена метасоматическими залежами в зонах разрывных нарушений различных типов, в том числе, дугообразных и полукольцевых срывов по контактам всплывавших гранитоидных и мигматитовых куполов (часть этих колчеданов, возможно, представляет собой деформированные залежи эксталяционно-осадочного происхождения, согласно оценке Н.Н.Балаболина [1984]);

3) в связи с зонами пологих тектонических нарушений, разделяющих отдельные покровы Лапландских гранулитов;

4) в виде участков интенсивно сульфидизированных пород в связи с зонами дуговых и полукольцевых разломов большого радиуса, участвующих в строении Печенгско-Аллареченского свода [Миц, Колпаков, 1984], при пересечении ими пород как Печенгской структуры, так и ее обрамления.

Преимущественное (нередко исключительное) развитие сульфидизированных пород в южном обрамлении сутурного пояса, в рамках коллизионной модели, может указывать на ремобилизацию серы, сконцентрированной в осадках и магматических породах погружавшейся океанической литосферы.

Анализ взаимного расположения месторождений и рудопроявлений Печенгского, Аллареченского и Ловноозерского районов относительно дуговых и полукольцевых разломов Печенгско-Аллареченского свода, свидетельствует о несомненной тенденции приуроченности абсолютного большинства месторождений и рудопроявлений эпигенетических руд к участкам этих разломов [Миц, Колпаков, 1984; Миц, Пастухов и др., 1994].

*Формирование эпигенетического медно-никелевого оруденения.* Месторождения Печенгского рудного поля образуют субсогласные линзовидные и пластовые залежи протяженностью до 1.5 км при мощности от 0.2 до примерно 100 м. Относительно бедные сингенетические вкрапленные руды обычно приурочены к подошве рудоносных ("рудоматеринских") линзовидных и субпластовых тел габбро-верлитов, реже образуют в них маломощные висячие горизонты. Густовкрапленные, прожилковые, брекчиевидные и сплошные богатые эпигенетические руды приурочены к зонам пологих нарушений (зонам дробления), субсогласным с залеганием вмещающих туфогенно-осадочных пород, обычно также вблизи подошвы тел габбро-верлитов. При этом зоны дробления достигают максимальной мощности в местах флексурных перегибов этих зон. Формирование последних структурно и, по-видимому, генетически связано с перемещениями блоков относительно крутонадающих дуговых и полукольцевых разломов. В соответствии с развиваемой моделью, рудовмещающие тектонические зоны

представляют собой поверхности чешуйчатых надвигов, формировавшихся в процессе аккрецирования фрагментов океанической коры и перекрывающих ее осадков (см. рис.4.3). В пределах этих зон, залежи эпигенетических руд "отщепляются" от подошвы тел габбро-верлитов и ответвляются во вмещающие породы. В разрезах рудного поля видно, что места "отщепления" рудных залежей обычно связаны с участками флексурных перегибов [Горбунов и др., 1978]. Удаление рудных залежей от контактов материнских массивов может достигать 400–500 м.



Рис. 4.7. Принципиальная схема соотношения направлений падения тел габбро-верлитов и склонений рудных тел в пределах Печенгского рудного поля

1 – осадочно-вулканогенные комплексы Печенгской структуры, толеитовые пиллоу-лавы океанического типа (а), вулканогенно-осадочный комплекс аккреционной призмы ("продуктивной толщи") (б); 2 – тела габбро-верлитов в структуре аккреционной призмы (а), размещенные в их подошве тела эпигенетических медно-никелевых руд (б); 3 – направления склонения: тел габбро-верлитов (а), рудных залежей (б); 4 – надвиги (поддвиги), ограничивающие чешуйчато-надвиговую систему аккреционной призмы; 5 – кольцевые сбросы

Несмотря на очевидную тесную взаимосвязь рудоносных массивов, вмещающих сингенетическую вкрапленность, с рудными телами, образованными брекчиевидными и сплошными эпигенетическими рудами, особенности структурного контроля за их размещением заметно различаются, причем эти различия не ограничиваются удалением рудных залежей от контактов интрузивов. Располагаясь в пределах одних и тех же субсогласных зон дробления, чем определяется в целом совпадение направлений простирания и падения магматических и рудных тел, последние систематически характеризуются склонением, отличным от склонения массивов [Петрова, Соколов, 1988]. При этом, направления склонения и падения габбро-верлитовых тел совпадают и ориентированы приблизительно под прямым углом по отношению к соответствующим участкам дугообразного изгиба Печенгского рудного поля в направлении геометрического центра структуры. Направления склонения рудных тел в пределах Западной группы месторождений уклоняются к западу от направления склонения тел габбро-верлитов, образуя с ними угол, приближающийся к прямому. В свою очередь, рудные тела в пределах месторождений Восточной группы уклоняются к востоку в сравнении с падением и с совпадающим с ним склонением тел габбро-верлитов. Наконец, склонения "интрузивов" и рудных тел в центральной части Печенгского рудного поля совпадают (рис.4.7). Обращает на себя внимание приблизительное совпадение направлений склонения рудных тел с простиранием близкорасположенных фрагментов дуговых и полукольцевых разломов наименьшего радиуса (5–10 км). Следовательно, пластообразные тела сплошных и брекчиевидных руд, располагаясь в пределах субсогласных с залеганием вмещающих пород зон дробления, в то же самое время ориентируются вдоль пересекающих эти зоны крутопадающих дуговых разломов.

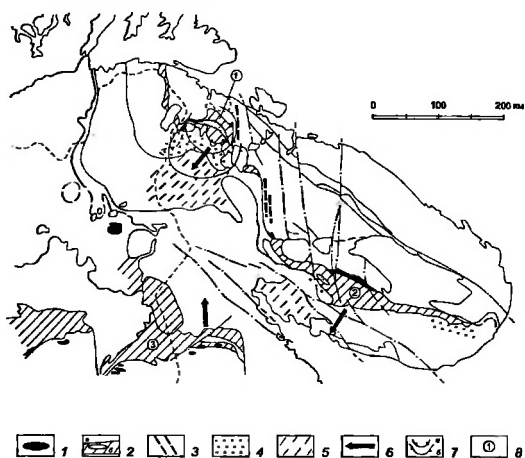


Рис. 4.8. Размещение рудоконтролирующих факторов Кольской медно-никелевой провинции (геологические кликуры соответствуют таковым на рис.0.3)

1 – интрузивные тела расслоенных мафит-ультрамафитов, внедренные или тектонически размещенные близ нижних границ сутурных зон в пределах пододвинутых континентальных микроплит, с оруденением Мончегорского типа; 2 – осадочно-вулканогенные комплексы сутурных зон (а), вмещающие фрагменты чешуйчато-надвиговых систем аккреционных призм (б) с включениями габбро-верлитов с оруденением Печенгского типа; 3 – интрузивные тела мафит-ультрамафитов, связанные с континентальными продолжениями трансформных разломов, с оруденением Карикьяврского типа; 4 – участки континентальной микроплиты, перекрывающие субдуцированную океаническую кору с фрагментами аккреционных призм, характеризующиеся размещением гранит-мигматитовых куполов, "выносивших" к верхним уровням коры фрагменты осадочно-вулканогенных и интрузивных образований субдуцированной океанической коры, в том числе, с проявлениями оруденения Аллареченского типа; 5 – участки дуговых тектонических покровов, перемещавших к верхним уровням коры мафит-ультрамафитовые тела с оруденением Ливноозерского типа, 6 – направления субдукции; 7 – кольцевые сбросы Печенгско-Аллареченского свода, контролирующие метаморфо-метасоматические преобразования, определившие формирование залежей эпитетических руд Печенгского и Аллареченского типов: большого радиуса, с подъемом центрального блока (а), меньшего радиуса, с погружением центрального блока (б); 8 – обозначения фрагментов сутурных зон (цифры в кружках): 1,2 – зона Печенга-Имандра-Варзуга (соответственно: 1 – Печенгская структура, 2 – Имандра-Варзугская структура), 3 Северо-Карельская зона

Как отмечено выше, разнообразные породы в зонах дуговых и полукольцевых разломов в значительной степени сульфидизированы (преимущественно пирротинизированы), вплоть до образования залежей сплошных или густовкрапленных колчеданов (в частности интенсивная сульфидизация толеитов свиты матерт юго-западнее месторождения Каула установлена поисково-разведочными работами Печенгской ГРП. Такого рода соотношения собственно в пределах Печенгского рудного поля маскируются обилием неравномерно распределенных колчеданных руд, однако установлено, что максимальная обогащенность пирротином в сочетании с пиритом характерна, прежде всего, для районов месторождений, которые, в свою очередь, приурочены к зонам дуговых разломов.

Таким образом, принципиальная схема формирования богатых сульфидных медно-никелевых руд может быть представлена следующим образом.

1. Источник рудного вещества – мафит-ультрамафитовые магматические расплавы мантийного происхождения, проникавшие в кору в условиях последовательной смены геодинамических обстановок растяжения: 1) континентального рифтогенеза (расслоенные мафит-ультрамафиты Мончегорского типа горы Генеральской); 2) задугового спрединга, сопровождавшегося формированием океанической литосферы и вулканических построек океанических островов (пикриты и габбро-верлиты Печенгской структуры; серпентинизированные гардбургиты и верлиты Аллареченского района – предполагаемые отторженцы погружившейся в зоне субдукции океанической плиты). Потенциальная рудоносность этих расплавов реализовалась в формировании сингенетической вкрапленности медно-никелевых сульфидов и в свойственном породам этого состава повышенным содержаниям силикатного никеля [Зак и др., 1972, 1982].

2. Формирование эпигенетических руд осуществлялось за счет извлечения рудных компонентов из первичных сульфидов, а также из никельсодержащих силикатов [Зак и др., 1982]. Концентрация рудного вещества достигалась при участии процессов перераспределения серы, имеющейся во вмещающих породах и выносимой из сульфидизированных пород субдуцированной плиты. Особенности распределения сульфидизированных пород позволяют предполагать, что пути движения серонесущих флюидов в значительной степени определялись полукольцевыми и дугowymi разломами, формировавшимися в условиях растяжения в связи со сводообразованием. Разломы проникали на значительную глубину и могли пересекать участки и зоны первичного обогащения безрудными сульфидами.

Дополнительные пути движения серонесущих флюидов формировались, судя по обычному размещению колчеданных тел и интенсивно сульфидизированных пород в межкупольных зонах, в связи с продвижением к поверхности гранит-мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов. Непосредственным следствием их всплывания должны были явиться длительно существовавшие высокопроницаемые трубообразные системы нарушений.

3. Непосредственным следствием охарактеризованного механизма должно быть многоэтажное расположение рудных тел как в пределах Печенгского, так и Аллареченского рудных полей [Мицц, Колпаков, 1984; Мицц, Пастухов и др., 1994], что находит свое подтверждение в результатах поисково-разведочных работ последних лет [Кушнер, 1988].

Соотношения рудоконтролирующих факторов, определяющих особенности металлогенической зональности Кольской медно-никелевой провинции, представлены на рис.4.8.

# **ИНТЕГРАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА БАЛТИЙСКОГО ЩИТА В ГЛОБАЛЬНЫЕ МОДЕЛИ РАННЕДОКЕМБРИЙСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ**

В этой главе рассмотрены возможности интеграции результатов проведенных исследований в глобальные модели раннедокембрийской эволюции и ее основные направления. Они касаются следующих проблем раннедокембрийской эволюции континентальной коры.

1. Геодинамические обстановки формирования гранитоидов “серогнейсового” типа (геодинамические обстановки гранитизации).
2. Геодинамические обстановки и термальная структура коры, связанные с проявлениями гранулитового метаморфизма.
3. Обстановки формирования и тектонические взаимоотношения гранулитогнейсовых поясов и гранит-зеленокаменных областей.
4. Главные типы и взаимоотношения геологических структур раннепротерозойских континентов.
5. Корреляция главных геологических событий в раннепротерозойской эволюции Северо-Американского кратона и Балтийского щита.
6. Модель раннепротерозойской тектонической эволюции.
7. Переход от архейского к раннепротерозойскому стилю тектоники плит как отражение глобальной эволюции Земли

## **Геодинамические обстановки формирования гранитоидов “серогнейсового” типа (геодинамические обстановки гранитизации)**

Плутонические породы гранит-зеленокаменных областей представлены гнейсовидными гранитоидами (гранито-гнейсами) и мигматитами при ограниченной роли фрагментов догранитных мафитовых пород, обычно имеющих характер скиалитов. Преобладают натровые гранитоиды тоналит-трондьемитового состава, сопровождаемые относительно меньшим количеством пород кали-натрового ряда. Ассоциацию в целом принято относить к типу так называемых “серых гнейсов” – тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) серии.

Выяснению природы архейских гранитоидов “серогнейсового” типа и определению их вероятных фанерозойских аналогов посвящено значительное количество работ. В недавних публикациях Э.Мартен [Martin, 1993, 1994] фиксирует внимание на следующих специфических особенностях серых гнейсов:

1) эволюция, определяемая по петрохимическим соотношениям основных типов пород, отвечает низкокальциевому трондьемитовому типу и отличается от эволюции, свойственной известково-щелочным сериям; преобладающие типы пород – тоналиты, трондьемиты и гранодиориты определяют принадлежность серых гнейсов ТТГ серии;

2) по особенностям минералогических и петрохимических составов ТТГ гнейсы принадлежат I-типу, по классификации Б.Чеппела и А.Уайта [Chappel, White, 1974], или M-типу, по Дж.Дидье и др. [Didier et al., 1982].

3) распределение редких элементов характеризуется отрицательными аномалиями Nb, Ta, Ti и P; PЗЭ значительно фракционированы, средние значения  $(La/Yb)_n = 38.4$  при низких концентрациях ТРЗЭ ( $Yb_n = 2.6$ ) и при отсутствии значительной Eu аномалии;

4) изотопные характеристики (Sr, Nd) свидетельствуют об отделении соответствующих расплавов от мафитового источника "океанического" типа менее, чем через 100 млн лет после его формирования в результате парциального плавления или дифференциации мантийного вещества.

Заметим, что аномальное поведение Eu не включено в этот перечень. Из приведенной характеристики видно, что архейские серые гнейсы петро- и геохимически отличны от постархейских известково-щелочных ювенильных гранитоидов. Последние принадлежат известково-щелочному тренду и не деплетированы относительно ТРЗЭ. Согласно модели Э.Мартена (весьма популярной среди западных исследователей), эти различия непосредственно связаны с изменением величины термального градиента в пределах зон субдукции.

Согласно принятым в модели оценкам, в настоящее время (как и в целом в постархее) геотермальный градиент в пределах зон Беньофа относительно низок, в результате чего субдуцируемая океаническая плита подвергается дегидратации ранее достижения ею температур влажного солидуса. Поэтому возникновение известково-щелочных магм определяется парциальным плавлением ультрамафитов мантийного клина, подвергшихся предварительно метасоматозу под воздействием флюидных (прежде всего, водных) потоков, отделяющихся от погружающейся плиты.

Предполагается, что архейская субдукция протекала в условиях более высокого термального градиента, условия влажного солидуса достигались прежде полной дегидратации и кислые расплавы формировались в результате парциального плавления океанических толеитов погружающейся плиты. Соответственно, геохимические особенности известково-щелочных пород определяются равновесиями с пироксеноливиновыми реститами, а геохимические особенности ТТГ гранитоидов плавлением пород толеитового состава, преобразованных в гранатые амфиболиты или кварцевые эклогиты, с сохранением в рестите граната и амфибола.

В рамках этой модели, полные аналоги ТТГ магм в постархейское время могли локально возникать при аномальных термальных условиях в зоне субдукции, например, при субдукции срединно-океанического хребта [Defant, Drummond, 1990]. Блестящий эксперимент Э.Мартена, исследовавшего особенности геохимии дацитов Чилийских Кордильер, сформированных в период субдукции под Андийскую окраину Чилийского срединного хребта около 5 млн лет назад [Martin, 1993, 1994], подтвердил правомочность предложенной им модели в рамках принятых ограничений состава и в предположении о собственно магматической природе серых гнейсов.

Наиболее трудным местом в рамках магматических моделей формирования "серогнейсовых" гранитоидов оказывается объяснение причин появления Eu максимума. При петрологических расчетах для объяснения реальных трендов РЗЭ приходится делать специальные допущения об особой роли фракционирования аксессуарных минералов [Martin, 1987]. Этот прием, по-видимому, является искусственным, во всяком случае, специфичность процесса именно для раннего докембрия (по Э.Мартену для

архей) ничем не аргументируется. Между тем, на наш взгляд, именно эта особенность эволюции РЗЭ при формировании серых гнейсов кардинально отличает их от гранитоидов достоверно магматического происхождения – как раннедокембрийских, так и более молодых.

В то же время, для комплексов серых гнейсов характерно преобладание гетерогенных пород, особенности которых указывают на их формирование в результате совместно развивавшихся процессов метаморфической перекристаллизации, метасоматических преобразований и парциального плавления, объединяемых понятием “гранитизация”. Первоначальные представления о гранитизации получили дальнейшее развитие в рамках модели “магматического замещения” [Коржинский, 1952; Жариков, 1987; и др.].

К числу существенных признаков комплексов серых гнейсов, свидетельствующих об их формировании в результате гранитизации, относятся:

1) серые гнейсы представляют собой ассоциацию гетерогенных пород мигматитового облика и относительно однородных гнейсовидных пород; отдельные разности отвечают различной степени преобразований: от реликтов мафического субстрата через полосчатые, брекчиевые и далее тневые мигматиты или через последовательности относительно однородных пород закономерно меняющегося состава до плагиоклазовых и плагиомикроклиновых гранитов;

2) как было продемонстрировано в гл.1, эволюция трендов РЗЭ в сопряженных разновидностях пород в ряде случаев демонстрирует закономерное перераспределение РЗЭ в процессе гранитизации: содержание ЛРЗЭ возрастает в течение плагиостадии, но с переходом к микроклиновой стадии снижается, вплоть до весьма низких значений (для La – с 80–200 до 2–10-кратного обогащения относительно хондрита); содержания ТРЗЭ незначительно уменьшаются уже на плагиостадии и существенно сокращаются на микроклиновой стадии – также до очень низких значений (для Yb – с 5–7 до 0.4–0.6-кратного обогащения относительно хондрита); на фоне общего снижения концентраций РЗЭ содержания Eu сохраняются практически неизменными, что приводит к формированию остаточного европиевого максимума ( $Eu/Eu^*$  – до 4–12).

Исследование позднеархейской эволюции северо-восточной части Балтийского щита позволяет реконструировать обстановку формирования гранитоидов Мурманского пояса, связав ее с глубинной частью коры позднеархейской активной окраины (см. рис.1.21, 1.22). Это, в свою очередь, позволяет предположить, что источником мощных флюидных потоков, игравших решающую роль в развитии гранитизации, очевидно, являлась подвергавшаяся дегидратации субдцирированная архейская мафит-ультрамафитовая океаническая кора. Длительным просачиванием этих потоков сквозь область гранитизации можно объяснить преобразование изотопных характеристик пород более древней коры и формирование новых “мантийных” или “океанических” изотопных отношений, характерных для серых гнейсов.

В пользу модели гранитизации свидетельствует также и отсутствие полных геохимических аналогов гранитоидов “серогнейсового” типа среди кислых вулканитов архейских зеленокаменных поясов. Для последних часто характерны сильно дифференцированные распределения РЗЭ, однако разности, одновременно обедненные как ТРЗЭ, так и ЛРЗЭ, с характерным Eu максимумом не известны. Это указывает на то, что ТТГ гранитоиды, сформированные в результате наиболее полной эволюции, никогда не существовали в виде высокотемпературных подвижных расплавов, способных достигать поверхности. В свою очередь, кислые лавы зеленокаменных поясов могли быть сформированы либо в результате механизма, предполагаемого моделью Э.Мартена, либо в результате интенсивного прогрева и плавления в области гранитизации на относительно ранних стадиях этого процесса, когда наиболее поздние



продукты гранитизации с характерными распределениями РЗЭ еще не были сформированы.

Суммируя сказанное, можно заключить, что обстановка активных континентальных окраин наиболее полно удовлетворяет особенностям состава “серогнейсовых” гранитоидов ТТГ серии. Вместе с тем, широкая распространенность гранитоидов этого типа, характеризующихся специфическими особенностями эволюции РЗЭ (см. гл.1), позволяет предполагать, что гранитизация ранее сформированной коры под воздействием флюидных потоков, возникавших в результате дегидратации погружающейся океанической плиты, являлась (и, возможно, остается) одним из широко распространенных механизмов гранитообразования. Следовательно, именно глубинные уровни коры активных континентальных окраин могут рассматриваться в качестве наиболее вероятной обстановки гранитизации в раннем докембрии. Впрочем, нет очевидных причин, отвергающих возможность протекания подобных процессов на глубинных уровнях активных окраин и в последующие геологические периоды.

## **Геодинамические обстановки и термальна́я структура коры, связанные с проявлениями гранулитового метаморфизма**

Гранулитогнейсовыми ассоциациями образованы протяженные, линейные или произвольной формы геологические структуры, образованные исключительно породами высоких ступеней метаморфизма – гранулитовой и амфиболитовой фации – гранулитогнейсовые пояса (ГПП). Проявления низкотемпературного метаморфизма в пределах этих структур более или менее отчетливо связаны с последующими тектоно-метаморфическими событиями.

Согласно распространенным представлениям, возможно выделение двух крайних членов в ряду гранулитовых ассоциаций архейского возраста:

1) пород, сформированных в результате гранулитового метаморфизма континентальной коры, которая в процессе коллизии была пододвинута под другую континентальную плиту (А-субдукция); последующие метаморфические преобразования гранулитов определяются режимом подъема к “нормальному” уровню в коре в результате восстановления изостатического равновесия или тектонического растяжения;

2) гранулитов, сформированных на глубинных уровнях активных окраин в качестве одного из компонентов ювенильной коры.

Модель формирования гранулитов второго типа, в принципе, совпадает с моделью зональных метаморфических преобразований пород активных окраин (включая современные), ранее предложенной У.Эрнстом [Ernst, 1974].

В модели Дж.А.Персиваля [Percival, 1994] гранулитовый метаморфизм в корневой области активных окраин непосредственно связан с размещением в основании и в нижней части коры значительных объемов базальтовых магм мантийного (субдукционного) происхождения. Кристаллизация этих магм сопровождается перемещением тепла и флюидов во вмещающие породы. В свою очередь, влажное парциальное плавление вмещающих пород приводит к появлению водонасыщенных гранитоидных магм, перемещающихся на средние и верхние уровни коры. Породы гранитоидного состава на нижних и средних уровнях коры представлены реститовыми безводными породами чарнокит-эндербитовых плутонов, тогда как водонасыщенные гранитоиды размещаются в пределах верхней коры. В итоге магмо-метаморфических процессов на активных окраинах реститовые гранулиты располагаются в нижней части коры в ореоле

протяженных мафитовых тел. Располагающиеся несколько выше породы также подвергаются гранулитовому метаморфизму – в ореоле перемещенных чарнокит-эндербитовых плутонов. Перемещение гранулитов к поверхности связывается с последующими процессами, среди которых наиболее вероятны процессы тектонического покрообразования.

Между тем, имеющиеся данные свидетельствуют о более сложных взаимоотношениях процессов зонального метаморфизма, гранитообразования и гранулитового метаморфизма в коре активных окраин. Кроме того, за пределами модели остались и процессы высокотемпературного метаморфизма областей внутриконтинентального растяжения. Наконец, в рамках охарактеризованных выше моделей не рассматриваются взаимоотношения гранулитогнейсовых поясов и гранит-зеленокаменных областей, поскольку очевидно, что не столько активные окраины, сколько коллизионные пояса фанерозоя являются аналогом последних.

## **Пространственные и структурные соотношения областей гранитизации, гранулитового и зонального метаморфизма в коре активных окраин**

Понятно, что в рамках охарактеризованных выше моделей предполагается закономерный переход от высокотемпературного метаморфизма к проявлениям низкотемпературной метаморфической зональности. Редкость реальных наблюдений подобных переходов связывается с тектоническими нарушениями синметаморфических структур.

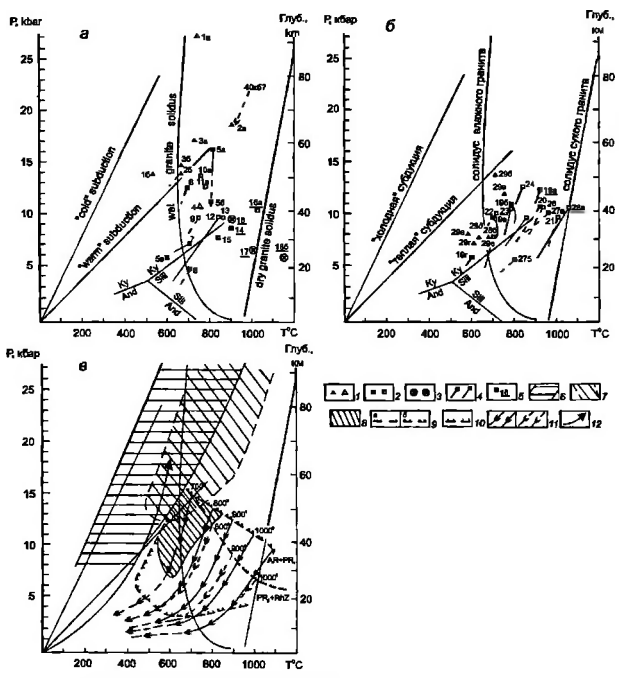
В то же время, известны многочисленные примеры, свидетельствующие о независимости зонального метаморфизма (с сопряженными проявлениями гранитизации на уровне амфиболитовой фации) и собственно высокотемпературного метаморфизма (гранулитовой и амфиболитовой фаций). Во многих случаях при совмещении метаморфизма обоих типов установлено, что они связаны с одновременными тектонометаморфическими событиями. Достаточно широко известны как случаи наложения гранитизации на более древние гранулитовые комплексы, так и обратные соотношения: наложение гранулитового метаморфизма на серогнейсовые и зеленокаменные ассоциации, включая древнейшую ассоциацию Исуа в Западной Гренландии.

Определенная независимость зонального и высокотемпературного типов метаморфических ассоциаций может быть связана в петрологическом аспекте со значительными различиями флюидных режимов при их формировании: в первом случае флюид характеризуется высокой активностью воды; во втором случае активность воды незначительна, главную же роль играет углекислота.

Распределение значений термодинамических параметров в областях гранулитового метаморфизма (по оценкам  $P$ - $T$ -параметров метаморфизма гранулитовых ассоциаций) охарактеризовано на рис.5.1. При систематическом опробовании гранулитогнейсовых поясов, в “разрезах” которых сохранены незначительно нарушенные последовательности пород нижней-средней коры, устанавливается лишь небольшое снижение оценок температур метаморфизма при переходе от наиболее глубинных к наименее глубинным компонентам “разрезов”.

Отмеченная закономерность надежно установлена для ряда поясов: параметры раннеархейского метаморфизма комплекса Напке, перемещенного к поверхности в позднем протерозое (Земля Эндерби, Антарктида), оценки температур варьируют от 900 до 1000, максимально до 1050°C при соответствующем изменении давлений от 6 до 11 кбар (28а на рис.5.1,б) [Harley, Henson, 1990]; условия позднеархейского метаморфизма в пределах раннепротерозойского пояса Капускасинг (кратон Сьюпириор, Канада) варьируют соответственно от 750 до 790°C и от 8 до 11 кбар (23 на рис.5.1,б)

[Mader et al., 1994]; в пределах позднепротерозойского Комплекса Плоскогогорья (Шри-Ланка) – от 620 до 820°C при давлении от 4.5 до 9.5 кбар (12 на рис.5.1,а) [Schumacher, Faulhaber, 1994]. Пиковый метаморфизм позднепалеозойских Саксонских гранулитов (пояс Молданубик) охарактеризован в северной части Богемского массива параметрами  $P - 16.5$  кбар,  $T - 800^\circ\text{C}$ , в южной его части – соответственно, 14 кбар и  $800^\circ\text{C}$  (5а на рис.5.1,а) [Kotkova, 1995]; еще южнее, на территории Австрии, параметры пикового метаморфизма снижаются до 11 кбар и  $800^\circ\text{C}$  (5б на рис.5.1,а) [Richter, Petrakakis, 1995].



**Рис. 5.1. P-T параметры высокотемпературного метаморфизма пород континентальной коры**  
 а – фанеротойские и позднепротерозойские метаморфические комплексы; б – раннепротерозойские и архейские гранулит-гнейсовые комплексы; в – термальная структура областей высокотемпературного (гранулитового-амфиболитового) метаморфизма пород континентальной коры  
 1–5 – метаморфические комплексы (возраст комплексов на рис.5.1,а: заштрихованные – фанерозойский, полые – позднепротерозойский; на рис.5.1,б – заштрихованные – раннепротерозойский, полые – архейский); 1 – злотовые и высокобарные гранулитовые и амфиболитовые субдуцированной континентальной коры и пород параволтонов, подстилающих мощные корявые тектонические покровы, 2 – гранулитогнейсовые (гранулит-амфиболитовые) тектонических покровов, 3 – мафитовые и ультрамафитовые тела.

Та же закономерность установлена нами на примере раннепротерозойского Лапландского пояса в результате опробования ряда комплексов, занимающих последовательное положение относительно подошвы тектонического покрова, образованного гранулитами (см. гл.2). В последнем случае было установлено, что сходные особенности свойственны *P-T*-зависимостям для четырех последовательных стадий высокотемпературных метаморфических преобразований (19а, 19б, 19в и 19г на рис.5.1,б). Отклонения в сторону пониженных температур наиболее глубинных ассоциаций (19б и 19в), по-видимому, связаны с охлаждением подошвы тектонического покрова при перемещении по более холодному параавтохтону. "Однородность теплового поля" в областях гранулитового метаморфизма континентальной коры отмечена В.И.Шульдинером [1992] и В.И.Кицулом [1995].

метаморфизованные в условиях гранулитовой-эколитовой фации; 4 – интервал значений *P-T* параметров соответствующих комплексов (в том числе пунктиром – по усредненным оценкам, пояснения см. в тексте); 5 – подчеркнуты номера гранулитогнейсовых комплексов, включающих синметаморфические тела габбро-анортозитов и мафит-ультрамафитов; 6–10 – области метаморфизма в координатах *P-T*: 6 – эколит-глаукофансианцевого субдукционных зон (по: [Добросов, 1995]); 7 – эколитового (высокобарного и ультравысокобарного) пара автохтонной континентальной коры, 8 – амфиболит-гранулит-эколитового параавтохтонных комплексов; 9,10 – границы области гранулитового-амфиболитового метаморфизма континентальной коры (включая параавтохтонные комплексы): 9 – приблизительное положение раздела "кора-мантия" для архея – раннего протерозоя (а), позднего протерозоя – фанерозоя (б), 10 – приблизительное положение границы области гранулит-амфиболитового метаморфизма в верхней коре; 11 – приблизительное положение геотерм в области гранулит-амфиболитового метаморфизма коры: для архея раннего протерозоя (а), позднего протерозоя – фанерозоя (б), геотермы "холодной" и "теплой" субдукции по С.М.Пикоку [Peacock, 1993]; 12 – современная средняя геотерма коры Балтийского щита [Glaznev et al., 1989].

Метаморфические комплексы: 1а, 1б – Западные Альпы "метакристаллы" Монте-Макрон (1а) и фенитовые кварциты Дра-Майра (1б) [Raquep et al., 1989]; 2а, 2б – Кокчетавское поднятие, Центральный Казахстан: алмаз-содержащие милониты (2а), гнейсы зерендинской серии (2б) [Удовкина, 1985; Соболев и др., 1989; Dobrzhińska et al., 1994]; 3а, 3б – параавтохтонная область Норвежских каледонид: эколиты, Бергенская дуга (3а) [Austerheim, Mørk, 1988], преобразованные Свеконорвежские гранулиты (3б) [Engvik, 1995]; 4 – параавтохтонный пояс Гренвилл (поднадвиговый метаморфизм с обращенной зональностью) [The Geology of North ..., 1989]; 5а–5в – Саксонские гранулиты (пояс Молданубий): Богемский массив (5а) [Kotkova, 1995], южное продолжение пояса на территории Австрии: ранний (5б) и поздний (5в) метаморфизм [Richter, Petrakakis, 1995]; 6 – гранулиты Финрленд, о-в Южный, Новая Зеландия [Bradshaw, 1989]; 7 – комплекс "метаморфических ядер" активной окраины, пояс Омения, Британская Колумбия [Sevigny et al., 1990]; 8 – гранулиты Сан-Бартоломео, Пириней [De Saint Blanquat et al., 1990]; 9 – Свеконорвежские гранулиты, Юго-Западная Скандинавия [Lindh et al., 1990]; 10 – гранулиты Гренвилл с реликтами эколитовых ассоциаций [The Geology of North ..., 1989]; 11 – мигматизированные гранулитовые гнейсы Телухат, Алжир [Barbey et al., 1989]; 12 – комплекс Плескогорья, Шри-Ланка [Schumacher, Faulhaber, 1994]; 13 – Свеконорвежские гранулиты, Бергенская дуга [Austerheim, Mørk, 1988]; 14 – зона Ивреа, Альпы [Franz et al., 1995; Voshage et al., 1988]; 15 – гранулиты Рауз, Восточная Антактида [Tait, Harley, 1988]; 16 – перидотиты Маунт-Мери, метаморфизованные в гранулитовой фации, Западные Альпы [Cesare et al., 1989]; 17 – перидотиты Тинакузле, метаморфизованные в гранулитовой фации, Венесуэла [Seyler, Matison, 1989]; 18а, 18б – блок Масгрейв, Центральная Австралия: гранулиты (18а), условия размещения в коре расчлененных мафит-ультрамафитов и анортозитов комплекса Джайлс (18б) [Bailhaus, Betty, 1991; Gray, Goode, 1989]; 19а–19г – Лапландский гранулитовый пояс, северо-восток Балтийского щита [Мицц, Пастухов и др., 1994; Мицц и др., 1995], метаморфические стадии: М1 (19а), М2 (19б), М3 (19в), М4 (19г); 20 – Сутамские гранулиты, Становая зона Алданского щита [Кицул, 1986; Левченко и др., 1987]; 21 – гранулиты Идрекской зоны, Алданский щит [Кицул, 1986; Rosen et al., 1994]; 22 – гранулиты Западной Гренландии [Griffin et al., 1980]; 23 – гранулиты пояса Капускасинг, кратон Сьюпириор, Канада [Mader et al., 1994]; 24 – пояс Лимпопо, Южная Африка [Tsunogae et al., 1992]; 25 – гнейсовый комплекс Нарье, Западная Австралия [Muhling, 1990]; 26 – парагнейсы и метанолиты Льюисского комплекса, Шотландия [Cartwright, 1992]; 27а, 27б – андриты и парагнейсы блока Минто, кратон Сьюпириор, Канада: условия пикового метаморфизма (27а) и метаморфизма последующей стадии (27б) [Begin, Pattison, 1994]; 28а, 28б – комплекс Нарье, Земля Эндерби, Антарктида: раннеархейский метаморфизм (28а), наложенный позднеархейский метаморфизм (28б) [Harley, Hensen, 1990]; 29а–29е – условия метаморфизма в параавтохтоне Лапландского тектонического покрова, Беломорская зона, восток Балтийского щита: сланцы Коркатундри (29а) [Мицц, Пастухов и др., 1994; Мицц и др., 1995]; раннепротерозойский метаморфизм гнейсов беломорской серии (29б–29е) [Фации метаморфизма ..., 1990, Глебевский и др., 1996]

Конкретные данные, использованные при построении диаграмм (рис.5.1,а,б), во многих случаях приводятся их авторами в качестве характеристики неких “вариаций эндогенных режимов”, без определенной связи с различными уровнями в пределах поясов. Тем не менее, в преобладающем числе случаев, в рамках принимаемых погрешностей измерений, соотношения интервалов по давлению и по температуре также свидетельствуют о небольших значениях температурных градиентов в пределах опробованных интервалов гранулитовых “разрезов” (как правило, менее 10°/км). На рис.5.1,а,б мы использовали подобные данные, предполагая, что наиболее высоким значениям приводимых интервалов по давлению соответствуют наиболее высокие значения температуры; аналогично коррелируются нижние границы интервалов *P-T*. Такой подход представляется нам оправданным, так как ему соответствуют наиболее пологие из возможных тренды *P-T*. Поскольку их наклон, тем не менее, также свидетельствует о значениях температурных градиентов, как правило, не превышающих 10°/км, можно утверждать, что отмеченная выше закономерность метаморфизма фиксируется достаточно четко и для менее детально исследованных и/или нарушенных “разрезов”.

Как следует из обобщения, приведенного на рис.5.1,б, в соответствующих геотектонических структурах область гранулитового метаморфизма охватывает весьма значительный интервал нижней и средней коры: от ее основания и до глубин 15–20 км. Температуры в пределах области метаморфизма меняются относительно мало – температурный градиент варьирует в пределах 5–10°/км, чему отвечают высокие температуры в средней коре. При этом различий между условиями метаморфизма в раннем докембрии и в последующие периоды почти нет (рис.5.1,а,б). Единственное различие, фиксируемое имеющимися данными, состоит в признаках более существенного утонения фанерозойской и позднепротерозойской коры в наиболее высокотемпературной области, сопряженное с размещением в этой области тел мантийных мафит-ультрамафитов. К обсуждению этого различия мы вернемся ниже.

Охарактеризованные выше особенности распределения температур в областях гранулитового метаморфизма “не оставляют места” для формирования протяженных по вертикали объемов серых гнейсов в тех же разрезах коры и могут рассматриваться как дополнительное свидетельство латеральной разобщенности областей гранулитового метаморфизма и гранитизации.

С учетом сказанного выше, можно предположить существование в коре активных окраин латеральной метаморфической зональности следующего типа. В осевой части вулканоплутонической дуги внедрение водонасыщенных магм сопровождается фильтрацией существенно водных флюидов, формирующихся в результате дегидратации погружающейся океанической плиты. При температурах амфиболитовой фации это приводит к гранитизации и частичному плавлению коры, чем, в свою очередь, определяются условия термостатирования на уровне амфиболитовой фации, препятствующие проявлению гранулитового метаморфизма. Кора в тылу активной окраины, очевидно, подвергается воздействию флюидных потоков, отделяющихся от более глубоко погруженной части субдуцируемой плиты. При этом изменение состава флюидных потоков может быть связано, с одной стороны, с большей устойчивостью карбонатов по сравнению с водосодержащими минералами, с другой – с обменными реакциями типа:



в которых с ростом температуры, т.е. по мере погружения и разогрева плиты, равновесие смещается вправо [А.А.Маракушев, устное сообщение]. Таким образом, проявление гранулитового метаморфизма в тыловой области дуги может быть связано с изменением характера флюидов в сторону возрастания парциального давления углекислоты.

Таким образом, взятые в сумме экспериментальные и теоретические оценки параметров петрологических процессов и закономерная структурная разобщенность гранит-зеленокаменных областей и гранулитовых поясов позволяют предполагать наличие определенной *латеральной* зональности в проявлении высокотемпературных метаморфических преобразований в коре активных окраин. А именно: приуроченность к осевой части активной окраины (к вулканоплутонической дуге) области зонального метаморфизма, включающего в качестве наиболее высокотемпературной зону амфиболитового метаморфизма с проявлениями гранитизации и корового магмообразования; одновременно в тыловой области активной окраины формируется иной тип метаморфических ассоциаций с размещением в нижней и средней коре области гранулитового метаморфизма (рис.5.2). В этом случае переход к низкотемпературным зонам, по-видимому, захватывает относительно короткий интервал глубин, чем определяется ограниченная мощность переходной зоны при смене высокотемпературных ассоциаций зональными низкотемпературными ассоциациями. Сколько-нибудь значительные проявления корового магматизма в рамках зональности этого типа маловероятны.

В связи с вышесказанным, в известной степени теряют смысл распространенные представления о вариациях режимов гранулитового метаморфизма в пределах различных поясов: уместнее говорить о различиях в глубинности срыва тектонической пластины (на внутрикоровом уровне или на уровне раздела кора-мантия), предшествовавшем ее перемещению к поверхности.

## **Гранулитовый метаморфизм внутриконтинентальных областей растяжения**

Особенностью глубинных (высокобарных) гранулитовых ассоциаций является обычное участие в их строении в той или иной степени метаморфизованных пластинчатых габбро-анортозитовых и анортозитовых тел, реже – тел ультрамафитов, располагающихся непосредственно в основании или близко к основанию покровно-надвиговых ансамблей ГП. Эта особенность заслуживает специального обсуждения. Массивы анортозитов и габбро-анортозитов рассматриваемого типа группируются в протяженные пояса и обычно сами испытывают высокотемпературные метаморфические преобразования при повышенных давлениях [Мошкин, Дагелайская, 1979; Магматические формации..., 1980; 1985]. Реконструкции геологической эволюции ряда докембрийских (в том числе, раннедокембрийских) областей свидетельствуют о формировании парагенеза габбро-анортозиты – эколгиты – гранулиты в условиях нижней коры и об их выведении к поверхности в обстановке сжимающих тектонических напряжений.

Древнейшей ассоциацией подобного типа является гнейсовый комплекс Нарье в Западной Австралии (3.35 млрд лет, параметры метаморфизма 750–850°C, 7–10 кбар) [Muhling, 1990; Myers, 1988]. К числу позднеархейских относится ассоциация пояса Капускасинг, кратон Сьюпириор, Канада (2.70–2.59 млрд лет, метаморфизм при 750–790°C и 8–11 кбар) [Mader et al., 1994]. Выведение пород обоих поясов к поверхности связано с раннепротерозойскими событиями.

Характерным примером ассоциаций со сложной историей магматизма, метаморфизма и деформаций является анортозит-гранулитовая ассоциация Джугджуро-Станового пояса, протягивающегося вдоль южного края Сибирской платформы

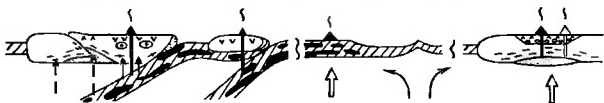
Континентальный рифт  
Continental rift



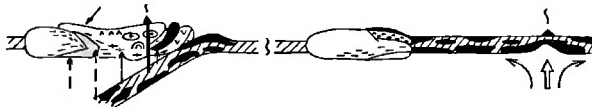
Система "островная дуга" -  
активная континентальная окраина  
Island arc - active continental margin system

Срединно-океанический  
хребет  
Middle-oceanic ridge

Континентальный рифт  
Continental rift



Тыловодужный  
надвиговый пояс  
Back arc thrust belt

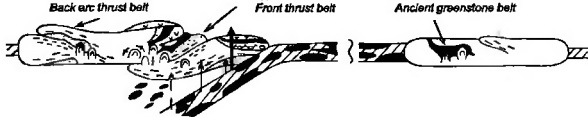


Коллизионный пояс Collisional belt

Тыловодужный  
надвиговый пояс  
Back arc thrust belt

Фронтальный  
надвиговый пояс  
Front thrust belt

Древний  
зеленокаменный пояс  
Ancient greenstone belt



Гранит-зеленокаменная область  
Granite-greenstone area

Гранулитовый пояс  
беломорского типа  
Granulite belt of  
Belomorian type

Гранулитовый пояс  
кордильерского типа  
Granulite belt of  
Cordillera type

Гранулитовый пояс  
гималайского типа  
Granulite belt of  
Himalayan type

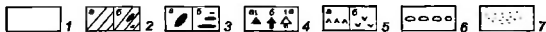
Вторичный  
зеленокаменный пояс  
Secondary greenstone belt



Первичный  
зеленокаменный пояс  
Primary greenstone belt

100 - 500 км

Горизонтальный масштаб  
Horizontal scale



в субширотном направлении на многие сотни километров от верховий р.Калар в Восточном Забайкалье до побережья Охотского моря. Наиболее крупные массивы пояса – Джугджурский, Лавлинский, Каларский и Геранский. Джугджурские гранулиты раннепротерозойского возраста (1.8 млрд лет [Левченко и др., 1987], Геранский массив – 1,73 млрд лет [Неймарк и др., 1992]) характеризуются оценками условий формирования:  $T - 820-860^{\circ}\text{C}$  и  $P - 7-8$  кбар [Кориковский, 1979];  $T - 720-800^{\circ}\text{C}$  и  $P - 8-8.5$  кбар [Карсаков, 1978];  $T -$  более  $750^{\circ}\text{C}$ ,  $P -$  более 10 кбар [Ленников, Щека, 1974]. Особенности составов минералов пород, непосредственно контактирующих с породами Геранского массива, фиксируют резкое повышение температуры по направлению к анортозитам, что интерпретируется как свидетельство интрузивного внедрения анортозитов в метаморфизованные и мигматизированные раннеархейские толщи [Богданова, 1984]. Эти соотношения указывают на раннепротерозойский возраст анортозитов Геранского массива. В свою очередь, по геохронологическим данным, возраст интрузивного размещения Каларского массива значительно предшествует гранулитовому метаморфизму, составляя 2.66 млрд лет [Левченко и др., 1987]. Геологические соотношения позволяют заключить, что формирование Джугджуро-Станового покровно-надвигового ансамбля произошло в тыловой области позднеюрского коллизионного пояса.

Позднепротерозойские гранулиты, совмещенные с анортозитовыми массивами, известны в пределах пояса Гренвилл. Здесь выделяется по меньшей мере две группы анортозитов с возрастом 1.35 и 1.05–1.00 млрд лет, причем возраст гранулитового высокобарного метаморфизма, по-видимому, совпадает с временем размещения более молодого комплекса [The Geology of North..., 1989].

Основываясь на экспериментальных данных и на оценках условий образования отдельных анортозитовых массивов, О.А.Богатиков и др. [1984] пришли к выводу о том, что “для появления анортозитовых пород необходима обстановка медленного остывания магмы в условиях сравнительно небольших давлений, либо такого застывания, при котором изменения  $P$ - $T$ -условий происходят вблизи температуры ликвидуса” [с.261]. Специфика этого режима указывает на относительно спокойную тектоническую обстановку, вероятно, в условиях растяжения (континентального рифтогенеза). В пользу высказанного предположения свидетельствуют и свойственные анортозитам различных регионов несколько повышенные инициальные значения отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , равные 0.703–0.705 [Богатиков и др., 1984], которые указывают на формирование соответствующих расплавов за счет обогащенной мантии или на контаминацию сиалическим материалом в основании коры. Как показано в гл.2, пластообразные массивы габбро-анортозитов, располагающиеся в подошвенной части

Рис. 5.2. Модель архейской тектонической эволюции – гипотетические разрезы, имитирующие обстановки гранитизации и гранулитового метаморфизма, эволюцию и тектонические соотношения гранулитовых поясов и гранит-зеленокаменных областей

1 – континентальная кора; 2 – океаническая кора, образованная толеитами (а), толеитами и коматитами (б); 3 – фрагменты океанической коры, включенные: в континентальную кору (а), в магнито (б); 4 – вулканическая активность: внутриплитного (коматитового) (а), островодужного и окраинно-континентального (толеитового и известково-щелочного) (б), внутриплитного (толеитового) (в) типов; 5 – вулканические серии континентально-рифтовых и внутриплитных (а) и субдукционных (б) обстановок; 6 – базальные осадочные серии рифтогенных прогибов; 7 – терригенные и хемогенные осадки; 8 – мафитовые (преимущественно габбро-анортозитовые) интрузивы; 9 – высокотемпературный метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фации: нижней и средней коры (а), поднадвиговой (б); 10 – гранитизация (гранит-мигматитовые комплексы) (а), гранитоидные плутоны (б); 11 – гранито-гнейсовые и гранит-мигматитовые купола; 12 – флюидные потоки: преимущественно водные (а), преимущественно углекислотно-метановые (б); 13 – подъем магматических (мафит-ультрамафитовых) расплавов в связи с активностью мантийных плюмсов; 14 – конвективные движения в астеносфере



покровно-надвигового ансамбля Лапландско-Колвицких гранулитов, также были первоначально размещены в коре рифтогенной области. Принципиально важно, что время интрузивного размещения Лапландских габбро-анортозитов совпадает со временем глобально проявленного рифтогенеза позднеархейского суперконтинента (Пангеи-0 по [Хаин, Божко, 1988]). Время проявления рифтогенного растяжения в пределах архейской (восточной) части Балтийского щита, зафиксировано также оценками возраста расслоенных мафит-ультрамафитов Мончегорского типа – 2.49–2.40 млрд лет. Особенности итоговой структурной позиции и характера метаморфизма позволяют предполагать, что первоначальное становление расслоенных мафит-ультрамафитов протекало в пределах средней-верхней коры близ осевой части, а габбро-анортозитов – в основании коры в краевой части рифтогенной области. Высокотемпературный (860–920°C) метаморфизм пород нижней коры на глубине 40–45 км, вероятно, был связан с интенсивными тепловым и флюидным потоками, сопровождавшими размещение в подкоровой области мантийного астенолита (метаморфизм первой стадии – 19а на рис.5.1,б).

В ходе последующей эволюции расслоенные тела обоих типов подверглись перемещениям и были включены в разнотипные надвиго-поддвиговые структуры. Мафит-ультрамафиты Мончегорского типа размещены между основанием тектонического “разреза” Печенга-Имандра-Варзугской и Северо-Карельской сутур и автохтонными архейскими комплексами соответственно Кольской и Карельской микроплит, а метагаббро-анортозиты – в подошве тыловодужной структуры Лапландского гранулитового пояса (см. рис.2.1, 2.31, 2.32).

Экстраполяция этих оценок на габбро-анортозитовые тела, включенные в другие, в том числе архейские, гранулитовые пояса кажется правомочной. Во всяком случае, данные, суммированные на рис.5.1 указывают на такую возможность. Примечательна обратная зависимость между температурными оценками и глубинностью гранулитового метаморфизма анортозит-содержащих ассоциаций. На рис.5.1,в мы приняли максимальные оценки глубинности метаморфизма этих ассоциаций за приблизительные оценки расположения границы кора-мантия. При этом, как отмечено выше, максимальным разогревом, и, соответственно, максимальной степенью растяжения и утонения коры, вероятно, характеризовались области наиболее значительного приближения мантийных астенолитов к этой границе. В свете вышесказанного, причиной этого явления могла быть возросшая роль мантийных плюмов и связанных с ними внутриплитного магматизма и высокотемпературного метаморфизма во внутренних областях протяженных постратнедокембрийских континентов.

## **Обстановки формирования и тектонические взаимоотношения гранулитогнейсовых поясов и гранит-зеленокаменных областей**

Выше мы рассмотрели обстановки проявления высокотемпературного метаморфизма в раннем докембрии, но лишь вскользь затронули проблему выведения к поверхности гранулитогнейсовых ассоциаций. Детальным реконструкциям эволюции термодинамических параметров за период их перемещения к поверхности (реконструкциям Р-Т- $t$  траекторий) посвящены многочисленные работы, в которых собственно тектонические обстановки этих перемещений рассматриваются, как правило, более схематично. Внимание исследователей привлечено, в первую очередь, к проблеме выведения к поверхности сверхвысокобарных метаморфических ассоциаций,

однако подобные ассоциации в раннем докембрии и, в частности в архее, не известны (см. рис.5.1,а,б). Между тем, в последние годы становятся известными все новые данные, свидетельствующие о покровно-надвиговом строении ГПП, породы которых подверглись гранулитовому метаморфизму как в архее, так и в протерозое и в фанерозое. Время покровообразования в части случаев близко времени метаморфизма, или эти события протекали практически синхронно, в других случаях выдвигание к поверхности ранее сформированных гранулитов значительно запаздывало.

При обращении к ситуациям фанерозоя мы видим два главных типа тектонических структур, при формировании которых к поверхности выводятся породы глубинных уровней коры — это системы фронтальных и тыловых покровно-надвиговых ансамблей коллизионных зон. Наиболее полно исследованным примером ансамблей первого типа являются тектонические покровы Высоких Гималаев, сформированные в результате встречного выдавливания тектонических пластин верхней и средней коры Индийской плиты при ее погружении под Евразийскую плиту. Ансамбли второго типа начинают формироваться уже в тылу активных окраин. Их примером являются широко известные тыловодужные тектонические покровы вдоль восточного края Кордильер обеих Америк. Окончательное оформление тыловых надвиговых поясов связано с обстановкой континентальной коллизии. Сложные покровно-надвиговые ансамбли Центральной Азии можно, в общем плане, рассматривать в качестве примера образований подобного рода.

В качестве примера реконструкций раннедокембрийских ГПП, демонстрирующих подобные соотношения, еще раз сошлемся на модели эволюции ГПП северо-востока Балтийского щита: позднеархейского Центрально-Кольского гранулитового пояса (фронтальный покровно-надвиговый ансамбль относительно Титовско-Кейвской сутуры) (см. рис.1.22, 1.23) и раннепротерозойского Лапландского гранулитового пояса (тыловой ансамбль относительно Печенга-Имандра-Варзугской сутуры) (см. рис.2.31 и 2.32). Нам не известны примеры описания архейских ГПП, которые можно было бы достоверно рассматривать в качестве тыловых покровно-надвиговых поясов; "подозрительными" в этом плане являются пояса Напые (Земля Эндерби, Антарктида), Лимпопо (Южная Африка) и некоторые другие, которые, в соответствии с моделью А.Кренера [1984] часто связывают с "внутриконтинентальной коллизией".

По-видимому, закономерно участие наиболее глубинных разностей гранулитов и габбро-анортозитовых тел в строении тыловых поясов, тогда как пояса фронтального типа образованы породами, метаморфизованными в условиях умеренных глубин. Эта закономерность, очевидно, связана с различными условиями тектонического расщепления коры. При формировании фронтальных надвиговых ансамблей срыв коровых пластин происходит на уровне верхней и затем средней коры пододвигаемой плиты, поскольку область максимальных сдвиговых напряжений связана с поверхностью соприкосновения плит. Напротив, формирование тыловых надвиговых ансамблей отвечает обстановке относительно равномерно распределенного латерального сжатия и срыв происходит по границе "кора-мантия", разделяющей наиболее контрастные по механическим свойствам части литосферной плиты. При этом возможны случаи перемещения тектонических покровов как в сторону фронтальной части континентальной окраины, так и в противоположном направлении.

Несколько меньшей известностью пользуются данные о поднадвиговом метаморфизме, хотя преобразования коры при взаимном пододвигании-надвигании континентальных плит, выразившиеся в высокобарном метаморфизме и реоморфизме пород параавтохтона и частичном плавлении перекрывающей плиты, отмечались неоднократно [Seyfert, 1980; и др.]. Роль этих преобразований в формировании специфических особенностей архейской коры до сих пор по достоинству не оценена. Ввиду того, что нам не известны описания архейских структур этого типа, еще раз сошлемся

в качестве примера на раннепротерозойский Лапландский гранулитовый пояс на северо-востоке Балтийского щита (см.гл.2).

Таким образом, гранулитовый метаморфизм в архее, по-видимому, проявлялся в следующих обстановках (см.рис.5.2): 1) в тыловых областях активных окраин под воздействием генерированных в зоне субдукции тепловых и флюидных (CO<sub>2</sub>) потоков и, возможно, вторичных мантийных астенолитов; 2) рифтогенеза континентальной коры над поднимающимися мантийными астенолитами; 3) в параавтохтонных областях, перекрытых мощными коровыми пластинами, — в результате прогрета “сверху вниз”. Высокотемпературный метаморфизм погруженных в результате архейских коллизийных событий континентальных фрагментов, видимо, принципиально не отличается от типа (3), так как, в отличие от позднепротерозойского и фанерозойского этапов, среди раннедокембрийских гранулитов отсутствуют особо глубинные (сверхвысоко-барные) разновидности (см. рис. 5.1).

Перемещение гранулитовых ассоциаций первых двух типов к поверхности (формирование фронтальных и тыловых покровно-надвиговых ансамблей гранулитогнейсовых поясов) определялось условиями сжатия в обстановках коллизии или в пределах активных окраин. Ссылаясь на приведенные аналогии, тип фронтальных поясов можно назвать гималайским, а тип тыловых поясов — кордильерским. Перемещение к поверхности архейских ассоциаций третьего типа, который может быть назван беломорским, в основном связано с изостатическим подъемом утолщенной коры.

В пределах гранит-зеленокаменных областей гранитоидные и гранит-мигматитовые комплексы образуют преимущественно купольные структурные формы. Как показывают новейшие исследования, купола, образованные реоморфизованными гранит-мигматитовыми или гранито-гнейсовыми ассоциациями, практически всегда деформируют толши зеленокаменных поясов. Это имеет место и в тех случаях, когда геохронологические исследования указывают на более раннее формирование гранитоидных пород по сравнению с зеленокаменными породами поясов. Как отмечено выше, своеобразный “кружевной” рисунок геологических границ зеленокаменных поясов является непосредственным результатом тектонического взаимодействия куполов с зеленокаменными разрезами.

Метаморфизм пород центральных частей поясов является реликтовым: условия формирования ассоциаций пренит-пумпелиитовой фации подобны условиям проявления зеленокаменного метаморфизма современных разрезов океанической коры. Максимальный уровень последующего (коллизийного) метаморфизма достигался в наиболее узких частях межкупольных синформ. Этот характер метаморфической зональности свидетельствует о латеральной неоднородности тепловых полей в коре в обстановке куполообразования. В организации тепловых потоков при формировании итоговых структур ГЗО определяющую роль играл теплоперенос поднимающимися (“всплывающими”) гранито-гнейсовыми и гранит-мигматитовыми куполами. После их размещения в пределах верхней коры при последующем охлаждении формировалась латеральная метаморфическая зональность в структурах зеленокаменных поясов: от высокой амфиболитовой и даже гранулитовой фации в краевых частях поясов в непосредственном контакте с куполами до реликтовой пренит-пумпелиитовой фации в центральных частях зеленокаменных синформ.

Сохранение “докупольных” низкотемпературных ассоциаций в центральных частях синформ свидетельствует о достаточно низкотемпературном “фоне” на соответствующем уровне коры. Особенности метаморфических парагенезисов свидетельствуют также о том, что глубинности формирования зональных метаморфических ассоциаций зеленокаменных поясов не превышала 10–15 км. При размещении их на больших глубинах (в узких субвертикальных межкупольных зонах) вулканогенно-осадочные

породы полностью подвергались более интенсивному метаморфизму – до амфиболитовой фазии. Это позволяет с определенной осторожностью оценивать глубину размещения нижних частей куполов цифрами порядка 18–20 км. Оценить уровень размещения эродированной кровли куполов затруднительно: исходя из структурных соображений, можно соотнести его с глубинами 6–8 км. Таким образом, область размещения куполов, по-видимому, охватывает интервал глубин от 18–20 до 6–8 км. Этот интервал можно рассматривать и как границы области формирования характерных структурно-вещественных ассоциаций ГЗО. Соответственно “корни” куполов, т.е. область реоморфизма, располагались несколько глубже.

Признаки тектонического совмещения в пределах зеленокаменных поясов горно-породных ассоциаций, первоначально сформировавшихся в различных, латерально распределенных геодинамических обстановках, свидетельствуют о том, что наиболее близким структурным аналогом архейских ГЗО являются коллизионные зоны фанерозойского возраста, включающие гранито-гнейсовые купола в зонах обдукции офиолитов [Хаин, 1989] и сложных коллизионных поясах [Федоровский и др., 1995]. По оценке В.С.Федоровского, формирование гранито-гнейсовых куполов является повсеместным индикаторным процессом в пределах фанерозойских коллизионных зон.

Как в фанерозое, так и в архее, куполообразование и реоморфизм утолщенной коры, строение которой на предшествующей стадии определялось нагромождением тектонических пластин, включая чешуйчато-надвиговые ансамбли зеленокаменных поясов, связаны с заключительными поздне- и постколлизионной стадиями геодинамического цикла. В предшествующую, собственно коллизионную, стадию островодужные и океанические серии были перемещены на континентальное основание и в дальнейшем испытали механическое и термальное воздействие в результате разогрева и реоморфизма подстилающих, в том числе более древних, пород континентальной коры.

Заметим, что эта модель эволюции архейских ГЗО, опирающаяся на сравнение с лучше поддающимися реконструкциям фанерозойскими аналогами, страдает существенным недостатком: она не объясняет, почему нигде не сохранились не подвергшиеся деформациям при куполообразовании части зеленокаменных разрезов – при умеренном эрозионном срезе (10–15 км) и не отличающемся принципиально от фанерозойского характере метаморфических преобразований архейских ГЗО. Находились ли зеленокаменные разрезы в период куполообразования на земной поверхности?

В связи с малыми размерами и повышенной пластичностью архейских “континентов” (микроплит, по В.Е.Хаину) их объединение сопровождалось необычайно интенсивными надвиго-поддвиговыми дислокациями (“торошением” по О.Г.Сорохтину [Сорохтин, Ушаков, 1993]). Вследствие своих малых размеров архейские “континенты” практически целиком вовлекались в коллизионные процессы и подвергались интенсивным преобразованиям. Деформационно-метаморфические преобразования гранит-зеленокаменных областей практически повсеместно завершались лишь после их перекрытия покровно-надвиговыми ансамблями различной мощности. Такое предположение позволяет объяснить различия структуры и метаморфизма архейских ГЗО и фанерозойских коллизионных поясов. Выведение гранит-зеленокаменных областей к земной поверхности, в свою очередь, определялось совместным эффектом изостатического подъема и денудации перекрывающих покровных комплексов (см. рис.5.2).

## Главные типы и взаимоотношения геологических структур раннепротерозойских континентов

Представление о связи раннепротерозойской коровой эволюции с функционированием тектоно-плитных механизмов, близких современным, в последние годы получило широкое признание. Согласно В.Е.Хайну, это была тектоника малых плит ("мини-плит"); характерной особенностью эволюции в этот период было одновременное существование многочисленных континентальных плит относительно небольшого размера, большое число, значительная протяженность и одновременно ограниченная ширина океанских и субокеанских бассейнов. Результатом столкновений плит при закрытии этих океанических структур явилось формирование коллизионных орогенов. Наряду с ними в пределах внутренних частей позднеархейского суперконтинента (Пангеи-0) и затем в пределах отделившихся частей этого суперконтинента (раннепротерозойских континентов) формировались рифтогенные структуры, осадочные бассейны и протоплатформенные чехлы [Хайн, 1994].

Граница архея и протерозоя (2.5 млрд лет) во многих районах мира отмечена крупными несогласиями и проявлениями гранитоидного и мафит-ультрамафитового плутонизма и регионального метаморфизма. Имеется много оснований рассматривать эту границу в качестве одного из важнейших рубежей в геологической эволюции Земли. Вместе с тем, как отмечают В.Е.Хайн и Н.А.Божко [1988], многие особенности тектонического режима, характерного для раннего протерозоя, такие как появление протоплатформ, возникновение глубинных расколов континентальной коры, формирование роев даек, в той или иной степени наблюдались уже и в позднем архее.

По сравнению с архейскими протократонами, в строении раннепротерозойских кратонов участвуют более многообразные структуры. До настоящего времени не существует общепринятой классификации этих структур в рамках тектоно-плитных моделей, наиболее известные классификации принадлежат Ч.Б.Борукаеву [1985] и В.Е.Хайну и Н.А.Божко [1988]. Ниже при сопоставлении раннепротерозойских структур Северо-Американского кратона и Балтийского щита мы будем пользоваться разработанной нами ранее классификацией, в равной степени опирающейся на реально наблюдаемые латеральные ряды структур и на результаты палеогеодинамических (тектоно-плитных) реконструкций их эволюции [Гусев и др., 1995].

Согласно большинству современных оценок, Земля вступила в раннепротерозойскую стадию своего развития, обладая на значительной части своей поверхности вполне зрелой континентальной корой. Это обстоятельство зафиксировано, в частности, совершенно новой ролью крупнейших протяженных подвижных поясов, которые по размерам и комплексу признаков уверенно сопоставляются с *рифтогенными поясами* фанерозоя и современной Земли. Планетарный максимум связанного с рифтогенезом внедрения роев даек и формирования расслоенных мафит-ультрамафитовых тел отвечает весьма краткому интервалу времени – 2.50–2.44 млрд лет. В дальнейшей раннепротерозойской эволюции рифтогенез проявлялся более локально, в пределах различных регионов: 2.2–2.0 и 1.96–1.92 млрд лет назад. Позднее, в конце раннего протерозоя (1.8–1.65 млрд лет), на большинстве континентов были сформированы *анорогенные плутонические и вулканогенные ассоциации*, зафиксировавшие новый глобально проявленный этап растяжения континентальной коры.

В значительной части случаев структуры, закладывавшиеся как внутриконтинентальные рифты, эволюционировали, преобразуясь в океанические бассейны, подстилаемые мафитовой корой океанического типа. Последующее сжатие и закрытие этих океанических структур завершилось формированием коллизионных систем (*коллизионных орогенов*). Последние в качестве главного элемента включают шовные

(сутурные) осадочно-вулканогенными пояса чешуйчато-надвигового строения, образующие устойчивый парагенез со структурно и генетически сопряженными поясами гранито-гнейсовых куполов, а также, в ряде случаев, с системами тыловодужных (тыловых) и фронтальных покровно-надвиговых поясов, образованных породами гранулитогнейсовой ассоциации.

В целом, раннепротерозойские коллизионные системы, как и их архейские гранит-зеленокаменные аналоги, характеризуются трехэтапной эволюцией, включавшей: 1) накопление первичных пород и образуемых ими геологических формаций; 2) их латеральные перемещения, завершившиеся тектоническим размещением в новых структурах; 3) постколлизионные деформации и метаморфизм. Первому этапу соответствуют различные варианты последовательно сменяющихся друг друга или латерально распределенных геодинамических обстановок; второй этап, за редкими исключениями, завершается в обстановке континентальной коллизии; третий объединяет постколлизионные процессы. Вероятно, часть образований, рассматриваемых в качестве повных поясов, в действительности представляет собой рифтогенные структуры, не достигавшие стадии океанического раскрытия и подвергшиеся интенсивным деформациям в обстановке сжатия в связи с коллизионными процессами.

По сравнению с архейскими ГЗО раннепротерозойские пояса характеризуются меньшим уровнем деформаций коллизионного этапа, что, повидимому, определяется ограничением возможности взаимного надвигания-поддвигания континентальных плит, возможно, в связи с уменьшением скоростей перемещения плит и/или в связи с увеличением их размеров. Последним обстоятельством определялось пассивное участие в коллизионных процессах значительных частей плит, удаленных от зон непосредственной конвергенции.

Таким образом, континентальные рифты (рифтогенные пояса) и коллизионные пояса раннего протерозоя непосредственно с момента образования или в результате континентальной коллизии в конце геодинамического цикла разместились во внутренних частях раннепротерозойских кратонов.

В определенном смысле внутриконтинентальным коллизионным орогенам противостоят аккреционные системы (*аккреционные орогены*), сформированные вдоль окраин кратонов. В их строении участвуют: структурно-вещественные комплексы островных дуг и задуговых бассейнов, аккретированные к окраинам раннепротерозойских кратонов в результате коллизионных процессов типа "континент — дуга" (собственно аккреционные пояса), шовные пояса, фиксирующие надвиго-поддвиговые зоны вдоль границ аккретированных комплексов с активными окраинами кратонов, и окраинно-континентальные пояса, образованные вулканоплутоническими ассоциациями активных окраин. В тылу активных окраин возможно формирование тыловодужных (тыловых) надвиговых поясов, в том числе выводящих к поверхности гранулитогнейсовые комплексы. При интенсивных надвиго-поддвиговых деформациях аккретируемых микроконтинентов и зрелых островных дуг оказывалось возможным также и формирование фронтальных надвиговых поясов, выводивших к поверхности фрагменты нижней и средней коры, включая гранулиты.

В некоторых случаях раннепротерозойские *рифтогенные пояса* не продвигались в своей эволюции до разрыва континентальной и формирования океанической коры. В части поясов этого типа преобладают плутонические фации изверженных пород при ограниченной роли вулканогенных ассоциаций; в других случаях вулканы играют преобладающую роль. Некоторые из подобных поясов были преобразованы в обстановке сжатия в покровно-складчатые пояса, структурно подобные коллизионным орогенам. Однако, в отличие от последних, в их строении не участвуют породные ассоциации, сформировавшиеся в океанических или субдукционных обстановках. Это обстоятельство заставило нас в предыдущей работе [Гусев и др., 1995] включить

структуры этого типа в группу коллизионных систем под названием "шовные пояса бассейнового типа", противопоставив их в определенной степени "шовным поясам океанического типа", имея в последнем случае в виду собственно шовные (сутурные) зоны, формирующиеся при закрытии океанических бассейнов.

Широко представлены в раннем протерозое структуры *эпиконтинентальных осадочных бассейнов*, которые, судя по практически повсеместному участию в их разрезах бимодальных вулканогенных ассоциаций, также отвечают одному из направлений эволюции рифтов.

В целом, строение и формационные характеристики раннепротерозойских структур позволяют успешно сопоставлять их с фанерозойскими аналогами. В то же время, особенности строения раннепротерозойских шовных поясов и их взаимоотношения с гранитно-купольными поясами позволяют не менее успешно сравнивать их с архейскими ГЗО.

Систематический анализ природы раннепротерозойских коллизионных орогенов приводит в большинстве случаев исследователей к признанию *внутриконтинентальной природы* участвующих в их эволюции океанических бассейнов Красноморского типа. Формирование подобных "океанов" не приводило к полному отрыву и значительному перемещению фрагментов созданного в позднем архее суперконтинента. Подобные заключения высказаны, в частности, П.Хоффманом [The Geology of North ..., 1989] в отношении соответствующих структур Северо-Американского кратона, М.В.Минцем [Минц Пастухов и др., 1994] и В.А.Мележиком и Б.Стертом [Melezhik, Sturt, 1994] относительно пояса Печенга-Имандра-Варзуга на северо-востоке Балтийского щита и другими авторами. В.Е.Хайн и Н.А. Божко [1988] говорят о раннем протерозое, как о времени "частичной деструкции" суперконтинента Пангеи-0 и его последующего воссоздания к концу раннего протерозоя с образованием Пангеи-1.

## **Корреляция главных геологических событий в раннепротерозойской эволюции Северо-Американского кратона и Балтийского щита**

В пределах Балтийского щита в результате раннепротерозойской эволюции были сформированы *внутриконтинентальные коллизионные орогены*, размещенные во внутренней области Карело-Кольского региона, представлявшего собой часть предполагаемой Пангеи-0. К их числу относится охарактеризованный в гл.2 коллизионный ороген, включающий в качестве стержневой структуры Печенга-Имандра-Варзугский сутурный пояс, а также Лапландско-Колвицкий тыловодужный покровно-надвиговой (гранулитовый) пояс и Кольско-Беломорский пояс гранит-мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов. Ороген в целом может быть назван Кольско-Лапландским. Более сложную структуру, вероятно, имеет коллизионный ороген, включающий в качестве стержневой структуры Циркум-Карельскую систему сутурных поясов (см. рис.2.32), частью которой является Северо-Карельский пояс (см. рис.0.2). Не ясна пока структура коллизионного орогена, включающего Карасйок-Куолаярвинский осадочно-вулканогенный пояс (см. рис.0.2).

К настоящему времени получено достаточно оснований для представления Балтийского щита в качестве фрагмента сформированного к концу раннего протерозоя обширного кратона Лаврентия, преобладающая по размерам часть которого сегодня включена в структуру Северо-Американского кратона. Поэтому взаимная корреляция главных геологических событий (тектонических, магматических и деформационно-

метаморфических) в раннепротерозойской эволюции крупных структурных элементов Балтийского щита и Северо-Американского кратона позволяет создать общую модель раннепротерозойской эволюции значительной части Пангеи-0.

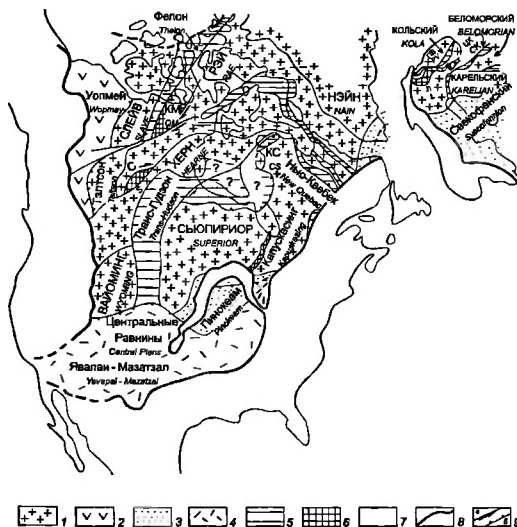


Рис. 5.3. Раннепротерозойские орогены Северо-Американского кратона и Фенно-Скандинавского щита (без платформенного чехла) (на основе материалов П.Ф.Хоффмана [The Geology of North..., 1989] и других материалов – см. литературные ссылки к рис.5.5)

1 – архейская кора. 2–6 – раннепротерозойская кора: 2–4 – аккреционные орогены: 2 – ювенильная (?) кора (2,3–2,1 млрд лет) и окраинно-континентальные магматические дуги (2,0–1,8 млрд лет), 3 – ювенильная кора (1,8–1,6 млрд лет) и окраинно-континентальные магматические дуги (2,0–1,8 млрд лет), 4 – ювенильная кора (1,8–1,6 млрд лет), 5,6 – коллизионные орогены: 5 – ювенильная кора и окраинно-континентальные магматические дуги (2,4–1,8 млрд лет), 6 – гранулитогнейсовые пояса – тектонические покровы, образованные породами архейской или раннепротерозойской нижней – средней коры (завершение тектонического размещения – 1,8 млрд лет назад); 7 – постраннепротерозойская кора; 8 – тектонические ограничения раннедокембрийской коры; 9 – разломы. свитги (а), надвиги (б)

Названия архейских провинций обозначены прописными буквами, названия раннепротерозойских орогенов – строчными. Сокращения: КС – пояс Кейп-Смит, Л – Лалландский гранулитовый пояс, ПВ – пояс Печенга-Имандра-Варзуга, С – гранулитовый пояс в слэпговай системе Сноуберд, ЦК – Циркум-Карельская система поясов

Ниже, обращаясь к событиям в пределах Балтийского щита, мы, в основном, опираемся на фактические данные и их интерпретацию, приведенные в гл.2-4. События, характеризующие раннепротерозойскую эволюцию Северо-Американского кратона (рис.5.3), приведены, как правило, в соответствии со сводкой П.Хоффмана [The Geology of North..., 1989]. Главные особенности раннепротерозойской эволюции Балтийского щита были проиллюстрированы выше последовательностью схематических



СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКИЙ КРАТОН  
NORTH AMERICAN CRATON

Южная окраина протократона Сьюпириор  
*Southern margin of the Superior protocontinent*

РИФТОГЕНЕЗ 1 RIFTOGENESIS 1  
2.48-2.45 млрд лет (Ga)

Осадконакопление на пассивной окраине,  
расщепленные мафит-ультрамафиты  
*Passive margin sedimentation, layered mafic-ultramafics*

КРАТКОВРЕМЕННАЯ СУБДУКЦИЯ 1?  
SHORT-TERM SUBDUCTION 1?  
2.39-2.33 млрд лет (Ga)

Гранитоиды, дайны диабазов  
*Granitoids, basaltic dikes*



РИФТОГЕНЕЗ 2 RIFTOGENESIS 2  
2.22-2.20 млрд лет (Ga)

Осадконакопление на пассивной окраине,  
мафитовые вулканы, габбро, диабазы  
*Passive margin sedimentation, mafic volcanics, gabbro, mafic dikes*



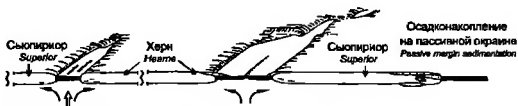
СПРЕДИНГ 2 SPREADING 2

Пояс Кейн-Смит Cape Smith belt  
2.0 млрд лет (Ga)

Пояс Транс-Гудзон Trans Hudson belt  
2.02 млрд лет (Ga)

Раскрытие внутриконтинентального океана  
(толеиты Т- и E-MORB)  
*Intracontinental ocean opening (T- and E-MORB tholeiites)*

Раскрытие внутриконтинентального океана?  
(базальты, терригенные осадки пассивной окраины)  
*Intracontinental ocean opening? (basalts, passive margin terrigenous sediments)*



РИФТОГЕНЕЗ 3 RIFTOGENESIS 3  
1.96 млрд лет (Ga)

Базальты, риолиты, базальты, фоновиты  
*Basalts, rhyolites, basaltics, phonolites*



СПРЕДИНГ - СУБДУКЦИЯ 3 SPREADING - SUBDUCTION 3

Пояс Кейн-Смит Cape Smith belt  
1.92 млрд лет (Ga)

Пояс Транс-Гудзон Trans Hudson belt  
1.91-1.88 млрд лет (Ga)

Заложение островодужных систем?  
*Island arc system origin?*



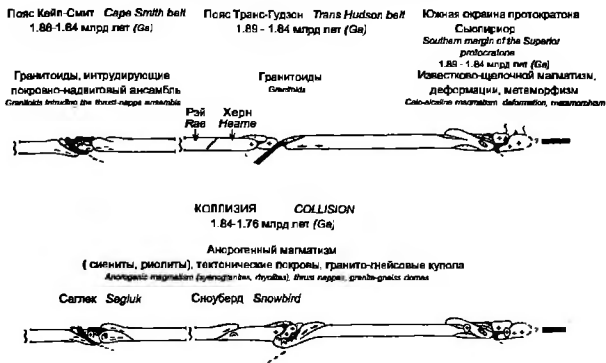


Рис. 5.4. Реконструкция последовательности формирования раннепротерозойских структур Северо-Американского кратона (разрезы)  
Условные обозначения см. на рис 2.29

разреза (см. рис.2.31). Аналогичным образом, последовательность главных геологических событий в эволюции Северо-Американского кратона представлена на схематических разрезах (рис.5.4). На рис.5.5 суммированы основные закономерности раннепротерозойской эволюции в пределах кратона Лаврентия. Ссылки на источники геохронологической информации приведены в подписи к рис.5.5.

Как отмечено выше, архейская эволюция завершилась образованием первого в истории Земли суперконтинента (Пангеи-0) около 2.5 млрд лет назад. Последующий раннепротерозойский интервал геологической истории Северо-Атлантического региона включал три последовательных цикла геодинамической активности: приблизительно 2.49-2.33, 2.25-1.9 и 1.9-1.82 млрд лет.

Старт раннепротерозойской эволюции в пределах этого региона, как и в других случаях (см. выше), отмечен признаками растяжения во внутренних частях Пангеи-0: протяженными дайковыми поясами и поясами расслоенных тел мафит-ультрамафитов. Поразительна синхронность размещения расслоенных тел 2.49-2.40 млрд лет назад в пределах средних и верхних уровней коры весьма удаленных частей суперконтинента (восток Балтийского щита, Северо-Американский кратон, Южная Африка и др.). Одновременно (2.47-2.40 млрд лет) произошло размещение расслоенных тел габбро-анортозитов в пределах нижней коры будущего Лапландского гранулитового пояса, сопровождавшееся первым в раннем протерозое проявлением гранулитового метаморфизма. Результатом дальнейшей эволюции в Печенга-Имандра-Варзугской зоне явились проявления спрединга (Т-MORB базальтоиды, кукинской и пурничской свит, не датированные до настоящего времени), завершившиеся андезито-базальтовым вулканизмом островодужного типа. Это свидетельствует о субдукции океанической литосферы 2.42-2.33 млрд лет назад. Тот же период в пределах Лапландской зоны отмечен интрузиями калиевых гранитов (2.39-2.33 млрд лет); нижняя часть терригенной толщи супергруппы Гурон, накапливавшаяся в пределах пассивной окраины кратона

Сьюпириор, была интродуцирована известково-щелочными гранитоидами в то же самое время — 2.39–2.33 млрд лет назад.

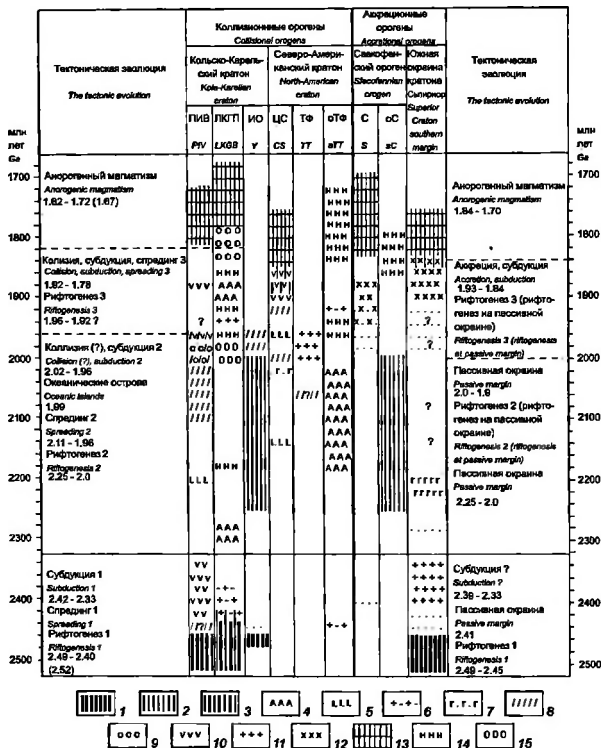


Рис. 5.5. Корреляции основных событий в эволюции раннепротерозойских орогенов

1-13 — магматические ассоциации, 1-7 — рифтогенные: 1 — сложенные мафит-ультрамафиты, 2 — дайки диабазов, 3 — сложенные габбро-анортозиты, 4 — щелочные граниты, сиециты, 5 — щелочные базальты, риолиты, 6 — лейкократовые граниты (S-типа), мессома мигматитов, 7 — терригенные осадки, основные лавы и силлы; 8, 9 — спрединговые и океанических островов; 8 — толеитовые пиллоу-лавы (Г-MORB), офиолиты, 9 — пикриты, габбро-верлиты (предположительно постройки океанических островов); 10-12 — субдукционные известково-щелочные: 10 — вулканиты, 11 — гранитоиды, 12 — совместно лавы и гранитоиды; 13 — анорозные (граниты, сиециты, риолиты, пегматиты). 14 — гранулиты. 15 — проявления реоморфизма и кулообразования

Принятые сокращения: ПИБ — пояс Печенга-Имандра-Варзуга, ЛКГП — Лапландско-Кольвицкий

Вторая стадия растяжения, обозначившая начала второго цикла, зафиксирована более разнообразными и многочисленными событиями: размещением мафитовых даек (пояс Йормуа – 2.25–2.0 млрд лет) и извержениями щелочных базальтоидов и щелочных риолитов в зонах будущих коллизионных орогенов (Печенга–Имандра–Варзуга – 2.21 млрд лет, пояс Нью-Квебек – 2.14 млрд лет). Растяжение пассивных окраин суперконтинента в местах будущих аккреционных орогенов также зафиксировано внедрением многочисленных мафитовых даек (Свекофенская окраина Кольско-Карельского кратона – 2.25–2.0 млрд лет, южная окраина кратона Сьюпириор – в интервале от 2.22 – до примерно 2.1 млрд лет); на нижних уровнях коры в зонах гранулитового метаморфизма эта стадия отмечена внедрениями субщелочных и/или щелочных гранитов (Лапландский пояс – 2.29–2.27 млрд лет, провинция Слейв, которая в этот период, по-видимому представляла собой форланд орогена Фелон – 2.19–2.02 млрд лет).

В процессе последующего растяжения, определившего переход к стадии спрединга океанического дна, в пределах будущих коллизионных орогенов были сформированы протяженные океанические бассейны Красноморского типа. Этот важный этап зафиксирован: в пределах пояса Печенга–Имандра–Варзуга – формированием мощных разрезов толентовых (Т- и Е-MORB) пиллоу-лав (2.11–1.96 млрд лет), включающих покровы пикритов внутриплитного типа (1.99 млрд лет) и кислых туфов пепловых потоков, которые с учетом их совмещения с океаническими пиллоулавами следует рассматривать в качестве производных вулканизма океанических островов; в пределах пояса Йормуа в Центральной Финляндии и в пределах пояса Кейп-Смит вдоль северной границы кратона Сьюпириор – формированием полных офиолитовых разрезов (соответственно офиолиты Кайнуу, 1.97–1.96 млрд лет, офиолиты Пуртуник – 2.00 млрд лет).

Последующее частичное или полное исчезновение внутриконтинентальных океанических бассейнов этой стадии завершилось формированием новой “порции” породных ассоциаций субдукционного типа: известково-щелочных вулканитов, преимущественно андезитов-базальтов, в Печенга-Имандра-Варзугской зоне (1.95 млрд лет), гранитоидов в пределах орогена Талтсон-Фелон западнее осевой части Северо-Американского кратона (2.02–1.95 млрд лет). Корреспондирующие события в зонах гранулитового метаморфизма включали новые метаморфические события и формирование пород эндербитовой серии: в Лапландской зоне 1.95–1.94 млрд лет назад; в пределах поднятия Куин-Мод в связи с тектонической эволюцией коллизионного орогена Талтсон-Фелон 1.97–1.95 млрд лет назад. Развитие пассивных окраин суперконтинента в период, последовавший за вторым эпизодом рифтогенеза, в пределах Свекофенской и Пенокейской зон характеризовалось продолжением терригенной седиментации.

---

гранулитовый пояс, ЮО – пояс Йормуа, ЦС – пояса системы Циркум-Сьюпириор (Транс-Гудзон, Кейп-Смит, Нью-Квебек), ТФ – пояса Талтсон-Фелон, оТФ – обрамление поясов Талтсон-Фелон (кратон Слейв, поднятие Куин-Мод, зона Сноуберд), С – Свекофенский ороген, оС – Свекофенская окраина Кольско-Карельского кратона.

Источники геохронологических данных: Балашов и др., 1993; Бибикина и др., 1993; Каулина, 1996; Митрофанов и др., 1993; Новые данные, ч.1, 1990; Пушкарева и др., 1985, 1988; Скуфьян и др., 1986; Тугаринна, Бибикина, 1980; Фриш и др., 1995; Alapiety, 1982; Hanski et al., 1990; Huhma, 1986; Huhma, Sakko, 1987; Kohonen, 1995; Kontinen, 1987; Mitrofanov et al., 1991, 1995; Parrish et al., 1989; Patchett et al., 1986; Skjold, Cliff, 1984; The Geology of North ..., 1989; Welin et al., 1980; Wilson et al., 1985. Ссылки в работе П.Ф. Хоффмана [The Geology of North ..., 1989]; Bostock et al., 1987; Bostock, Loveridge, 1988; Bowring et al., 1984; Bowring, Podosek, 1989; Card, 1978; Chandler, 1988; Cheve, Corfu, Andrews, 1986; Grotzinger et al., 1989; Hoffman et al., 1988, Machado, 1988; LeCheminant et al., 1987; Machado et al., 1988; Pay et al., 1984; Poirier et al., 1989; Reichebach, Parrish, 1988; Ross et al., 1989; Van Breeman et al., 1987; Van Schmus et al., 1986.

Начало третьего цикла ознаменовалось новым проявлением рифтогенеза континентальной коры, наиболее отчетливо фиксируемым в пределах пояса Кейп-Смит проявлениями щелочного вулканизма 1.96 млрд лет назад. Рифтинг в пределах пассивных окраин на месте будущих аккреционных орогенов отмечен фациальными вариациями и изменениями мощности отдельных элементов осадочного разреза, связанными с опусканием блоков по системам нормальных сбросов.

Магматизм, связанный с последующим развитием спрединга, зафиксирован в южном крыле Печенга-Имандра-Варзугского пояса и в пределах пояса Кейп-Смит (толелты Чукотат – 1.92 млрд лет).

Горно-породные ассоциации субдукционного типа, отвечающие этому циклу, широко известны как в пределах интруконтинентальных коллизионных, так и окраинно-континентальных аккреционных орогенов. Время проявлений известково-щелочного магматизма в коллизионных орогенах охарактеризовано датами: пояса Печенга-Имандра-Варзуга – 1.87–1.86 млрд лет, пояса Кейп-Смит и Нью-Квебек – 1.88–1.86 млрд лет, пояса Транс-Гудзон – 1.91–1.84 млрд лет. В пределах аккреционных орогенов известково-щелочной магматизм впервые в раннем протерозое проявился с поразительной интенсивностью как в эффузивной, так и в интрузивной фациях: главная фаза Свекофенского магматизма датирована 1.93–1.87 млрд лет, те же события в пределах Пенокейского орогена произошли 1.89–1.84 млрд лет назад.

Заключительный этап деформаций и метаморфизма, связанных с коллизионными событиями, которые определили завершение эволюции раннепротерозойских орогенов, датирован 1.88–1.84 млрд лет. Метаморфизм и надвигообразование, обеспечившее выведение к верхнему уровню глубинных коровых глин, проявились в сопряженных континентальных областях в тот же самый период, что зафиксировано датировками последовательных стадий высокотемпературного метаморфизма, который в некоторых случаях сопровождался щелочным магматизмом: Лапландский гранулитовый пояс – 1.91–1.85 млрд лет, Балтийско-Беломорский пояс – между 1.85 и 1.80 млрд лет, сопряженные структуры пояса Кейп-Смит – 1.88–1.83 млрд лет, зона Сноуберд – 1.85–1.78 млрд лет. Заключительные коллизионные события и связанные деформации датированы 1.88–1.84 млрд лет – в пределах Свекофенского аккреционного орогена, 1.79 млрд лет – в структурах поясов Кейп-Смит и Нью-Квебек, 1.85 млрд лет – в пределах Пенокейского орогена.

Интрузивный магматизм, в результате которого были сформированы тела калиевых гранитов, сиеногранитов и риолитов 1.82–1.72 млрд лет назад, характерен практически для всех поясов и рассматривается в качестве проявления анорогенной магматической активности, но возможно связан с началом последующей позднепротерозойской эволюции. В любом случае, завершение к этому времени орогенеза в пределах и коллизионных и аккреционных поясов свидетельствует о восстановлении единства суперконтинента, получившего на этом этапе название Пангеи-1 [Хайн, Божко, 1988].

В соответствии с палеогеодинамическими реконструкциями рассмотренные выше коллизионные орогены, по-видимому, как и аналогичные раннепротерозойские структуры иных регионов, развивались во внутриконтинентальных областях. При этом их эволюция отчетливо скоррелирована с процессами в пределах сопряженных аккреционных орогенов. Исключительно важной особенностью раннепротерозойской эволюции, видимо, должно быть признано отсутствие признаков полного разрушения архейского суперконтинента, которое сопровождалось бы значительными перемещениями и удалением континентальных фрагментов. Вторая важнейшая особенность была отмечена К.Конди [Condie, 1994] и состоит в том, что в пределах временного интервала 2.45–2.20 млрд лет впервые в геологической истории нигде в пределах известных коллизионных поясов не зафиксированы ни проявления магматизма

океанического типа, ни признаки коллизии. Согласно данным, приведенным в гл.2, этот интервал несколько короче, так как проявления океанического и субдукционного магматизма, а также высокотемпературного метаморфизма в сопредельных континентальных областях отмечены-таки в интервале 2.45–2.33 млрд лет, однако они ограничены структурами сближенных поясов: осадочно-вулканогенного Печенга-Имандра-Варзугского и гранулитового Лапландского. Наконец, третья специфическая деталь: в пределах аккреционных орогенов, по крайней мере, вдоль окраин кратонов Северо-Атлантической области, субдукционного типа магматизм полностью отсутствовал в течение 400 млн лет – от 2.33 до 1.93 млрд лет, а возможно, даже с 2.5 до 1.92 млрд лет, то-есть в течение почти 600 млн лет.

Как и в архее, далеко не во всех случаях внутриконтинентальные рифтогенные структуры эволюционировали в направлении разрыва континентальной коры и формирования внутриконтинентальных океанов. Не менее важно и другое направление эволюции: образование эпиконтинентальных рифтогенных осадочных бассейнов. В некоторых случаях подобные бассейны сходны с фанерозойскими авлакогенами и образуют ответвления от пассивных окраин Панген-0, позднее преобразованных в активные окраины и затем – в аккреционные орогены. Их эволюция в целом синхронизирована. Примером подобных соотношений являются аккреционная система Уопмей на северо-западе Северо-Американского кратона и структурно связанные с нею бассейны (авлакогены) Килахигок и Аутопуску. Осадконакопление на пассивной окраине началось позднее 1.97 млрд лет, возраст бимодальной вулканической серии в основании разреза авлакогена Аутопуску – 1.93 млрд лет, что примерно соответствует началу третьего цикла раннепротерозойской эволюции. За формированием островодужных систем (1.95–1.91 млрд лет) последовали коллизионные деформации (1.91–1.90 млрд лет), известково-щелочной магматизм в пределах бывшей пассивной окраины (1.90–1.88 млрд лет), формирование мощного известково-щелочного вулканоплутонического пояса Грейт-Бер (1.88–1.86 млрд лет) и, наконец, позднеколлизионные интрузии диоритов и сиеногранитов (1.86–1.84 млрд лет). Одновременно с отмиранием пассивной окраины завершилось и осадконакопление в пределах авлакогена Аутопуску, прорванных гранитами 1.90 млрд лет назад.

Осадконакопление в пределах Удоканского прогиба (Алдано-Становой шит Сибирской платформы) началось около 2.18 млрд лет назад, что соответствует началу второго цикла [Бережная и др., 1988]. Метаморфизм и деформации осадочной толщи датированы 1.95 млрд лет [Горохов и др., 1989], т.е. к концу того же цикла. Широкой известностью пользуется Каапваальский бассейн в Южной Африке, формирование которого началось еще в архее и было продолжено в раннем протерозое (2.9–2.1 млрд лет [Henger et al., 1984]).

Некоторые бассейны имели отчетливо линейные очертания при весьма значительной протяженности. Замыкание этих бассейнов также синхронно коллизионным процессам в пределах коллизионных и аккреционных орогенов. В частности, формирование осадочных серий в пределах железорудных поясов Воронежского кристаллического массива началось около 2.5 млрд лет назад [Щербак и др., 1990]; 2.25 млрд лет назад осадконакопление было дополнено извержениями кислых лав. В целом же формирование Курской железисто-кремнистой формации охватило интервал 2.59–2.17 млрд лет [Артеменко, 1995]. Приведенные даты отвечают активизации рифтогенеза и спрединга в пределах других частей суперконтинента (начала первого и второго циклов). Однако уже к 2.07–2.04 млрд лет осадочные толщи были деформированы и прорваны гранитоидами, что несколько опережает коллизионные события в конце второго цикла в других регионах [Чернышев и др., 1990; Е.В.Бибикова, неопубликованные данные 1993, 1994 гг.].

Периоды сжатия характеризовались не только субдукционными и коллизионными событиями в пределах собственно орогенных поясов, но также и проявлениями высокотемпературного метаморфизма коры и формированием мощных покровно-надвиговых ансамблей, образованных породами нижней и средней коры в сопредельных этим поясам континентальных областях. Часть этих ансамблей образована более древними, архейскими, гранулитами, повторно метаморфизованными в раннем протерозое (например, поднятие Кагускасинг, кратон Сьюпириор). В пределах регионов, где коллизионные орогены не известны, следствием сжатия явилось общее сокращение латеральных размеров и увеличение мощности континентальной коры, реализованные через на удивление широко проявленное надвигообразование высокометаморфизованных пород нижней и/или средней коры. В частности, область Алдано-Станового щита 2.01–1.92 млрд лет назад (завершающая стадия второго геодинамического цикла) оказалась в значительной, если не преобладающей степени, перекрытой раннепротерозойскими гранулитами, образовавшими покровно-надвиговые ансамбли [Бибикова, 1989; Бибикова и др., 1984, 1986; Bibikova et al., 1989; Nutman et al., 1992; Котов и др., 1995].

## Модель раннепротерозойской тектонической эволюции

С учетом вышесказанного, модель тектоно-плитной эволюции континентальной коры в раннем протерозое может быть представлена в виде следующей циклической последовательности (см. рис.5.5):

I цикл – 2.5–2.33 млрд лет. Начало раннепротерозойской эволюции зафиксировано глобально проявленным рифтогенезом Пангеи-0 (рифтогенез-1 – 2.5–2.4 млрд лет), сопровождавшимся внедрением мафитовых даек, размещением тел габбро-анортозитов в нижней коре и расслоенных мафит-ультрамафитов – в средней и/или верхней коре внутриконтинентальных областей. Рифтогенезу сопутствовали гранулитовый метаморфизм пород нижней и, в некоторых случаях, – средней коры; формирование внутрикоровых калиевых гранитов и эндербитов. В пределах пассивных окраин Пангеи-0 начало этого цикла отмечено внедрением расслоенных мафит-ультрамафитов.

В большинстве случаев возникшие рифтогенные пояса были с той или иной интенсивностью преобразованы во внутриконтинентальные осадочные бассейны типа фанерозойских авлакогенов. Переход рифтогенеза в спрединг и формирование внутриконтинентальных океанов Красноморского типа зафиксировано пока лишь в пределах пояса Печенга–Имандра–Варзуга появлением базальтов типа E- и T-MORB и, главным образом, формированием мощных толщ островодужного типа (субдукция-1 – 2.42–2.33 млрд лет). Спрединг и субдукция, вероятно, были совмещены на протяжении большей части этого временного интервала. Появление в этот же период известково-щелочных гранитоидов среди терригенных осадочных толщ юго-восточной окраины Северо-Американского кратона, по-видимому, свидетельствует о локальном и кратковременном развитии субдукции и на пассивных окраинах Пангеи-0.

II цикл – 2.25–1.95 млрд лет. Начало второго цикла снова отмечено глобально проявленным рифтогенезом в пределах внутриконтинентальных поясов и пассивных окраин (рифтогенез-2 – 2.25–2.0 млрд лет), проявившимся значительно более ограничено по сравнению с рифтогенезом-1. Во внутриконтинентальных поясах эта стадия зафиксирована щелочно-базальтовым и риолитовым бимодальным вулканизмом и внедрением щелочных гранитов, на пассивных окраинах – внедрением мафитовых даек и габброидных интрузивов, в метаморфических комплексах нижней коры

рифтогенных областей – новым проявлением высокотемпературного метаморфизма и эндербитизации. В пределах пояса Печенга–Имандра–Варзуга рифтогенез-2 может рассматриваться как следствие процессов в тылу активной окраины.

Переход рифтогенеза-2 в спрединг-2 (2.11–1.96 млрд лет) и формирование внутриконтинентальных океанов Красноморского типа, по-видимому, имело место в большом числе случаев. Это событие зафиксировано толщами пиллоу-лав Т- и Е-типа MORB и иногда более полными офиолитовыми разрезами. В некоторых случаях (наиболее четко – в пределах пояса Печенга–Имандра–Варзуга) развитие спрединга сопровождалось формированием вулканических структур океанических островов и, соответственно, пикритовым и кислым вулканизмом внутриплитного типа, возможно, в связи с трансформными разломами. С континентальными продолжениями трансформ связаны проявления мафит-ультрамафитового магматизма того же типа. На пассивных окраинах частично деструктурированной Пангеи-0, в пределах рифтогенных структур типа авлакогенов и в пределах части вновь сформированных рифтогенов этот период зафиксирован накоплением мощных осадочных толщ и в некоторых случаях – бимодальным магматизмом. С этими осадочными толщами связаны крупнейшие железисто-кремнистые накопления. Глобальный характер процессов растяжения в этот период проявился и в формировании крупных эпиконтинентальных осадочных бассейнов, также в результате эволюции некоторых рифтогенов.

Субдукция-2, как и в предыдущем случае с перекрытием во времени, сменила спрединг-2 (2.02–1.95 млрд лет). Это событие зафиксировано известково-щелочным магматизмом на окраинах эволюционировавших внутриконтинентальных океанов. Вероятно, с процессами задугового рифтогенеза связаны новые проявления высокотемпературного метаморфизма пород нижней коры в тылу активных окраин. В пределах эпиконтинентальных бассейнов обстановка сжатия в этот период зафиксирована смятием осадочных толщ и гранитоидным магматизмом.

В некоторых случаях субдукция, вероятно, завершилась полным или частичным закрытием внутриконтинентальных океанических бассейнов, на что указывает появление лейкократовых гранитоидов S-типа. В других случаях редуцированные океаны могли сохраняться, однако сколько-нибудь определенные данные отсутствуют. С другой стороны, в некоторых внутриконтинентальных областях, где породные ассоциации, формирующиеся в обстановках растяжения, не установлены, период сжатия от 2.01 до 1.92 млрд лет зафиксирован формированием мощных покровно-надвиговых ансамблей, образованных породами средней и, возможно, нижней коры (Алданский щит).

III цикл – 1.96–1.84 (1.78) млрд лет. Начало третьего цикла характеризовалось ограниченными проявлениями растяжения (рифтогенез-3 – около 1.96 млрд лет) и связанного магматизма (бимодальные базальт-риолитовые серии с базанитами и фonoлитами) в пределах формирующихся внутриконтинентальных орогенов. В пределах пассивных окраин процессами растяжения были вызваны опускания по сбросам и увеличение интенсивности осадконакопления.

Проявления спрединга-3 около 1.92 млрд лет назад также зафиксированы ограничено (базальты T-MORB). В некоторых случаях (Печенга–Имандра–Варзуга) локальный спрединг, по-видимому, был связан с тыловым растяжением активной окраины. Проявления рифтогенеза сопровождалось высокотемпературным метаморфизмом коры структурно связанных областей.

Напротив, условия сжатия III цикла проявились интенсивно и повсеместно. Первоначально их результатом стала субдукция-3 (1.93–1.84 млрд лет), сопровождавшаяся известково-щелочным магматизмом и завершившаяся полным исчезновением внутриконтинентальных океанов. Впервые с начала раннего протерозоя субдукция охватила континентальные окраины, которые в этот период были преобразованы из



пассивных в активные. Вдоль этих окраин (Свекофенской, Пенокейской, Уопмей) за короткий временной интервал были сформированы островные дуги, созданы мощные толщи известково-щелочных вулканитов на активных окраинах, получил исключительно широкое развитие гранитоидный магматизм.

Субдукция "плавно" сменилась коллизией, несимметричной в различных структурах: первоначально параллельно с формированием окраинных островодужных систем происходило их приращение к континенту (1.88–1.84 млрд лет), затем результатом общего сжатия явилось формирование коллизионных поясов во внутренних областях и на окраинах восстановленной Пангеи - соответственно: коллизионных и аккреционных орогенов, завершившееся в разных структурах в разное время - от 1.84 до 1.78 млрд лет назад. Интенсивное сжатие в пределах внутриконтинентальных областей имело результатом образование целого ряда протяженных и обширных покровно-надвиговых ансамблей (гранулитогнейсовых поясов), сопровождавшееся высокобарным метаморфизмом параавтохтонных комплексов. С завершающими проявлениями скучивания континентальной коры связано формирование коллизионных поясов гранито-гнейсовых и гранит-мигматитовых куполов.

Вслед за коллизией, в пределах и в обрамлении структур, сформированных ювенильной раннепротерозойской или интенсивно переработанной архейской корой, широко проявился анорогенный магматизм (1.84–1.70, до 1.67 млрд лет): сиенограниты, лейкограниты, пегматиты, риолиты). Вероятно, в той или иной степени этот магматизм можно рассматривать и как свидетельство начала нового, позднепротерозойского, этапа растяжения коры.

В пользу глобального значения выявленной закономерности свидетельствует цикличность формирования зеленокаменных ассоциаций и проявлений коллизионных процессов в раннем протерозое [Condy, 1994], продемонстрированная К.Конди на основе глобальной базы геохронологических данных и, в целом, совпадающая с цикличностью геологических процессов в пределах кратона Лаврентия.

Закономерная последовательность и удивительная синхронизация геологических событий в пределах удаленных частей раннепротерозойского суперконтинента (включая и фрагменты Гондваны, которые мы опустили в приведенном обзоре) заставляют поставить вопрос: что же представляла собой раннепротерозойская тектоника плит?

Как показано выше, раннепротерозойская эволюция суперконтинента (Пангеи-0), сформированного к концу архея, может быть представлена в рамках продолжительного тектонического мегацикла, начавшегося с глобально проявленного рифтогенеза около 2.5 млрд лет назад и завершившегося всеобщим сжатием - формированием коллизионных орогенов во внутренних областях и аккреционных орогенов вдоль окраин обновленного суперконтинента (Пангеи-1) примерно 1.7 млрд лет назад. Продолжительность мегацикла составила 800 млн.лет. В рамках этого мегацикла устанавливаются три последовательных цикла растяжения-сжатия, по-видимому, также имевших глобальное распространение, однако проявленные в разных регионах с различной интенсивностью. Циклы тектонической активности были разделены относительно кратковременными "паузами". Каждый цикл может рассматриваться как неудавшаяся "попытка" разрыва суперконтинента. Эти выводы согласуются с заключением В.Е.Хаина и Н.А.Божко [1988] об ограниченном характере взаимных перемещений раннепротерозойских фрагментов Пангеи-0 в результате ее лишь "частичной деструкции" и об ограничении размеров раздвига 1000–2000 км, что следует не только из геологических, но и из палеомагнитных данных, свидетельствующих о совпадении (в рамках достигнутой точности) траекторий кажущихся блуждающих полюсов для различных областей раннепротерозойской континентальной коры [Piper, 1983].

Отсутствие субдукции вдоль окраин суперконтинента в течение длительного интервала времени – от примерно 2,5 до 1,92 млрд лет, то-есть в течение почти 600 млн лет, при ограниченном развитии процессов спрединга и субдукции во внутренних частях Панген, порождает естественный вопрос: что же происходило в это время в пределах океанического “полушария”? Заметим, что глобальные закономерности термальной эволюции Земли не дают возможности предположить, что в течение раннего протерозоя могли быть резко редуцированы процессы теплогенерации в недрах планеты. Это предполагает соответствующие по масштабам теплоперенос и диссипацию глубинного тепла. Следовательно, приходится предполагать, что в раннем протерозое – как и в предшествующие, и в последующие периоды, теплоперенос в мантии осуществлялся в результате функционирования конвекционного и отчасти плюмового механизмов, а сброс тепла – преимущественно через систему срединно-океанических хребтов. Но что же происходило в таком случае со вновь образованной океанической корой? Обсуждая эту проблему, В.Е.Хаин и Н.А. Божко [1988] и К.Конди [Condie, 1994] предположили, что объяснение может быть найдено в необычайно интенсивном рециклировании океанической литосферы, которое протекало непосредственно в пределах океанических пространств и не сопровождалось субдукционным известково-щелочным магматизмом.

Можно заключить далее, что предполагаемое в течение раннего протерозоя в пределах океанического полушария особо интенсивное рециклирование океанической литосферы сопровождалось необычно замедленной геодинамической эволюцией по типу цикла Уилсона во внутренних частях суперконтинента, который за это время, по-видимому, нигде, или почти нигде, не претерпел полного разрыва.

Предварительный анализ свидетельствует, что аналогичный тип эволюции мог быть характерен и для позднепротерозойского этапа – в соответствии с отмеченной К.Конди второй паузой в формировании океанических комплексов и в проявлении коллизионных событий, схватившей интервал 1.65-1.35 млрд лет [Condie, 1994].

Таким образом, раннепротерозойская эволюция в целом определялась частичной деструкцией суперконтинента, формированием внутриконтинентальных микроокеанов и существованием суперокеана, в пределах которого осуществлялся непрерывный рециклинг вновь образованной океанической коры, и может быть названа “тектоникой микроокеанов”.

## **Переход от архейского к раннепротерозойскому стилю тектоники плит как отражение глобальной эволюции Земли**

Сопоставление результатов моделирования тектонических процессов в архее и раннем протерозое свидетельствует о том, что границей “архей–протерозой” отмечено коренное изменение в характере мантийных процессов, определяющих стиль тектоники плит. Тектоника архейских “микроплит” предполагает мелкоячеистый характер конвекции в высокопротретой архейской мантии [Сорохтин, Ушаков, 1993]. Разрушение этой конвективной системы, функционировавшей не менее 1200 млн лет, и преобразование ее в одноячейковую зафиксировано сближением и объединением архейских микроплит и формированием Пангеи-0 к концу архея. Следующие 800 млн лет, по-видимому, были свидетелями “безуспешных попыток” возрождения системы конвективных ячеек, завершившихся воссозданием так и не разрушенной полностью Пангеи.

Итогом этих "попыток" стало наращивание общей массы континентальной коры за счет размещения ювенильной коры в пределах коллизионных (во внутренних частях суперконтинента) и аккреционных (по его периферии) орогенов. Возрождение и активное функционирование системы конвективных ячеек стало результатом только лишь последующих "попыток" — в позднем протерозое-фанерозое, после чего тектоника плит приобрела современный характер.

Драматический характер перемен в тектонической жизни Земли на рубеже архей-протерозой около 2.5 млрд лет назад зафиксирован многообразными геологическими, геохимическими, изотопными и другими данными (см., например, обзор в: [Сорохтин, Ушаков, 1993]). Согласно расчетам названных авторов, переход от мелкоячейковой к одноячейковой конвекции в мантии связан с завершением бурного процесса выделения земного ядра. После этого на Земле прочно установился тектонический режим развития, описываемый моделью тектоники плит, который характеризуется закономерными сменами одно- и двухячейковой конвекции и чередованием периодов формирования Пангеи и их последующей деструкции с образованием многочисленных континентальных плит. Однако, как было показано выше, тектонический режим раннего протерозоя, хотя и "вписывается" в модель тектоники плит, но обладает не меньшим своеобразием, чем предшествующий режим архея. Напрашивается предположение, что стиль тектонических процессов определяется не только глубинными факторами, но и собственно особенностями "непотопляемой" континентальной литосферы. Выше мы отметили активную роль малого размера архейских континентов в определении стиля архейской тектоники. Аналогично, мы видим, что стиль раннепротерозойской тектоники непосредственно связан с громадными размерами Пангеи-0. Однако здесь кажется уместным заключение также и о том, что появление первого суперконтинента, бронировавшего значительную часть земной поверхности, сыграло непосредственную роль и в определении специфики и продолжительности перестройки конвективной системы в подстилающей мантии.

Примечательно, что при всем глубоком различии стиля архейской "тектоники микроплит" и фанерозойской тектоники плит, они имеют и общие черты, отличающие их от раннепротерозойской "тектоники микроокеанов". К их числу относятся: 1) множественность орогенных поясов, эволюция которых лишь частично синхронизирована в глобальном масштабе; 2) широкое распространение и длительная эволюция аккреционных поясов, позднее включившихся в коллизионные орогены. В свою очередь, сходство раннепротерозойской "тектоники микроокеанов" и фанерозойской тектоники плит определяется широким развитием внутриконтинентальных процессов (рифтогенеза, внутриплитного магматизма, формирования эпиконтинентальных осадочных бассейнов и платформенных чехлов), за редкими исключениями не свойственных архею, прежде всего, в силу малых размеров архейских "континентов".

Показательно, что эти соотношения получили адекватное отражение в эволюции металлогенической продуктивности тектонических процессов. Широко известны медно-никелевые руды в архейских коматититах, архейские и особенно раннепротерозойские железистые кварциты, не свойственные последующим геологическим периодам. В то же время, металлогения архейских зеленокаменных поясов во многих отношениях близка металлогении фанерозойских орогенов (медно-цинковые колчеданные месторождения с Au, Ag, Cd и отчасти Pb); в раннем протерозое относительно небольшие проявления оруденения этого типа приурочены к аккреционным поясам. В свою очередь, как для раннего протерозоя, так и для фанерозоя характерны стратиформные руды Cu, Pb-Zn, U, формировавшиеся в пределах аялакогенов и внутриконтинентальных осадочных бассейнов [Гусев и др., 1995].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе рассмотрены региональные (северо-восток Балтийского щита: Кольский полуостров, Северная Карелия, Северная Финляндия и северо-восточные части Швеции и Норвегии) и некоторые фундаментальные аспекты проблемы формирования, тектонического размещения, деформаций и метаморфизма раннедокембрийских структурно-вещественных комплексов, образующих древнейшую континентальную кору кристаллических щитов.

Суммируем основные выводы о раннедокембрийской эволюции и строении континентальной коры СВЕЩ.

1. Главные структурные элементы позднеархейской коры в северной части Кольского полуострова образуют закономерный латеральный ряд, включающий (с юго-запада на северо-восток): 1) сложно построенную континентальную микроплиту, образованную фрагментами Центрально-Кольского и Кейвского микроконтинентов, погружающуюся к северо-востоку под Мурманскую микроплиту; 2) Титовско-Кейвскую шовную зону, в пределах которой фрагментарно размещены вулканогенно-осадочные комплексы, метаморфизованные в амфиболитовой фации, но сохраняющие особенности химизма и реликты структурно-текстурных особенностей исходных пород; 3) Мурманскую микроплиту, надвинутую на породы шовной зоны.

2. Решающее значение для палеогеодинамической интерпретации позднеархейского структурного ансамбля имеет реконструкция геодинамической природы вулканогенно-осадочных комплексов зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья в пределах Титовско-Кейвской зоны: моноклинальное залегание пород и наличие признаков океанического и островодужного магматизма позволяет рассматривать эту зону, в целом, в качестве сутурной (шовной) зоны чешуйчато-надвигового (надвиго-поддвигового) строения.

Ограниченность геологической летописи позволила достоверно реконструировать только завершающие обстановки позднеархейского геодинамического цикла:

1) сближение Центрально-Кольского и Мурманского микроконтинентов, субдукцию океанической литосферы под активную окраину Мурманского микроконтинента: гранитообразование в центральной части Мурманского пояса – примерно 2.8 млрд лет;

2) коллизия Центрально-Кольского и Мурманского микроконтинентов: образование и метаморфизм пород сутурного пояса Колмозеро-Воронья; формирование Центрально-Кольского фронтального надвигового пояса: размещение гранитоидов, пересекающих и замещающих породы, которые участвуют в строении надвиговых покровов – 2.8–2.7 млрд лет;

3) сближение и последующая коллизия Кейвского и Мурманского микроконтинентов, двусторонняя субдукция океанической литосферы: известково-щелочной

и щелочной вулканизм на активной окраине Кейвского континента – примерно 2.7 млрд лет; известково-щелочной вулканизм, гранитообразование в восточной части Мурманского блока 2.7–2.5 (2.4?) млрд лет; завершение формирования Титовско-Кейвской шовной зоны и размещение габбро-анортозитов в подошве тектонических покровов – около 2.6 млрд лет, формирование плаггиомикроклиновых гранитов – 2.63–2.56 млрд лет назад.

4. Геодинамический механизм формирования Центрально-Кольского гранулитового пояса, включавший раздавливание в процессе коллизии фронтальной части пододвигавшейся микроплиты и выдавливание чешуи и гластин, образованных породами нижней и средней коры, навстречу ее движению, вероятно, был близок механизму формирования мощных надвиговых ансамблей Альпийско-Гималайского пояса.

5. Мурманский гранит-мигматитовый пояс, образованный позднearerхейскими гранитоидами “серогнейсового” типа, отвечает глубоко эродированной (корневой) зоне активной континентальной окраины. Структурная организация вещества на разных масштабных уровнях свидетельствует об автохтонном характере процесса гранитообразования. Особенности перераспределения РЗЭ в генетически связанных рядах гранитоидов Мурманского пояса (формирование в конечных членах рядов специфических распределений с низкими концентрациями как ЛРЗЭ, так и ТРЗЭ с одновременным появлением остаточного Eu максимума) свидетельствуют о том, что гранитообразование осуществлялось посредством гранитизации ранее сформированной коры. (Гранитизация понимается как комплексный процесс, включавший совместно развивавшиеся процессы метаморфической перекристаллизации, метасоматических преобразований и частичного плавления, при отсутствии признаков перемещения значительных объемов магматических расплавов.)

6. Раннепротерозойские элементы в структуре СВБЦ образуют закономерный латеральный ряд, который включает:

1) погружающуюся к югу Кольскую микроплиту, объединившую структурные элементы позднearerхейской коллизионной зоны;

2) шовную зону (сутуру) Печенга–Имандра–Варзуга, образованную моноклинально наклоненными к югу и юго-западу вулканогенно-осадочными комплексами, характеризующимися формационными и геохимическими признаками накопления в геодинамических обстановках континентально-рифтового, срединно-океанического, островодужного и окраинно-континентального типов;

3) перекрывающую шовную зону Беломорскую континентальную микроплиту, образованную архейскими породами, практически повсеместно подвергшимися структурным и метаморфическим преобразованиям в результате наложения раннепротерозойских процессов. В строении Беломорской плиты участвуют структурно-вещественные комплексы: эродированной окраинно-континентальной магматической дуги; системы тыловодужных надвигов, выводящих к поверхности гранулиты нижней коры; пород параавтохтона, метаморфизованных в низкоградиентных *P-T*-условиях при повышенных давлениях.

С раннепротерозойскими процессами связаны проявления метаморфизма и деформаций в пределах Кейвского блока.

Современные очертания главных раннепротерозойских структур надвиго-подвигового и покровно-надвигового строения определяются деформациями надвиговых ансамблей в результате подъема (“всплытия”) гранито-гнейсовых и гранит-мигматитовых куполов, совместно образующих Кольско-Беломорский коллизионный сводо-купольный пояс, наиболее ярко выраженный в пределах Инари-Аллареченского, Терского и Беломорского поясов, и менее значительно – в пределах Центрально-Кольского пояса и Кейвского блока.

7. Геодинамическая эволюция северо-востока Балтийского щита в раннем протерозое включает следующую последовательность событий:

1) континентальный рифтогенез: внедрение расслоенных никеленосных мафит-ультрамафитов в осевой части рифтогенной области и расслоенных габбро-анортзитовых тел в ее периферических частях 2.49–2.40 млрд лет; гранулитовый метаморфизм пород нижней коры (M1 – 860–920°C, азотно-метановый флюид, максимальные глубины, отвечающие основанию коры – 40–45 км); локальные проявления сжатия и подъема, сопровождавшиеся эрозией относительно малоглубинных тел расслоенных мафит-ультрамафитов и осадконакоплением в рифтогенных прогибах; проявления кислого и щелочного магматизма в смежных структурах;

2) раскрытие линейного океанического бассейна (Печенга-Варзугского микроокеана): излияния базальтов типа T-MORB;

3) субдукция океанической литосферы в южном направлении, возможно, завершившаяся исчезновением океанического бассейна: формирование окраинно-континентальных и/или островодужных серий андезито-базальтов и коматитовых базальтов в течение интервала от 2.42 до 2.32 млрд лет, по-видимому, происходило параллельно с продолжавшимся формированием океанической коры в осевой части бассейна;

4) рифтогенез в задуговой области (относительно сформировавшихся ранее окраинно-континентальных и островодужных структур): щелочной вулканизм пирттиярвинской свиты Печенгской структуры, ранний гранитоидный магматизм окраинно-континентального типа и, возможно, реоморфизм и куполообразование в породах пододвигавшейся Кольской плиты, гранулитовый метаморфизм пород нижней коры (M2 – 780–810°C на глубинах 30–40 км, углекислотно-метановый флюид), гидротермально-метасоматические преобразования в связи с разломами трансформного типа 2.2–2.17 млрд лет назад;

5) формирование океанической коры задуговых бассейнов, сопровождавшееся ростом вулканических построек океанических островов, возможно, связанных с трансформными разломами раскрывавшегося бассейна: излияния и интрузии никеленосных пикритовых магм и извержения кислых пирокластических потоков 2.11–1.96 млрд лет; никеленосный мафит-ультрамафитовый магматизм в связи с континентальными продолжениями трансформных разломов на территории Кольской плиты 1.97 (1.94?) млрд лет назад;

6) окраинно-континентальный магматизм, локальные проявления задугового спрединга в связи с субдукцией литосферы задуговых бассейнов предшествующего этапа под окраину Беломорской микроплиты (вулканы окраинно-континентального и океанического типов и гранитоиды южного обрамления Печенга-Имандра-Варзугского пояса); высокотемпературный метаморфизм пород нижней коры (M3 – 675–720°C на глубинах 28–34 км, водно-углекислотный флюид) 2.02–1.87 (1.78) млрд лет назад;

7) коллизия континентальных микроплит: формирование Печенга-Имандра-Варзугской сутурной зоны чешуйчато-надвигового (надвигоподвигового) строения; формирование тыловодужного надвигового пояса с выведением к поверхности гранулитов нижней коры, поднадвиговый низкоградиентный метаморфизм; формирование гранит-мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов; перетолжение рудного вещества и образование богатых эпигенетических медно-никелевых руд Печенгского и Алареченского рудных районов; размещение анорогенных гранитоидов 1.84–1.77 млрд лет; высокотемпературный метаморфизм (M4 – 565–605°C при размещении подошвы покровно-надвигового ансамбля на глубине 30 км, водно-углекислотный флюид), куполообразование и формирование легматитов в поднадвиговой области – 1.78–1.70 (1.67) млрд лет назад.

Широкий интервал значений возраста характеризует размещение порфириовидных плагиомикроклиновых гранитоидов – от 2.11 до 1.82 млрд лет назад. Особенности структурной приуроченности позволяют полагать, что их формирование было связано с процессами в тылу активной окраины Карело-Кольского континента при субдукции коры Свекофенского океана.

8. В целом, раннепротерозойский цикл геодинамической активности охватил временной интервал продолжительностью около 800 млн лет. В том числе, продолжительность ранней стадии – до начала задугового растяжения 2.2 млрд лет назад – составила около 300 млн лет, продолжительность последующей эволюции достигла 500 млн лет. На фоне относительно медленной тектонической эволюции раскрытие и последующее закрытие задуговых бассейнов осуществлялось в относительно быстром темпе и бассейны не достигали сколько-нибудь значительных размеров. Отдельные временные интервалы характеризовались параллельным функционированием субдукции и задугового растяжения, спрединга и субдукции. Переход к коллизии сопровождался близко-одновременной субдукцией океанической литосферы микроокеана и задуговых бассейнов.

Тектонические процессы в восточной части Балтийского щита были непосредственно связаны с эволюцией Свекофенского океана, завершившейся в тот же период коллизией Карело-Кольского континента и островных дуг вдоль его западной (в современных координатах) окраины.

9. Геодинамический механизм формирования Лапландско-Колвицкого грауклинового пояса в тылу Беломорской активной окраины Печенга-Имандра-Варзугского океана, вероятно, был подобен механизму образования тыловодужных тектонических покровов вдоль восточного края Кордильер обеих Америк. Окончательное структурное оформление этого пояса связано с обстановкой континентальной коллизии.

10. Заключение о покровно-надвиговом строении Лапландского пояса и надвиго-поддвиговом (чешуйчато-надвиговом) строении пояса Печенга-Имандра-Варзуга подтверждено результатами новейших сейсморазведочных исследований по профилям ЭГГИ-9010 и KOLA-SD.

Непосредственная оценка структурных соотношений Лапландского и Печенга-Имандра-Варзугского поясов в результате сейсмопрофилирования не получена. Однако структурное положение поднятого фрагмента подошвенного комплекса Лапландского пояса (породы так называемой каскамской свиты) свидетельствует в пользу исходного расположения Лапландского покрова структурно выше надвиго-подвигового ансамбля Печенгской структуры.

11. Ключевые представления “коллизийной” геодинамической модели не противоречат особенностям трехмерных скоростной и плотностной моделей глубинного строения региона, при построении которых структурно-геологические и эволюционные идеи были полностью исключены из рассмотрения.

12. Структурное представление верхней части коры Кольского полуострова, полученное на базе геологических данных и палеогеодинамических реконструкций, проконтролировано и дополнено с использованием трехмерного гравитационно-плотностного моделирования.

Оно позволило выявить ряд скрытых на глубине геологических тел малой и умеренной плотности ( $2,67-2,77 \text{ г/см}^3$ ), которые благодаря очевидным аналогиям отождествляются с незродированными гранит-мигматитовыми или гранито-гнейсовыми куполами. Выявлены особенности формирования морфологии куполов: “отставание” при подъеме (“всплывании”) куполов их периферических частей и захват относительно плотных реститивных масс, размещавшихся между осевой и периферическим частями, чем определяется грибообразная в разрезе форма этих структур. Латеральные размеры и вертикальная протяженность куполов в южном обрамлении Печенгской структуры

свидетельствуют о деформациях и частичном протыкании "всплывшими" куполами погружающегося пакета пластин Печенгской сутуры, включая "продуктивную" толщу.

Трехмерное модельное представление геологической структуры коры в районе Кольской сверхглубокой скважины свидетельствует о том, что материалы, полученные при бурении "фундамента" Печенгской структуры, не являются некоторой "средней" характеристикой последнего, как это нередко предполагается. По-видимому, скважина пересекла межкупольную область или крайнюю часть гранит-мигматитового купола, с чем могут быть связаны такие особенности подпеченгского разреза, как отсутствие реликтов гранулитовых парагенезисов, незначительная роль собственно гранитоидных пород и преимущественно наклонное залегание сланцеватости.

Трехмерная плотностная модель указывает на наличие скрытых на глубине тел плотных пород, закономерно приуроченных к Хибинско-Ловозерской и Ковдорско-Терской тектоническим зонам, с которыми связано размещение большинства палеозойских тел щелочных ультрамафитов.

13. Модель формирования раннепротерозойского медно-никелевого оруденения Печенгского и Аллареченского типов на базе палеогеодинамических реконструкций включает реконструкции обстановок: 1) формирования и размещения никеленосных мафит-ультрамафитов; 2) проявления рудоконцентрирующих гидротермально-метасоматических процессов и формирования эпигенетического медно-никелевого оруденения.

Мафит-ультрамафитовые магматические расплавы мантийного происхождения (источник рудного вещества) внедрялись в кору в геодинамических обстановках растяжения: 1) континентального рифтогенеза (расслоенные мафит-ультрамафиты Мончегорского типа); 2) задугового спрединга, сопровождавшегося формированием океанической литосферы и вулканических построек океанических островов (пикриты и габбро-верлиты Печенгской структуры). Серпентинизированные гарцбургиты и верлиты Аллареченского района, вероятно, представляют собой отторженцы субдузированной коры Печенгского микроокеана.

Формирование эпигенетических руд осуществлялось за счет извлечения рудных компонентов из первичных сульфидов, а также из никельсодержащих силикатов. Концентрация рудного вещества связана с перераспределением серы вмещающих пород: пути движения серы в значительной степени определялись полукольцевыми и дугowymi разломами, формировавшимися в связи с коллизионным сводообразованием.

Непосредственным следствием охарактеризованного механизма рудообразования должно быть многоступенчатое расположение рудных тел в пределах Печенгского и Аллареченского рудных полей, что находит подтверждение при поисково-разведочных работах последних лет.

---

Основные направления интеграции результатов исследований эволюции и строения коры СВБЦ в глобальные модели раннедокембрийской эволюции сводятся к следующему.

1. Геодинамические обстановки формирования гранитоидов "серогнейсового" типа (геодинамические обстановки гранитизации). Характерным представителем гранитоидов "серогнейсового" типа в пределах СВБЦ является позднеархейский мигматит-гранитный комплекс Мурманского пояса. Для этого комплекса, как и для других "серогнейсовых" ассоциаций, характерно преобладание гетерогенных пород, формировавшихся в результате совместно развивавшихся процессов метаморфической перекристаллизации, метасоматических преобразований и частичного плавления, объединяемых понятием "гранитизация".



Эволюция трендов РЗЭ в сопряженных разновидностях серых гнейсов демонстрирует их закономерное перераспределение в процессе гранитизации: на фоне общего снижения концентраций РЗЭ содержания Eu сохраняются практически неизменными, что приводит к формированию остаточного европиевого максимума ( $Eu/Eu^*$  – до 4–12).

По аналогии с моделью эволюции мигматит-гранитов Мурманского пояса можно предположить, что формированию “серогнейсовых” гранитоидов ТТГ серии отвечает обстановка в глубинных частях коры активных континентальных окраин. Источником мощных флюидных потоков, игравших решающую роль в развитии гранитизации, очевидно, являлась подвергавшаяся дегидратации субдуцированная мафит-ультрамафитовая океаническая кора. Длительным просачиванием этих потоков сквозь область гранитизации можно объяснить преобразование изотопных характеристик пород древней коры и формирование новых “мантийных” или “океанических” изотопных отношений, характерных для серых гнейсов.

В пользу модели гранитизации свидетельствует отсутствие полных геохимических аналогов (включая особенности распределения РЗЭ) гранитоидов “серогнейсового” типа среди кислых вулканитов архейских зеленокаменных поясов.

**2. Геодинамические обстановки и термальная структура коры, связанные с проявлениями гранулитового метаморфизма.** На примере Лапландско-Колвицкого пояса СВБЩ и ряда гранулитогнейсовых поясов других регионов показано, что температурные градиенты в пределах областей высокотемпературного метаморфизма составляют не более  $10^\circ/\text{км}$ . При этом области метаморфизма схватывают значительный интервал нижней и средней коры: от ее основания и до глубин 15–20 км.

Проявления гранулитового метаморфизма связаны с обстановками растяжения в пределах внутриконтинентальных рифтогенных областей и зон растяжения в тылу активных окраин.

Экспериментальные и теоретические оценки параметров петрологических процессов и закономерная структурная разобщенность гранит-зеленокаменных областей и гранулитовых поясов свидетельствуют о наличии латеральной зональности в проявлении высокотемпературных метаморфических преобразований. В геодинамической обстановке активной континентальной окраины к ее осевой части (к вулканоплутоической дуге), характеризующейся перемещением существенно водных флюидных потоков, приурочена область зонального метаморфизма, включающего в качестве наиболее высокотемпературной зону амфиболитового метаморфизма с проявлениями гранитизации и корового магмообразования. Одновременно в тыловой области активной окраины при участии водно-углекислотного или углекислотно-метанового флюидного потока формируется иной тип метаморфических ассоциаций – с размещением в нижней и средней коре области гранулитового метаморфизма. В этом случае переходная область захватывает относительно короткий интервал глубин, чем определяется ограниченная мощность переходной зоны при смене высокотемпературных ассоциаций средне- и низкотемпературными метаморфическими комплексами. Сколько-нибудь значительные проявления корового магматизма в рамках зональности этого типа маловероятны.

Особенностью глубинных (высокобарных) гранулитовых ассоциаций (в том числе Лапландско-Колвицкого пояса) является обычное участие в их строении метаморфизованных пластинообразных габбро-анортозитовых и анортозитовых тел, реже – тел ультрамафитов, располагающихся непосредственно в основании или близко к основанию покровно-надвиговых ансамблей ГПП. В свою очередь, экспериментальные данные и петрологические оценки условий образования анортозитовых массивов и палеогеодинамические реконструкции указывают на относительно спокойную тектоническую обстановку в условиях растяжения (континентального рифтогенеза) в период

внедрения мафит-ультрамафитовых расплавов. Сопутствующие проявления наиболее раннего и наиболее высокотемпературного (пикового) метаморфизма протекали при участии азотно-метанового флюида.

Примечательна обратная зависимость между температурными оценками и глубиной гранулитового метаморфизма аноксидирующих ассоциаций. Максимальные температуры сопутствуют максимальной степени растяжения и утонения коры, фиксирующим условия наиболее значительного приближения мантийных астенолитов к коро-мантийной границе.

Сопоставление условий метаморфизма в пределах разновозрастных гранулитогнейсовых поясов различных регионов свидетельствует об отсутствии принципиальных различий между условиями метаморфизма в раннем докембрии и в последующие периоды геологической истории.

**3. Обстановки формирования и тектонические взаимоотношения гранулитогнейсовых поясов и гранит-зеленокаменных областей.** Перемещение к поверхности гранулитовых ассоциаций (формирование фронтальных и тыловых покровно-надвиговых ансамблей гранулитогнейсовых поясов) определялось условиями сжатия в обстановках коллизии или в пределах активных окраин. По аналогии с геодинамическими обстановками современной Земли тип фронтальных поясов назван гималайским, а тип тыловых поясов - кордильерским. Перемещение к поверхности высокотемпературных ассоциаций, формирующихся в поднадвиговых областях мощных коровых пластин (беломорский тип), связано с изостатическим подъемом утолщенной коры.

В свою очередь, признаки тектонического совмещения в пределах зеленокаменных поясов горно-породных ассоциаций, первоначально формировавшихся в различных, латерально распределенных геодинамических обстановках, свидетельствуют о том, что наиболее близким структурным аналогом архейских ГЗО являются коллизонные зоны фанерозойского возраста, включающие гранито-гнейсовые купола в зонах обдукции офиолитов и в сложных коллизонных поясах. В обстановке коллизии островодужные и океанические серии перемешались на континентальное основание.

Куполообразование и реоморфизм утолщенной коры, строение которой на предшествующей стадии определялось нагромождением тектонических глин, включая чешуйчато-надвиговые структуры зеленокаменных поясов и покровно-надвиговые ансамбли гранулитовых поясов, связаны с заключительными поздней и постколлизонной стадиями геодинамического цикла.

В связи с малыми размерами и повышенной пластичностью архейских "континентов" (микроплит) их объединение сопровождалось необычайно интенсивными надвиго-поддвиговыми дислокациями ("торошением"). Вследствие своих малых размеров архейские "континенты" практически целиком вовлекались в коллизонные процессы и подвергались интенсивным преобразованиям. Деформационно-метаморфические преобразования гранит-зеленокаменных областей практически повсеместно завершались лишь после их перекрытия покровно-надвиговыми ансамблями различной мощности.

**4. Корреляция главных геологических событий в раннепротерозойской эволюции Северо-Американского кратона (САК) и Балтийского щита (БШ).** Архейская эволюция завершилась образованием первого в истории Земли суперконтинента (Пангеи-0) около 2.5 млрд лет назад. Последующий раннепротерозойский интервал геологической истории Северо-Атлантического региона в пределах современных областей САК и БШ включал три последовательных цикла геодинамической активности, отвечающих интервалам 2.49–2.33, 2.25–1.9 и 1.9–1.82 млрд лет. В течение каждого из них магматизм, метаморфизм и деформации, отвечавшие последовательным стадиям растяжения (рифтогенеза и спрединга с формированием внутриконтинентальных океанических бассейнов Красноморского типа), субдукции (с формированием

магматических серий окраинно-континентального и островодужного типов) и коллизийного сжатия (с формированием надвиго-поддвиговых ансамблей в пределах сутурных зон и гранулитовых поясов покровно-надвигового строения в пределах сопряженных континентальных областей) практически синхронно проявлялись в пределах внутриконтинентальных коллизийных орогенов и окраинно-континентальных аккреционных орогенов САК и БЦ.

Анорогенный магматизм 1.82–1.72 млрд лет назад характерен для всех орогенных поясов САК и БЦ.

**5. Специфика раннепротерозойской тектоно-плитной эволюции характеризуется следующими особенностями:**

1) отсутствием признаков полного разрушения архейского суперконтинента, которое сопровождалось бы значительными перемещениями и взаимным удалением континентальных фрагментов;

2) отсутствием, впервые в геологической истории, проявлений магматизма океанического типа и признаков коллизии в течение длительного временного интервала 2.45–2.20 млрд лет [Condie, 1994]; единственное известное исключение – проявления океанического и субдукционного магматизма 2.45–2.33 млрд лет в пределах осадочно-вулканогенного пояса Печенга–Имандра–Варзуга;

3) отсутствием в пределах аккреционных орогенов, по крайней мере вдоль окраин кратонов Северо-Атлантической области, магматизма субдукционного типа в течение 400 млн лет – от 2.33 до 1.93 млрд лет назад, а возможно, даже с 2.5 до 1.92 млрд лет, т.е. в течение почти 600 млн лет.

Длительное отсутствие субдукции вдоль окраин суперконтинента при ограниченном развитии процессов спрединга и субдукции во внутренних частях Пангеи, порождает естественный вопрос: что же происходило в это время в пределах океанического “полушария”? Согласно В.Е.Хайну и Н.А.Божко [1988] и К.Конди [Condie, 1994], объяснение может состоять в интенсивном рециклировании океанической литосферы, которое протекало непосредственно в пределах океанических пространств и не сопровождалось субдукционным известково-щелочным магматизмом.

Раннепротерозойская эволюция в целом определялась частичной деструкцией суперконтинента, формированием внутриконтинентальных микроокеанов и существованием суперокеана, в пределах которого осуществлялся непрерывный рециклинг вновь образованной океанической коры, и может быть названа “тектоникой микроокеанов”.

**6. Границей “архей-протерозой” отмечено коренное изменение стиля тектоники плит.** Тектоника архейских “микроплит” предполагает мелкочечный характер конвекции в высокопрогретой архейской мантии. Разрушение этой конвективной системы, функционировавшей не менее 1200 млн лет, и преобразование ее в одноячейковую зафиксировано сближением и объединением архейских микроплит и формированием Пангеи-0 к концу архея. Следующие 800 млн лет были свидетелями “безуспешных попыток” возрождения системы конвективных ячеек, завершившихся воссозданием так и не разрушенной полностью Пангеи.

Итогом этих “попыток” стало наращивание общей массы континентов за счет размещения ювенильной коры в пределах коллизийных (во внутренних частях суперконтинента) и аккреционных (по его периферии) орогенов. Возрождение и активное функционирование системы конвективных ячеек стало результатом последующих “попыток” – в позднем протерозое–фанерозое, после чего тектоника плит приобрела современный характер.

**7. Эволюция стиля тектоники плит от архея к фанерозою.** При всем глубоком различии стиля архейской “тектоники микроплит” и фанерозойской тектоники глобальных плит они имеют и общие черты, отличающие их от раннепротерозойской

“тектоники микроокеанов”. К их числу относятся: 1) множественность орогенных поясов, эволюция которых лишь частично синхронизирована в глобальном масштабе; 2) широкое распространение и длительная эволюция аккреционных поясов, позднее включавшихся в коллизионные орогены.

В свою очередь, сходство раннепротерозойской “тектоники микроокеанов” и фанерозойской тектоники плит определяется широким развитием внутриконтинентальных процессов (рифтогенеза, внутриплитного магматизма, формирования эпиконтинентальных осадочных бассейнов и платформенных чехлов), за редкими исключениями не свойственных архею, прежде всего, в силу малых размеров архейских “континентов”.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абакумова Л.Н., Березнер О.С., Гусев Г.С., Зайков В.В., Зайкова Е.В., Морозов О.Л., Ненахов В.М., Ставский А.П. Изучение офиолитовых комплексов при геологическом картировании. М.: Геокарт, 1994. 254 с.
- Авакян К.Х. Геология и петрология Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области архея. М.: Наука, 1992. 168 с.
- Андреев В.П. Влияние исходного состава пород на особенности метаморфизма гранулитового комплекса // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып.5. М.: Наука, 1979. С.157–170.
- Андреев В.П., Суханов М.К. Анортозиты Сальных тундр (Лапландский гранулитовый пояс Кольского полуострова) // Изв.АН СССР, сер. геол., N 3. 1982, С.14–26.
- Артеменко Г.В. Геохронологическая корреляция вулканизма и гранитоидного магматизма юго-восточной части Украинского щита и Курской магнитной аномалии // Геохимия и рудообразование. 1995. Вып.21. С.129–142.
- Арт Дж.Г. Некоторые элементы-примеси в трондьемитах - их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С.99–105.
- Бакушкин Е.М. Шпинелевые гипербазиты Титовско-Урагубской зоны и некоторые общие особенности петрологии гипербазитов Кольского полуострова // Петрология и критерии оценки рудоносности докембрийских базит-гипербазитовых формаций Карело-Кольского региона. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1985. С.73–85.
- Балабонин Н.Н. Минералогия и геохимия колчеданного оруденения (северо-запад Кольского полуострова). Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1984. 158 с.
- Балашов Ю.А. Геохронология раннепротерозойских пород Печенга-Варзугской структуры Кольского полуострова // Петрология. 1996. Т.4, N 1. С.3–25.
- Балашов Ю.А., Федотов Ж.А., Скуфьин П.К. Rb-Sr датирование нижней вулканогенной толщи Печенгского комплекса (Кольский полуостров) // Геохимия. 1993. N 12. С.1769–1774.
- Баржицкий В.В. Объяснительная записка к космогеологической карте дочетвертичных образований северо-восточной части Балтийского щита. Масштаб 1:1000 000. Киев: 1988. 86 с.
- Батиева И.Д. Петрология щелочных гранитов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 208 с.
- Баюк Е.И., Дьяур Н.И. Изменение некоторых физических свойств пород в процессе деформирования при высоких давлениях // Геофиз. журн. 1987. Т.9, N 4. С. 52–59.

- Баянова Т.Б. Датирование раннепротерозойских гранофировых пород структуры Имандра-Варзуга по бадделейту и циркону (Кольский полуостров) // Методы изотопной геологии: Тез. докл. Всесоюз. совещ. Звенигород; Ленинград, 1991. С.28–30.
- Бекасова Н.Б., Мирская Д.Д., Пушкин Г.Ю. Этапы и эволюция процессов корообразования в среднем протерозое Кольского полуострова. // Докембрийские коры выветривания. М.: Наука, 1975. С.116–126.
- Белолипецкий А.П., Гаскельберг В.Г., Гаскельберг Л.А., Антоноук Е.С., Ильин Ю.И. Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 240 с.
- Бельков И.В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 328 с.
- Бельков И.В., Петрелия И.А. О природе органического вещества в докембрийских осадочно-метаморфических породах // Международный геохимический конгресс: Тез. докл. Т.2. М., 1971. с.979–980.
- Бердников Н.В. Термобарогеохимия докембрийских метаморфических комплексов Дальнего Востока. М.: Наука, 1987. 117 с.
- Бережная Н.Г., Бибилова Е.В., Сочава А.В., Кирицова Т.И., Макаров В.А., Богомолов Е.С. Изотопный возраст чинейской свиты удоканской серии Кодаро-Удоканского прогиба // Докл. АН СССР. 1988. Т.302, N 5. С.1209–1212.
- Бибилова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 179 с.
- Бибилова Е.В., Грачева Т.В., Дук В.Л., Кицул В.И., Макаров В.А. Изотопный возраст Унгринского магматического комплекса Алданского щита // Докл. АН СССР. 1984. Т.276, N 4. С.206–209.
- Бибилова Е.В., Другова Г.М., Дук В.Л., Левский Л.К., Левченков Д.А., Морозова И.М. Геохронология Витимо-Алданского щита // Методы изотопной геохронологии и геохронологическая шкала. М.: Наука, 1986. С.135–189.
- Бибилова Е.В., Мельников В.Ф., Авакян К.Х. Лапландские гранулиты: петрология, геохимия и абсолютный возраст // Петрология. 1993. Т.1, N 2. С.215–234.
- Богатиков О.А., Летников Ф.А., Марков М.С., Суханов М.К. Анортозиты и ранние этапы развития Земли и Луны // Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С.246–271.
- Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 249 с.
- Богданова Н.Г. Стрoение Геранского анортозитового массива (Алданский щит, Становой хребет) // Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С.112–147.
- Борисов А.Е., Смолькин В.Ф. К вопросу происхождения высококремнеземистых образований четвертой вулканогенной толщи Печенгской структуры // Изв. АН СССР. Сер.геол. 1992. N 7. С.66–78.
- Борукаев Ч.Б. Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
- Буянов А.Ф., Глазнев В.Н., Раевский А.Б., Скопенко Г.Б. Комплексная интерпретация данных гравиметрии, сейсмометрии и геотермии // Геофиз. журн. 1989. Т.11, N 2. С.30–39.

- Васин Н.Д., Новицкий Г.П., Суворов Е.А. Результаты работ методами магнитотеллурического профилирования (МТП) и теллурических токов (МТТ) в северо-западной части Кольского полуострова // Геофизические исследования на Балтийском шите. Л.: 1981. С.102–107. (Тр. ЛПИ, Т.39).
- Виноградов Л.А., Богданова М.Н., Ефимов М.М. Гранулитовый пояс Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 208 с.
- Воларович М.П., Баяк М.И., Левитова Ф.М., Мараховская Е.И. Скорости продольных волн при высоких давлениях в гранитизированных метаморфических породах // Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1978. С.8–18.
- Воларович М.П., Баяк Е.И., Левыкин А.И., Томашевская И.С. Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях. М.: Наука, 1974. 223 с.
- Воларович М.П., Будников В.А. Отношение скоростей продольных и поперечных волн в сухих и водонасыщенных образцах горных пород при давлениях до 20 кбар // Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1978. С.58–65.
- Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология) // Л.: Наука, 1990. 248 с.
- Вревский А.Б. Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы (на примере северо-восточной части Балтийского шита). Л.: Наука, 1989. 143 с.
- Гавриленко В.В. Геохимическая эволюция гранито-гнейсовых куполов (на примере Северного Приладожья) // Петрохимическая эволюция магматических формаций. М.: Наука, 1990. С.145–155.
- Гаврилова С.П., Луцицкая А.И., Фрих-Хар Д.И., Орломма Д., Бадамгарав Ж. Вулкано-плутонические ассоциации Центральной Монголии. М.: Наука. 1991. 232 с.
- Гарбар Д.И., Трофимов О.В., Попов О.В., Кабаков Л.Г. Геодинамические обстановки основных этапов развития Северо-Запада СССР // Сов. геология. 1989. N 11. С.57–68.
- Гендлер В.Е., Гольтвегер В.Я., Кунина Н.М. Новые данные о строении Верхнепенойского массива щелочных гранитов (Кольский полуостров) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1980. Т.55, вып.5. С.62–72.
- Геодинамические реконструкции (Методическое пособие для региональных геологических исследований) / И.И.Абрамович, А.И.Бурдз, В.Д.Вознесенский и др. Л.: Недра, 1989. 278 с.
- Геологический словарь. Т.1. М.: Недра, 1973. 486 с. Геология Карелии / Под ред. В.А.Соколова. Л.: Наука, 1987. 231 с. Геохимическая эволюция гранитоидов в истории литосферы / Под ред. А.А.Беуса. М.: Наука, 1993. 263 с.
- Гилл Дж.Б., Сторк А.Л. Миоценовые низкокалиевые дациты и трондьемиты островов Фиджи // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С.456–470.
- Гладких В.С., Гусев Г.С. Петрохимические и геохимические особенности внутриплитных базальтов континентов // Докл. АН СССР, 1991. Т.319, N 5. С.1202–1205.
- Гладких В.С., Гусев Г.С. Низкокалиевые толеиты континентов: Геодинамические обстановки формирования, петрохимия и геохимия // Геотектоника. 1993. N 5. С.44–60.

- Гладких В.С., Гусев Г.С., Гушин А.В., Зайков В.В., Зайкова Е.В., Масленников В.В., Ставский А.П., Гедько М.И., Данилов В.Г. Геологическое картирование вулcano-плутонических поясов. М.: Геокарт, 1994. 301 с.
- Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973. 127 с.
- Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М., Милькевич Р.И., Вревский А.Б. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизии // Геотектоника. 1996. N 1. С.63–75.
- Гликсон А. Стратиграфия и эволюция первичных и вторичных зеленокаменных комплексов: данные по шитам южного полушария // Ранняя история Земли / Под ред. Б.Уиндли. М.: Мир, 1980. С.264–285.
- Головенко В.К. Высокоглиноземистые формации докембрия. Л.: Недра, 1977. 268 с.
- Горбунов Г.И., Астафьев Ю.А., Бартеков И.С., Гончаров Ю.В., Яковлев Ю.Н. Структуры медно-никелевых рудных полей и месторождений Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978. 160 с.
- Горохов И.М., Тимофеев В.Е., Бизунок М.Б., Березкин В.И., Дук В.Л., Крылов В.Н., Кутявин Е.П., Мельников Н.Н., Смелов А.П. Rb/Sr системы в метаосадках Ханинского грабена, Олекминский зеленокаменный пояс // Изотопная геология докембрия. Л.: Наука, 1989. С.110–125.
- Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наукова думка, 1979. 248 с.
- Графчиков А.А., Фонарев В.И. Гранат-ортопироксен-плаггиоклаз-кварцевый геобарометр (экспериментальная калибровка) // Докл. АН СССР. 1990. Т.312, N 5. С.1215–1217.
- Гроховская Т.Л., Лапутина И.П. Платиновая минерализация некоторых расслоенных интрузивов Кольского полуострова // Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты: Ги Кол. фил. АН СССР, 1988. С.69–73.
- Гусев Г.С., Зайков В.В., Зайкова Е.В., Ковалев А.А., Леоненко Е.И., Межеловский Н.В., Минц М.В., Рундквист Д.В. Основы металлогенического анализа при геологическом картировании: Металлогения геодинамических обстановок. М.: Роскомнедра, Геокарт, Манпо, 1995. 468 с.
- Гусев Г.С., Минц М.В., Мусатов Д.И., Будянский Д.Д., Колесниченко В.С., Песков А.И., Сигачева Н.Н. Методика геодинамического анализа при геологическом картировании. М.: Недра, 1991. 204 с.
- Даркшевич О.Я. К вопросу о возрасте габбро-лабрадоритов Северо-Кейвской зоны и их соотношение с породами мигматитовой формации // Базит-гипербазитовый магматизм главных структурно-формационных зон Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1987. С.88–94.
- Добреев Н.Л. Проблемы соотношения тектоники и метаморфизма // Петрология. 1995. Т.3, N 1. С.4–23.
- Добржинская Л.Ф. Деформации магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М.: Наука, 1989. 287 с.
- Докембрийская геология СССР / Под ред. Д.В.Рундквиста, Ф.П.Митрофанова. М.: Наука, 1988. 440 с.
- Другова Г.М., Глебовицкий В.А. Гранулитовая фация в условиях диафореза амфиболитовой фации // Гранулитовая фация метаморфизма. Л.: Наука, 1972. С.221–239.
- Дук Г.Г. Структурно-метаморфическая эволюция пород печенгского комплекса. Л.: Наука, 1977. 104 с.



- Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Тихомирова Н.И. Петрология пересыщенных кремнеземом агапитовых щелочных пород. Новосибирск: Наука, 1988. 88 с.
- Жамалетдинов А.А. Модель электропроводности литосферы по результатам исследований с контролируруемыми источниками поля (Балтийский щит, Русская платформа). Л.: Наука, 1990. 150 с.
- Жариков В.А. Проблемы гранитообразования // Вестн. МГУ. Сер.4, геология. 1987. С.25–36.
- Жариков В.А., Эпельбаум М.Б., Боголепов М.В., Симакин А.Г. Процессы гранитообразования (экспериментальное изучение, компьютерная модель) // Экспериментальные проблемы геологии. М.: Ин-т эксперим. минерал. 1994. С.83–104.
- Жданов В.В. Гранулиты в западной части Кольского полуострова // Проблемы геологии и петрологии докембрия. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. С.61–98. (Тр.ВСЕГЕИ. Н. С.; Т.280).
- Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Сулова С.Н. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.; Л. 1964. 208 с.
- Загородный В.Г., Предовский А.А., Басалаев А.А. и др. Имандра-Варзугская зона карелид (геология, геохимия и история развития). Л.: Наука, 1982. 280 с.
- Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова (состояние изученности и проблемы). Л.: Наука, 1983. 96 с.
- Зак С.И. Гипербазитовая формация Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 160 с.
- Зак С.И., Кочнев-Первухов В.И., Проскуряков В.В. Ультраосновные породы Аллареченского района, их метаморфизм и оруденение. Петрозаводск: Карелия, 1972. 129 с.
- Зак С.И., Макаров В.Н., Кочнев-Первухов В.И. и др. Геология, магматизм и оруденение Печенгского рудного поля. М.: Недра, 1982. 112 с.
- Земная кора восточной части Балтийского щита / Под ред. В.А.Глебовицкого. Л.: Наука, 1978. 228 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Наталов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т.1. 327 с.; Т.2. 334 с.
- Казанский В.И., Боронихин В.А., Лобанов К.В. Соотношения между деформациями, метаморфизмом и петрофизическими свойствами пород в Печенгском рудном районе // Внутреннее строение рудоносных докембрийских разломов. М.: Наука, 1985. с.6–47.
- Карсаков Л.П. Глубинные гранулиты. М.: Наука, 1978. 150 с. Картвелишвили К.М. Планетарная плотностная модель и нормальное гравитационное поле Земли. М.: Наука, 1983. 93 с.
- Каулина Т.В. U-Pb датирование цирконов из реперных объектов Беломоро-Лапландского пояса (северо-западное Беломорье): Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. СПб: ИГГД, 1996. 18 с.
- Кейльман Г.А., Пучков В.Н. Метаморфизм и геодинамика // Геотектоника. 1987. N 6. С.20–28.
- Кицун В.И. Метаморфизм // Ранний докембрий Южной Якутии. М.: Наука, 1986. С.152–193.
- Кицун В.И. Р-Т тренды метаморфической эволюции гранулитов Алданского щита, установленные по реакции замещения граната ортопироксенплаггиоклазовыми симплектитам // Петрология. 1995. Т.3, N 2. С.185–194.

- Классификация и номенклатура магматических горных пород / Под ред. О.А.Богатикова, Н.П.Михайлова, В.И.Гоньшаковой. М.: Недра, 1981. 160 с.
- Кобрунов А.И. О введении ограничений типа неравенств на значения плотности при интерпретации гравиметрических данных // Изв. вузов. Геология и разведка. 1981. N 12. С.75–81.
- Козлов Н.Е., Иванов А.А., Нерович М.И. Лапландский гранулитовый пояс - первичная природа и развитие. Апатиты: ГИ Кол. фил. АН СССР, 1990. 168 с.
- Коллерсон К.Д., Бриджуотер Д. Метаморфическая эволюция раннеархейских тоналитовых и трондьемитовых гнейсов района Саглек, Лабрадор // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С.157–203.
- Колман Р. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с. Кольская сверхглубокая / Под ред. Е.А.Козловского. Москва: Недра, 1984. 490 с.
- Конди К.С. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с. Конди К.С., Аллен П. Происхождение архейских чарнокитов Южной Индии. // Геохимия архея. Происхождение и эволюция континентальной коры / Под ред. А.Кренера, Г.Н.Хенсона, А.М.Гудвина. М.: Мир, 1987. с.224–248.
- Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Мыскова Т.А. Этапы формирования континентальной коры центральной части Алданской гранулитогнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам // Петрология. 1995. Т.3, N 1. С.99–110.
- Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер.геол. 1952. N 2. С.9–18.
- Кориковский С.П. Фации метаморфизма метapelитов. М.: Наука, 1979. 263 с.
- Кратц К.О., Хильтова В.Я., Буйко А.К. Древнейшие гранито-гнейсы: состав, метаморфизм, условия образования // Природные ассоциации серых гнейсов архея. Л.: Наука, 1984. С.6–16.
- Кременецкий А.А. Метаморфизм основных пород докембрия и генезис амфиболитов. М.: Наука, 1979. 112 с.
- Кренер А. Складчатые пояса и тектоника плит в докембрии // Геология докембрия. М.: Наука, 1984. С.106–119. (МГК, 27-я сес. Докл.; Т.5).
- Крылова М.Д. Геолого-геохимическая эволюция лапландского гранулитового комплекса. Л.: Наука, 1983. 160 с.
- Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 200 с.
- Кунина Н.М., Минц М.В. Поведение редкоземельных элементов в процессе гранитизации // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т.68, вып.4. С.86–96.
- Кушнер Г.Я. Особенности размещения и перспективы обнаружения медноникелевого оруденения в Аллареченском рудном поле (в свете новых данных) // Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты: ГИ Кол.фил. АН СССР, 1988. С.56–58.
- Левченко Д.А., Морозова И.М., Другова Г.М., Дук В.Л., Левский Л.К. U-Pb датирование древнейших пород Алданского щита // Изотопное датирование метаморфических и метасоматических процессов. М.: Наука, 1987. С.116–138.
- Ленников А.М., Щека Ж.А. Об эколлитовых кристаллических сланцах джугджурской части Становой зоны // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. N 2. С.100–112.

- Литвиненко И.В. Сейсмические исследования земной коры Балтийского щита // Геофизика. М.: Наука, 1984. С.9–20. (МГК, 27-я сес. Докл.; Т.8).
- Лобач-Жученко С.Б., Бибикина Е.В., Другова Г.М., Беляцкий Е.В., Грачева Т.В., Амелия Ю.В., Матреничев В.А. Геохронология и петрология магматического комплекса Тулой губы северо-западного Беломорья // Петрология. 1993. Т.1, N 6. С.657–677.
- Лобач-Жученко С.Б., Дук В.Л., Крылов И.Н., Арестова Н.А., Пивень П.И., Кузнецов Р.А., Котова Л.Н. Геологические и геохимические типы ассоциаций тоналит-трондjemитовых серий архея // Природные ассоциации серых гнейсов архея. Л.: Наука, 1984. С.72–83.
- Лутц Б.Г. Магматизм подвижных поясов ранней Земли. М.: Наука, 1985. 216 с.
- Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. Т.1: Современные вулканы. 480 с. Т.2: Древние вулканы. М.: Наука, 1971. 383 с.
- Магматические горные породы: Основные породы. М.: Наука, 1985. 487 с.
- Магматические горные породы: Кислые и средние породы. М.: Наука, 1987а. 374 с.
- Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987б. 438 с.
- Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1985. 176 с.
- Магматические формации раннего докембрия территории СССР. Кн.2. М.: Недра, 1980. 283 с.
- Марков М.С., Авакян К.Х., Баржицкий В.В., Богданова М.Н., Добржинская Л.Ф., Ефимов М.М., Кацура И.К., Пожиленко В.И., Шлайфштейн Б.А. Позднеархейские структурно-формационные зоны Кольского полуострова. Апатиты: ГИ Кол. фил. АН СССР, 1987. 44 с.
- Медно-никелевые месторождения Балтийского щита / Под ред. Г.И.Горбунова, Х.Палунена. Л.: Наука, 1985. 329 с.
- Мележик В.А. Состав вод докембрийских бассейнов по геохимическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. N 9. С.100–110.
- Мележик В.А., Басалаев А.А., Предовский А.А. и др. Углеродистые отложения ранних этапов развития Земли (геохимия и обстановки накопления на Балтийском щите). Л.: Наука, 1988. 197 с.
- Мележик В.А., Предовский А.А. Геохимия раннепротерозойского литогенеза (на примере северо-востока Балтийского щита). Л.: Наука, 1982. 208 с.
- Меннерт К. Новое о проблеме гранитов. М.: Изд-во иностр. лит. 1963. 152 с.
- Меннерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М.: Мир, 1971. 120 с.
- Метаморфизм супракrustальных комплексов раннего докембрия / Под ред. В.Г.Загородного. Л.: Наука, 1986. 272 с.
- Мигматиты / Под ред. Дж.Р.Эшуорта. М.: Мир, 1988. 344 с. Минц М.В. Игнимбриты: особенности состава и основные проблемы генезиса // Бюлл. МОИП. Отд.геол. 1978. Т.53, вып.4. С.82–94.
- 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-во КНЦ РАН. 1992. С.34–38.
- Минц М.В. Палеотектонические реконструкции раннего докембрия восточной части Балтийского щита. 1.Ранний протерозой // Геотектоника. 1993а. N 1. С.39–56.

- Минц М.В. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита (геология, палеогэодинамика и эволюция континентальной коры). Дис. докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1993б. 399 с. М.: ГИН РАН, 1993б, 399 с.
- Минц М.В., Гендлер В.Е., Гольтвегер В.Я., Колпаков Н.И., Кунина Н.М. Палеовулканическая реконструкция Кейвской структуры Кольского полуострова // Проблемы осадочной геологии. Вып.9. М.: Наука, 1984. С.114–119.
- Минц М.В., Глазнев В.Н., Раевский А.Б. Трехмерная модель верхней коры района Кольской сверхглубокой скважины и сопредельных территорий Кольского полуострова // Геотектоника. 1994. N 6. С.3–22.
- Минц М.В., Житников В.А., Шенкман Е.Я. Геодинамическое моделирование раннепротерозойских структур северо-востока Балтийского щита (к составлению геодинамической карты Кольского полуострова) // М.: ИМГРЭ, 1989. 42 с.
- Минц М.В., Колпаков Н.И. Перспективы поисков медно-никелевых руд с учетом новых данных о строении Печенгской структуры // Разведка и охрана недр. 1984. N 10. С.23–24.
- Минц М.В., Колпаков Н.И., Ланев В.С., Русанов М.С. О природе субгоризонтальных сейсмических границ в верхней части земной коры (по данным Кольской сверхглубокой скважины) // Геотектоника. 1987. N 5. С.62–72.
- Минц М.В., Колпаков Н.И., Ланев В.С., Русанов М.С., Ляховский В.А., Мясников В.М. К вопросу о природе внутрикоровых субгоризонтальных сейсмических границ в верхней части земной коры (интерпретация результатов бурения Кольской сверхглубокой скважины) // Докл. АН СССР. 1987. Т.296, N 1. С.71–76.
- Минц М.В., Пастухов В.Г., Гусев Г.С., Моралев В.И., Песков А.И., Сорохтин Н.О., Глазнев В.Н., Глуховский М.З., Конилов А.Н., Паталаха Е.И., Раевский А.Б., Фонарев В.И., Хворова Г.П., Щербаков И.Б. Геологическое картирование раннедокембрийских комплексов. М.: Геокарт, 1994. 503 с.
- Минц М.В., Колпаков Н.И., Шенкман Е.Я. Геодинамическая модель и некоторые особенности формирования и размещения медно-никелевого оруденения Кольского полуострова // Геодинамические модели некоторых нефтегазоносных и рудных районов. Л.: Недра, 1987. С.58–70.
- Минц М.В., Соботович Э.В., Цьонь О.В. Свинцово-изохронное датирование горных пород Мурманского блока и его обрамления // Изв. АН СССР, Сер. геол. 1982, N 10. С.5–16.
- Минц М.В., Фонарев В.И., Конилов А.Н. Палеогеодинамическая реконструкция условий метаморфизма Лапландских гранулитов, северо-восток Балтийского щита // Докл. РАН. 1995. Т.343, N 3. С.367–372.
- Минц М.В., Цьонь О.В., Шенкман Е.Я. Изотопное датирование тектонической эволюции Кейвской структуры (Кольский полуостров) // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. N 10. С.6–17.
- Мирская Д.Д. Древнейшие вулканогенные толщи восточной части Кольского полуострова и возможность их палеовулканических реконструкций // Вулканизм докембрия. Петрозаводск: Кар. фил. АН СССР, 1976. С.18–25. (Мат-лы Второго Всес. палеовулканол. симпозиума. 2-7 июня 1975 г., Петрозаводск).
- Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашев Ю.А., Ганнибал Л.Ф., Докучаева В.С., Нерович Л.И., Радченко М.К., Рюнгген Г.И. U- Pb возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова // Докл. РАН. 1993. Т.331. N 1. С.95–98.

- Митрофанов Ф.П., Шаров Н.В., Загородный В.Г., Глазнев В.Н., Гаал Г., Горбачев Р., Корья А. Интерпретация строения земной коры по геотраверсу Печенга-Костомукша-Ловиса // Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 1992. С.16–24.
- Мошкин В.Н., Дагелайская И.Н. Анортозитовая формация // Магматические формации СССР. Т.1. Л.: Наука, 1979. С.218–228.
- Негруца В.З. Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1984. 270 с.
- Неймарк Л.А., Ларин А.М., Овчинникова Г.В., Яковлева С.З. U/Pb возраст Джуджурских анортозитов // Докл. РАН. 1992. Т.323, N 4-6. С.514–518.
- Никитин И.В. Тектоника зоны Колмозеро-Воронья в свете концепции горизонтальных движений // Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л.: Наука, 1980. С.104–111.
- Новые данные по геохимии и геохронологии изотопов докембрия Кольского полуострова / Под ред. Ф.П.Митрофанова, Ю.Д.Балашова. Апатиты: ГИ КНЦ АН СССР. 1990. Ч.1. 35 с.; Ч.2. 33 с.
- Овчинникова Г.В., Яковлева С.З., Кутявин Э.П. U-Pb системы гнейсов района озера Лице (зона Колмозеро-Воронья, Кольский полуостров) // Современные данные изотопной геохимии и космохимии. Л.: Наука, 1985. С.78–81.
- Пастухов В.Г., Астахов К.П., Багинян М.К. и др. Геодинамическая карта Украины. Масштаб 1:1 000 000. Киев: Госкомгеология Украины, 1993.
- Петров Б.В., Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск: Наука, 1975. 342 с.
- Петрова Т.В., Соколов С.В. Новые данные о структурном контроле богатых медно-никелевых руд Печенги // Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты: ГИ Кол. фил. АН СССР, 1988. С.33–37.
- Питерман Ц.Е. Изотопный состав стронция в позднеархейских-позднемеловых тоналитах и трондьемитах // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С.106–117.
- Подольский Ю.В. К вопросу о генезисе щелочных гранитов в центральной части Кольского полуострова // Докл. АН СССР. 1973. Т.213, N 5. С.63–68.
- Природные ассоциации серых гнейсов архея / Под ред. С.Б.Лобач-Жученко. Л.: Наука, 1984. 198 с.
- Прияткина Л.А., Глебовицкий В.А., Шлайфштейн Б.А. О ранних стадиях развития Беломорско-Лапландского метаморфического пояса // Восточная часть Балтийского щита, геология и глубинное строение. Л.: Наука, 1975. С.59–69.
- Прияткина Л.А., Шарков Е.В. Геология Лапландского глубинного разлома (Балтийский щит). Л.: Наука, 1979. 127 с.
- Проскуряков В.В., Баташев Е.В. и др. Роль процессов метаморфизма в формировании медно-никелевых месторождений // Проблемы петрологии в связи с сульфидным медно-никелевым рудообразованием. М., Наука, 1981. С.109–119.
- Пушкарев Ю.Д. Мегациклы в системе кора-мантия. Л.: Наука, 1990. 216 с.
- Пушкарев А.Д., Кравченко М.П., Рюнгенен Г.И., Смолькин В.Ф. Геохимия изотопов свинца и серы в связи с проблемой генезиса сульфидного медно-никелевого оруденения // Новые данные по месторождениям никеля Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1985. С.72–88.

- Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И. Геохронологические реперы докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978. 135с.
- Пушкарев Ю.Д., Рюнггенен Г.И., Смолькин В.Ф., Шуркина Л.К. Геохимия изотопов свинца в связи с особенностями формирования рудообразующих систем никеленосных базит-гипербазитов Кольского полуострова // Изотопная геохимия процесса рудообразования. М.: Наука, 1988. С.150-166.
- Раевский А.Б. Вычислительные аспекты обратной трехмерной задачи гравиметрии для горизонтального слоя с вертикальным градиентом плотности // Геофизические исследования на Европейском Севере СССР. Апатиты. Кол. фил. АН СССР, 1983. С.80-87.
- Раевский А.Б. Применение линейных трансформаций при гравитационном моделировании верхней части земной коры на кристаллических шитах (на примере западного района Кольского полуострова: Автореф. дис. канд. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ АН СССР, 1984. 17 с.
- Ремизова А.М., Баржицкая С.М. Новые данные по геологическому строению южной части Центрального блока Имандра-Варзугской структуры // Геология докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1984. с.87-95.
- Росс К.С., Смит Р.Л. Туфы пеглового потока, их происхождение, геологические отношения и идентификация // Проблемы палеовулканизма. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. С.371-477.
- Руб А.К., Руб М.Г., Заяц А.П. Редкоземельные элементы породообразующих минералов гранитоидов как индикаторы их генезиса и рудоносности // Геология руд. месторождений. 1990. N 5. С.96-100.
- Сидоренко А.В., Ожогин В.А. Применение аэрофотосъемки для определения первичного генезиса глубокометаморфизованных щелочных пород Кольского полуострова // Докл. АН СССР. 1968. Т.180, N 3. С.78-85.
- Сидоренко Св.А., Сидоренко А.В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975. 138 с.
- Скуфьин П.К., Пушкарев Ю.Д., Кравченко М.П. Вулканыты муджиерит-трахитовой формации в Печенгской вулcano-тектонической депрессии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. N 1. С.18-29.
- Смолькин В.Ф., Балашов Ю.А., Хански Е., Хухма Х., Ваасйоки М., Уокер Р. Изотопный возраст ферропикритовой вулcano-плутонической ассоциации Печенгской зоны // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. М.: Наука, 1993. С.56-72.
- Смолькин В.Ф., Вревский А.Б., Хански Е. Эволюция высокомагнезиальных первичных магм северо-востока Балтийского щита // Докл. АН СССР. 1987. Т.296, N 1. С.210-214.
- Смолькин В.Ф., Митрофанов Ф.П., Аведисян А.А., Балашов Ю.А., Балаганский В.В., Борисов А.Е., Борисова В.В., Волошина З.М., Козлова Н.Е., Кравцов Н.А., Негруца В.З., Мокроусов В.А., Петров В.П., Радченко А.Т., Скуфьин П.К., Федотов Ж.А. Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. Апатиты: КНЦ РАН, 1995. 256 с.
- Смолькин В.Ф., Шарков Е.В. Высокотитанистые пикриты - специфические магматические образования этапа перехода от раннего к позднему докембрию // Докл. АН СССР. 1989. Т.309, N 1. С.164-168.
- Соболев Н.В., Шацкий В.С., Заячковский А.А., Вавилов М.А., Шешкель Г.Г. Алмазы в метаморфических породах северного Казахстана // Геология метаморфических комплексов. Свердловск: АН СССР, 1989. С.21-35.

- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во МГУ, 1991. 446 с.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Природа тектонической активности земли. М.: ВИНТИ, 1993. 292 с. (Итоги науки и техники. Сер. Физика Земли; т.12).
- Сперанская И.М. Формация игнимбритов и ее роль в молодом вулканизме Тихоокеанского пояса // Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский: СВКНИИ, 1964. С.91–98.
- Страхов В.Н. Об общих решениях задач гравиметрии и магнитометрии // Изв. вузов. Геология и разведка. 1978. N 4. С.104–117.
- Страхов В.Н. Основные идеи и методы извлечения информации из данных гравитационных и магнитных наблюдений // Теория и методика интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. М.: ИФЗ АН СССР, 1979. С.146–269.
- Строение литосферы Балтийского щита / Под ред. Н.В.Шарова. М.: Нац. геоф. ком. РАН, 1993. 166 с.
- Тарни Дж., Уивер Б., Друри С.А. Геохимия архейских трондьемитовых и тоналитовых гнейсов Шотландии и восточной Гренландии // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С.204–222.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Терехов Е.Н., Левицкий В.И. Субщелочные граниты основания Лапландских гранулитовых покровов как геохимические аналоги гранитов рапакиви // Геохимия. 1995. N 2. С.174–187.
- Тугаринов А.И., Бибикова Е.В. Геохронология Балтийского щита по данным циркониметрии. М.: Наука, 1980. 131 с.
- Удовкина Н.Г. Эклогиты СССР. М.: Наука, 1985. 286 с. Уотерс А.К. Определение направления течения в базальтах // Проблемы палеовулканизма. М.: Изд. иностр.лит., 1963. С.96–115.
- Фации метаморфизма восточной части Балтийского щита / Под ред. В.А.Глебовицкого. Л.: Наука, 1990. 144 с.
- Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизийных зон Центральной Азии // Геотектоника. N 3. 1995. С.3–22.
- Федотов Ж.А. Эволюция протерозойского вулканизма восточной части Печенга-Варзугского пояса (петрохимический аспект). Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1985. 119 с.
- Фелс Д. Петрология, геохимия и происхождение кварц-диорит-трондьемитового комплекса Спарта, северо-восточный Орегон // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С.396–417.
- Физические свойства минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах: Справочник. М.: Недра, 1988. 254 с.
- Фонарев В.И. Минеральные равновесия железистых формаций докембрия (экспериментальные, термодинамические и петрологические данные). М.: Наука, 1987. 296 с.
- Фонарев В.И., Графчиков А.А., Конилов А.Н. Экспериментальные исследования равновесий с минералами переменного состава и геологическая термобарометрия // Экспериментальные проблемы геологии. М.: Наука, 1994. С.323–355.

- Фонарев В.И., Конилов А.Н., Графчиков А.А., Авакян К.Х. Геологическая термометрия метаморфических комплексов Центрально-Кольской области архея // Кристаллическая кора в пространстве и времени: метаморфическими и гидротермальными процессами. М.: Наука, 1989. С.29–44 (МГК, 27-я сес. Докл. сов. геол.).
- Фонарев В.И., Крейлен Р. Доказательство полистадийности метаморфизма на основе изучения флюидных включений в породах Лапландского гранулитового пояса // Петрология. 1995. Т.3, N 4. С.379–396.
- Фриш Т., Джексон Г.Д., Глебовицкий В.А., Ефимов М.М., Богданова М.Н., Пэрриш Р.Р. U-Pb геохронология Колвицкого габбро-анортозитового комплекса, южная часть Кольского полуострова, Россия // Петрология. Т.3, N 3. С.248–254.
- Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М.: Наука, 1994. 190 с.
- Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. М.: Недра. 1988. 382 с.
- Хаин В.Е. Гранито-гнейсовые купола и ультрабазит-базитовые интрузии в зонах обдукции офиолитов // Геотектоника. 1989. N 5. С.38–51.
- Цюнь О.В. Возраст докембрийских пород Пурначской зоны и смежных районов Кольского полуострова // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. N 1. С.42–49.
- Цюнь О.В., Миц М.В., Костюченко П.Г., Лаплин С.Г. Возраст, геохимические особенности и генезис гранитоидов обрамления Печенгской вулканотектонической депрессии // Геохимия. 1988. N 7. С.1012–1019.
- Чернышев Н.М., Пономаренко А.Н., Бартицкий Е.Н. Новые данные о возрасте никеленосных дифференцированных плутонов Воронежского кристаллического массива // Докл. АН УССР. Сер. Б. Геол., хим. и биол. науки. 1990. N 6. С.35–41.
- Чудинова В.Е., Миц М.В., Глаголев А.А. Вопросы стратиграфии и метаморфизма пород фундамента Печенгской структуры // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. N 6. С.58–66.
- Шарков Е.В. Экологиты в метагаббро-анортозитах Сальных и Колвицких тундр (Кольский полуостров) // Докл. АН СССР. 1982. Т.266, N 6. С.1449–1454.
- Шарков Е.В. Физико-химические аспекты образования анортозитов // Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С.235–245.
- Шульдинер В.И. Геотермальные серии и фациальные типы метаморфических комплексов // Докл. РАН. 1992. Т.327, N 4–6. С.551–558.
- Щербак Н.П., Чернышев Н.М., Пономаренко А.Н. Уран-свинцовый возраст сингенетического циркона древнейших траппов юга Восточно-Европейской платформы // Докл. АН УССР. Сер. Б. Геол., хим. и биол. науки. 1990. N 8. С.27–30.
- Эволюция земной коры и эндогенной металлогенической зональности северо-восточной части Балтийского щита / Под ред. Белькова И.В. Л.: Наука, 1987. 112 с.
- Ярмлюк В.В., Коваленко В.И. Магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.
- Alapieti T. The Koillismaa layered igneous complex - its structure, mineralogy and geochemistry, with emphasis on the distribution of chromium // Bull. Geol. Surv. Finland. 1982. N 319. 116 p.
- Archean crustal evolution (K.C. Condie - Ed.). 1994. Elsevier, Amsterdam - Lausanne - N.Y. - Oxford - Shannon - Tokyo. 525 p.



- Art J.G., Barker F., Peterman Z.E., Friedman J. Geochemistry of gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas // *J. Petrol.* 1978. Vol.19. P.289-316.
- Austerheim H., Mørk M.B.E. The lower continental crust of the Caledonian mountain chain: Evidence from former deep crustal sections in western Norway // *Nor. geol. unders. Special Publ.* 1988. Vol.3. P.102-113.
- Raadsgaard H., Nutman A.P., Bridgwater D., Rosing M., Alaart J.H. The zircon geochronology of the Akilia association and Isua supracrustal belt, West Greenland // *Earth Planet. Sci. Let.* 1984. Vol.68. P.221-228.
- Babcock R.S., Mish P. Origin of Skagit migmatites, North Cascades Range, Washington State // *Contrib. Miner. Petrol.* 1989. Vol.101. P.485-495.
- Baker B.H., Gordon G., Leeman W. et al. Geochemistry and petrogenesis of a basalt-benmoreite-trachyte suite from the southern part of the Gregory Rift Kenya // *Contrib. Miner. Petrol.* 1977. Vol.64, N 3. P.67-79.
- Balashov Yu.A., Mitrofanov F.P., Balagansky V.V. New geochronological data on Archean rocks of the Kola Peninsula // *Correlation of Precambrian formations of the Kola-Karelian region and Finland. Apatity, 1992.* P.13-34.
- Balashov Yu.A., Zozulya D.R. Rb-Sr dating of the Western Keivy peralkaline granite and the Sakharjok alkaline massif theralite, Kola Peninsula // *Symposium on "The Svecofennian Domain ..."* and Annual Meeting of IGCP-275. Abstracts. Turku, Finland. 1993. P.14-15.
- Ballhaus C., Berry R.F. Crystallization pressure and cooling history of the Giles layered igneous complex, Central Australia // *Journ. of Petrology, 1991.* Vol.32. P.1-28.
- Barbey P., Bertrand J.-M., Angoua S., Dautel D. Petrology and U/Pb geochronology of the Telohat migmatites, Aleksod, Central Hoggar, Algeria // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1989. Vol.101. P.207-219.
- Barbey P., Convert J., Marin H., Moreau B., Capevila R., Hameurt J. Relationships between granulites-gneiss terranes, greenstone belts and granulite belts in the Archean crust of Lapland (Fennoscandia) // *Geol. Rundschau.* 1980. Vol.59. P.648-658.
- Barbey P., Convert J., Moreau B., Capevila R., Hameurt J. Petrogenesis and evolution of an Early Proterozoic collisional orogenic belts: the granulite belt of Lapland and the Belomorides (Fennoscandia) // *Bull. Geol. Soc. Finland.* 1984. Vol.56. P.161-188.
- Barbey P., Raith M. The granulite belt of Lapland. // *Granulites and crustal evolution (D.Vielzeuf, P.Vidal - eds.)*. Kluwer Acad. Publ., Netherlands, 1990. P.111-132.
- Begin N.G., Pattison D.R.M. Metamorphic evolution of granulites in the Minto block, northern Quebec: extraction of peak PT conditions taking account of late Fe-Mg exchange // *Journ. Metamorph. Geol.* 1994. Vol.31. P.1134-1145.
- Bernard-Griffiths J., Peucat J.J., Postaire B., Vidal Ph., Convert J. and Moreau B. Isotopic data (U-Pb, Rb-Sr Pb-Pb and SmNd) on mafic granulites from Finnish Lapland. // *Prec. Res.* 1984. Vol.23. P.325-348.
- Berthelsen A., Marker M. Tectonics of Cola collision suture and adjacent Archean and Early Proterozoic terrains in the northeastern region of the Baltic Shield (Part 1) // *Tectonophysics.* 1986. Vol.126. P.31-55.

- Bibikova E.V., Morozova I.M., Gracheva T.V., Makarov V.A. U-Pb age of granulites from the Kurulta complex// The oldest rocks of the Aldan-Stanovik Shield, Eastern Siberia, USSR (V.A.Rudnik - Ed.). Excursion Guide, IGCP 280, Leningrad-Mainz, 1989. P.89-91.
- Bogdanova S.V., Bibikova F.V. The "Saamian" of the Belomorian mobile belt: new geochronological constraints// *Prec.Res.* 1993. Vol.64. P.131-152.
- Bowring S.A., Coleman D.S., Housh T.B. The 4.0 Ga Acasta gneisses: constraints of the growth and recycling of continental crust. // Program and abstracts. Precambrian'95, Montreal, Canada, 1995. P.275.
- Bradshaw J.Y. Early Cretaceous vein related garnet granulite in Fiordland, southwest New Zealand: a case for infiltration of mantle-derived CO<sub>2</sub>-rich fluids// *Journ. of Geol.* 1989. Vol.97. P.697-717.
- Brick R., Thorne J.R., McNaughton N.J., Smith J.B., Barley M.E., Savage M. Record of emergent continental crust c.3.5 billion years ago in the Pilbara craton of Australia // *Nature.* 1995. Vol.375. P. 574-577.
- Bridgwater D., Schiote L. Crustal evolution in the North Atlantic craton between 3.9 and 2.5 Ga // The second symposium on the Baltic Shield. Abstracts. Lund, Sweden, June 5-7, 1990. P.22.
- Buyanov A.F., Glaznev V.N., Mitrofanov F.P., Raevsky A.B. Three-dimensional modelling of the Lapland Granulite Belt and adjacent structures of the Baltic Shield from geophysical data // *Norges Geologiske Undersokelse. Special Publ.* 1995. Vol.7. P.167-178.
- Cartwright I. Archean granulite facies metamorphism of the Lewisian of Tiree, Inner Hebrides, northwest Scotland // *Journ. Metamor. Geol.* 1992. Vol.10. P.727-744.
- Cesare B., Martin S., Zaggia L. Mantle peridotites from Austroalpine Mt.Mary nappe (Western Alps) // *Schweiz. Miner. und Petrogr. Mitt.* 1989. Vol.69. N 1. P.91-97.
- Chappel B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // *Pacific. Geol.* 1974. Vol.29. P.173-174.
- Condie K.C. Plate tectonics and crustal evolution// Pergamon Press, Oxford, 1989. 476 p.
- Condie K.C. Greenstones through time // *Archean crustal evolution* (K.C.Condie - Ed.). Elsevier, Amsterdam - Lausanne - N.Y. - Oxford - Shannon - Tokyo. 1994. P.85-120.
- Cook R.D., Crawford M.L., Omar G.I., Crawford W.A. Magmatism and deformation, southern Revillagigedo Island, southeastern Alaska. // *Geological Soc. of America Bull.* 1991. Vol.103. P.829- 841.
- Crawford M.L., Crawford W.A. Magma emplacement in a convergent tectonic orogen, southern Revillagigedo Island, southeastern Alaska // *Can.J.Earth Sci.* 1991. Vol.28. P.929-938.
- Cullers R.L., Graf J.L. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and sialic rocks - ore petrogenesis// *Rare earth element geochemistry*, Elsevier, Amsterdam, 1984. P.275-316.
- Davies G.F. Thermal and tectonic evolution of the Earth. // 29th Inter. Geol.Congress. Abstracts. 1992. Kyoto, Japan. Vol.1/3. P.4.
- Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // *Nature*, 1990. Vol.347. P.662-665.
- De Saint Blanquat M., Lardeaux J.M., Brunel M. Petrological arguments for high-temperature extensional deformation in the Pyrenean Variscan crust (Saint Bartelemy Massif, Ariège, France) // *Terranes in the Variscan Belt of Europe*

- an Circum-Atlantic Paleozoic orogens. // *Tectonophysics*. 1990. Vol.177. P.245–262.
- Didier J., Duthou J.L., Lameyre J. Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves // *Journ. Volcanol. Geotherm. Res.* 1982. Vol.14. P.125–132.
- Dobrzhinetskaya L.F., Braun T.V., Sheshkel G.G., Podkuiko Yu. Geology and structure of diamond-bearing rocks of the Kokchetav massif (Kazakhstan) // *Tectonophysics*. 1994. Vol.233. P.293–313.
- Dobrzhinetskaya L.F., Nordgulen O., Vetrin V.R., Cobbing J., Sturt B. Correlation of the Archaean rocks between the Sorvaranger area, Norway, and the Kola Peninsula, Russia (Baltic Shield) // *Nor. geol. unders. Special publ.* Vol.7. P.7–27.
- Dokuchaeva V.S., Razhev S.A., Ryungenen G.I., Gannibal L.F., Zhuravlev D.S., Koshcheev O.A., Balashov Yu.A., Bayanova T.B. Fedorov-Panski intrusive // *Geochronology and genesis of layered basic intrusions, volcanites and granite-gneisses of the Kola Peninsula*. Apatity, KSC AN USSR, 1990. P.4–10.
- Engvik A.K. Processing of Precambrian crust in the root zone of the Caledonian Mountain Range // *Terra abstracts. Abstract supplement N 1 to Terra Nova*, 1995. Vol.7. EUG-8. P.114.
- Eriksson K.A., Fedo C.M. Archean synrift and stable shelf sedimentary successions // *Archean crustal evolution* (K.C.Condie – ed.). Elsevier, Amsterdam a.o., 1994. P.171–204.
- Ernst W.G. Metamorphism and ancient continental margins // *The geology of continental margins* (C.A.Burke, C.L.Drake – eds.). N.Y., Springer, 1974. P.907–919.
- Ewart A., Brothers R.N., Mateen A. An outline of geology and geochemistry and possible petrogenetic evolution of the volcanic rocks of the Tonga-Kermadec-New Zealand island arc // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1977. Vol.2, N 3. P.205–250.
- Franz L., Teufel S., Oncken O. Thermal evolution of the Ivrea and Strona-Ceneri zones (northern Italy) // *Terra abstracts. Abstract supplement N 1 to Terra Nova*, 1995. Vol.7. EUG-8. P.123.
- Frost C.D., Frost B.R. Open-system of amphibolite, Morton Pass, Wyoming: elemental and Nd and Sr isotopic effects // *Journ. of Geology*. 1995. Vol.103, N 3. P.269–284.
- Fyfe W.S. How do we recognize plate tectonics in very old rocks? // *Precambrian plate tectonics*. Elsevier, Amsterdam, 1981. P.549–560.
- Gaal G., Gorbatshev R. An Outline of the Precambrian Evolution of the Baltic Shield // *Precambrian Res.* 1987. Vol.35. P.15–52.
- Gaal G., Berthelsen A., Gorbatshev R., Kesola R., Lehtonen M.I., Marker M., Raase P. Structure and composition of the Precambrian crust along the Polar profile in the northern Baltic Shield // *Tectonophysics*. 1989. Vol.162, N 1–2. P.1–25.
- Geological Map, Northern Fennoscandia, 1:1 mill. Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden, Helsinki, 1987.
- Glaznev V.N., Raevsky A.B., Sharov N.V. A model of the deep structure of the northeastern part of the Baltic Shield based on joint interpretation of seismic, gravity, magnetic and heat flow data // *Tectonophysics*. 1989. Vol.162, N 1–2. P.151–164.

- Glaznev V., Skopenko G., Smolijaninova K. and Lyahovskiy V. Complex geophysical model of the crust for the Baltic profile // *Structure and Dynamics of the Fennoscandian Lithosphere*. Institute of Seismology University of Helsinki. Report S-25. Helsinki, 1991. P.107-113.
- Glaznev V.N, Raevsky A.B., Skopenko G.B. A three-dimensional integrated density and thermal model of the Fennoscandian lithosphere // *Tectonophysics*. 1996. (in press).
- Glikson A.Y. Uniformitarian assumptions, plate tectonics and the Precambrian Earth // *Precambrian plate tectonics*. Elsevier, Amsterdam, 1981. P.91-105.
- Goodwin A.M. *Precambrian Geology*. Academic Press, London, 1991. 666 p.
- Gray C.M., Goode A.D.T. The Kalka layered intrusion, Central Australia: a strontium isotopic history of contamination and magma dynamics // *Contrib. Miner. Petrol.* 1989. Vol.103. P.35-43.
- Griffin W.L., McGregor V.L., Nutman A., Taylor P.N., Bridgwater D. Early Archean granulite facies metamorphism south of Ameralik, West Greenland // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol.50. P.59-74.
- Gorbatshev R., Bogdanova S. Frontiers in the Baltic Shield. // *Prec. Res.* 1993. Vol.64. P.3-21.
- Hanski E.J., Smolkin V.E. Pechenga ferropicrites and other Early Proterozoic picrites in the eastern part of the Baltic Shield // *Prec. Res.* 1989. Vol.45. P.63-82.
- Hanski E.J., Huhma H., Smolkin V.E., Vaasjoki M. The age of the ferropicritic volcanics and comagmatic Ni-bearing intrusions at Pechenga, Kola Peninsula, USSR // *Bull. Geol. Soc. Finl.* 1990. Vol.62, N.2. P.123-133.
- Hanson G.N. Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems // *Ann. ReVol. Earth. Planet. Sci.* 1980. Vol.8. P.371-406.
- Hargraves R.B. Precambrian tectonic style: a liberal uniformitarian interpretation // *Precambrian plate tectonics*. Elsevier, Amsterdam, 1981. P.21-56.
- Harley S.L., Henson B.J. Archean and Proterozoic high-grade terranes of East Antarctica (40-80°E): a case study of diversity in granulite facies metamorphism // *High-temperature metamorphism and crustal anatexis*. Miner. Soc. Ser. N 2. Unwin Hyman, London, 1990. P.320-370.
- Helmstaedt H., Padghem W.A., Brothy J.A. Multiple dykes in lower Cam Group, Jellowknife greenstone belt: evidence for Archean sea-floor spreading? // *Geology*. 1986. Vol.14, N 7. P.562-566.
- Henger E., Kroner A., Hofmann A.W. Age and isotope geochemistry of the Archean Pongola and Usushwana suites in Swaziland, Southern Africa: a case for crustal contamination of mantle-derived magma // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol.70. P.267-279.
- Hermann P.K., Raith M., Raase P., Ackerman D., Seifert F. The granulite complex of Finnish Lapland: petrology and metamorphic conditions in the Ivalojokey-Inarijarvi area // *Bull. Geol. Surv. Finland.* 1980. Vol. 308. 100 p.
- Huhma H. Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotope evidence for the origin of the Early Proterozoic Svecofennian crust in Finland // *Bull. Geol. Surv. Finland.* 1986. Vol.337. P.48.
- Huhma H., Sakko M. Sm-Nd and Pb isotopic study of Early Proterozoic continental mafic rocks in the Perapohja area, Northern Finland // *Proterozoic geochemistry*. Abstracts. Lund, Sweden, June 3-16, 1987. P.47-48.
- Imeokparia E.G. Geochemistry of intrusive rocks associated with molybdenite mineralization (Kigom complex, Northern Nigeria). // *Chem. Geology*. 1985. Vol.47. N 3/4. P.261-283.

- Kay R.W., Seneshal R.G. The rare earth geochemistry of the Troodos Ophiolite Complex // *J. Geophys. Res.* 1976. Vol.81. P.964–970.
- Klatti E., Schloch A.E. Comparison of fluid inclusion characteristics for high-grade metamorphic rocks from Finnish Lapland with medium-grade rocks from northwestern Cape Province, South Africa // *27th Intern. Geol. Congr., Moscow*, 1984. Vol.10. P.73.
- Kohonen J. From continental rifting to collisional crustal shortening - Paleoproterozoic Kaleva metasediments of the Hoytinen area in North Karelia, Finland // *Geol. Surv. Finland. Bull.* 380. Espoo, 1995. 79 p.
- Kontinen A. An early proterozoic ophiolite - the Jorunua mafic-ultramafic complex, northeastern Finland // *Prec. Res.* 1987. Vol.35, N.1. P.313–341.
- Kotková J. Contrasting exhumation mechanisms of Bohemian massif granulite bodies // *Terra abstracts. Abstract supplement N 1 to Terra Nova*, 1995. Vol.7. EUG-8. P.122.
- Koziol A.M., Newton R.C. Grossular activity - composition relationships in ternary garnets determined by reversed displaced-equilibrium experiments // *Contrib. Miner. Petrol.* 1989. Vol.103. P.423–433.
- Krill A.G. Svecofennian thrusting with thermal inversion in the Karasjok-Levajok area of the northern Baltic Shield // *Nor. Geol. Unders.* 1985. Vol.403. P.89–101.
- Kussmaul S., Hormann P.K., Ploskouka E., Subieta T. Volcanism and structure of South-Western Bolivia // *Jorn. volcanol. and geotherm. res.* 1977. Vol.2, N 1. P.118–132.
- Levchenkov O.A., Levsky L.K., Nordgulen O., Dobrzhinetskaya L.F., Vetrin V.R., Cobbing J., Nilsson L.P., Sturt B.A. U-Pb zircon ages from Sorvaranger, Norway, and western part of the Kola Peninsula, Russia. // *Geology of the eastern Finnmark - western Kola Peninsula region. Norg. Geol. Under. Spec. Publ.* 1995. Vol.7. P.29–47.
- Lindh A., Johansson L., Moller C. A late Sveconorwegian granulite facies metamorphic event in SW Scandinavia // *Nordic meeting on metamorphism, geodynamics and related geology. Geologiska Foren. i Stockholm Forh.* 1990. Vol.112. P.297–298.
- Lipman P.W. Evolution of silicic magma in the upper crust: the mid-Tertiary Latir volcanic field and its cogenetic granitic batholith, northern New Mexico, USA // *Transac. of Roy. Soc. of Edinburg: Earth Sci.* 1988. Vol.79. P.265–288. LITHOPROBE Phase IV Proposal - Studies of the Evolution of a Continent. (Clowes R.M. - editor). Published by the LITHOPROBE Secretariat. The University of British Columbia, Vancouver, B.C., 1993. 290 p.
- Love D.R. Archean greenstone-related sedimentary rocks // *Archean crustal evolution. Elsevier, Amsterdam a.o.*, 1994. P.121–170.
- Luosto U., Flueh E.R., Lund C.-E. and Working Group. The crustal structure of along the POLAR Profile from seismic refraction investigations // *Tectonophysics.* 1989. Vol.162, N 1–2. P.51–87.
- Macdonald R., Smith R.L., Thomas J.E. Chemistry of the subalkalic silicic obsidians // *U.S. Geol. Survey Prof.Paper*, Washington, 1992. Vol.1523. 214 p.
- MacLachlan K., Helmstaedt H. Geology and geochemistry of an Archean mafic dike complex in the Chan Formation: basis for a revised plate-tectonic model of the Yellowknife greenstone belt // *Can. Journ. of Earth Sci.* 1995. Vol.32, N 5. P.614–630.
- Mader U., Percival J.A., Berman R.G. Thermobarometry of garnet-clinopyroxene-gomblende granulites from the Kapuskasing structural zone // *Can. Journ. Earth Sci.* 1994. Vol.31. P.1134–1145.

- Marker M. Early Proterozoic (c. 2000-1900 Ma) crustal structure of the northeastern Baltic Shield: tectonic division and tectogenesis // *Norges geol. under.* 1985. Vol.403. P.55-74.
- Marker M. Tectonic interpretation and new crustal modelling along the Polar profile, northern Baltic Shield // *Proceedings of the Sixth Workshop on the European Geotraverse (EGT) Project, Strasbourg, 1990.* P.9-22.
- Marker M., Henkel H., Lee M.K. Combined gravity and magnetic modeling of the Tanaelv and Lapland granulite belts, northern Baltic Shield // *The European geotraverse: integrative studies. Europ. Sci. Found., Strasbourg, France, 1990.* P.67-76.
- Martin H. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction - zone magmas // *Geology.* 1986. Vol.14. P.753-756.
- Martin H. Petrogenesis of Archean trondhjemites, tonalites and granodiorites from Eastern Finland: major and trace element geochemistry // *J. of Petrol.* 1987. Vol.28, part 5. P.921-953.
- Martin H. The mechanisms of petrogenesis of the Archean continental crust - comparison with modern processes // *Lithos.* 1993. Vol.30. P.373-388.
- Martin H. Archean grey gneisses and the genesis of continental crust // *Archean crustal evolution.* Elsevier, Amsterdam a.o., 1994. P.205-260.
- Maruyama S., Masuda T., Appel P. The earliest records on oceanic and continental crusts from 3.8 Ga accretionary complex, Isua, Greenland // *29th Inter. Geol. Congress. Abstracts. Kyoto, Japan. 1992.* Vol.1/3. P.5.
- Melezhik V.A., Sturt B.F. General geology and evolutionary history of the Early Proterozoic Polmak-Pasvik-Pechenga-Imandra-Varzuga-Ust'Ponoy greenstone belt in the northeastern Baltic Shield // *Earth Science Reviews* 1994. Vol.36. P.205-241.
- Meriläinen K. The granulite complex and adjacent rocks in Lapland, Northern Finland // *Bull. Geol. Surv. Finland.* 1976. Vol.281. 129 p.
- Mitrofanov F.P., Balashov Yu.A., Balagansky V.V. New geochronological data on Lower Precambrian complexes of the Kola Peninsula // *Correlation of Lower Precambrian formations of the Karelia-Kola region, USSR, and Finland.* Apatity, KSC AN USSR, 1991. P.12-16.
- Mitrofanov F.P., Pozhilenko V.I., Smolkin V.E., Arzamastsev A.A., Yevzerov V.Ya., Iyubtsov V.V., Shipilov E.V., Nikolaeva S.B., Fedotov Zh.A. *Geology of the Kola Peninsula (Baltic Shield).* Apatity, KSC-RAS, 1995. 145 p.
- Moorbath S., Taylor P.N. Isotopic evidence for continental growth in the Precambrian Plate tectonics // *Precambrian plate tectonics.* Elsevier, Amsterdam, 1981. P.491-526.
- Muhling J.R. The Narryer gneiss complex of the Yilgarn block, Western Australia: a segment of Archean lower crust uplifted during Proterozoic orogeny // *Journ. Metamorph. Geol.* 1990. Vol.8. P.47-64.
- Myers J.S. Early Archean Narryer gneiss complex, Yilgarn craton, Western Australia // *Prec. Res.* 1988. Vol.38. P.297-307.
- Nickel-copper deposits of the Baltic Shield and Scandinavian Caledonides // *Geol. Surv. Finland, 1985. Bull. 333, Espoo.* 394p.
- Noble D.C., Rigot W.L., Bowman H.R. Rare-earth element content of some highly differentiated ash-flow tuffs and lavas // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 1979. N 180. P.92-103.

- Nutman A.P., Friend C.R.L., Baadsgaard H., McGregor V.R. Evolution and assembly of the Archean gneiss terranes in the Godthabfjord region, southern west Greenland: structural, metamorphic and isotopic evidence // *Tectonics*. 1989. N 8. P.573–589.
- Nutman A.P., Gavrikova S.N., Chernishev I.V. Late Archean crust formation and mid-Proterozoic reworking in the Stanovik block of the Aldan Shield, USSR // *The Archean: Terrains, Processes and Metallogeny*. Univ. Western Australia Publ. 1992. Vol.22. P.89–92.
- Nutman A.P., Friend C.R.L., Kinny P.D., McGregor V.R. Anatomy of an Early Archean gneiss complex: 3900 to 3600 Ma crustal evolution in southern West Greenland // *Geology*. Vol.21. P.415–418.
- Olsen S.N. Open and closed-system migmatites in the Front Range, Colorado // *Amer. Jour. Sci.* 1982. Vol.282. P.1596–1622.
- Olsen S.N. Mass-balance and mass-transfer in the migmatites from Colorado Front Range // *Contrib. Miner. Petrol.* 1984. Vol.85. P.30–44.
- Pankhurst R.J., Hole M.J., Brook M. Isotope evidence for the origin of Andean granites // *The origin of granites*. Trans. of the Roy. Soc. of Edinburgh: Earth Sciences. 1988. Vol.79. P.123–133.
- Faquette J.-L., Chopin L., Peucat J.-J. U-Pb zircon, Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of high- to very high pressure meta-acidic rocks from the Western Alps // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1989. Vol. 101. P.280–289.
- Park A.E. Nature, affinities and significance of the Outokumpu assemblage, Eastern Finland // *Bull. Geol. Surv. Finl.* 1984. Part 1–2. P.25–52.
- Parrish R.R. U-Pb geochronology of the Cape Smith Belt and Sughuk block, northern Quebec // *Geoscience Canada*. Sept. 1989. Vol.16, N 3. P.126–130.
- Patchett P.J., Todt W., Gorbatshev R. Origin of continental crust of 1,9–1,7 Ga age: Nd isotopes in the Svecofennian orogenic terrains of Sweden // *Prec. Res.* 1986. Vol.35. P.145–160.
- Peacock S.M. The importance of blueschist-eclogite dehydration reactions in subducting oceanic crust // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1993. Vol.105, N 5. P.684–694.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Journ. of Petrol.* 1984. Vol.25. P.956–983.
- Percival J.A. Archean high-grade metamorphism // *Archean crustal evolution*. Amsterdam, Elsevier, 1994. P.357–410.
- Picard C., Lamothe D., Piboule M., Oliver R. Magmatic and geotectonic evolution of a Proterozoic oceanic basin system: the Cape Smith thrust-fold belt (New Quebec) // *Prec. Res.* 1990. Vol.47. P.223–249.
- Piper J.D.A. Proterozoic paleomagnetism and single continent plate tectonics // *Geophys. Journ. R. Astr. Soc.* 1983. Vol.74. P.163–197.
- Precambrian plate tectonics. A.Kroner (Editor). Elsevier, Amsterdam, 1981. 781 p.
- Raith M., Raase P. High-grade matamorphism in the granulite belt of Finnish Lapland // *The nature of the Lower continental crust*. Finn. Geol. Soc. Spec. Pap. 1986. Vol.24. P.283–295.
- Richter W., Petrakakis K. Evolution of Moldanubian granulites in Austria: metamorphic perspective// *Terra abstracts*. Abstract supplement N 1 to *Terra Nova*. 1995. Vol.7. EUG-8. P.125.
- Roddick J.A., Hutchinson W.W. Setting of the Coast Plutonic Complex, British Columbia // *Pacific Geol.* 1974. N 8. P.91–108.

- Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberia craton: a preliminary assessment // *Archean crustal evolution*. Elsevier, Amsterdam a.o., 1994. P.411–459.
- Rouer O., Lapiere H., Masle G., Coulon C., Albers J. Geodynamic implications of Devonian silicic arc magmatism in the Sierra Nevada and Klamath Mountains, California // *Geology*. 1981. Vol.17. P.177–180.
- Schumacher R., Faulhaber S. Summary and discussion of P-T estimates from garnet-pyroxene-plagioclase-quartz-bearing granulite facies rocks from Sri Lanka // *Prec. Res.* 1994. Vol.66. P.295–308.
- Skiold T., Cliff R.A. Sm-Nd and U-Pb dating of Early Proterozoic mafic-felsic volcanism in northernmost Sweden // *Prec. Res.* 1984. Vol.26. P.1–14.
- Scott D.J., Bickle M.J. Field relationships in the Early Proterozoic Purtuniqu Ophiolite, Lace Watts and Purtuniqu map areas, Quebec // *Geol. Surv. Canada*, 1991. Paper 91-1C. P.179–188.
- Scott D.J., St-Onge M.R., Lucas S.B., Helmstaedt H. The 1998 Ma Purtuniqu ophiolite: imbricated and metamorphosed oceanic crust in the Cape Smith Belt, northern Quebec // *Geoscience Canada*. 1989. Vol.16, N 3. P.144–147.
- Sederholm I.I. On granite and gneiss, their origin // *Bull.Commiss. geol. Finland*. 1907. N 23.
- Sevigny J.H., Parrish R.R., Donelick R.A., Ghent E.D. Northern Monashee Mountains, Omenica Crystalline belt, British Columbia: timing of metamorphism, anatexis and denudation // *Geology*. 1990. Vol.18. P.103–106.
- Seyfert C.K. Paleomagnetic evidence in support of a Middle Proterozoic (Helikian) collision between North America and Gondwanaland as a cause of the metamorphism and deformation in the Adirondaks: summary // *Geol.Soc. America Bull. (Part 1)*. 1980. Vol.91. P.118–120.
- Seyler M., Mattson P.N. Petrology and thermal evolution of the Tinaquillo peridotite (Venezuela) // *Journ. of Geophys. Res.* 1989. Vol.94, N 86. P.7629–7660.
- Tait R.E., Harley S.L. Local processes involved in the generation of migmatites within mafic granulites // *The origin of granites*. Trans. of the Roy. Soc. of Edinburgh: Earth Sciences. 1988. Vol.79. P.209–222.
- The Geology of North America. Vol.A. The Geology of North America An overview (P.F.Hoffman, author) // *The Geol. Soc. Amer.* 1989. P.447–511.
- Thompson R.A., Dungan M.A., Lipman P.W. Multiple differentiation processes in early-rift calc-alkaline volcanics, northern Rio Grande rift, New Mexico // *Jour.of Geophys.Res.* 1986. Vol.91, N B6. P.6046–6058.
- Thurston P.C., Groves D.I. Secular variation in greenstone sequence development emphasizing Superior Province, Canada // *Prec. Res.* 1990. Vol.46. P.21–58.
- Timmerman M.J., Daly J.S. Sm-Nd evidence for late Archean crust formation in the Lapland-Kola Mobile Belt, Kola Peninsula, Russia and Norway // *Prec. Res.* 1995. Vol.72. P.97–107.
- Tsunogae T., Miyano T., Ridley J. Metamorphic P-T profiles from the Zimbabwe Craton to the Limpopo belt, Zimbabwe // *Prec. Res.* 1992. Vol.55. P.259–277.
- Vail J.R. Further data on the alignment of basic igneous intrusive complexes in southern and eastern Africa // *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 1977. Vol.80.P.28–40.
- Weaver B.L. Rare-earth element geochemistry of Madras granulites. // *Contrib. Miner. Petrol.* 1980. Vol.71. P. 271–279.
- Weaver S.D. Seale J.S.C., Gibson J.L. Trace-element data relevant to the origin of trachytic and pantelleritic lavas in the East African Rift System // *Contrib. Miner. Petrol.* 1972. Vol.36, N 3. P.112–129.



- Welin E., Wiklander U., Kahr A.M. Radiometric dating of a quartz-porphiritic potassium rhyolite at Hallefors, south central Sweden // *Geol. Fören. Stockholm Forh.* 1980. Vol.102. p.49–52.
- Whalen J.B., Kenneth L., Currie K.L., Chappell B.W. A-time granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Miner. Petrol.* 1987. Vol. 95, N 4. P.407–419.
- Wilson M.R., Hamilton P.J., Fallick A.E., Aftalion M., Michard A. Granites and Early Proterozoic crustal evolution in Sweden: evidence from Sm-Nd, U-Pb and O isotope systematics // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1985. Vol.72. P.376-388.
- Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province // *Earth and Planetary Science Letters.* 1980. Vol.50. P.11–30.
- Wronkiewicz D.J., Condie K. Geochemistry and provenance of sediments from the Pongola Supergroup, South Africa: evidence for 3.0-Ga old continental craton // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1990. Vol.53. P.1537–1549.

# Chapter 1. The Late Archean paleogeodynamic reconstructions

The Late Archean granitoids (mostly 2.8–2.6 Ga) are widespread in the Murmansk granite-migmatite (“grey gneiss”) belt (fig.1.1). The migmatites and granitoids contain the pregranite substratum relics formed by enderbitized two-pyroxene schists and amphibolites.

The available data including the results of field observations on morphology and relationships of the rock varieties, the analysis of the regular changes in their microtextures chemical and mineralogical composition evidence that granitoids of Murmansk belt were created as a result of granitization – complicated process involving metasomatism, eutectic intergranular melting and recrystallization. The two stages of the process were recognized: (1) at the plagiostage different rocks (substratum) were transformed into Bt plagiomigmatites and plagiogranites; (2) at the microcline stage those rocks were reworked into plagiomicrocline granites.

The REE evolution was used as the most important basis for better understanding of the granite origin. It was analyzed on an example of granitization of mafites: pyroxene-bearing granulites and amphibolites. The increase of LREE content at the plagiostage witnesses about their transport by fluids with silica and alkali. At the microcline stage the LREE depletion is observed. During both stages of the process the HREE display the regular decrease that may be correlated with the behavior of mafic minerals. At the background of general REE abundance decrease in plagiomicrocline granites the specific REE distribution with typical Eu positive anomaly appears (tabl.1.1, fig.1.2, 1.5). The REE distribution studied in the Late Archean granitoids of the Kola Peninsula are similar to those of tonalite-trondhjemite complex of SW Finland (fig.1.3) and alike regions.

The correlation of REE behavior with chemical and mineralogical evolution as well as changing mineral composition gives us the evidence of the mineralogical control of the REE distribution that is not characteristic for magmatic process.

The Late Archean felsic and alkaline rocks of the Keivy compound block (fig.1.6) used to have been subdivided into two distinct assemblages:

- 1) the felsic gneiss succession containing some amphibolites and Bt-Am schists in its lower part;
- 2) so called “Keivy alkaline granites” forming some unusually extended sheet-shaped bodies which exposed surface reaches totally not less than 2500 km<sup>2</sup>.

Those granites are characterized by the gneissose textures and both the compositional and mineralogical layering that permits us to consider them as alkaline gneisses. There are many localities where the alkaline granites are interbedded by and contain intercalations of the felsic gneisses. In general the Keivy alkaline and calc-alkaline rocks can be looked upon as the metamorphosed indissoluble bimodal paleovolcanic sequence.

The intermediate rocks of Keivy succession lower part are moderate-TiO<sub>2</sub> (1.07) metaandesites and metaandesibasalts slightly enriched in alkali (tabl.1.2, 1.3, fig.1.8). The felsic rocks are subdivided into three parts: (1) Lebjazhka Grt-Bt gneisses – calc-alkaline metavolcanics (rhyodacites and trachyrhyodacites) moderate enriched in LREE (average chondrite-normalized estimates: La = 150, Lu = 20, La/Yb<sub>n</sub> = 7.9, Eu/Eu\* = 0.62); (2) Belaya Tundra Bt gneisses (rhyolites and trachyrhyolites) slightly enriched in LREE (correspondingly, La = 60, Lu = 9, La/Yb<sub>n</sub> = 4.6 and Eu/Eu\* = 0.48); (3) Keivy alkaline Arf-Aeg gneisses previously called “Keivy alkaline granites” (trachyrhyolites and pantellerites) characterized by high-RFE total abundance, LREE enrichment and Eu depletion (accordingly, La = 220, Lu = 20, La/Yb<sub>n</sub> = 5.5, Eu/Eu\* = 0.21) (fig.1.9). The metasomatically transformed Lebjazhka gneisses (gneiss-metasomatites) are moderate

enriched in alkali and lithophile elements including REE, but corresponding metasomatic processes have not led to "Keivy alkaline granites" origin.

Trace element relationships permit us to suppose that the succession has been originated in riftogenic environment in back part of the active continental margin. In particular it is illustrated by the known discrimination diagrams: Th–Hf–Ta (fig. 1.12), Nb–Ta (fig. 1.13) and Rb – (Y+Nb), Ta–Yb (fig. 1.14) modified by Macdonald and his colleagues [1992] for silicic subalkaline obsidians. All the data in the triangular diagram Th–Hf–Ta are plotted in the field of mature island arcs and active margins; both latter diagrams demonstrate the similarity of the calc-alkaline volcanics to volcanic arc granites and the alkaline volcanics to withinplate granites.

All above permit us to conclude that the Late Archean Keivy metavolcanic assemblage could be originated in riftogenic environment probably in the back area of the active continental margin. Most of the felsic volcanics are believed to have been erupted as pyroclastic flows and have formed the extensive volcanic plateau. During collision stage that followed the volcanics were deformed and metamorphosed. Later they were involved in the Paleoproterozoic collision processes (1.8–1.7 Ga) which resulted in particular in low-gradient (*T/P*) metamorphism, rheomorphism and partial melting of the alkaline gneisses and formation of alkaline granite small bodies.

The Central-Kola granulite belt (see fig. 0.2, 0.3) is built by high grade metamorphic rocks of granulite and amphibolite facies. According to the results of geological mapping, space image treating and detailed structural studies it is interpreted as thrust-nappe ensemble generally descending northward. Three main temperature stages were recognized in the metamorphic evolution of the rocks: 670, 565 and 500°C (fig. 1.17).

The Titovka-Keivy zone joining the Murmansk and Central-Kola belts has mainly the structural appearance: it is formed by the number of faults that descend northeastward at 60–80°. Only in the central part of the zone (Kolmozero-Voronia greenstone belt – see fig. 0.2 and 0.3) the Late Archean sedimentary-volcanic assemblage has been saved. The succession is built by the number of layers monoclinally descending northeastward under the Murmansk belt. Amphibolites of the Polmostundra suite that preserved partially features of their effusive nature are predominant. There are the lens-shaped bodies of gabbro-amphibolites that could be the metamorphosed sills too.

The composition of both type of rocks in the lower part of succession (southern limb of greenstone belt) is similar to low-K tholeiites and andesibasalts (tabl. 1.4, fig. 1.17–1.20) moderate enriched in Ti and Nb with lower LIL and REE content ( $La_n$  22–82,  $La/Yb_n$  1–2.5). The geochemical features of both types of rocks are almost identical and can be corresponded to T- or E-MORB. Besides there are intercalations of high-Mg low-Ti rocks that like to komatiitic basalt and at the same time to boninitic series rock types.

Among amphibolites and gabbro-amphibolites in the upper part of succession (northern limb of greenstone belt) the role of the high-Mg low-Ti basalts is more significant. Their similarity with boninitic series rocks is underlined by undifferentiated REE pattern ( $La_n$  – 15–38,  $La/Yb_n$  – around 1) and low contents of Nb, Hf and Zr. The lenses of peridotitic komatiites are known too. The age estimates of volcanism and sedimentation range from 2.93 to 2.65 Ga.

As a whole the Polmostundra metavolcanic rocks can be interpreted as the ensimatic island arc assemblage including the remnants of oceanic crust. The monoclinial structure of the belt together with features of the oceanic and island arc origin of volcanic assemblage permit us interpret the Kolmozero-Voronia belt as a suture zone connected with the Late Archean active margin of the Murmansk microcontinent.

The lateral row of the Late Archean structures in the northeastern Kola Peninsula from southwest to the northeast includes (fig. 1.21 and 1.22): (1) the compound continental microplate formed with the fragments of the Central-Kola and Keivy microcontinents that

were one after another subducted to the northeast under Murmansk microplate; (2) the Titovka-Keivy suture zone with the partially conserved volcanogenic-sedimentary assemblages characterized by the geochemical features of both the island arc and oceanic basalt types; (3) the upthrust Murmansk microplate which is interpreted as deeply eroded active continental margin. The crust of the Central-Kola microcontinent was deformed during Late Archean collision resulted in formation of the front thrust-nappe pile. The collision of Central-Kola and Murmansk microplates took their place 2.8–2.7 Ga ago; the similar event for Keivy and Murmansk microplates occurred c.2.5 Ga ago.

The initial part of the Late Archean geodynamic cycle can not fixed.

## Chapter 2. The Paleoproterozoic paleogeodynamic reconstructions

The Paleoproterozoic (2.45 – c.1,8 Ga) Pechenga-ImandraVarzuga sedimentary-volcanic belt (PIVB), the axial structure of Kola Peninsula, is formed by volcano-sedimentary assemblages with mafic volcanics predominant. At the initial stage of the Late Archean continent rifting the layered mafic-ultramafic Moncha-type bodies were emplaced 2.49–2.45 (2.40) Ga ago (fig.2.1).

The Pechenga structure in the northeastern flank of the PIVB is a monocline that according to a number of explorer opinions is built by a multiple overthrust slices. The Pechenga structure succession from the base to the top (from north to south) contains:

1) basal coarse deposit;  
2) the Majarvi volcanic suite formed mainly by low-Ti andesibasalts characterized by enriched LREE ( $La_n$  37–95), moderate depleted HREE ( $Yb_n$  6,5–35), negative Eu anomalies ( $Eu/Eu^*$  0,5–0,8), depleted in Zr, Nb and resembling the island-arc type mafic volcanics (fig.2.2);

3) volcanic-sedimentary sequence including the carbonate and terrigenous strata and Pittijarvi high-Ti mafic volcanics varying from tholeiites to alkaline basaltoids which are moderate enriched in REE ( $La_n$  – c.75,  $Yb_n$  – c.20) and display moderate Eu anomaly ( $Eu/Eu^*$  – c.0,8); this assemblage is believed to be of riftogenic type (fig.2.3);

4) the sedimentary-volcanic assemblage that predominantly consists of similar to E-MORB pillowed tholeiites (Zapolyarny and Matert suites) that have relatively flat REE patterns ranging from 15–30 to 8–13 chondrites ( $La/Yb_n$  – c.1,5–2,  $Eu/Eu^*$  – c.0,85) (fig.2.4, 2.5) and volcano-clastic, usually graphitic schists and phyllites (“Productive layer”) which contain Ni-bearing gabbro-wherlite bodies; the volcanic succession contains also lenses of high-Ti LREE-enriched ( $La_n$  – 40–90,  $La/Yb_n$  – c.10) picrites and oversaturated acid tuffs, characterized by LREE-enriched highly fractionated REE ( $La_n$  – 200–300,  $La/Yb_n$  – c.25) and strong negative Eu anomalies ( $Eu/Eu^*$  – c.0,6); both of them are of within-plate type (supposed mafic lavas and pyroclastic flows from oceanic islands volcanoes) (fig.2.6);

5) the suite formed mainly by graphitic, bimica-, biotite- and amphibole-bearing schists with layers and lenses of high-Ti calc-alkaline basalts and alkaline basaltoids which might be of riftogenic type probably in the back-arc environment (fig.2.7);

6) schistose volcanics – predominantly T-MORB type tholeiites (fig.2.7).

The geochemical features of the Pechenga volcanics are displayed in tabl.2.1, 2.2.

The Imandra-Varzuga greenstone belt section that is as a rule the monocline structure too from bottom to top (like the Pechenga structure from north to south) is subdivided into:

1) Kuksha and Purnach F-MORB type tholeiites ( $La_n - 11-44$ ,  $La/Yb_n - 2,5-3$ ,  $Eu/Eu^* - 0,7-0,9$ ) slightly depleted in Nb (fig.2.8 - 2.10) with thin layers of terrigenous sediments;

2) Seidorechka volcanic suite formed in main by low-Ti andesibasalts characterized by moderate enriched LREE ( $La_n - 35-70$ ), negative Eu anomalies ( $Eu/Eu^* - 0,5-0,8$ ) and slightly depleted in Nb, Zr (fig.2.11, 2.12);

3) Polisarka volcanic suite formed by the similar andesibasalts and low-Ti, high-Mg (komatiitic) basalts that are relative low in K, Sr, Zr, high in Cr and Ni, insignificant LREE-enriched, HREE-depleted ( $La_n - 15-24$ ,  $Yb_n - 4-6$ ), display small Eu anomalies ( $Eu/Eu^* - c.0,9$ ); both (2) and (3) volcanics are resembling the islands-arc type assemblages (fig.2.11, 2.13); 4) Umba high-Ti calc-alkaline basalts and alkaline basaltoids moderate enriched LREE ( $La_n - 30-80$ ) and depleted HREE ( $Yb_n - 5-10$ ) with lenses and interbeds of chemogenic and terrigenous sediments; the reasonable analog for paleotectonic setting might be the continental rift environment probably connected with back-arc extension zone (fig.2.14);

5) the alternating schists and mafic, intermediate and acid lavas (Ilmozero, Panarechka and Saminga suites) probably of active continental margin volcanic type with intercalated beds of similar F-MORB tholeiites which might be related to back-arc extension zones (fig.2.15-2.18).

The geochemical features of the Imandra-Varzuga volcanics are displayed in tabl.2.3.

The geological and geochemical data evidence that the PIVB assemblages and structures as a whole couldn't have been formed without significant lateral movements of the lithosphere fragments. It is to be supposed in turn that the oceanic crust origin followed by its subsidence in subduction zones and related active continental margin magmatism. The present PIVB structure is believed to be the Paleoproterozoic suture zone formed as a result of the Paleoproterozoic collision (see fig.2.28, 2.29).

The Lapland-Kolvitsa granulite belt (fig.2.19) is dominated by khondalites excluding its eastern branch where they are interfingered with mafic rocks (fig.2.20). At the sole of the belt the irregularly metamorphosed gabbro-anorthosite bodies are localized (see fig.2.1). The granulite thrust-nappe ensemble is underlaid by tectonic melange zone including dunite-harzburgite boudinated bodies that are inferred as the mantle detached fragments.

The intriguing fact is that all the geochronological data on granulite rocks (including ages of both protoliths origin and their metamorphism) yield the 1.95-1.88 Ga old ages, maximum up to 2.2 Ga. On the other hand the intrusive emplacement of gabbro-anorthosite bodies is dated by 2.49-2.40 Ga. It is well known that similar gabbro-anorthosites are in the lower parts of many high-pressure granulite belts. And it is practically impossible to explain all these cases as a mere coincidence. Hence the Lapland and Kolvitsa gabbro-anorthosite bodies belong more probably to Granulite belt than to the autochthonous assemblage. In such a case we face the apparent contradiction: the host rocks are younger than intrusive bodies.

The gabbro-anorthosites of the Lapland granulite belt were initially intruded in the lower crust simultaneously with the intrusion of Moncha type layered mafic-ultramafics in the middle-upper crust that permit us to suppose that both complexes were originated in riftogenic setting. The earliest high-temperature (860-920°C) metamorphism of the lower crust assemblages on 40-45 km depth was probably initiated by intensive heat and fluid fluxes that were caused by emplacement of mantle asthenolith.

The *P-T* conditions of metamorphism were established using internally consistent sets of mineralogical sensors. The fluid inclusions were studied too (tabl.2.5-2.7, fig.2.22, 2.23). The metamorphic evolution of the belt is characterized by the following succession of events (fig.2.24). (1) The earliest fixed metamorphic stage M1 (860-920°C, 11.3-12.6 kb, nitric-methanic fluid) corresponds to a lower crust environment in riftogenic setting 2.42-2.41 Ga ago. (2) The second metamorphic event M2 (possible 2.27-2.18 Ga) is characterized by the lower metamorphic conditions: 780-810°C, 10.3-11.9 kb, carbonic-

methanic fluid with participation of nitrogen. (3) For the most intensive metamorphism M3 (1.95–1.93 Ga) there were estimated temperatures 675–720°C, pressures 9.3–7.6 kb and participation of water-carbonic fluids. (4) The conditions of the final high grade metamorphic stage M4 (1.85–1.75 Ga) were: 565–605°C, 5.3 kb, water-carbonic fluid.

Fast transport of the heated tectonic slices during M3 and M4 stages resulted in the low-gradient (*T/P*) metamorphism and origin of the inverted metamorphic zoning in the autochthonous rocks reasoned by the heat flux from above to down and subsidence under the pressure from overthrust ensemble. The corresponding parameters of progressive metamorphism of the Korva tundra gneisses are 590–695°C and 8.5 kb.

The systematic sampling of the successive units of the Lapland granulite belt lower section permitted us to determine only very insignificant decrease of metamorphic temperature estimates from the lowest units to the upper ones. This feature is characteristic for *P-T* parameters for all four stages of the high-temperature metamorphic transformations of the Lapland granulite assemblage. The deviation to lower temperature estimates for the deepest part are probably caused by cooling of the thrust ensemble sole during its movement over the colder autochthone (see fig.2.24).

The Paleoproterozoic evolution of the Keivy compound block included mainly the sedimentation in the within-continental basin. The metamorphic and deformation events that followed were caused by the tectonic processes of the conclusive stages of the Paleoproterozoic cycle. The collision shortening c.2.0 and c.1.8 Ga ago was resulted in rejuvenation of the Late Archean Titovka-Keivy suture accompanied by upthrusting of the Murmansk unit over the Keivy block (see fig.2.26) and by the low-gradient (*T/P*) metamorphism of the Late Archean volcanics and Paleoproterozoic sediments.

The analysis of the geological maps and field observations demonstrates strictly that the morphology of the present NEBS structure in the great degree is the result of latest deformations caused by uplift (floating up) of granite-migmatite and granite domes. They deform the previously originated nappe ensembles of both types: the suture zones and granulite-gneiss belts (fig.2.25 and 2.26, see fig.0.2, 0.3). The aggregate of the Paleoproterozoic domes can be called "the Kola-Belomorian belt of granite-migmatite and granite-gneiss domes".

The Paleoproterozoic evolution of the NEBS includes seven main stages (fig.2.28, 2.29):

1) rifting the Late Archean protocraton 2.49–2.40 Ga ago accompanied by the emplacement of layered mafic-ultramafic bodies in the middle and upper crust levels and gabbro-anorthosite ones in the lower crust; the earliest granulite metamorphism (M1) of the host lower crust rocks;

2) opening the intracontinental ocean basins that divided Kola and Belomorian microplates;

3) southward subduction accompanied by marginal or island arc type volcanism (andesibasalts and komatiitic basalts) 2.42–2.33 Ga ago with possible simultaneous lasting oceanic crust formation in the axial part of the basin;

4) back arc rifting marked by alkaline volcanism and accompanied by the insignificant appearance of active margin type granitoids, second stage of granulite metamorphism (M2) in the lower crust – 2.2–2.17 Ga ago;

5) back arc spreading (T-MORB pillowed tholeiites) accompanied by the origin of the oceanic island chains (within-plate picrites, gabbro-wherlites and felsic tuffs) 2.11–1.96 Ga ago;

6) shortening those basins along with the origin of the subduction systems, arising and evolution of the active margin, local back-arc basins and origin of back-arc thrusts; high-grade metamorphism (M3) – 2.02–1.87 (1.78) Ga ago;

7) the Kola-Belomorian collision – the formation of the Pechenga-Imandra-Varzuga suture and Lapland back thrust ensemble, latest high-temperature metamorphism (M4), granite-gneiss doming and anorogenic magmatism 1.84–1.77 Ga ago; the origin of pegmatites in subnappe areas – 1.78–1.70 (1.67) Ga ago;

The emplacement of the Litsa-Araguba type porphyritic granitoids during long time interval 2.11–1.82 Ga was connected with the evolution of the Svecofennian active margin of the Kola-Karelian continent.

### **Chapter 3. The Kola Peninsula upper crust structure**

The structural features of the NEBS crust are discussed on the basis of various geophysical data and interpretation models.

The structural and geological interpretation of the reflection seismic along the Kola-SD profile is proposed. The available data were obtained in a result of international activities that never was completed due to different reasons. The possibility to use the data was given by the Expedition for geological-geophysical investigations (EGGI) that was one of the main participants of the international project. There are the corresponding references in the chapter 3.

The seismic cross-section (fig.3.2, 3.3) demonstrates the monoclinical southward subsidence of the tectonic ensemble of the Pechenga structure: the separate layers of the Pechenga succession can be traced strictly as the characteristic seismic horizons from the northern to the southern limb of the structure. The concrete seismic boundaries can be correlated steadily with the mapped geological boundaries and with their position in the Kola superdeep well.

The most important conclusions are:

1) the rocks of both “limbs” of the Pechenga structure take part in the monoclinical ensemble that permit to complete the long discussion around the alternative ideas on the monoclinical or synclinal pattern of the Pechenga structure and in the certain sense on the structure of the Pechenga-Imandra-Varzuga belt as a whole;

2) the tectonic slices are thinning towards the depth, some of them wedge out wholly;

3) the main layers of the northern and central parts of the Pechenga structure can be traced more than 20 km southward from the Poritash fault that is the southern border of the so called “northern limb”;

4) the faults of the Poritash zone have no specific differences from other tectonic boundaries within Pechenga succession;

5) as a whole the structural features of the Pechenga monocline confirm the idea on the underthrust-upthrust nature of the Pechenga fragment of the suture zone.

The results of the reflection seismic study of the Paleoproterozoic Lapland granulite belt and its relationships with the Pechenga structure along the EGGI-9010 profile are characterized at the fig.3.4. The data demonstrate the existence of the multiple intercorrelated subhorizontal reflections that form the structural lines. Their gradual approach surface is observed southward.

The comparison of the profiling data with the geological maps permits us to interpret them as a strong confirmation of the idea on thrust structure of the Lapland belt. The general part of the reflections can be surely correlated with the thrust-nappe boundaries.

The peculiarities of the seismic boundaries “relief” witness the nappe deformations. The uplift of the “succession” sole corresponds to the antiform structure that have been mapped in the central part of the profile. The structural lines picture permits us to suppose

also the local thickening of the metagabbro-anorthosite and garnet amphibolite bodies in the lower part of the "succession". The increase of the structural lines steepness in the northern part of the profile corresponds with lower nappes cutting off by the lower boundary of upper nappes. In proposed variant of seismic and other data interpretation the above mentioned peculiarities of the tectonic nappes can be understood as the evidence of multistage character of the nappe-forming process.

For estimating the Pechenga-Imandra-Varzuga and Granulite belt relationships the geological position of the so-called Kaskama suite is of extreme importance. According to its geological position and the rock features depending on the metamorphic conditions this suite is a small fragment of the gabbro-anorthosite sole of the Granulite belt (see fig.2.19). The geological mapping results evidence the localization of the Kaskama suite over the southward dipping Pechenga succession.

From the EGGI-9010 profile crossing both the Pechenga and the Granulite belts one can see very precisely that both belts descend monoclinally to meet one another: the Granulite belt – northward and the Pechenga-Imandra-Varzuga belt – southward. Due to the technique restrictions we cannot constrain their relationships for the greater depth. On the other hand the reflection seismic data demonstrate steadily the localization of the Kaskama metagabbro-amphibolites and garnet amphibolites above the southward dipping Pechenga succession. These results coincide with geological mapping data.

The competentness of the deep crustal structure inferred from the collision tectonic model can be checked up in certain sense through the comparison of it with geophysical models of the crust.

The complex 3-dimensional geophysical model of the Lapland granulite belt and adjacent areas including the Pechenga structure and the northern part of the Belomorian belt is based on data from seismic, gravimetric and geothermal studies. For the calculations the integrated inversion method was applied. The petrophysical data were used and when it was necessary the influence of lithostatic pressure and temperature upon the velocity of crustal elastic waves and rock densities was taken into account. The general model includes the separate but mutually consistent thermal, velocity (fig.3.5) and density (fig.3.6) models. Due to data restrictions the velocity model describes only those blocks where seismic data are available.

The mutual analysis of the velocity and density models shows that the Pechenga succession body dips southward and below 7–9 km depth almost disappears in terms of anomalous velocity and density values. The southward displacement of the body at that depth from its location on the surface is about 20 km. At the bottom the body appears to wedge out. According to both models the shape of the Lapland belt in three dimensions can be conceived as a flexed, lens-like body (boomerang-shaped). It is confidently recognized on the basis of geophysical properties down to 13–15 km depth. The dip of the Lapland belt body can be estimated at 20–40° and its lower boundary descending is less steep than the upper one. The displacement of the body at depth from its location on the surface is about 30–40 km mainly northeastward.

The above mentioned two major tectonic units of the region dip towards one another. The junction zone is oriented NW–SE and dips steeply to the southwest.

One can conclude that the results of independent geophysical modelling are in concordance with key idea on the crustal structure follows from the collision model.

The other type 3-dimensional model of the upper crust geological structure of the Kola superdeep well area and adjacent Kola Peninsula territories based on the results of paleogeodynamic reconstructions, density and gravity data was elaborated using the original technique. In the situation of scarcity of the real geological and geophysical data on the deep crust the importance of the paleotectonic hypotheses and related geological models is significantly growing. The preliminary 3-dimensional geological pattern of the upper crust



was elaborated on the basis of the data complex (geological, geochemical, seismic, gravity, magnetic etc.) as a set of the geological maps for several depth levels. That initial pattern was transformed into 3-dimensional density pattern of the medium. In its turn the gravity modelling task was formulated as transformation of the initial pattern to reach a compliance with observed gravity field. In such approach the inverse gravity problem was solved. It is well known that in the common case the obtained solution is not unique and the additional criteria are needed to choose a so-called "optimal decision" from the set of probable ones. "The optimal decision" is to provide the best coincidence of the observed and calculated gravity fields and on the other hand to take into account "the quality" of the initial geological pattern. From those considerations the task of the gravity modelling was formulated as a conditionally-extremal inverse problem.

The data on dependence of the rock density on the lithostatic pressure and temperature for the different levels were taken from the published results of the experimental studies including those of the samples from the Kola superdeep well (tabl.3.1).

As a result of the proposed approach the density pattern of the geological media with minimal deviation from the initial pattern was obtained. At last the final geological model was elaborated as a result of the correction of the initial one according to the final variant of the density pattern (fig.3.7).

The density modelling has permitted not only to correct the prognostic preliminary pattern but revealed some new features of the crust structure which were absent in it. In the book the final variant of the 3-dimensional pattern of the Kola Peninsula upper crust is illustrated by the density and tectonic maps of the Kola Peninsula for the surface and 10 km depth level (fig.3.8, 3.9) and by the block-diagram of the upper crust structure (fig.3.10).

The upper crust of the Pechenga and adjacent units is built by two structural levels: upper, consisting of the succession of the gently dipping tectonic sheets and lower, which is usually called "Pechenga structure basement". The latter is the descended continuation of the Kola continental microplate. Its structural picture at the 10 km depth under the Pechenga suture sheet is conformable to the regional tectonic structure but is characterized by the more significant role of granite-migmatite domes (fig.3.11). The 3-dimensional pattern demonstrates strictly the transformation of the linear to the lace-shaped structure of the belt at deeper levels. The morphology of granite-migmatite domes in the southern vicinity of Pechenga structure evidence that the domes while floating up could drag to the upper level amphibolized rocks of Pechenga succession including fragments of the famous "Productive Layer" – they are forming mantles of piercing domes.

The 3-dimensional pattern confirms in agreement with above mentioned constraints that both the Pechenga-Imandra-Varzuga and the Lapland belts plunge rather gently to meet one another. It is very important to note that the morphology of their present boundaries are defined by the later deformations due to piercing through by the floating up granite-migmatite domes. As previously this model does not permit us to judge definitely about the deep structural relationships of both belts.

## **Chapter 4. Geodynamic settings of the origin, distribution and transformation of sulphide nickel-copper deposits**

In the proposed collision pattern the ancient microcontinents formed by initially Archean rock assemblages were dealt with: Kola, Belomorian, Karelian; the Central Finland microcontinent is of Paleoproterozoic age properly. Those microcontinents are joined by complicated collision belts which include the lateral rows of regularly combined structural

elements of the suture zone and the fragments of the continental margins. The most complete row is the Pechenga-Imandra-Varzuga suture belt (PIVSB) which joined the Kola and Belomorian microcontinents. The Paleoproterozoic sulphide nickel-copper deposits of the eastern Baltic Shield are localized inside collision belts and are connected with mafic-ultramafic bodies of varying composition and genesis (fig.4.1). Those rocks include as a rule the syngenetic relatively poor disseminated ores. The origin of the rich epigenetic mineralization was the result of the processes that followed: ore ingredient mobilization and concentration. According to the position in the reconstructed geodynamic settings of their origin and emplacement, the features of the composition and structure of the mineralized and potentially ore-bearing mafite-ultramafites of the eastern Baltic Shield can be subdivided at least into four groups: (1) intrusive layered peridotite-pyroxenite-gabbro-norite bodies and dikes of continental rift type intersecting the rocks of subducted Kola and Karelian continental microplates which are concentrated immediately on the suture zones borders (the Moncha-type massifs in the northern surrounding of PIVSB in the Kola plate area, the bodies of Kemi-Suchanko belt in the northern Karelian plate); (2) gabbro-wherlite bodies which are localized in the sedimentary-volcanic sequences of oceanic type and seem to be remnants of oceanic island volcanoes (Pechenga type) (fig.4.3); (3) non-root boudinated bodies of varying composition which are supposed to be the fragments of the suture zone assemblages (tabl.4.2, fig.4.4) lifted in a result of doming; they are adapted to the dome zones in the areas of reconstructed active margins. Those bodies are generally emplaced in interdomal synforms and in the marginal parts of domes and underwent granitoid influence (the Alarechka type deposits in northern Belomorian microplate, the Katalahti and Kulmakoski belts bordered the Central Finland microcontinent). (4) Metamorphosed under granulite facies conditions mafic-ultramafic bodies entrained by back-arc thrusts (websterite-gabbro-norites of Lovnoozero type and gabbro-lherzolite-pyroxenites of Lapland granulite belt). The genesis of the rich epigenetic ores have not been enough comprehended. Some Pechenga and especially Allarechka ore deposits demonstrate the important role of the structural and metamorphic-metasomatic reworking of the primitive ores and Ni-bearing igneous rocks in the collision setting.

## **Chapter 5. The integration of the results of the NEBS paleogeodynamic reconstructions in global models of the Early Precambrian crustal evolution**

The tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) type complexes are the main components of the ancient continental crust of our planet. They are almost homogeneous all over the world.

As we could see from the Kola Peninsula Late Archean granitoids and from the published data analysis the following features of TTG complexes are of significant importance:

- 1) the structural heterogeneity and usual community with migmatite complexes;
- 2) the predomination of gneissose textures in granitoids along with the absence of exact intrusive contacts with adjacent greenstone assemblages;
- 3) close alternation of granitoids and more melanocratic rocks creating a banding textural picture and accompanied in some cases by in situ formation indicators;
- 4) specificness of REE distribution that includes regular changes of REE patterns in the rows of evolved rocks according to  $\text{SiO}_2$  growth: first LREE content growing and La/Yb

ratio increasing and then LREE as well as HREE lowering and the positive Eu anomaly (up to  $\text{Eu}/\text{Eu}^* - 4-12$ ) appearing in the most leucocratic varieties.

The REE distribution in the Late Archean granitoids has been probably determined mainly by two factors: the REE partition in the solid phase/fluid system and the eutectic intergranular melting which control the quantitative ratio of main REE-bearing minerals. The correlation of the REE behavior with chemical and mineralogical evolution as well as changing mineral composition evidences about the mineralogical control of the REE distribution that is not characteristic for magmatic processes and more probable witnesses about their transport by fluids together with silica and alkali. This specific REE distributions with low absolute REE abundance, strong HREE depletion and common positive Eu anomalies have practically no analogues among felsic effusives (including the Early Precambrian ones) and granites of reliable magmatic origin. This supports the granitization model for the real TTG type granitoids.

The rare exclusion is given by the Early Cretaceous tonalites studied at the Revillagigedo Island (the Western metamorphic belt of the British Columbia orogen) which are analogical to the Archean TTG almost in full [Crowford et al., 1991]. Their origin is to be related to active margin magmatism.

In the formation of TTG ("grey gneiss") type granitoids both the mafic crustal material and the mantle fluids took their part. The role of the granitization in the sialic crust growth may be estimated differently. It might be restricted by the Early Precambrian time and conditions or the formation of similar granitoids could take place from the Early Precambrian up to recent time at the root parts of active continental margins (see fig.5.2).

The usual specificity of the deep-seated (high-pressure) granulite assemblages is the participation of metamorphosed sheet-shaped gabbro-anorthosite bodies emplaced in the sole of thrust-nappe ensembles of granulite-gneiss belts. As it was mentioned above the gabbro-anorthosites of the Lapland granulite belt were initially intruded in the lower crust in riftogenic setting simultaneously with the intrusion of Moncha type layered mafic-ultramafics in the middle-upper crust 2.49-2.40 Ga ago. The earliest high-temperature (860-920°C) metamorphism of the lower crust assemblages on 40-45 km depth was probably initiated by intensive heat and fluid fluxes that were caused by emplacement of mantle asthenolith.

The restricted temperature variations similar to metamorphic parameters of the Lapland granulites are characteristic for many granulite belts (fig.5.1). For example, the parameters of the Early Archean metamorphism of the Napier Complex, Enderby Land, Antarctica, vary only from 1050 to 900°C at corresponding pressure estimate variations from 11 up to 6 kbar [Harley, Henson, 1990]; the Late Archean metamorphic conditions in the Kapuskasing belt, Superior Craton, Canada vary from 790 to 750°C and from 11 to 8 kbar [Mader et al., 1994]. The situation of special interest was recognized in the Late Proterozoic granulite assemblage of the Highland Complex, Sri Lanka where the temperature decrease from 820 to 620°C corresponds to pressure interval 9.5-4.5 kbar [Schumacher, Faulhaber, 1994]. From those and some other examples we conclude that the high-grade metamorphic conditions in certain geodynamic settings occupy the lower and middle crust from crust-mantle discontinuity up to 15-20 km depth. As a result of the insignificant temperature variations and accordingly low meanings of thermal gradient (5-10°/km) in that part of the crust the temperatures in the middle crust and probably in the lower part of the upper crust are to be rather high. The available data from some granulite belts evidence that there are no important differences between metamorphic conditions in the Early Precambrian and Phanerozoic settings of high-grade metamorphism.

The above features of temperature distribution in the high-grade crustal areas retain no place for the vertically extensive grey gneisses in the same crustal cross-sections that can be considered as additional witness of lateral distribution of areas of granulite metamorphism and granitization. The probable relationships between those areas in an active margin

environment is shown in fig.5.2. The lateral change in composition of the fluid fluxes formed due to various conditions of water and carbonic separation from subducted plate is considered to be the reason for lateral zoning of high-grade metamorphism and granitization processes in the crust of active margins. In the proposed model high-grade metamorphism is related to back-arc zones, in turn the granitization is localized in the lower crust of active margin front part.

It is to be noted that in both above cases the granulite metamorphism related to the lower crust in extension environments: to within-continent or to back-arc riftogenic zones.

The displacement of the granulite assemblages to the upper crustal levels (up to the surface) caused by the compression in the subduction and especially collision settings resulted mainly in a creation of granulite-gneiss belts of two types: front thrust-nappe ensembles (Himalayas type) and back thrust-nappe ensembles (Cordilleras type).

The Archean history had been completed by the first Supercontinent (Pangaea-0) formation c.2.5 Ga ago. The main tectonic elements of the younger Paleoproterozoic crust in the North Atlantic realm are the collision and accretion orogens and granulite belts. The Paleoproterozoic interval comprises three cycles of geodynamic activity: approximately 2.49–2.33, 2.25–1.9 and 1.9–1.82 Ga.

The detailed comparison of the geological and geochronological data evidence that not only the starting and final events (correspondingly extension and compression stages) but each cycle evolution of the collision orogen including suture belts (Pechenga-Imandra-Varzuga, Trans-Hudson, Cape-Smith, New-Quebec) as well as granulite thrust-nappe belts (Lapland, Snowbird, Queen-Maud uplift) and of accretion orogens (Svecofennian, Penokean, Wopmay) has been strongly correlated (fig.5.3, 5.4, 5.5).

According to palengeodynamic reconstructions the collision orogens have been developed as intracontinental structures. At the same time their evolution was closely connected with the processes in the adjacent accretion orogens. The important deduction is that nowhere in the collision orogen zones the Paleoproterozoic evolution was resulted in the disruption of the Late Archean Supercontinent in-full. Another prominent thing is that neither eruptions in oceanic environments nor in collision ones are represented in the time interval 2.33–2.20 Ga (according to K.Condie [1994] from 2.45 to 2.20 Ga). And the third prominent thing: the subduction related magmatism at the accretion orogens in the North Laurentia realm (and probably in other regions as well) has not been developed from at least 2.33 until 1.93 Ga.

Considering the age gape nature K.Condie had supposed that the explanation may lay in the intensive recycling of oceanic type greenstones during Supercontinent fragmentation without originating subduction related magmatic assemblages. On the other hand we see that the Paleoproterozoic extension within the Supercontinent probably nowhere led to its whole fragmentation.

The compression periods were marked not only by subduction and collision events in the orogens themselves but by the high-grade metamorphism and upthrusting of the lower and middle crust slices in involved continental areas.

The Paleoproterozoic evolution rate within intracontinent collision orogens has appeared unexpectedly low in comparison to the Archean and Phanerozoic evolution as well. There were three "disrupting attempts" but only the final one was accompanied by the subduction related processes in the accretion orogens.

The above mentioned facts evidence that the Paleoproterozoic plate tectonics differed from both the Archean microplate tectonics and the Phanerozoic tectonics of global plates. We consider that the Paleoproterozoic type could be called "the microocean tectonics".

## Conclusion

The Early Precambrian geological history of the NEBS includes two geodynamic Wilson cycles: Late Archean and Paleoproterozoic.

It has been shown that the boundaries between the main NEBS structural units are of tectonic nature and were completely formed in collision settings of Late Archean and especially Paleoproterozoic ages. Generally the formation of the present NEBS crust structure was the result of the large-scale transpositions and deformations of the lithospheric and crustal plates, microplates and slices. The two main types of crustal structures can be recognized: (1) the systems of the rather gently piled up slices and microplates, (2) the orderly emplaced migmatite-granite and granite-gneiss arches and domes.

The main ways of integration of obtained data and related conclusions into global models such as: (1) geodynamic settings of the "grey gneiss" type granitoids origin (geodynamic settings of granitization), (2) geodynamic settings and thermal structure of the crust related to granulite metamorphism, (3) the settings of the origin and tectonic relationships of granulite-gneiss belts and granite-greenstone areas, (4) correlation of the main geological events in the Paleoproterozoic evolution of the North America craton and the Baltic Shield, (5) the general model of the Paleoproterozoic tectonic evolution, have been discussed.

## APPENDIX

### Legends for the most important figures

**Fig. 0.2. The demarcation scheme of the Early Precambrian units of the northeastern Baltic Shield (NEBS)**

The Late Archean units: МП – Murmansk granite-migmatite belt, ЦКП – Central-Kola granulite-gneiss belt, КБ – Keivy compound block, БП – Belomorian gneiss belt, КТЗБ – Karelian granite-greenstone block, ТКЗ – Titovka-Keivy zone, КВП – Kolmozero-Voronja greenstone belt. The Paleoproterozoic units: sedimentary-volcanic belts: Pechenga-Imandra-Varzuga belt formed by two structural domes, ПС – Pechenga and ИВС – Imandra-Varzuga ones, СКП – North-Karelian, ККП – Karasjok-Kuolajarvi; Lapland-Kolvitsa granulite-gneiss belt including: ЛСП – Lapland-Salnaya Tundra and КП – Kandalaksha-Kolvitsa fragments; compound belts formed by aggregate of the Late Archean amphibolites and gneisses and the Paleoproterozoic granitoids; ИАП – Inary-Alaka and ТП – Tersky ones. Inset: 1 – Late Archean crust partially transformed in Paleoproterozoic and with crustal inclusions of Paleoproterozoic intracontinent orogens, 2 – Paleoproterozoic crust; 3–4 – Late Archean crust covered in Paleoproterozoic by: 3 – active margin volcanics, 4 – overthrust accretion complexes

**Fig. 0.3. Geological map of the NEBS**

1–9 – Late Archean. 1, 2 – assemblages intensively reworked in Late Archean. 1 – in Karelian granite-greenstone block and Belomorian belt, 2 – in interdomal zones of Murmansk belt. migmatites with xenolites of amphibolites and granulites, 3 – migmatites, granitoids (domes, arches), 4 – granites, granodiorites; 5 – amphibolites, migmatites, gneisses, 6 – felsic and basic granulites, migmatites, 7 – Grt-Bt gneisses (felsic metavolcanics) and Aeg-Arf gneisses ("alkaline granites" – felsic alkaline metavolcanics); 8 – migmatites with amphibolite and gneiss xenolites; 9 – gabbro, gabbro-anorthosites. 10–29 – Paleoproterozoic: 10 – Grt-Stv-Ky schists, amphibolites; 11 – alkaline gabbro, 12 – layered mafite-ultramafites, 13 – alkaline granites (remelted alkaline gneisses), 14 – domes formed by remorphosed alkaline gneisses, 15 – mafic volcanics and sediments of riftogenic type; 16 – mafic volcanics of oceanic type, partially – volcano-clastic rocks; 17 – mafic and moderate-alc volcanics of island-arc type, volcano-clastic and volcano-sedimentary assemblages; 18 – sedimentary-volcanic assemblages (mostly mafic volcanics) of unknown geodynamic settings; 19 – granites, diorites, 20 – felsic and mafic granulites, 21, 21 – gabbro-anorthosites and gabbro: partially eclogitized (21) or transformed into Grt amphibolites (22); 23 – Alpine-type ultramafics (dunites, harzburgites); 24 – bimica-Ky gneisses, Grt-bearing amphibolites; 25 – Ky-Grt gneisses, Grt amphibolites (Late Archean Belomorian assemblage secondary metamorphosed in Paleoproterozoic), 26–28 – migmatites, gneisses and granitoids forming domes and arches: with predominance of: remorphosed gneisses (26), migmatites (27), granitoids (28), 29 – porphyritic granites, granodiorites (intrusive bodies and domes). 30 – Neoproterozoic – sandstones, gneisses, schists 31–33 – Paleozoic. 31 – southern boundary of Norwegian caledonides, 32 – nepheline syenites, 33 – alkaline ultramafics, carbonatites. 34–40 – geological boundaries and faults: 34 – stratigraphic and intrusive boundaries; 35 – dome and arch restrictions, 36 – Paleozoic strike-slip faults, partially Paleoproterozoic ones reactivated in Paleozoic, 37–39 – Late Archean faults: arc-shaped upthrusts (37), arc-shaped normal faults (38), main and secondary thrusts (39); 40 – Paleoproterozoic thrusts

**Fig. 1.21. The reconstructed succession of geodynamic settings in the Late Archean history of the NEBS collision structures (plan)**

Compression settings: subduction of the Titovka-Keivy microocean lithosphere, active margins development, collision of the Central-Kola, Keivy and Murmansk microcontinents, front tectonic nappes origin

**Fig. 1.22. The reconstructed succession of geodynamic settings in the Late Archean history of the NEBS collision structures; approach and collision: a – Central-Kola and Murmansk microcontinents, б – Keivy and Murmansk microcontinents (cross-sections)**

Compression settings: Titovka-Keivy microocean lithosphere subduction, active margins development, front thrust nappes origin

1 – continental crust, 2 – lithospheric mantle (a), asthenosphere (б); 3 – oceanic crust; 4 – volcanic activities (a) and sedimentary-volcanic assemblages (б) of active margins; 5 – eruptions (a) and deposits (б)

of pyroclastic flows in back-arc extension area;  $\delta$  - gabbro (*a*) and granitoid (*b*) intrusive bodies and granite-gneiss domes (*a*); 7 - thrust-nappes; 8 - metagabbro-anorthosite bodies in the thrust-nappe sole

**Fig. 2.26. Paleogeodynamic demarcation of the NEBS Paleoproterozoic structures**

1 - Late Archean units; 2-7 - Paleoproterozoic units: 2 - sutures, 3 - volcano-sedimentary belt of unestablished geodynamic nature, 4 - back thrust belt, 5 - outcropped subnappe area, 6 - plutonic arc granitoids, 7 - granite-gneiss and granite-migmatite domes of Kola-Belomonan belt (without special sign at the scheme); 8 - Neoproterozoic structures; 9 - thrusts; 10 - geological boundaries of unestablished geodynamic nature

**Fig. 2.28. The reconstructed succession of geodynamic settings in the Paleoproterozoic history of the NEBS collision structures (plan)**

Extension settings: continent rifting, layered mafic-ultramafic bodies emplacement (*a*); opening of Pechenga-Varzuga and Circum-Karelia microoceans and oceanic lithosphere origin (*b*). Compression settings: oceanic lithosphere subduction, origin of the active margin (island arc?) systems, back-arc spreading and related oceanic lithosphere together with oceanic island chains origin (*c*); the closure of Pechenga-Varzuga and Circum-Karelia microoceans as a result of subduction, creation of accretion prisms including the fragments of oceanic lithosphere and oceanic island assemblages (Pechenga gabbro-wherlitic bodies are understood as root parts of those islands), starting of back thrusting (*d*); collision of the Kola, Karelia and Belomorian microcontinents, formation of back thrust-nappe system, thermorphism and doming, epigenetic Cu-Ni ore origin (*e*) Present erosion level (*e*)

**Fig. 2.29. The reconstructed succession of geodynamic settings in the Paleoproterozoic history of the NEBS collision structures (cross-sections)**

Legend for fig.2.29 and 5.4

1 - sedimentary assemblages mainly terrigenous; 2 - alkaline volcanism; 3 - sedimentary-volcanic assemblages of intracontinent and back-arc rifts; 4 - gabbro-anorthosites; 5 - layered mafic-ultramafic bodies; 6 - granulite metamorphism, granulites; 7 - Archean granulites; 8 - oceanic crust; 9 - E-MORB type volcanism; 10 - oceanic island volcanoes; 11 - calc-alkaline volcanism; 12 - I-, partially S-type granitoids; 13 - granosyenites, K-granites, S-type granites; 14 - granite-migmatite and granite-gneiss domes; 15 - mantle plume; 16 - asthenospheric material displacement

**Fig. 3.2. Geological scheme of Kola-SD refraction seismic profile area**

Legend for fig 3.2 and 3.3

1 - mostly Late Archean high-grade assemblages, 2-12 - Paleoproterozoic: 2-8 - sedimentary-volcanic Pechenga succession. 2 - Majarvi andesibasalts, 3 - Pirttijarvi alkaline basalts, 4 - pillowed tholeiites of Zapilamy and Maier suites, 5 - imbricated ensemble of "Productive layer", tuffogenic-sedimentary assemblage with lens-shaped inclusions of pillowed tholeiites and gabbro-wherlites, 6 - subvolcanic andesite-dacite bodies of Poritash Mountain, 7 - Bragino andesibasalts, 8 - picrite-basalts, basalts and rhyolites of Kaplya and Mennel suites, Talia gneisses; 9 - granitoids; 10 - migmatite-granites and granite-gneisses, 11-12 - Lapland belt assemblage. 11 - granulites, 12 - subnappe melange zone. gneiss-blastomylonites, amphibolites; 13 - Litsa-Araguba granitoids; 14 - thrust faults; 15 - normal faults; 16 - Kola superdeep well; 17 - Kola-SD profile

**Fig. 3.3. The interpretation of Kola-SD profile reflection seismic data (together with seismic data northward from the Kola superdeep well)**

For position of Kola-SD profile see fig.3.1. *a* - seismic cross-section, *b* - seismic data together with geological interpretation, *c* - reconstructed geological cross-section

For additional legend see fig 3.2

1 - upthrust-underthrust faults according to seismic reflections, *a* - main ones that form the assemblage restrictions, *b* - secondary ones, 2 - Pechenga succession lower boundary; 3 - reflections, dipping (*a*) and subhorizontal (*b*); 4 - depth interval of refraction discontinuity (after [Mints, Kolpakov et al., 1987]); 5 - subhorizontal reflection system; 6 - Kola superdeep well

**Fig. 3.4. The interpretation of EGGI-9010 profile reflection seismic data**

For position of EGGI-9010 profile see fig 3.1

*a* - seismic cross-section, *b* - seismic data together with geological interpretation, *c* - reconstructed geological cross-section

1 - Archean gneiss-amphibolite-migmatite complex; 2-11 - Paleoproterozoic: 2-3 - Lapland granulite belt 2 - tectonic melange zone (amphibolites, Ky-bearing gneisses), 3 - metagabbro-anorthosites, Grt amphibolites, 4 - undivided (2) and (3) type assemblages of Kaskama and Talia suites), 5,6 - felsic granulites (5 - khondalites, 6 - Grt-Bt with Sil and Cor gneisses), 7-9 - mafic granulites (7 - two-pyroxene ones, 8 - Amp-CPx-Pl schists, 9 - enderbites), 10 - Pechenga-Imandra-Varzuga sedimentary-volcanic belt: mafic volcanics, terrigenous sediments, 11 - migmatites, granites

**Fig. 4.3. The formation history of Pechenga-Alaka ore district structure**

(*a* - plans, *b* - cross-sections; ages - in Ga)

1 - the riftogenic and transform faults in back-arc basin area (see fig.2.28); 2 - spreading axis; 3 - transform faults and oceanic island chains; 4 - accretion prism; 5 - crust: *a* - oceanic (at plans), *b* - continental; 6 - oceanic crust (at cross-sections); 7 - oceanic island volcanoes with sediments on their slopes; 8 - active-margin volcanism (*a*) and related assemblages (*b*); 9 - granite-migmatite and granite-gneiss domes; 10 - tectonic transport direction; 11 - Pechenga-Alaka arch structure (at lower cross-section)

**Fig. 5.1. P-T conditions of crustal high-grade metamorphism**

*a* - Phanerozoic and Neoproterozoic metamorphic assemblages; *b* - Paleoproterozoic and Archean granulite-gneiss assemblages; *a* - thermal structure of high-grade (granulite and amphibolite facies) crustal metamorphic areas

1-5 - metamorphic assemblages (ages of assemblages at fig.5.1,*a*: filled signs - Phanerozoic, open ones - Neoproterozoic, at fig.5.1,*b* - filled signs - Paleoproterozoic, open ones Archean): 1 - eclogites and high-grade granulites and amphibolites of subducted continental crust and subnappe assemblages overthrust by thick crustal tectonic slices, 2 - granulite-gneiss (granulite-amphibolite) of thrust-nappe assemblages, 3 - mafic and ultramafic intrusive bodies metamorphosed under granulite-eclogite facies conditions; 4 - P-T intervals of referred assemblages (in case of averaged data dotted lines are used); 5 - numbers related to granulite-gneiss assemblages that include synmetamorphic gabbro-anorthosite or mafic-ultramafic bodies; 6-10 - metamorphic areas in P-T coordinates: 6 - eclogite-greenschist facies of subduction zones (after: [Dobretsov, 1995]), 7 - eclogite (high-pressure and ultrahigh-pressure) facies rocks of subducted continental crust, 8 - amphibolite-granulite-eclogite facies of subnappe complexes; 9,10 - the boundaries of granulite-amphibolite facies metamorphic crustal area (including subnappe complexes): 9 - approximate position of the crust-mantle discontinuity in Archean-Paleoproterozoic (*a*), in Neoproterozoic-Phanerozoic (*b*), 10 - approximate position of granulite-amphibolite metamorphic boundary in upper crust; 11 - approximate geotherms in the crustal area of high-grade metamorphism: in Archean-Paleoproterozoic (*a*), in Neoproterozoic-Phanerozoic (*b*); geotherms for "cold" and "warm" subduction after [Peacock, 1993]; 12 - averaged geotherm for present crust of the Baltic Shield (after [Glaznev et al., 1989]).

There are references in the Russian text

**Fig. 5.2. The model of Archean evolution - hypothetical cross-sections imitating the granulitization and granulite metamorphism settings, evolution and tectonic relationships of granulite belts and granite-greenstone areas**

1 - continental crust; 2 - oceanic crust that formed by: tholeiites (*a*), tholeiites and komatiites (*b*); 3 - oceanic crust fragments included in: continental crust (*a*), mantle (*b*); 4 - volcanic activities of: within-plate (komatiitic) (*a*), island-arc and active margin (tholeiitic and calc-alkaline) (*b*), within-plate (tholeiites) (*a*) types; 5 - volcanic assemblages of continental rift and other within-plate (*a*) and subduction (*b*) settings; 6 - basal sedimentary assemblages of riftogenic depressions; 7 - terrigenous and chemogenic sediments; 8 - mafic (mainly gabbro-anorthosite) intrusives; 9 - high-grade metamorphism of granulite and amphibolite facies: in the lower and middle crust (*a*), in subnappe complexes (*b*); 10 - granulitization (granite-migmatite complexes) (*a*), granitoid plutons (*b*), 11 - granite-migmatite and granite-gneiss domes; 12 - fluid flows, mainly water (*a*), mainly carbonate-methanic and water-carbonic (*b*); 13 - mantle plums; 14 - convective movements in asthenosphere

**Fig. 5.3. Paleoproterozoic orogens of the North America craton and Fennoscandinavian (Baltic) Shield (platform cover removed) (based on P.Hoffman materials [The Geology of North ..., 1989] and other data (there are references in the Russian legend for fig.5.5))**

1 - Archean crust; 2-6 - Paleoproterozoic crust: 2-4 - accretion orogens: 2 - 2.3-2.1 Ga juvenile (?) crust and 2.0-1.8 Ga continental margin magmatic arcs, 3 - 1.9-1.8 Ga juvenile crust and 2.0-1.8 Ga continental margin magmatic arcs, 4 - 1.8-1.6 Ga juvenile crust and; 5,6 - collision orogens: 5 - 2.4-1.8 Ga juvenile crust and continental margin magmatic arcs, 6 - granulite-gneiss belts thrust-nappes formed by rocks of the Archean or Paleoproterozoic lower-middle crust (the completion of tectonic emplacement - c.1.8 Ga ago); 7 - post-Paleoproterozoic crust; 8 - Tectonic restrictions of the Paleoproterozoic crust; 9 - strike-slip faults (*a*) and thrusts (*b*).

Upper case names are Archean orogens, lower case names are Paleoproterozoic ones CK - Circum-Karelia belt system, CS - Cape Smith belt, L - Lapland granulite belt, PV - Pechenga-Imandra-Varzuga belt, S - granulites in the Snowbird strike-slip zone

**Fig. 5.4. The reconstructed succession of geodynamic settings in the Paleoproterozoic history of the North America craton (cross-sections)**

For legends see fig.2.29



**Fig.5.5. The main events correlation in evolution of the Paleoproterozoic orogens**

*1-13* – igneous assemblages: *1-17* – riftogenic: *1* – layered mafic-ultramafics, *2* – diabase dikes, *3* – layered gabbro-anorthosites, *4* – alkaline granites, syenites, *5* – alkaline basalts, rhyolites, *6* – leucocratic granites (S-type), *7* – terrigenous sediments, mafic lavas and sills; *8,9* – of spreading zones and oceanic islands: *8* – pillowed tholeiites (T-MORB), ophiolites, *9* – picrites, gabbro-wherites (mainly oceanic volcanoes), *10-12* – calc-alkaline assemblages of subduction zones: *10* – volcanics, *11* – granitoids, *13* – anorogenic (granites, syenites, rhyolites, pegmatites). *14* – granulites. *15* – rheomorphism and doming.

PIV – Pechenga-Imandra-Varzuga belt, LKGB – Lapland-Kolvitsa granulite belt, Y – Yornua belt, CS – Circum-Superior belt system (Trans-Hudson, Cape Smith, New Quebec belts), TT – Taltson-Thelon belt, sTT – surrounding of Taltson-Thelon belts (Slave province, Queen Maud uplift, Snowbird zone), S – Svecofennian orogen, sS – Svecofennian margin of the Kola-Karelian continent.

**There are references in the Russian legend for this figure**