

---

---

# **ТЕКТОНИКА**

## **и вопросы металлогении раннего докембрия**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ

# ТЕКТОНИКА И ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

Ответственный редактор  
академик Ю.М. ПУЩАРОВСКИЙ



МОСКВА  
"НАУКА"  
1986



4603

**Тектоника** и вопросы металлогении раннего докембрия. — М.: Наука, 1986. — 264 с.

В книге рассмотрены особенности тектонического развития земной коры ранних стадий истории Земли. Специальные разделы посвящены тектонике щитов древних платформ и строению фундамента Русской и Сибирской плит. Отдельно охарактеризованы гранулитовые и зеленокаменные пояса, области развития серых гнейсов, кольцевые структуры и гранито-гнейсовые купола. На основе региональных материалов проанализирована эволюция земной коры в раннем докембрии, в том числе ее геохронологические и изотопные рубежи; дана сравнительная характеристика мантийных и коровых гранитов; оценены особенности тоналит-гранодиоритовых комплексов, а также основных и ультраосновных пород и возможного состава архейской мантии; обсуждены природа докембрийского метаморфизма, особенности структур, термодинамических условий и геодинамической обстановки. На базе комплексного анализа тектоники проанализирована металлогения раннего докембрия.

Рецензенты:

*Л.П. Зоненшайн, А.А. Белов*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Ранние этапы развития земной коры и древнейшие тектонические процессы на Земле — одно из важнейших направлений исследований в геотектонике в наши дни. Научные знания в этих сложных областях постепенно углубляются, и сейчас анализ в этом отношении мы должны начинать уже со стадии аккреции планеты. Необходимо отметить, что новейшая литература определенно показывает увеличение числа данных в пользу представлений о гетерогенности протоматерии, из которой образовались тела Солнечной системы. Очень интересна идея о столкновении двух газопылевых облаков, объясняющая химическую и изотопную гетерогенность протовещества. Это очень важное положение для геотектоники. Более того, все труднее становится говорить о прохождении Землей на заре ее существования стадии полного переплавления, перемешивания и гомогенизации аккреционного материала с последующей дифференциацией однородной массы. Дифференциация, конечно, имела место, но, вероятнее всего, Земля изначально была неоднородна по составу и строению, откуда следует вывод о перманентном и сложном движении масс в ней и возникновении тектонических движений в тот момент, как только был достигнут некий определенный уровень в организации планетного вещества. Что это за уровень и когда это происходило — неисследованная область, для которой исключительный интерес представляют данные о возрасте древнейших пород на Земле.

По существу, на всех древних щитах, а их более десяти, имеются радиологические датировки порядка 3,6 млрд. лет. Наиболее древние породы на Земле с возрастом 3,8 млрд. лет, как известно, установлены в Западной Гренландии (Rb—Sr-, U—Pb- и Sm—Nd-методы). Это гнейсы Исуа. Первично они представляли собой кислые и основные магматические, а также осадочные породы, причем последние частично были образованы тоже за счет еще более древнего осадочного материала. В литературе уже начинают появляться датировки обломочных зерен, превышающие 4 млрд. лет. Так, в августе 1983 г. в "Nature" (1983, vol. 304, N 5927) были опубликованы значения 4,1—4,2 млрд. лет, полученные для 4 цирконовых зерен из 100 исследованных, заключенных в образце кварцита из Западной Австралии, возраст которого примерно 3350—3600 млн. лет. Таким образом, все более сокращается интервал между возрастными датировками древнейших пород на Земле и временем существования Земли как планеты (4500—4600 млн. лет). Имеются даже значения 4,2 и 4,4 млрд. лет. Они относятся к эклогитам из кимберлитов Южной Африки. Но пока еще нельзя полностью исключить, что приведенные в "Nature" данные не являются артефактом из-за эффекта утечки урана и потери радиогенного свинца, как об этом предупреждает английский геохимик С. Мурбас.

Так или иначе, но геология все острее ставит вопрос, какой же была первичная кора нашей планеты, сиалической или базитовой, и каким путем шло ее дальнейшее структурное развитие. Поэтому очень существенна проблема строения и взаимоотношения высокометаморфизованных пестрых по составу пород, объединенных под названием "серые гнейсы", и пород, образующих зеленокаменные пояса. Необходимо понять и тектонически объяснить присутствие серых гнейсов в пределах зеленокаменных поясов и, наоборот, развитие основных пород среди серогнейсовых комплексов.

В поле зрения — огромное время, охватывающее 55% истории Земли: архей и ранний протерозой. За это время в развитии планеты произошло событие величайшего значения, а именно: возникновение и становление биосферы. Обычно под биосферой понимается взаимодействие живых организмов с литосферой, гидросферой и атмосферой. Пока еще прямых данных нет, но косвенные говорят о том, что 3,8 млрд. лет назад биосфера уже существовала, хотя свободный кислород в атмосфере появился лишь около 2,5 млрд. лет назад. Коль скоро существовала биосфера, была и вода. Все это важно иметь в виду при изучении архейских метаосадочных пород, а такое изучение совершенно необходимо для расшифровки древнейших тектонических процессов и палеогеологических реконструкций.

Взгляды на тектонику раннего докембрия и у нас, и за рубежом далеко не устоялись. Однако ясно, что состояние недр, строение земной коры, геодинамические и геотермические поля были иными, чем в неогее. Отсюда и формы проявления тектонических движений, и образованные ими структурные элементы должны были иметь существенную специфику.

Различие во взглядах можно проиллюстрировать следующими примерами. Развиваются представления о древнейшем раннеархейском нуклеарном и позднеархейском протогеоинклинальном тектонических процессах на Земле; о рифтогенной природе зеленокаменных поясов; о смене структур и магматизма протоокеанической стадии — переходными, а затем протоконтинентальными; некоторые исследователи распространяют на архей тектонику литосферных плит; наконец, есть точка зрения, что в архее движение плит происходило, но субдукция не имела места. Как бы то ни было, но нельзя не сказать, что ни о каком декретировании тех или иных идей не может быть и речи. Необходим дальнейший научный поиск. В то же время нельзя не видеть, что развитие идей в последний период происходит на мобилистской основе.

Хотелось бы особо подчеркнуть значение изучения тектоники раннего докембрия для практической геологии. Прежде всего это относится к тектоническим закономерностям размещения рудных месторождений в архейских и нижнепротерозойских толщах и структурах. Перечень же рудных полезных ископаемых для раннего докембрия велик, это — железо, уран, золото, цветные металлы, редкие и рассеянные элементы. В этой области надлежит еще очень многое сделать.

Важнейшее место в будущих исследованиях должно уделяться региональным геологическим исследованиям раннего докембрия.

*Ю.М. Пуцаровский*

## ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

Коснемся пяти проблем, связанных с ранним докембрием: 1) пространства, занимаемого горными породами раннего докембрия, и его нижней границы; 2) роли геофизики в изучении структуры раннедокембрийских толщ; 3) флюидных систем раннего докембрия; 4) появления в раннем докембрии организмов и их расселения; 5) времени, охватываемого ранним докембрием.

В отличие от других крупных стратиграфических подразделений Земли объем раннего докембрия остается неопределенным, так как нижней границы выделить пока не удалось. Если бы она была выделена, то были бы установлены подстилающие слои, например доархей. Под ранним докембрием мы можем понимать какую-либо малую по сравнению с объемом Земли оболочку, но можем также понимать всю массу Земли, занимающую пространства мантии и ядра вплоть до центра планеты. При такой возможности, которая пока не может быть полностью исключена, нам неудобно говорить о нижнем докембрии как о нижней части планеты. Поэтому термин "ранний докембрий" приходится принимать для обозначения времени и объема одновременно, хотя это и не соответствует стратиграфическим традициям.

Что же сейчас можно сказать о нижней границе раннего докембрия, которую никто непосредственно не наблюдал, если нет достоверных данных ни о ее положении, ни о ее существовании?

Наиболее распространено представление о том, что земная кора как образование, состоящее из обычных, т.е. наблюдаемых на поверхности и в приповерхностном слое Земли горных пород, отделена сейсмической поверхностью М от подстилающих более плотных и, по-видимому, более основных пород, принадлежащих первичной Земле. Слабая сторона этого представления в геологическом истолковании поверхности М. Действительно, если в рыхлых толщах (например, в нефтеносных бассейнах) скоростные слои прекрасно коррелируются с литостратиграфическими подразделениями, то в метаморфических толщах эти поверхности "сползают" с геологических (стратиграфических) границ, ведут себя самостоятельно, как отдельная система; обусловлены же они здесь, по-видимому, не горнопородными свойствами среды, а ее напряженными состояниями. Поэтому глубинные сейсмические поверхности субгоризонтальны и секут стратиграфические и горнопородные границы раннего докембрия. Поверхность М является одной из глубинных сейсмических границ и не может рассматриваться в качестве геологического раздела; она имеет лишь скоростную (сейсмологическую) природу. Это надо учитывать и при дальнейшей разработке метода ГСЗ, применяемого для картирования этой гра-

ницы. Надо выяснять геологические возможности метода на специальных небольших полигонах в областях различного строения.

Не может служить для определения пространства раннего докембрия и представление о литосфере как о сейсмологическом теле, геологическая природа которого не выяснена. Существует много неясности в вопросе выделения литосферы. С легкой руки Б. Гутенберга, литосферой называют *слой выше астеносферы*. Но, если принять во внимание вероятное несплошное распространение астеносферы, данное определение литосферы теряет свою ясность.

Гипергенная оболочка, т.е. внешняя земная оболочка, в пределах которой сохранились какие-либо следы формирования слагающих ее осадочных и вулканогенных пород, также не имеет определенной нижней границы. Так называемая доактуалистическая эпоха может соответствовать глубинам, где гипергенные образования сильно изменены, а следы их наземного происхождения полностью или почти уничтожены.

Наконец, суждение о пределах распространения раннего докембрия может связываться с представлением о первичной Земле, на поверхности которой не происходило никаких аккумулятивных процессов. Однако на какой глубине проходит поверхность первичной Земли и существует ли вообще эта поверхность как таковая?

Приходится считать, что ранний докембрий распространен на всю планету вплоть до ее центра. Если же будет открыт доархей, то этот вывод остается в силе, только перейдет от раннего докембрия к доархею.

Отложения раннего докембрия, сохраняющие слоистую структуру и другие горнопородные неоднородности, распространяются на большие (но неизвестно, на какие именно) глубины. Суждения о геологической структуре раннего докембрия основаны на описании разрезов, геологическом картировании и небольшом объеме сравнительно неглубокого бурения. В изучении структуры раннего докембрия приходится полагаться на геофизику. Однако до настоящего времени подлинная структурная значимость придавалась только скоростным разделам и слоям. Сейчас речь идет о комплексных геофизических исследованиях и их геологической интерпретации как важнейшем пути изучения раннего докембрия. Такие исследования очень сложны и должны осуществляться по долгосрочной программе в районах с различным геологическим строением и различными геофизическими характеристиками. Думается, что основными компонентами такого комплекса могут быть магнитометрия, гравиметрия, магнитотеллурические методы и сейсмометрия. Кроме того, большие перспективы связываются с искусственными электромагнитными полями, создаваемыми МГД-генераторами.

Структурный вклад магнитометрии будет заключаться, по-видимому, в определении положения и кромок магнитоактивных масс, которые могут фиксироваться как в пространстве земной коры, так и в пространстве мантии, что впервые было показано А.А. Борисовым. Гравитационное поле, обобщенное в гармониках разного порядка, дает основание для расчетов положения центров гравитирующих масс и их форм. Такие центры, судя по исследованиям на Дальнем Востоке, в Забайкалье и в ряде других районов, могут фиксироваться как выше, так и значительно ниже поверхности М. Использование магнитотеллурических методов исследований

позволит подойти к оценке отдельных участков по электрической неоднородности, что также может пролить свет на расположение геологических тел на глубине. Сопоставление этих данных с данными магнитометрии и гравиметрии и установление взаимосвязи между этими тремя группами характеристик могут оказаться очень существенными в изучении глубинной структуры раннего докембрия.

Когда мы говорим о геофизическом комплексе, то не сбрасываем со счета геологические и геохимические наблюдения. Наоборот, предусматриваем, что они должны быть полностью включены в процесс комплексной интерпретации геофизических данных. Наконец, очень мощной компонентой в комплексе продолжает оставаться сейсмометрия. Установленное несоответствие (или необязательное соответствие) скоростных и геологических границ отнюдь не снижает геологического потенциала сейсмических методов. Дело в том, что сейсмометрия идет быстрыми шагами вперед как в отношении точности наблюдений, так и в отношении методики обработки получаемых данных. Это особенно хорошо видно на примере нефтеносных районов, где с сейсморазведкой связаны тончайшая корреляция разрезов, значительно превышающая возможности биостратиграфических и литостратиграфических методов, прослеживание латеральных фациальных изменений в тонких прослоях, определение флюидных характеристик, чем обеспечиваются прямые поиски залежей нефти и газа. Исходя из этого, можно твердо надеяться, что в сейсмометрии кроются возможности расшифровки структуры метаморфизованных толщ и что эти возможности будут скоро реализованы. Конечно, это важная и трудная проблема, на которую должно быть обращено специальное внимание.

Выделенные геофизиками крупные неоднородности мантии могут иметь прямое отношение к структуре раннего докембрия. В связи с этим необходимо для понимания этих неоднородностей, во-первых, привлечь весь комплекс геофизических данных и, во-вторых, сопоставить их с геологическими неоднородностями, наблюдаемыми в приповерхностной зоне Земли (континенты, океаны, геосинклинали, платформы, петрографические и геохимические провинции и т.д.).

При выделении скоростных и электрических неоднородностей необходимо произвести некоторую переориентировку геофизических представлений. Мы привыкли иметь дело с субгоризонтальными глубинными сейсмическими и геоэлектрическими разделами. Весь аппарат обработки материалов этих методов приспособлен для этой цели. Однако для целей расчленения раннего докембрия целесообразно не прослеживать разделы как границы между геофизическими слоями, а выделять зоны и области с различными сейсмическими и электрическими свойствами, при том, что эти объекты могут занимать субгоризонтальное, субвертикальное и любое другое положение.

При таком подходе к интерпретации геофизических материалов аномальные геофизические зоны, выделенные в приповерхностных частях земной коры с доказанным ранним докембрием, могут прослеживаться в ее глубинные зоны.

Важные проблемы познания раннего докембрия связаны с флюидными системами. Геологические объекты — это обычно агрегаты минеральных зерен (горные породы) или горных пород (геологические формации, ряды

формаций и т.д.), образующие некоторую жесткую или каркасную систему. Однако они содержат жидкости и газы, образующие флюидную систему, подвижную относительно каркасной системы. Флюидная система в известной мере сложнее каркасной системы; в ней играют роль не только состав, но и динамика, а также переходы из одного агрегатного состояния в другое. Все это делает флюидную систему нетрадиционным геологическим объектом. Изучение флюидных систем в гидрогеологии и нефтяной геологии создает основу для использования ресурсов подземных вод и разработки нефтяных и газовых месторождений. В собственно геологии флюидным системам часто отводится второстепенная роль. Однако в изверженных кристаллических и метаморфических породах повсеместно обнаруживаются реликты флюидных систем, представленные флюидными включениями.

Исследования включений в минералах регионально метаморфизованных комплексов раннедокембрийских щитов и срединных массивов показали, что их породы имеют существенно углекислотную специализацию флюида с небольшим количеством примесей воды, азота, других газов, и в частности метана и других углеводородов. Включения в них распределены равномерно на больших площадях. Это обусловлено нуклеарным характером архейского метаморфизма и ареальным (площадным) характером дегазации Земли.

В поздне- и послепермское время ареальный тип дегазации Земли сменился зональным, локализирующимся вдоль крупных линейных зон, которые, вероятно, явились поясами повышенной проницаемости для флюидных систем, глубоко дренирующими мантию. Изучение метаморфизованных толщ Сихотэ-Алинской складчатой системы на Дальнем Востоке, Бурасского хребта в Саянах и в других районах показало повышенные концентрации углеводородных компонентов во флюидных включениях.

Таким образом, можно предположительно говорить о повышенном углеводородном дыхании мантии вдоль линейных систем, а следовательно, о поступлении углеводородов с больших мантийных глубин Земли и большой научной и практической важности изучения флюидных систем (или следов их) в раннем докембрии. Сказанное не позволяет становиться на ортодоксальную позицию гипотезы неорганического происхождения нефти, но склоняет к мысли, что многие линейные ряды нефтяных и газовых месторождений, а также газовые и газоконденсатные залежи, известные ниже основных нефтеносных толщ, могут быть связаны с углеводородным дыханием мантии. Эта связь может быть прямой и опосредованной через воздействия глубинных углеводородов на осадочные толщи, богатые нефтеобразующим органическим веществом. С этих позиций изучение флюидных систем раннего докембрия может внести вклад в установление закономерностей размещения нефтяных и газовых месторождений и направлений их поисков.

С ранним докембрием связаны первые проявления жизни. Остатки организмов обнаруживаются в архее. К ним относятся карбонатные стромаголитовые постройки. В Южной Африке, по М.Д. Мьюиру и П.Р. Гранту, в осадочных породах с возрастом свыше 3 млрд. лет описаны единичные клетки размером до 12 мкм, парные клетки и клеточные ткани; все это рассматривается как свидетельство биологических процессов в зеленокаменных поясах. Однако следы архейской жизни весьма незначительны.

Согласно исследованиям и обобщениям А.К. Башарина, Н.А. Берзина и Ч.Б. Борукаева, примерно соответствующие архею алданий и киватиний знаменуют собой пангеосинклинальную стадию развития Земли, осложненную процессами метаморфизма, ультраметаморфизма и глобальным инъективным процессом; при этом появляются неметаморфизованные толщи и первые признаки структурного расчленения. В афебском этаже установлены отчетливые линейные системы — эвгеосинклинали и миогеосинклинали на континентах. Прямолинейность складчатых цепей связана с разломами глубокого заложения на участках, консолидированных на рубеже киватинского и афебского этажей. На этом рубеже резко возросла биологическая активность в смысле появления в протерозое "более двух десятков микробиот — комплексов, включающих буквально тысячи отдельных фоссилий и содержащих богатое разнообразие таксонов" (цитируется по Д.У. Шопфу). Такова самая общая тектоническая и биологическая характеристика архейско-протерозойского рубежа.

Сопоставим это с данными по флюидным включениям, характеризующими горизонтальное и вертикальное распределение abiогенных углеводородов, их рассеянное размещение в архее и приуроченность к протерозойским линейным системам, в которых содержание углеводородов во флюидных включениях существенно возрастает. Если принять считающуюся наиболее обоснованной опаринскую гипотезу о происхождении жизни и о ее abiогенном углеводородном субстрате, то получается интересная возможность проверить связь протерозойских микробиот с линейными тектоническими зонами и существование, таким образом, первичных очагов постархейских форм жизни. Если такие очаги будут намечены, то это повлечет за собой возможность исследования закономерностей и темпов горизонтального распространения организмов от очагов. По бедности органических остатков в докембрии эта задача очень сложна и потребует большого внимания и новых целенаправленных исследований.

Полученные закономерности могут быть перенесены на фанерозой для выяснения условий и скоростей горизонтального перемещения фауны и флоры. Это очень важно, так как до сих пор в стратиграфии приоритет отдается вертикальным соотношениям (описание и сравнение разрезов), исследования же горизонтальных перемещений фауны и флоры ограничиваются отдельными второстепенными частностями (выделение рекуррентных и суперститовых фаун и т.д.). Я не могу считать достаточно обоснованными представления о механизмах спрединга и субдукции, однако надо признать огромное достоинство тектоники литосферных плит в постановке вопроса о большой роли и значительных результатах горизонтальных движений. Аналогичные разработки в стратиграфии развиты слабо. Изучение латеральных биостратиграфических процессов позволит стратиграфии догнать тектонику и дать новые мощные основания для суждения о характере горизонтальных перемещений (горнопородных и биотических) в формировании лика Земли.

Верхнюю границу раннего докембрия можно определить условной геоизохронной поверхностью, например 2000—2500 млн. лет, или же по горнопородному признаку как верхнюю кромку масс сплошной и глубокой метаморфизации. Определение этой кромки неоднозначно и зависит от подхода к оценке степени метаморфизма. Чтобы прийти к нижнему воз-

растному пределу раннего докембрия, надо обратиться к возрасту древнейших пород.

Наиболее древние горные породы на Земле датированы изотопными методами в 3,7–4 млрд. лет. Так, возраст метаморфизма железистых кварцитов серии Исуа в Западной Гренландии в одном из наиболее хорошо изученном в радиологическом отношении районе на Земле определен в 3760 млн. лет; близкое значение получено Rb–Sr-методом для амфиболитов в этой серии. Кварц-полевошпатовые породы из галек конгломератов этой же серии датированы Rb–Sr- и U–Th–Pb-методами в интервале 3710–3860 млн. лет. Гранитоиды из жил, секущих породы Исуа, по данным Rb–Sr-метода, имеют возраст 3720 млн. лет.

Радиометрические датировки тоналитовых гнейсов Амитсок, подстилающих метаморфические породы серии Исуа, принимаются в интервале 3650–3750 млн. лет. Для гранито-гнейсов Амитсок и типового района Готхоб получено значение  $4065 \pm 30$  млн. лет Rb–Sr-методом. Очень большие значения получены на Канадском щите (3800 млн. лет), в Южной Африке (3500 млн. лет) и других районах Земли. Полиметаморфизм ряда образований, в частности древнейших гнейсов Амитсок, говорит о том, что радиометрические часы неоднократно переставлялись назад и первичный возраст пород, обнаруживаемых на поверхности Земли, значительно превышает 4 млрд. лет. Реликтовые значения возраста в габбро-анортозитах Луны достигают 4,6 млрд. лет, и это значение также относится к поверхностным породам и, конечно, значительно меньше возраста Луны, которую по отношению к Земле можно, по-видимому, рассматривать как дочернее или как одновременно образовавшееся тело. Таким образом, возрасты поверхностных земных и лунных пород, определенные неоднократно передвигавшимися назад радиометрическими часами, входят в пределы "канонического" возраста Земли, определяемого в 4,5–5 млрд. лет.

Учитывая сложность и длительность природных процессов, можно считать, что возраст Земли как планеты значительно больше и достигает десяти, а то и нескольких десятков миллиардов лет. А возраст Земли — это нижний возрастной предел раннего докембрия. Конечно, нельзя считать, что все, расположенное ниже верхней границы раннего докембрия, имеет раннедокембрийский возраст. Исследования геологического развития Земли (в частности, разновозрастных вулканических процессов) и геофизические измерения с большой степенью вероятности указывают, что в недрах Земли происходили и происходят локальные и глобальные процессы, ведущие к изменению минералогического и химического составов глубинного вещества. Особенно уверенно можно предполагать протекание таких процессов в пограничной области ядра и оболочки, в пользу чего говорят наиболее резкий перепад скоростей упругих волн, расчетные глубины диполей полей Бауэра и западный дрейф магнитного поля. Таким образом, внутри Земли формируются новые вещества и тела позднедокембрийского, фанерозойского и современного возраста. При этом исходным является все же раннедокембрийский материал.

Столкновение значений радиометрических возрастов неоднократно измененных пород со значениями "канонического" возраста Земли могло бы привести нас к идее сверхбыстрого образования нашей планеты.

На чем же основан "канонический" возраст Земли? Во-первых, на возрасте метеоритов. Но он указывает лишь на время метеоритогенного процесса, возможно связанного с разрушением материнского тела, а может быть, и на время какого-либо другого события, отношение которого к истории развития Земли никак не установлено. Во-вторых, астрономы определяют по светимости Солнца его возраст и возраст Солнечной системы в целом в 5 млрд. лет; однако начальные состав и состояние Солнца совершенно неизвестны, поэтому определение возраста Солнца очень приблизительно. Скорее всего, исходные положения таких расчетов, мягко выражаясь, согласованы с метеоритным вариантом. В целом получается, что определение возраста Земли в 4,5–5 млрд. лет недостаточно обосновано.

В заключение отмечу, что с ранним докембрием связано много крупных проблем, решение которых открывает путь важнейшим теоретическим и практическим выводам. Спускаясь в глубины раннего докембрия, мы как бы идем в темноте и, не чувствуя осязаемых преград, доходим до центра Земли, а во времени — до момента ее возникновения.

УДК 551.24 : 242.052 (94)

О.А. БОГАТИКОВ, М.С. МАРКОВ, А.С. НОВИКОВА, Н.А. ШТРЕЙС

#### ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ — ФАКТЫ И ГИПОТЕЗЫ

Проблема изучения ранних этапов геологического развития земной коры включает разные аспекты наук о Земле. Среди них — условия аккреции вещества планеты, состав ее протовещества, тепловая история планеты, особенности ранней дифференциации протовещества, дегазация, время появления ранней атмосферы, гидросферы, а также строение ранних оболочек Земли, стиль тектонических движений в раннем докембрии и структурная расчлененность литосферы. В статье нет возможности остановиться на всех этих вопросах. Мы выбрали лишь некоторые, наиболее близкие к проблемам тектоники и попытаемся рассмотреть особенности строения наиболее ранней докембрийской коры, ранней структурной расчлененности литосферы.

До последнего времени широко бытовало мнение, что поиски древнейших комплексов горных пород (древнее 3,7–3,8 млрд. лет) безнадежны, так как эти породы переработаны последующими тектонотермальными событиями. Однако открытие в австралийском кратоне Йилгарн среди кварцитов зерен цирконов, ядра которых имеют возраст 4,1 млрд. лет [8], а также определение возраста эглогитов из включений в кимберлитах Южной Африки — 4,4 млрд. лет [9] — показывают, что поиски этих образований не так уж безнадежны и, видимо, при дальнейших исследованиях удастся обнаружить возрастные аналоги лунных материков.

Важно решить вопрос о природе древнейшей архейской коры и определить, была ли она структурно и вещественно неоднородной. К решению этого вопроса можно подойти с нескольких позиций.

Принимая во внимание данные сравнительной планетологии и в первую очередь данные по Луне, мы неизбежно приходим к выводу, что ранняя кора Земли была более или менее однородной, основной по составу и что она образована в результате магматической дифференциации протовещества Земли. На основании самых последних материалов можно предполагать, что и первичная земная кора Земли была базальтовая.

В то же самое время мы судим о процессах, происходивших в раннем докембрии, на основании изучения раннедокембрийских комплексов щитов древних платформ, континентальная кора которых была сформирована в сравнительно короткий промежуток времени — 3—2,6 млрд. лет назад, т.е. в конце архея. Этот рубеж был весьма специфичен в истории Земли, так как именно к нему приурочены многие переломные моменты ее истории.

Однако до сих пор остаются неясными два вопроса: что происходило на площади континентов в раннем архее и что в то время представляли собой остальные 2/3 площади Земли и какие структурные формы там существовали?

Прежде всего необходимо отметить тот факт, что в комплексах раннего докембрия не известны офиолитовые ассоциации, которые в настоящий момент детально изучаются в складчатых зонах фанерозоя. В пределах областей развития раннеархейских комплексов и в более поздних зеленокаменных прогибах известны выходы ультраосновных пород и габброидов, а также вулканы основного состава. Однако они нигде не слагают тех разрезов, которые характерны для офиолитовых ассоциаций позднего докембрия — фанерозоя. Кроме того, сами ассоциации горных пород петрохимически отличаются от своих более молодых аналогов. Так, И.И. Абрамович и И.Г. Клушин [1, 2] установили, что ультрабазиты докембрия отличаются по составу от альпинотипных гипербазитов складчатых зон фанерозоя. В.М. Моралев [4] на примере базитов Алданского и Индостанского щитов показал, что древнейшие базитовые комплексы содержат разности, характерные для различных геодинамических обстановок современной Земли.

Широко известна и специфика древнейших тоналит-трондьемитовых ассоциаций щитов, так называемых серых гнейсов. Этот весьма своеобразный комплекс пород в некоторых отношениях сходен с плагиогранитными комплексами островных дуг и континентальных окраин андийского типа. Однако геохимические различия настолько велики, что ни у кого не возникает сомнений в том, что эти первые в истории Земли кислые расплавы формировались в весьма специфичных условиях существования раннедокембрийской литосферы.

Поскольку проблема серых гнейсов будет затрагиваться в целом ряде статей, мы не будем останавливаться на ней подробно; отметим лишь, что последние исследования показывают, что комплекс серых гнейсов достаточно разнообразен и, по всей вероятности, полигенетичен.

Очевидно, условия формирования земной коры на раннеархейском этапе ее развития были весьма своеобразны, и, видимо, геодинамические обстановки того времени не могут быть прямо сопоставимы с обстановками фанерозоя и, тем более, с геодинамическими обстановками современности. Причинами тому являются, вероятно, повышенный тепловой

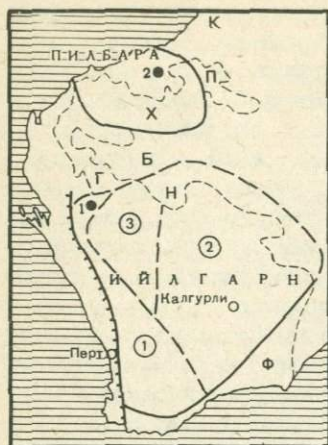
поток, малая мощность земной коры, интенсивная метеоритная бомбардировка, повышенная плотность флюидных потоков и др.

Эти обстоятельства способствовали формированию весьма своеобразной, сложной тектоники раннеархейских метаморфических комплексов с развитием послонных и сублонных зон пластического течения вещества, которые, по-видимому, представляют аналоги шарьяжей и покровов фанерозойских складчатых зон и благодаря которым в единых разрезах совмещены комплексы пород, прежде достаточно далеко разделенные по латерали [7]. С этими особенностями строения часто тесно связано и распространение гранитоидов, образующих пластообразные тела, субсогласные с зонами послонного течения горных пород.

Следующий весьма существенный вопрос — время возникновения зеленокаменных поясов [3]. Под этими структурами мы понимаем линейные прогибы, выполненные вулканогенными и вулканогенно-осадочными комплексами и ограниченные областями развития плагиигранитных серий и перекрывающими их осадочными образованиями. В современной структуре зеленокаменные прогибы представляют собой узкие сильно сжатые моноклинали или узкие зоны интенсивно сжатых крутых изоклинальных складок. Очень часто зеленокаменные пояса отделены от смежных блоков зонами разломов. Поэтому первичные размеры зеленокаменных поясов и, следовательно, их первичная природа в сравнении с более поздними геосинклинальными системами составляют одну из важнейших проблем геологии раннего докембрия.

К решению этого вопроса можно подходить, используя разные данные и прежде всего палеомагнитные, количество которых на сегодняшний день все еще невелико. Примерно 10 лет назад эти данные были крайне противоречивы — первоначальная ширина разных зеленокаменных поясов оценивалась от нескольких сотен до нескольких тысяч километров. Недавно, синтезируя данные по палеомагнетизму раннедокембрийских пород, магнитологи П. Шмидт, Б. Эмбельтон в Австралии [12] и Дж. Пайпер в Великобритании [11] пришли независимо друг от друга к одинаковым и очень интересным выводам. Оказалось, что почти для всех материков палеомагнитный полюс в раннем докембрии располагался в одном и том же месте, иными словами, все палеомагнитные точки укладываются в единый пояс шириной в  $20^\circ$  по широте. Эти данные исследователи интерпретируют так, что в раннем докембрии все древние платформы образовывали единый материк. Начиная с 2,85 млрд. лет такое расположение материков они объясняют разными причинами. Интересно то, что на основе этих данных Дж. Пайпер предлагает реконструкции для шести этапов, млн. лет: 1) 2850–2000, 2) 2000–1750, 3) 1750–1550, 4) 1500–1200, 5) 1150–820, 6) 800–570. При этом выясняется, что распад древнейшей Пангеи начался только в позднем рифее — венде.

Если это так, то ранний докембрий был весьма специфичным этапом истории Земли и характеризовался весьма своеобразным распределением континентальной коры на лике планеты. Более того, когда на палеотектонические реконструкции древней Пангеи были нанесены области развития наиболее древних зеленокаменных поясов (3500–2200 млн. лет), оказалось, что большинство из них занимают интеркратонное положение и, следовательно, не могут сопоставляться с фанерозойскими эвгеосинклиналь-



### Расположение архейских кратонов Западной Австралии

1 — гнейсы Маунт-Нариер, возраст 3,6 млрд. лет, по Р.В. Пейджу, М.Т. Мак-Кулоху, Л.П. Блеку; 2 — базальты Норт-Стар, возраст 3,56 млрд. лет, по П. Гамильтону и др. Сегменты Йилгарнского кратона: 1 — Западных гнейсов, 2 — Истери-Гольдфильдс, 3 — Мурчисон; протерозойские бассейны: Х — Хаммерсли, Б — Бенгмэлл, Н — Наберу, К — Каннинг; пояса: П — Патерсон, Г — Гаскон, Ф — Фразер

ными зонами, развитыми на месте бывших палеоокеанов. Более крупные зоны осадконакопления с отчетливыми гомологами современных шельфов и континентальных склонов развиваются позднее, с 2200 млн. лет.

Палеомагнитных данных для раннего докембрия, безусловно, еще очень мало, и в

ряде случаев они противоречивы. Кроме того, для отдельных палеотектонических реконструкций выбраны слишком большие интервалы времени, иногда равные всему фанерозою. Тем не менее дальнейший анализ в этой области представляется весьма интересным.

Вместе с тем при попытках сделать палеотектонические реконструкции на основании других данных и в первую очередь на основании изучения особенностей пространственного латерального распределения разновозрастных комплексов горных пород и особенностей фациального строения разрезов зеленокаменных поясов мы можем прийти и к иным выводам.

Рассмотрим этот вопрос на примере Австралии и Южной Африки. Так, в Западной Австралии западная часть Йилгарнского кратона сложена гнейсами, выделенными под названием западных гнейсов. Это сложный и разнородный комплекс пород. В ряде мест, например в районе горы Нарьер, модельный Sm-Nd-возраст гнейсов датирован в 3,6 млрд. лет. В составе западных гнейсов известны ортогнейсы и гранулиты, возраст которых оценивается значениями 3,2–3 млрд. лет (районы Тудий и Нортхем). Возраст более молодых посттектонических гранитов в этом районе — 2,7–2,6 млрд. лет. Одновременно с этим в блоке Пилбара происходило накопление пиллоу-лав зеленокаменных поясов, возраст которых датируется различными методами 3,56 млрд. лет. Возраст наиболее древних гранитоидов в этом блоке — 3,4 млрд. лет.

Таким образом, на Австралийском континенте в раннем архее уже существовали тектонические разнородные элементы, в пределах которых формировались формационно разные комплексы пород (рисунок).

Следующая проблема возникает при анализе разрезов зеленокаменных поясов. Сейчас уже очевидно, что на уровне 3,6–3,5 млрд. лет существовали мощные сиалические разрезы в разных частях планеты, в частности гнейсовые комплексы Родезии в Африке, а также упомянутого выше сегмента западных гнейсов в Австралии. Обширные участки протоконтинентальной коры этих мест несомненно должны были оказать влияние на состав пород в прилегающих бассейнах осадконакопления.

Вместе с тем в зеленокаменных поясах Барбертона и в блоке Пилбара, сформировавшихся в интервале 3,5–3,1 млрд. лет и кратонизированных

соответственно около 3 млрд. лет назад, нижние части разрезов часто не содержат продуктов размыва сиалических блоков [10]. Отмечается почти полное отсутствие обломков глинистых, кварцевых и полевошпатовых пород, фрагментов плутонических, метаморфических и осадочных образований сиалической коры. Для разрезов пояса Барбертон прежде всего характерны очень мощные толщи лав перидотитовых коматиитов (серии Сандспруит, Комати) и примитивных базальтов (серии Сандспруит, Тиспруит, Комати). Седиментогенные же толщи несоизмеримы по мощности и представлены обломками фельзитов и хемогенными образованиями. Бедность осадочными компонентами — характерная черта нижней ультрамафитовой последовательности Барбертонского разреза, свидетельствующая, видимо, о том, что во время накопления нижних членов этого разреза не было признаков близко расположенных сиалических сегментов.

В основании зеленокаменных поясов Пилбарского кратона также отсутствуют базальные детритусовые образования сиалического состава. Раннеархейские серии этого кратона представлены в значительной мере пиллоу-базальтами. Этот разрез, выделенный австралийскими геологами в серию Варавуна, или Тэчманс, по соотношению пород основного и ультраосновного состава более близок разрезу верхней части серии Онвервахт Барбертона. Среди пиллоу-базальтов Тэчманс-Варавуна на разных стратиграфических уровнях залегают высокомагнезиальные базальты (толщи Талга-Талга, Импресс), перидотитовые коматииты (Импресс), дацитовые агломераты (Дюффер).

Отсутствие базальных детритусовых образований сиалического состава в основании разрезов Барбертона, Пилбары и других мест позволяет предполагать их удаленное положение от источников сноса. Однако упомянутые выше палеомагнитные данные противоречат такому заключению. По-видимому, сиалические сегменты раннего архея Западной Австралии и Южной Африки были развиты локально и были настолько тонкими, что не влияли на седиментацию бассейнов Барбертона и Пилбары. Отсутствие грабеновых фаций позволяет считать, что структуры бассейнового типа представляли специфическую форму архейского времени. Их заложение и развитие происходило на коре симатического типа.

Существует и еще ряд особенностей в строении ряда зеленокаменных поясов, которые не позволяют рассматривать их как сравнительно узкие интеркратоновые рифты. Так, целый ряд зеленокаменных поясов, особенно раннепротерозойского времени, сопровождается широкими зонами, сложенными комплексами шельфов и континентальных склонов. К их числу относятся пояс Лимпопо в Южной Африке, терригенно-карбонатные комплексы Патомского нагорья, существенно осадочные разрезы Кривого Рога и другие. Это позволяет считать, что мы здесь имеем дело со структурами, в какой-то мере похожими на современные пассивные окраины континентов. Все вышесказанное позволяет думать, что термин "зеленокаменные пояса" представляет собой собирательный термин, в который в известной мере собраны различные раннедокембрийские структуры с развитием ультраосновного и основного магматизма.

Следует отметить еще одну особенность тектоники раннего докембрия — высокую мобильность литосферы [6]. Не только зеленокаменные пояса, но и смежные с ними сиалические блоки длительное время не теряют

своей способности деформироваться в сложные изоклинальные складки с развитием пластического течения вещества, надвигов и покровов. Одновременно с этим происходят интенсивная гранитизация этих комплексов и формирование интрузий автохтонных и аллохтонных гранитов. На протяжении длительного времени раннедокембрийская литосфера, по-видимому, не достигала той степени кратонизации, которая характерна для континентальных блоков на более поздних стадиях развития Земли. Таким образом, и геодинамика раннедокембрийской литосферы могла быть иной.

Вполне естественно, что в краткой статье невозможно остановиться на многих злободневных вопросах геологии раннего докембрия. Однако из сказанного ясно, что предстоит еще большая работа по расшифровке этого интересного интервала геологической истории Земли.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Абрамович И.И., Клушин И.Г.* Модель эволюции составов ультрабазитов. — Тр. ВСЕГЕИ, 1975, т. 223, с. 62–77.
2. *Клушин И.Г., Абрамович И.И.* Об эволюции состава альпинотипных гипербазитов. — Докл. АН СССР. Сер. геол., 1975, т. 221, № 2, с. 451–453.
3. *Конди К.* Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 388 с.
4. *Моралев В.М.* Тектонические условия формирования ультрабазит-базитовых ассоциаций раннего докембрия (на примере Алданского и Индостанского щитов): Автореф. дис. . . д-ра геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1982. 35 с.
5. Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы/Под ред. Ф. Баркера. М.: Мир, 1983. 486 с.
6. *Bridgwater D., McGregor V.R., Myers J.S.* A horizontal tectonic regime in the archaean of Greenland and its implications for early crustal thickening. — *Precamb. Res.*, 1974, vol. 1, N 2, p. 179–197.
7. *Chadwick B.* Archean structural evolution in the North-West of the Buksefjorden region, South-West Greenland. — *Precamb. Res.*, 1979, vol. 6, N 9, p. 199–226.
8. *Compston B., Froster J., Froode D. et al.* Earth's oldest minerals discovered in Western Australia. — *ANO Rep.*, 1983, vol. 14, N 6, p. 1047–1054.
9. *Jagoutz E., Dawson B., Spettel B., Wänke H.* Identification of early differentiation processes on the Earth. — In: *Proc. of the Meteoritical Society meeting. Mainz, 1983*, p. 78.
10. *Love D.R.* Archaean sedimentation. — *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.*, 1980, vol. 8, p. 145–167.
11. *Piper J.D.A.* Proterozoic paleomagnetism and single continent plate tectonics. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1983, vol. 74, p. 163–197.
12. *Schmidt P.W., Embelton B.J.J.* A geotectonic paradox; has the Earth expanded? — *J. Geophys.*, 1981, vol. 49, N 1, p. 20–25.

## ТЕКТОНИКА И СТРАТИГРАФИЯ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Под ранним докембрием авторы понимают структурные элементы и вещественные комплексы фундамента древних платформ, сформированные в архейское и нижнепротерозойское время и ограниченные верхней изотопной датой  $1650 \pm 50$  млн. лет.

По тектонике и стратиграфии украинского докембрия существует довольно большая литература, в том числе и работы авторов [1—4, 7, 8, 12, 14—16]. В настоящей статье приведены существенно новые данные по изотопному возрасту древнейших образований Украинского щита. В свете новейших представлений изложены соображения о палеотектонической обстановке раннего докембрия в южной части Восточно-Европейской платформы, охватывающей территорию Украинского щита.

**Тектоническое районирование.** В структуре Украинского щита выделяются мегаблоки: Волыно-Подольский, Белоцерковско-Одесский, Кирогоградский, Приднепровский и Приазовский, разделенные глубинными разломами: Немировским, Тальновским, Криворожским и Орехово-Павлоградским (рисунок). Они определяют тектоническую делимость щита на структурные элементы высшего ранга. Перечисленные мегаблоки и разломы прослеживаются геофизическими методами и за пределами щита, в его погруженных склонах и в фундаменте соседних Причерноморской и Днепровско-Донецкой впадин.

Мегаблоки щита, ограниченные древнейшими наиболее крупными разломами фундамента, находят отражение также в размещении формационных типов, в характере магнитного и гравитационного полей и в глубинном строении земной коры.

Вдоль глубинных разломов в пограничных зонах блоков отмечается дисгармония структурных элементов. Причины этого явления коренятся в том, что в совокупности мегаблоки, по всей вероятности, являются объединенными литосферными плитами раннего докембрия, вернее их фрагментами. Каждая из них имеет свой план-узор структур, отражающий первичные особенности присущей ей тектонической структуры. Наиболее ярко это проявляется в различиях характера складчатости вдоль краевых зон стыковавшихся мегаблоков.

Суммарная мощность литологических формаций в Приднепровском блоке достигает 15 000 м. В этом и в Белоцерковско-Одесском блоках формационные типы имеют хорошо выраженный геосинклинальный характер. Таковы спилит-диабазовая, кварц-кератофировая, терригенная, железисто-кремнистая и метаморфизованные лагунная и молассовая формации. Они перечислены здесь в реально наблюдаемой последовательности в Приднепровском блоке, где уцелели наиболее полные формационные ряды. Породы в них обычно представлены в зеленосланцевой фации метаморфизма. В Белоцерковско-Одесском блоке подобные литологические формации менее сохранились и не столь выразительны, к тому же они представлены здесь в амфиболитовой и гранулитовой фациях метамор-

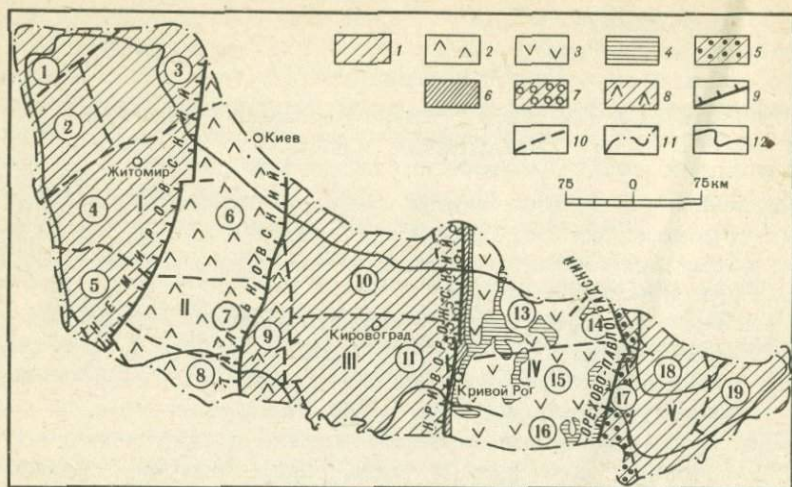


Схема тектонического районирования Украинского щита [7]

1 — протоплатформенные (протосрединные) блоки; 2 — Белоцерковско-Одесская геосинклинальная ветвь; 3–5 — геосинклинальная система Большого Кривого Рога: 3 — Приднепровская эвгеосинклиналь, 4 — архейские зеленокаменные пояса внутри эвгеосинклинали, 5 — Орехово-Павлоградская промежуточная зона; 6–8 — Криворожско-Кременчугский краевой прогиб и его зоны: 6 — Криворожская внутренняя, 7 — Западно-Ингулецкая промежуточная, 8 — Побужская промежуточная; 9, 10 — глубинные разломы, отделяющие: 9 — геоблоки, 10 — блоки последующего ранга; 11, 12 — контур Украинского щита: 11 — по изолинии кровли кристаллических пород на глубине 300 м, 12 — по выходам кристаллических пород

Геоблоки (тектонические элементы первого ранга): I — Вольно-Подольский, II — Белоцерковско-Одесский, III — Кировоградский, IV — Приднепровский, V — Приазовский; блоки последующих рангов: 1 — Осницкий, 2 — Коростенский, 3 — Новоград-Вольнский, 4 — Бердичевский, 5 — Винницкий, 6 — Белоцерковский, 7 — Гайсинский, 8 — Гайворонский, 9 — Голованевский, 10 — Корсунский, 11 — Новоукраинский, 12 — Ингулецкий, 13 — Сурско-Верховцевский, 14 — Синельниковский, 15 — Криворожско-Запорожский, 16 — Белозерский, 17 — Орехово-Павлоградский, 19 — Восточно-Приазовский

физма в виде пироксеновых гнейсов, реже амфиболитов, гранат-биотитовых и графитовых гнейсов, кварцитов, доломитовых мраморов и кальцифиров. Среди интрузивных и ультраметаморфических формаций наиболее характерны архейская тоналит-гранодиоритовая и формации малых интрузий.

В остальных мегаблоках, обычно именуемых протоплатформенными, большей частью отсутствуют формации бесспорно геосинклинального типа. Руководящее значение в этих блоках имеют формационные типы, возникшие в протерозойское время: гранитоидная щелочная, формация гранитов рапакиви, габброидов и существенно калиевых гранитов. Наиболее поздними здесь являются формации малых интрузий — преимущественно диабазовых даек. Большие площади в этих блоках заняты формациями мигматитов амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. На протоплатформенных блоках, за редким исключением (мариупольское месторождение), обычно отсутствуют железисто-кремнистые формации.

Особое положение занимают внешние зоны — Западно-Ингулецкая

и Орехово-Павлоградская, имеющие формационные типы, присущие и протогеосинклинальным, и протоплатформенным блокам. Эти зоны выделяются в качестве промежуточных или переходных. Условно они отнесены к территории протоплатформенных блоков, поскольку не выходят за пределы глубинных разломов, ограничивающих эти мегаблоки.

Определенно выражены различия в стиле складчатости, присущей различным блокам. В Приднепровском блоке выделяются крупнейшие гранито-гнейсовые купола и валы, размером в поперечнике во многие десятки километров, и ветвящиеся между ними типичные складчатые формы зеленокаменных поясов. В смежных мегаблоках — Кировоградском и Приазовском — на первый план выступают центральные антиклинорные поднятия, сложенные поздними существенно калиевыми гранитами и гранитоидной щелочной формацией. Для промежуточных зон — Западно-Ингулецкой и Орехово-Павлоградской — характерны многочисленные сравнительно небольшие гранито-гнейсовые купола, окаймленные синклинальными и моноклинальными складчатыми формами.

Выделенные мегаблоки легко обнаруживаются на магнитных и гравитационных картах, поскольку разломы, ограничивающие мегаблоки, отделяют заметно отличающиеся по интенсивности магнитные поля или же прерывают корреляцию их элементов. К этим же разломам приурочены гравитационные ступени. Вместе с тем главным разломам отвечают резкие перепады глубин залегания поверхности Мохо, достигающие местами 10 км [10, 11].

Можно полагать, что мегаблоки Украинского щита развивались автономно и, вероятно, имеют различные денудационные срезы. Последнее обстоятельство согласуется с тем, что на границах блоков их формационные типы довольно резко различаются по фациям метаморфизма. На рисунке отражены основополагающие структурные зоны Украинского щита с подразделением их на протогеосинклинальные и протоплатформенные, образовавшиеся в раннем докембрии. Выделена Криворожская протогеосинклинальная система и ее элементы. Однако границы ее являются преходящими — историческими. Архейская эвгеосинклиналь с ее зеленокаменными поясами приходится на Приднепровский мегаблок. Когда же на месте эвгеосинклинали в нижнем протерозое возникло горное сооружение, здесь начались процессы денудации, а зоны аккумуляции терригенного материала как бы сместились в краевые зоны смежных мегаблоков — Кировоградского и Приазовского. В итоге расширились пределы протогеосинклинали и образовались переходные зоны, о которых речь шла выше.

Глубинные разломы последующих рангов определяют дальнейшую делимость Украинского щита на блоки второго порядка (см. рисунок).

Стратиграфическое расчленение раннего докембрия Украинского щита. На Украине традиционно принято выделять среди метаморфических образований в ранг самых крупных единиц — серии, а среди ультраметаморфических гранитоидных формаций — комплексы. Причем в отдельных геоблоках серии метаморфических пород имеют собственные географические наименования.

В серии обычно объединены ассоциации докембрийских кристаллических пород, начальные этапы образования которых отвечают процессам

седиментации и вулканизма, а конечные стадии их формирования знаменуются метаморфизмом и ультраметаморфизмом. В результате процессов ультраметаморфизма образуются ассоциации гранитоидных пород, объединенных в комплексы. Продолжительность формирования серий и комплексов пород раннего докембрия весьма значительна и обычно измеряется несколькими сотнями миллионов лет.

Датирование начальных этапов заложения или образования серии обычно надежно определяется по аутигенным акцессорным минералам метавулканитов, а завершающих этапов их формирования — по аутигенным акцессорным минералам гранитоидов ультраметаморфического генезиса.

Раннедокембрийские образования, как правило, существенно изменены более поздними геологическими процессами. Как показал опыт советских и зарубежных геохронологов, наиболее устойчивыми к наложенным процессам являются U—Pb-системы в акцессорных цирконах. Поэтому изотопные даты проявления процессов палеовулканизма, метаморфизма и гранитоидного магматизма получены в основном по данным U—Pb изохронного метода.

Ниже приводятся данные по составу и изотопному возрасту главных стратиграфических подразделений Украинского щита. Следует отметить, что серии и комплексы пород одного стратиграфического уровня, но получившие развитие в различных геоблоках, имеют иногда неодинаковые наименования.

В настоящее время в пределах Украинского щита раннедокембрийские образования представлены тремя крупными стратиграфическими подразделениями: архей нижний, архей верхний и протерозой нижний. Венчают разрез граниты рапакиви.

Нижнеархейские образования имеют ограниченное развитие в пределах Украинского щита. Стратиграфически они представлены аульской серией, сохранившейся в виде реликтовых образований среди больших полей архейских гранитоидов Среднеприднепровского блока. Недавно выявлены небольшие тектонические блоки нижеархейских пород в Орехово-Павлоградской зоне. Здесь породы аульской серии сильно изменены тектоническими процессами, но все же разрез толщи более полон, чем состав останцов аульской серии среди архейских гранитоидов. Аульская серия в Орехово-Павлоградской зоне представлена метабазами, метавулканитами, гнейсами, кристаллическими сланцами, эндробитами и тоналитами. Подчиненное значение имеют глиноземистые гнейсы и железистые кварциты. Отчетливо установлено, что перечисленные разновидности гнейсов и метавулканитов интродуцируются вначале тоналитами, а затем гранитами днепровского комплекса. Породы испытали два этапа метаморфизма. Линейно ориентированные локальные зоны пережили гранулитовый метаморфизм, а регионально проявился метаморфизм амфиболитовой фации.

Двукратная мигматизация и двукратный метаморфизм новопавловского комплекса аульской серии подтверждаются тонкими минералогическими исследованиями по изучению цирконов, а также данными изотопного датирования. Акцессорный циркон, генетически связанный с тоналитами, в настоящее время детально изучен, изотопный возраст его по модели Аренса—Везерилла  $3700 \pm 200$  млн. лет. Не исключено, что

указанную дату следует интерпретировать как нижнюю возрастную границу аульской серии.

Пока остается открытым вопрос о верхней возрастной границе аульской серии. Наблюдаемые интрузивные гранитоиды среди пород новопавловского комплекса несомненно являются более поздними образованиями и принадлежат к днепровскому комплексу.

Верхнеархейские образования по сравнению с нижнеархейскими распространены более широко в пределах Украинского щита. Они известны в четырех мегаблоках, состав их разнообразен, степень метаморфизма различная — от зеленосланцевой до гранулитовой. К этому стратиграфическому уровню относятся конкско-верховцевская, западноприазовская, росинско-тикичская и днестровско-бугская серии. Одной из типичных областей развития верхнеархейских зеленокаменных пород является Среднеприднепровский мегаблок, сложенный породами конкско-верховцевской серии и гранитоидами днепровского комплекса.

Метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования, входящие в состав этой серии, в формационно-фациальном отношении не выдержаны. Зеленокаменные пояса, расположенные на расстоянии от 30 до 100 км, несколько различаются характером стратиграфических разрезов. В одних преобладают метаосадочные, в других — метавулканогенные породы. Но в целом намечается общая закономерность, сводящаяся к тому, что вверх по стратиграфическому разрезу количественно уменьшается объем метавулканитов и заметно возрастают мощности метаосадочных пород. Общая мощность метаморфизованных осадочно-вулканогенных толщ верхнего архея достигает 6—7 км.

Метавулканиты конкской свиты, залегающей в основании конкско-верховцевской серии, содержат сингенетический циркон, возраст которого по модели Аренса—Везерилла 3250 млн. лет. Эта дата принята за нижний возрастную рубеж верхнего архея Украинского щита. Верхняя возрастная граница зеленокаменных пород конкско-верховцевской серии геологически хорошо проявлена образованием синтетектонических гранитоидов днепровского комплекса тоналит-гранодиоритового состава. Изотопный возраст этих гранитоидов, полученный U—Pb изохронным методом по аутигенным акцессорным цирконам,  $2970 \pm 20$  млн. лет. По геолого-геохронологическим данным, с конкско-верховцевской серией Приднепровского блока коррелируются высокометаморфизованные породы днестровско-бугской серии. В разрезе серии имеются мощные тела эндербитов, послойно чередующиеся с двупироксеновыми кристаллическими сланцами и биотит-гиперстеновыми плагиогнейсами. Время образования эндербитов надежно определено по данным U—Pb-метода и составляет около 3000 млн. лет [1]. Попытка некоторых исследователей поместить днестровско-бугскую серию ниже аульской не подкреплена фактическим материалом, а основана лишь на том, что породы днестровско-бугской серии более сильно метаморфизованы по сравнению с образованиями аульской серии.

Нерешенной проблемой является возраст нижней границы днестровско-бугской серии. Пока не удается установить возраст двупироксеновых кристаллических сланцев, наблюдаемых в виде реликтовых образований среди эндербитов архейского возраста. Не исключено, что доэндербитовые

двупроксеновые кристаллические сланцы днестровско-бугской серии являются образованиями более древними, чем метавулканыт конкско-верховцевской серии. Но и тогда днестровско-бугская и аульская серии должны быть лишь на одном стратиграфическом уровне. Иными словами, вопрос о стратиграфическом положении глубокометаморфизованных пород днестровско-бугской серии требует дополнительных исследований, а пока целесообразно ее поместить на уровень верхней возрастной границы, отмеченной эндербитами, на одной стратиграфической "полке" с конкско-верховцевской серией.

Нижнепротерозойские образования более широко распространены в пределах Украинского щита по сравнению с архейскими. Они известны во всех мегаблоках Украинского щита и имеют различные географические наименования — тетеревская, бугская, ингуло-ингулецкая, криворожская и центральноприазовская серии. Геологически и радиологически везде четко выражена верхняя возрастная граница указанных серий, проявившаяся в образовании гранитоидов кировоградско-житомирского комплекса ультраметаморфического генезиса.

Метаморфизованные эффузивно-осадочные образования отличаются большой изменчивостью в различных мегаблоках щита, но в целом для нижнепротерозойских толщ характерно резкое преобладание осадочных образований над вулканогенными. Мощность серии метаморфических пород нижнего протерозоя по сравнению с архейскими образованиями более значительна — 5–11 км.

Стратотипическим для нижнего протерозоя Украинского щита является разрез криворожской серии, состоящей из пяти свит, имеющих географические наименования. Нижним членом криворожской серии являются metabазиты, относимые к новокриворожской свите. Эта свита состоит преимущественно из амфиболитов с типичными миндалекаменными текстурами. В составе вышележащих свит криворожской серии существенную роль играют кластогенные железисто-кремнистые и карбонатные образования. Причем железисто-кремнистые породы занимают среднюю, а карбонатные породы — верхнюю часть стратиграфического разреза.

Криворожская серия трансгрессивно залегает на размытой поверхности гранитоидов днепровского комплекса и метаморфических породах конкско-верховцевской серии архея. В метапесчаниках и метаконгломератах, залегающих в основании криворожской серии, установлены кластогенный циркон и монацит с изотопным возрастом  $2800 \pm 100$  млн. лет, поступившие в осадочные породы из гранитов днепровского комплекса [8, 15].

Верхняя возрастная граница образований криворожской серии и их стратиграфических аналогов определяется проявлением секущих тел гранитов кировоградско-житомирского комплекса ( $1980 \pm 40$  млн. лет) и образованием тел натровых метасоматитов ( $1850 \pm 50$  млн. лет). Граниты кировоградско-житомирского комплекса широко распространены в зонах, ограничивающих Среднеприднепровский блок. Представлены они натровыми и калий-натровыми разновидностями, залегающими в виде крупных конкордантных тел среди метаморфических пород — аналогов криворожской серии. По *P-T*-условиям и геохимическим данным, они являются продуктом ультраметаморфизма существенно терригенных толщ нижнепротерозойского возраста.

Время формирования осадочных пород криворожской серии определено U—Pb-методом по аутигенным концентрациям U [13]. Полученное значение возраста составляет  $2500 \pm 100$  млн. лет для низов разреза серии. Таким образом, длительность накопления пород криворожской серии оценивается в 500 млн. лет.

Коростенский комплекс гранитов, по геологическим и радиологическим данным, является более поздним по сравнению с кировоградско-житомирским [16]. Формирование гранитоидов этого комплекса происходило в условиях платформенного или субплатформенного тектонического режима. Время образования гранитоидов коростенского комплекса ( $1750 \pm 50$  млн. лет) можно принять за верхнюю возрастную границу нижнепротерозойского этапа формирования Украинского щита.

**Особенности складчатых и разломных структур.** Среди складчатых форм в фундаменте Украинского щита доминируют типичные структуры глубинной складчатости — гранито-гнейсовые купола и межкупольные синклинали и моноклинали. Эти структуры весьма характерны для гранито-зеленокаменной области Среднего Приднепровья. Здесь находятся наиболее крупные складчатые формы. Среди них Саксаганский купол имеет размеры в поперечнике около 80 км, а Пятихатский вал протягивается в меридиональном направлении на 140 км. Гранитоиды в них представлены плагиогранито-гнейсами и гранодиоритами. Среди первых выделяются разности тоналитового и трондьемитового составов. Зеленокаменные пояса между куполами представляют собой узкие сжатые синклинали или же моноклинали, сложенные амфиболитами, различными сланцами, ультрабазитами и железистыми породами. Падения слоистости в них весьма крутое, иногда опрокинутое.

Малые куполовидные формы складчатости распространены в Западно-Ингулецкой и Белоцерковско-Одесской зонах. Здесь доминируют купола, сложенные существенно калиевыми гранитами и гранито-гнейсами кировоградско-житомирского комплекса, окаймленные обычно биотитовыми гнейсами, кварцитами, доломитовыми мраморами и кальцифирами, реже — железисто-кремнистыми породами.

Породы межкупольных складчатых форм словно заполняют поры между куполами и валами, поэтому в плане они имеют различные очертания. Они облекают гранитоиды куполов. Нередко межкупольные складки имеют чашеобразные или корытообразные формы, однако чаще встречаются их фрагменты.

Наиболее выразительными линейно вытянутыми складчатыми зонами являются Криворожско-Кременчугская и Орехово-Павлоградская. Их линейность, скорее, обусловлена тем, что они ограничены одноименными глубинными разломами. Сами же эти зоны образованы из отдельных куполовидных или валообразных структур и смежных с ними синклиналиных и моноклиналиных форм.

Разломы Украинского щита довольно разнообразны по генетическим типам. Выделяются глубинные разломы первого порядка, имеющие субмеридиональные простирания и обуславливающие делимость щита на мегаблоки. Они разделяли зоны различной тектонической подвижности, вдоль них впоследствии проявлялись процессы активизации, а некоторые из них определяют даже современные приразломные движения. К послед-

ним относится Криворожский разлом, протяженность которого в пределах Украинского щита около 400 км. Он отлично прослеживается в склонах Днепровско-Донецкой и Причерноморской впадин по интенсивным магнитным аномалиям, связанным с железорудными формациями. Существование аналогичных магнитных аномалий, находящихся строго в створе Криворожско-Кременчугской зоны к северу и к югу от щита, позволяет предположить, что Криворожский разлом протягивается в фундаменте южной части Восточно-Европейской платформы на расстояние по крайней мере порядка 1000 км.

Затем можно выделить сквозные глубинные разломы, пересекающие мегаблоки, но также фиксируемые в соответствующих смещениях раздела Мохо. Эти разломы образовались позже, поскольку они наложены на основные мегаблоки и другие генеральные структуры щита, пересекают их. Таковы Конкский разлом, Сорокинская зона разломов и некоторые другие.

Широко распространены разломы, связанные с формированием складчатых структур. Обычно это надвиговые или взбросовые нарушения. Особенно наглядно они выражены в Криворожском синклинии, где они детально изучены благодаря большому числу имеющихся здесь подземных выработок и скважин.

Обширную группу разломов составляют нарушения, расположенные поперек или диагонально по отношению к складчатым формам. Они заполнены дайковыми телами диабазов, реже — ультрабазитами. Рои диабазовых даек особенно характерны в Кировоградском и Приднепровском блоках, где дайки нередко прослеживаются на десятки километров. Возраст этих разломов чаще верхнепротерозойский.

Особую группу нарушений представляют так называемые тектонометасоматические зоны, линейно вытянутые или изогнутые в плане. Обычно эти зоны выражены катаклазитами и заполнены щелочными метасоматитами, чаще альбититами. Они подчинены телам гранитоидов и залегают в их эндо- или экзоконтактах. По-видимому, тектонометасоматические зоны возникают на постмагматической гидротермальной стадии на заключительных этапах гранитизации и формирования гранитоидных массивов.

**Палеотектонические элементы — литосферные блоки.** В фундаменте Восточно-Европейской платформы ныне принято выделять отдельные блоки, явно различающиеся по признакам, о которых говорилось выше при характеристике мегаблоков Украинского щита. Пожалуй, наиболее определенно выделяются блоки с весьма характерными ступенями метаморфизма: гранулитогнейсовые и гранито-зеленокаменные. Вместе с тем эти блоки могут рассматриваться и в палеотектоническом аспекте. Среди них могут быть выделены блоки с древнейшей промежуточной корой, содержащей реликты океанской коры, с возрастом 3800—2800 млн. лет и блоки со зрелой континентальной корой с возрастом 2800—1700 млн. лет. Анализ формационных типов мегаблоков и их сопоставление позволяют в первом приближении наметить пояса бывших ультрабазито-базальтовых ассоциаций, отвечающих океанской коре, и обломки литосферных плит с шовными зонами их стыкований. Можно думать, что объединение первичных литосферных блоков привело в конечном итоге к формированию древних платформ.

На Украинском щите установлены по крайней мере две зоны "столкновения" бывших островных дуг — Немировская и Тальновская, которые были унаследованы одноименными глубинными разломами. Выделяется архейский рифтогенный бассейн, реликты которого распознаются в гранито-зеленокаменной области Приднепровского мегаблока. Амфиболиты и ортосланцы зеленокаменных поясов этого блока петрохимически подобны толеитовым базальтам срединно-океанических хребтов [5] и отличаются от последних только несколько повышенным содержанием закисного железа. Территория зеленокаменных поясов в архее явилась конструктивной областью наращивания древней океанической коры. Затем на стадии сжатия в этой рифтогенной области в верхнем архее была сформирована континентальная кора в виде слоя тоналитов и гранодиоритов, магматически заместивших древнейшие базальтоиды. О бывшей рифтогенной природе гранито-зеленокаменной области свидетельствуют, помимо ее ультрабазито-базальтовых ассоциаций, также и другие данные: двусторонняя симметрия складчатых структур с расположением ее оси в районе, где ныне находится Сурская синклиналичная зона; резкое уменьшение мощности земной коры в этой зоне до 28 км, тогда как в направлении краевых зон — Криворожской и Орехово-Павлоградской — мощность коры возрастает до 65—70 км [10].

Можно думать, что минимальная мощность коры отвечает зонам протрузий ультрабазитов на рифтогенной стадии — в интервале времени 3500—2800 млн. лет, а резкое увеличение мощности коры в краевых зонах произошло на стадии сжатия и формирования плагиогранитоидов и при сжатии здесь коры и образовании кордильер в виде вытянутых поднятий гранитов. Одно из них примыкало с востока к Криворожско-Кременчугской синклиналичной зоне, а второе находилось в районе, примыкающем к Орехово-Павлоградскому разлому. Поскольку Орехово-Павлоградский и Криворожский разломы унаследовали бывшие здесь зоны поглощения коры, можно предположить, что вдоль них располагались активные окраины бывших микроконтинентов, ограничивавших Приднепровскую рифтогенную область. Реликты же этих архейских протоконтинентальных массивов обнаруживаются в Кировоградском и Приазовском мегаблоках. Как уже отмечалось выше, на краю последнего, в Орехово-Павлоградской зоне, обнаружены тоналиты с изотопными датами около  $3700 \pm 100$  млн. лет. Вероятно, плагиогранитоиды представляют остатки некогда бывшей здесь древнейшей континентальной коры, подобной гнейсам Амитсок в Гренландии и гнейсам Мортон-Монтевидео в долине р. Миннесота.

**Основные элементы строения земной коры.** В земной коре Украинского щита, по геофизическим данным [10, 11], выделяются два характерных сейсмических горизонта: на глубине около 45 км и протяженная отражающая поверхность на глубине около 15 км. Первый из них представляет собой раздел Мохо с граничными скоростями около 8 км/с. Происхождение поверхности, находящейся в гранитном слое коры, неясно. Возможно, это изофацильная поверхность, разделяющая породы амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Отмечается довольно резкая расчлененность раздела Мохо со ступенчатыми перепадами величиной до 10 км.

Максимальная мощность земной коры установлена восточнее Кри-

вого Рога (до 70 км) в районе Орехово-Павлоградской полосы и в Побужьи, к западу от Голованевска.

Исходя из данных ГСЗ [10, 11], с учетом магнитометрических данных [9], в земной коре Украинского щита можно выделить три слоя и подстилающие их ультрабазиты верхней мантии. Мощность каждого слоя в среднем 15 км. Первый слой — гранитный — является в целом более поздним, как бы новообразованным по отношению к подстилающим. Разрез первого слоя и его формационные типы, о которых уже шла речь, известны, поскольку слой этот обнажен в складчатых структурах щита. Снизу он ограничен протяженной отражающей поверхностью, упоминавшейся выше.

Второй слой — гранито-базитовый — содержит гранитоиды и основные породы. В качестве его основания приняты условные глубины, на которых фиксируются граничные сейсмические скорости, свойственные геофизическому "базальтовому" слою. По всей вероятности, в этом слое исходным субстратом явились базальтоиды архейской протокры. Ныне же их метаморфические аналоги во втором слое представлены породами в гранулитовой фации. При этом они включают также остаточные породы, образовавшиеся в итоге выноса из них гранитизирующих компонентов.

Третий слой — базитовый. Возможно, он образовался вследствие миграции раздела Мохо вниз в ходе формирования континентальной коры. Не исключено, что этот слой представляет собой несколько разуплотненную бывшую верхнюю мантию и сложен отчасти серпентинизированными ультрабазитами. Более подробная характеристика слоев земной коры Украинского щита приведена в одной из недавних наших работ [6].

**Этапы формирования земной коры Украинского щита.** Выделенные слой-оболочки земной коры формировались поэтапно путем замещения первичной океанской коры, главным образом ее первого и второго слоев, и образования в итоге сиалического слоя, присущего континентальной коре. Можно наметить несколько крупных исторических этапов в этом процессе.

1. Начало образования континентальной коры за счет океанской. Формирование раннеархейской протоконтинентальной коры мощностью около 15 км (3800—3500 млн. лет назад).

2. Раскрытие протоконтинентальной коры и начало формирования гранито-зеленокаменной области (район Среднего Приднепровья, 3500 млн. лет назад).

3. Утолщение коры в краевых частях смежных микроконтинентов, вызванное скучиванием ее в зонах поглощения. Нарастание коры вследствие формирования плагитогранитных и гранодиоритовых куполов и валов на стадии сжатия и закрытия рифтогенной области Среднего Приднепровья (3000—2700 млн. лет назад).

4. Дальнейшее нарастание верхнего новообразованного слоя и формирование зрелой континентальной коры, гранитизация супракrustальных осадочно-метаморфических пород (2700—1700 млн. лет назад). К этому времени была создана континентальная земная кора Украинского щита, мало отличающаяся по составу и мощностям от ее нынешнего облика.

Плагитограниты и существенно пироксеновые гнейсы и сланцы Приазовского блока, по всей вероятности, частично представляют собой протокон-

тинентальную кору — наиболее древние образования раннего докембрия. Им могут быть противопоставлены существенно калиевые граниты. Наиболее поздние из них — гранитоиды коростенского комплекса — возникли на этапе тектономагматической активизации, охватившей к тому времени (около 1700—1600 млн. лет назад) Восточно-Европейскую платформу.

#### ЛИТЕРАТУРА

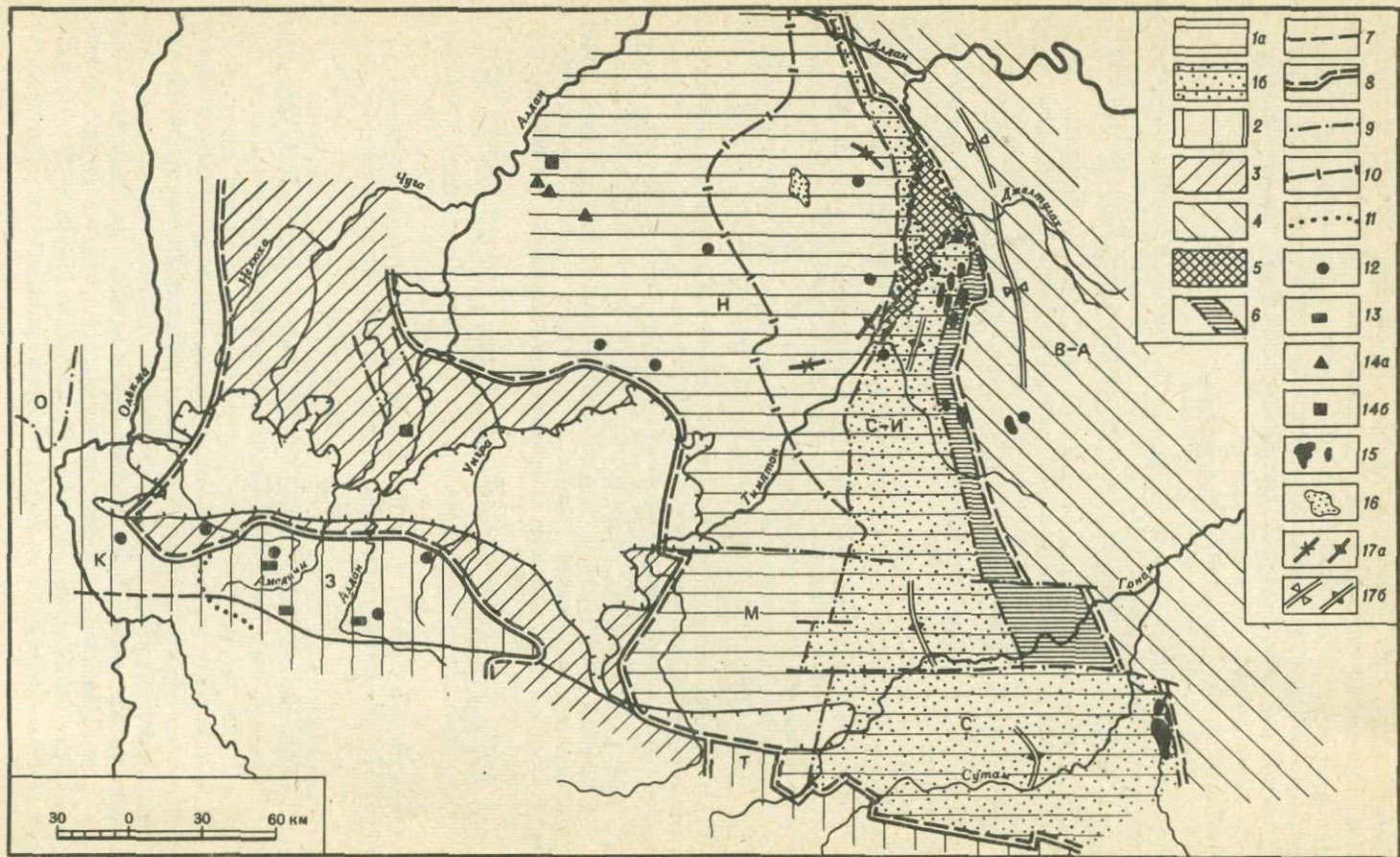
1. Бибикова Е.В., Макаров В.А., Грачева Т.В., Лесная И.М. Изотопный возраст андербитов Побужья. — Докл. АН СССР, 1982, т. 263, № 1, с. 159—162.
2. Геология Криворожских железорудных месторождений. Киев: Изд-во АН УССР, 1962. Т. 1. 448 с.; Т. 2. 566 с.
3. Геохронология докембрия Украины. Киев: Наук. думка, 1965. 261 с.
4. Каляев Г.И. Стратиграфия Украинского щита на основе тектонических и формационного принципов. — Геол. журн., 1970, т. 30, вып. 6, с. 116—128.
5. Каляев Г.И. Земная кора Украинского щита и тектоника плит. — Геол. журн., 1976, т. 36, вып. 1, с. 29—41.
6. Каляев Г.И. Состав и этапы развития земной коры Украинского щита. — Геол. журн., 1974, т. 44, № 1, с. 99—110.
7. Каляев Г.И., Крутиховская З.А., Рябенко В.А. и др. Тектоника раннего докембрия Украинского щита. — В кн.: Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л.: Наука, 1980, с. 18—32.
8. Каталог изотопных дат пород Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1978. 224 с.
9. Крутиховская З.А., Пашкевич И.К., Силина И.М. Магнитная модель и структура земной коры Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1982. 212 с.
10. Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Трипольский А.А. Тектоническое районирование Украинского щита в свете данных глубинных геофизических исследований. — Геол. журн., 1972, т. 32, вып. 4, с. 3—11.
11. Структура земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований. Киев: Наук. думка, 1980. 206 с.
12. Тектоника Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1972. 229 с.
13. Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Мельникова Г.Л. и др. Геохронология Алданского докембрия. — Геохимия, 1967, № 3, с. 284—289.
14. Чекунов А.В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1972. 175 с.
15. Щербак Н.П. Петрология и геохронология западной части Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1972. 279 с.
16. Щербак Н.П., Барницкий Е.Н., Луговая И.П. Изотопная геология Украины. Киев: Наук. думка, 1981. 246 с.

УДК 551.24:551.71 (571.56)

В.Л. ДУК, В.И. КИЦУЛ

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ АЛДАНСКОГО ЩИТА

В метаморфических комплексах раннего докембрия Южной Якутии установлено многократное проявление деформационных и метаморфических событий [8, 9, 11, 12]. Именно эти события привели к статистически параллельному расположению ранее непараллельных границ толщ и к возникновению многочисленных, часто складчато-деформированных вязких разрывов, в том числе и тектонических границ между комплексами. В породах возникли разновозрастные системы сланцеватости и по-



лосчатости. Тектонические границы были неоднократно деформированы и на значительном протяжении приобрели вид смятых в складки поверхностей стратиграфических несогласий [11]. В области развития ареального гранулитового метаморфизма были выделены структурно-метаморфические парагенезисы, изучена последовательность их формирования, а в пределах гранулитовых комплексов были выявлены области или сегменты с различными термодинамическими режимами метаморфизма [12–14].

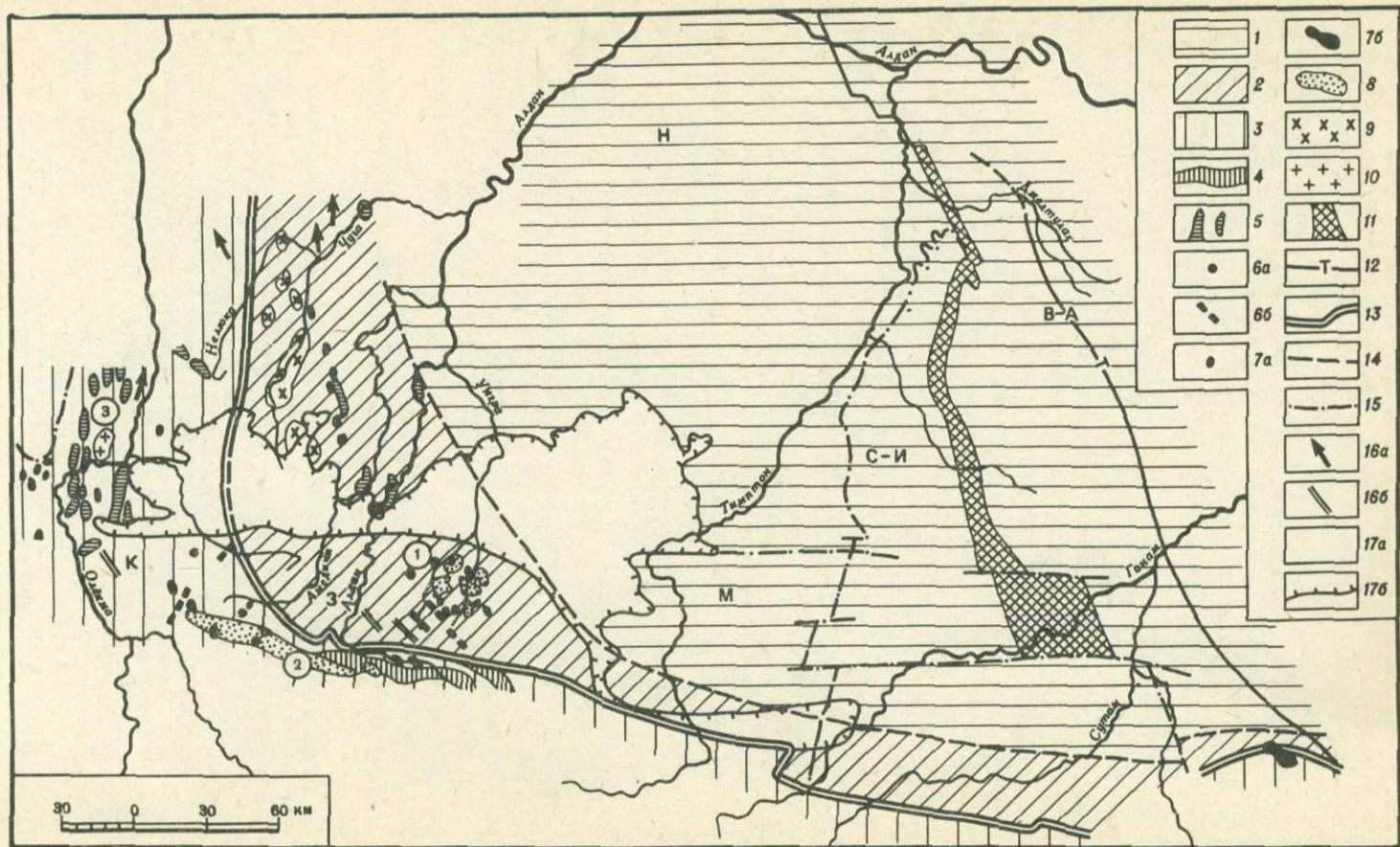
Все это заставило ввести в историко-геологический принцип анализа геологических явлений структурно-геологические и структурно-метаморфические критерии. Были составлены структурно-возрастные шкалы. В этих шкалах возраст складчатости определялся не только по возрасту деформируемых толщ и отношений деформаций к интрузивным телам, но прежде всего на основании возрастных соотношений между структурными формами [8–12, 15]. Выделяемые таким образом границы независимы от границ эпох седиментации и с трудом с ними коррелируются. Возрастное положение метаморфических комплексов устанавливалось по их отношению к эпохам эндогенной активности, выраженным в деформационных, метаморфических и магматических событиях, скоррелированных на основе региональной структурно-возрастной шкалы.

При построении региональной шкалы структурно-возрастные шкалы участков детального структурного картирования коррелировались на основании прослеживания опорных поверхностей, являющихся общими точками отсчета в сопоставляемых шкалах. Легко прослеживаемыми поверхностями отсчета оказались складчато-деформированные поверхности разрывов различного возраста, осевые поверхности крупных линейных складок и сами зоны линейной складчатости. Корреляция вкрест простирающихся складчатых структур осуществлялась путем составления структурных профилей с последовательной расшифровкой возрастных соотношений всех структурных форм. Следует подчеркнуть, что при переходе от структурного анализа небольших участков к анализу обширных площадей развития метаморфических комплексов мы встретились с ситуацией, когда в различных частях региона одновозрастными оказались структуры разного плана. Выяснилось, что отдельные группы складок проявлены локально или прерывисто.

Согласно полученным данным раннедокембрийские образования Ал-

Рис. 1. Структурно-фациальные зоны и эндогенные процессы алданского этапа

1–4 – сегменты земной коры и структурно-фациальные зоны: 1 – Центральноеалданский, возникший на месте Центральноеалданской (а) и Иджико-Сутамской (б) структурно-фациальных зон, 2 – Олекминско-Южно-Алданский, 3 – Западно-Алданский, 4 – Восточно-Алданский; 5 – толщи Восточно-Алданской зоны в аллохтонном залегании; 6 – Иджико-Куямская зона; 7, 8 – границы структурно-фациальных зон (7) и сегментов (8); 9 – границы блоков; 10 – восточная граница распространения кварцитов в Центральноеалданской зоне; 11 – границы курультинской и зверевской толщ; 12 – метагипербазиты; 13 – гиперстенные и двупироксеновые лейкосланцы, анортзитоподобные; 14 – мелкие (а) и крупные (б) тела ортосланцев; 15 – массивы габбро, габбро-диоритов, метаморфизованных в гранулитовой фации; 16 – гиперстенные метадиориты; 17 – осевые поверхности главных алданских син- и антиформных складок (а) и син- и антиклинорий (б). Блоки: О – Оломокитский, К – Курультинский, З – Зверева, Т – Тантракский, Н – Нимнырский, М – Мелемкенский, С-И – Сеймско-Иджекский, С – Сутамский, В-А – Восточно-Алданский



данского щита формировались в течение пяти циклов (эпох) эндогенной активности. Различаются алданский (I, II — > 3000 млн. лет), становой (III — 2900–2700, IV — 2050–1950 млн. лет) и тасмизлинско-удоканский (V ≈ 1800 млн. лет) этапы (мегациклы) развития (U—Pb изохронный метод по цирконам).

При тектоническом районировании метаморфических комплексов Алданского щита нами, как и в предыдущих исследованиях [7, 21], в качестве главного рубежа принято время заложения Олекмо-Станового подвижного пояса, являющегося структурой, явно наложенной на Алданский мегакомплекс. Пояс пересекает в алданском мегакомплексе формационные границы и границы сегментов с различными термодинамическими режимами метаморфизма (рис. 1, 2).

Алданский этап (I, II циклы). В супракрустальных толщах алданского мегакомплекса, известных как иенгрская, тимптонская и желтулинская серии [17], выделены структурно-фациальные зоны двух возрастных уровней (см. рис. 1). Неоднородность формационного состава толщ алданского мегакомплекса как по латерали, так и по разрезу очевидна и неоднократно отмечалась многими исследователями [25–28]. Новым по сравнению с предыдущими схемами является выделение ранее включавшегося в состав свит нестратифицированного инфракрустального комплекса тоналитового и гранитного состава (занимает около 50% исследованной территории), установление объема и возрастного положения выделенных структурно-фациальных зон.

К ранним (I<sup>1</sup>) структурно-фациальным зонам нами отнесены Центральноалданская область и Олекминско-Южно-Алданская подвижная зона, резко различающиеся обстановками формирования слагающих их толщ. В Центральноалданской области геологическая история начинается с отложения в вулканической тектонической обстановке [26] высокозрелых и глубокодифференцированных осадочных отложений (курумканская толща) — продуктов глубокого химического выветривания пород гранитоидного состава, представленных кварцитами и высокоглиноземистыми гнейсами (стратотип верхнеалданской свиты). Границы различных ассоциаций пород осадочной толщи, а также ее граница с инфракрустальным комплексом пересекаются основными сланцами — толеитовыми базальтами континентального типа [5], внедрившимися в связи с активизацией области во время заложения поздних структурно-фациальных зон.

В этом же интервале времени в Олекминско-Южно-Алданской под-

Рис. 2. Структурные зоны и эндогенные процессы раннестанового периода

1 — Алданский мегаблок; 2 — Приолекмо-Пристановая зона активизации; 3 — Олекмо-Становой подвижный пояс; 4 — становая серия; 5 — тунгурчинская, булгуняхтакская и балаганакская серии; 6–10 — раннестановые интрузивно-магматические образования: 6 — мелкие тела (а) и зоны даек (б) метагипербазитов, 7 — мелкие тела (а) и массивы (б) метагабброндов и метадиоритов, в том числе участка Надвигового (I), 8 — массивы метамонцититов, метасиенитов и субщелочных гранитов, в том числе Кабактанский массив (2), 9 — субщелочные граниты, 10 — Усть-Олдонгинский массив гранодиоритов-плагногранитов (3); 11 — Иджеко-Нуямская зона; 12 — Тюркандинская зона; 13 — граница Олекмо-Станового подвижного пояса; 14 — граница Приолекмо-Пристановой зоны; 15 — границы блоков; 16 — шарниры (а) и осевые поверхности (б) главных складок III цикла; 17 — Чульманская мезозойская впадина (а) и ее границы (б). Остальные условные обозначения см. на рис. 1

вижной зоне происходило накопление курультинской и зверевской толщ. Для курультинской толщи, залегающей среди пород эндробитового инфракрустального комплекса, характерны различные ассоциации гранат-биотитовых, гранат-гиперстеновых плагиогнейсов (метаморфические аналоги граувакк, частью — глинистых осадков), двупироксеновых, двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев (аналоги толеитов) и плагиогнейсов. Присутствуют линзы магнетитсодержащих кварцитов и ультраосновных пород состава пироксенитов и пироксеновых коматитов. В зверевской толще в ассоциации с гранат-биотитовыми плагиогнейсами и высокоглиноземистыми гнейсами распространены известково-силикатные породы и отвечающие по составу толеитам основные кристаллические сланцы. Около 70% площади сложено двупироксеновыми, двупироксен-амфиболовыми кристаллическими сланцами и плагиогнейсами, нередко интрузивного облика, соответствующими дифференцированной андезито-базальтовой серии. Здесь единичны находки карбонатных пород и аналогов граувакк. Гиперстеновые плагиогнейсы, занимающие около 10% площади, образуют единый ряд с породами андезито-базальтовой серии. От гиперстеновых плагиогнейсов инфракрустального комплекса они отличаются большей фемичностью.

Последовавшая затем активизация тектонических движений привела к заложению новых подвижных зон северо-западного простирания — поздних ( $I^2$ ) структурно-фациальных зон: Западно-Алданской, Иджеко-Сутамской и Восточно-Алданской, обрамляющих с запада и востока более раннюю Центральноалданскую область. Установлено наложение Западно-Алданской зоны на Олекминско-Южно-Алданскую (см. рис. 1). Структуры ранних структурно-фациальных зон срезаются границами поздних зон. И хотя границы между структурно-фациальными зонами, в том числе и между поздними зонами, почти на всем протяжении имеют четко выраженный тектонический характер, тем не менее наблюдается согласованность структуры поздних структурно-фациальных зон с их внешними ограничениями. Так, вдоль западного контакта Западно-Алданской зоны прослеживается чугинская толща со специфической, только для нее характерной ассоциацией плагиоклаз- и диопсидсодержащих кварцитов, железистых кварцитов, карбонатных пород, диопсид-амфиболовых, амфиболовых сланцев и гранат-биотитовых ( $\pm$  силлиманит) плагиогнейсов.

В восточной части Западно-Алданской структурно-фациальной зоны накапливались высокодифференцированные терригенные отложения — кварциты, высокоглиноземистые гнейсы с незначительной ролью вулканитов, железистых кварцитов и карбонатных пород (амедичинская толща). В западной части зоны формировалась упомянутая выше вулканогенно-карбонатно-терригенная чугинская толща, где вулканиты представлены как толеитовыми и субщелочными базальтами, так и андезито-базальтами.

В Иджеко-Сутамской структурно-фациальной зоне шло накопление терригенных, преимущественно граувакковых и глинистых отложений — продуктов разрушения пород преимущественно основного состава (гранат-гиперстеновые плагиогнейсы, гранат ( $\pm$  силлиманит)- и кордиеритсодержащие плагиогнейсы и гнейсы — высокомагнезиальные породы с преобладанием  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$ ). В меньшей мере распространены кварциты, обычно с гранатом, железистые кварциты и карбонатные породы,

а также вулканиты (основные кристаллические сланцы), представленные толеитовыми базальтами, их туфами и туфами с переходами к пикрито-базальтам и пикритам (сеймская толща). В алданском мегакомплексе, только в этой зоне, встречены основные кристаллические сланцы толеитового состава с нефракционированным (плоским) распределением редких земель, подобные малоглубинным толеитам зеленокаменных поясов.

В Восточно-Алданской структурно-фациальной зоне накапливались преимущественно граувакки, гранат-биотитовые ( $\pm$  силлиманит) плагиогнейсы при подчиненной роли карбонатных пород, редко кварцитов. Имел место и незначительный по масштабу толеитовый магматизм. На всем протяжении Олекминско-Южно-Алданской зоны в период развития поздних структурно-фациальных зон, по-видимому, сохранился режим подвижной области и продолжались нисходящие вертикальные движения, поскольку толщи этой зоны на заключительной стадии развития поздних структурно-фациальных зон испытали наиболее низкоградиентный гранулитовый метаморфизм (см. ниже). К началу заключительной стадии развития поздних структурно-фациальных зон и отложения толщ верхнего комплекса алданского мегакомплекса толщи нижнего комплекса были деформированы, а возможно, и метаморфизованы в результате проявления I иенгрского, или дофедоровского, цикла [11, 12]. Именно эта фаза складчатости была принята нами в ранних работах за границу между тектоническими циклами [10–12].

На заключительной стадии развития поздних структурно-фациальных зон в Восточно-Алданской зоне формировались ритмично-слоистые толщи с более высоким, чем в толщах ранней стадии, содержанием карбонатных пород (иджекская и кюриканская толщи). Основные кристаллические сланцы (вулканиты) соответствуют субщелочным и переходным к известково-щелочным высокоглиноземистым базальтам, а в кюриканской толще — и андезито-базальтам. Образованная в это же время федоровская толща, находящаяся в Центральноалданской области, возможно, в аллохтонном залегании (перемещена из зоны Иджеко-Куямского разлома), имеет карбонатно-вулканогенный, преимущественно вулканогенный состав. Вулканиты соответствуют субщелочным базальтам, андезито-базальтам, редко — дацитам [5]. В зоне Иджеко-Куямского разлома произошло внедрение субщелочных габбро, лейкогаббро, габбро-диоритов и диоритов, превращенных в кристаллические сланцы гранулитовой фации (см. рис. 1).

Неоднородность формационного состава алданского мегакомплекса по латерали, несомненно, свидетельствует о накоплении мегакомплекса в условиях дифференцированного тектонического режима. Смена толеитового базальтового вулканизма субщелочным, известково-щелочным базальтовым и андезито-базальтовым вулканизмом на поздних стадиях развития структурно-фациальных зон отражает направленную эволюцию тектонических условий его формирования — смену обстановок растяжения обстановками сжатия.

Кульминационные условия метаморфизма алданского мегакомплекса были достигнуты после накопления толщ в поздних структурно-фациальных зонах. Одновременно с кульминацией метаморфизма все толщи мегакомплекса подверглись совместным интенсивным деформациям

изоклинальные складки (II F<sub>1-3</sub>) [10, 11]. Выделяются сегменты земной коры, различающиеся по режиму глубинного петрогенезиса: Централь-ноалданский, Восточно- и Западно-Алданский, Олекминско-Южно-Алданский (см. рис. 1). В Центральноалданском сегменте, возникшем на месте ранней Центральноалданской области и поздней Иджеко-Сутамской рифтогенной зоны, породы алданского мегакомплекса метаморфизованы в условиях высокоградиентной гранулитовой фации, умеренной (Нимнырский блок) и повышенной (Мелемкенский и Сеймско-Иджекский блоки) глубинности, а в Сутамском блоке — наиболее глубинной и высокотемпературной гиперстен-силлиманит-гранитовой субфации. В Восточно-Алданском сегменте, а также в пределах ее аллохтона (см. рис. 1) кульминационный метаморфизм соответствовал гранулитовой фации повышенной глубинности и осуществлялся в более низкоградиентном, чем в Центральноалданском сегменте, режиме, судя по присутствию здесь граната в метабазитах и отсутствию парагенезиса гиперстена с кордиеритом.

В Западно-Алданском сегменте метаморфизм пород алданского мегакомплекса неоднородный. В восточной (амедичинская толща) части сегмента кульминационный метаморфизм соответствует гранулитовой фации повышенной глубинности переходного термодинамического режима от высоко- к низкоградиентному (присутствуют как гранат в метабазитах, так и парагенезис гиперстена с кордиеритом). В западной части этого сегмента, где распространены породы чугинской толщи, кульминационный метаморфизм соответствует условиям, переходным между гранулитовой и амфиболитовой фациями, умеренной глубинности (железистость граната в ассоциации с кордиеритом и (или) силлиманитом  $\geq 75$ ).

В расположенной западнее олекминской толще, находящейся в пределах Олекминско-Южно-Алданского сегмента, максимальный метаморфизм соответствует диопсид-альмандиновой субфации амфиболитовой фации. В Олекминско-Южно-Алданском сегменте кульминационный метаморфизм гранулитовой фации устанавливается в отдельных блоках (Оломокитский, Курультинский, Зверева, Тангракский, Иенгрский и др.) и отвечает низкоградиентной гранулитовой фации — биотит-силлиманит-гранатовой субфации повышенной глубинности, так как железистость граната в этом парагенезисе  $\leq 57$ , а в метабазитах широко развит гранат.

После достижения кульминационных по давлению условий прогрессивного метаморфизма и формирования ранних мигматитов, т.е., скорее всего, в период начала инверсии вертикальных движений, сформировались первые четко диагностируемые покровно-надвиговые структуры. Наиболее крупные из них выявлены на границах сегментов с различными режимами метаморфизма — Тимптонский и Алданский надвиги (см. рис. 1). Перемещение масс горных пород происходило с востока на запад. В зонах надвигов породы интенсивно расслаиваются в условиях регрессивной гранулитовой фации и превращены в карандашные гнейсы. Иногда образуются конгломератовидные породы (Алданский надвиг), описанные в качестве конгломератов верхнеалданской свиты [18]. В зоне Тимптонского надвига породы, аналогичные по составу и режиму метаморфизма Восточно-Алданской структурно-фациальной зоне, перекрыты Иджеко-Сутамскую зону и сохранились в аллохтонном залегании в районе

устья р. Иджек (иджекская толща). На границе Западно- и Центрально-алданского сегментов (Алданский надвиг) и внутри Западно-Алданского сегмента (Ярогинский надвиг) произошло искажение изометаморфических поверхностей (см. рис. 1), усилившееся во время формирования здесь надвигов с тем же направлением перемещения во время позднестановой активизации (IV цикл). В итоге в западной части Центрально-алданского сегмента оказались выдвинутыми не характерные для остальной части сегмента гиперстен-силлиманитовые парагенезисы, локализованные вблизи его западного тектонического шва. В зоне Ярогинского надвига оказались совмещенными породы амфиболитовой и гранулитовой фации. В западной, опущенной (притопленной), части пластины произошло увеличение параметров метаморфизма, выразившееся в замещении жедрита гиперстен-кордиеритовым симплектитом с выделением рудной фазы.

На границе Центрально- и Восточно-Алданского сегментов образовалась система линейных складок, охватившая всю Иджеко-Сутамскую структурно-фациальную зону — Гоначо-Сутамский антиклинорий [11] — и прилегающую к ней часть Восточно-Алданской зоны — Сутамский синклинорий. По отношению к расположенным во внутренних частях этих сегментов крупнейшим овальным структурам зона линейных складок является надпорядковой структурой, равной по своей протяженности выделяемым сегментам. Овальные (куполовидные) структуры в центральной части Алданского щита (Нимнырский блок) стали известны после исследований Л.М. Минкина [22]. Автономному развитию куполовидной структуры (локальное гравитационное всплывание поднимающихся после инверсии плотностей сиалических масс) предшествовало формирование не менее двух систем линейных изоклинальных складок [12]. Становление купола происходило одновременно с формированием Гоначо-Сутамского антиклинория, несколько западывая по отношению к нему [11]. Воздымание земной коры в период формирования главных структур алданид способствовало генерации гранитных расплавов и их последующей кристаллизации [29]. Кратонизация алданид зафиксирована в завершающих II цикл структурах (II D<sub>5</sub>) — зоны вторичного рассланцевания с перекристаллизацией пород в условиях регрессивной гранулитовой фации.

**Становой этап (III, IV циклы).** В результате раннестановой активизации (III цикл) на месте Олекминско-Южно-Алданского сегмента (исключая блок Зверева) возник Олекмо-Становой подвижный пояс, а на месте Центрально- и Восточно-Алданского сегментов образовалась более консолидированная структура — Алданский мегаблок. Между этими различными структурами, на месте Западно-Алданского сегмента и блока Зверева, возникла промежуточная по тектоническому режиму Приолекмо-Пристановая зона (см. рис. 2). Заложение подвижного пояса сопровождалось внедрением в Приолекмо-Пристановой зоне специфических интрузивно-магматических комплексов, отражающих смену тектонических режимов от стабильных к активизированным и подвижным. Были образованы расслоенные дифференцированные массивы, сложенные метаморфизованными в амфиболитовой фации пироксенитами, горнблендитами, субщелочными габбро и гранодиоритами с преобладанием основных по-

род (участок Надвиговой<sup>1</sup>), а также массивы метаморфизованных в амфиболитовой фации монцитов, субщелочных гранитов и щелочных сиенитов типа Кабактанского.

Интенсивные нисходящие движения происходят только в Олекмо-Становом подвижном поясе, которому противопоставляется Алданский мегаблок. Реакции дезклогитизации в основных сланцах (гранат ← гиперстен + плагиоклаз), завершающие в Олекминско-Южно-Алданском сегменте алданский этап развития, сменяются в Олекмо-Становом поясе реакциями дистенизации в силлиманитсодержащих гнейсах и реакциями эклогитизации в основных сланцах алданского мегакомплекса. Последние являются первыми метаморфическими преобразованиями в мелких телах габбро, габбро-норитов, габбро-диоритов и в кабактанских сиенитах Олекмо-Станового пояса. Началу станового этапа соответствуют заложение Южно-Алданского разлома, внедрение каларских анортозитов, а также дайкообразных тел основных и ультраосновных пород состава базальтовых и перидотитовых коматиитов. Дайки образуют правые кулисообразные ряды (см. рис. 2), соответствующие ориентировке трещин отрыва при правосдвиговых смещениях по Южно-Алданскому разлому.

В III цикле происходило накопление в Становой зоне осадочно-вулканогенной становой, а в Олекминской зоне — тунгурчинской серии. Становая серия в верховьях р. Чульман представлена монотонной толщей амфиболсодержащих лейко- и мезократовых плагиогнейсов, реже сланцев, соответствующих по составу умеренно- и высокоглиноземистым субщелочным базальтам и андезит-базальтам. В верховье р. Алгомы в составе серии присутствуют гранат-биотитовые, иногда с дистеном, плагиогнейсы [1]. Тунгурчинская серия наблюдается в тектонических клиньях, возникших в позднестановое время (IV цикл). Судя по присутствию отдельных мелких выходов пород этой серии и за пределами этих полос, можно предполагать более широкое ее распространение, чем это наблюдается в настоящее время. Наиболее полный разрез тунгурчинской серии вскрывается в Сырьлырском клине. По данным Л.М. Богомоловой и В.Ф. Тимофеева, разрез серии представлен ритмичным чередованием метакarbonатных пород, метапсамитов и метапелитов с нарастанием терригенности вверх по разрезу. В средней части разреза присутствует пачка основных сланцев, железистых и безрудных кварцитов, кварцитов с гранатом и кумингтонитом, обычно сопоставляемая с барсалинской серией. Общая мощность разреза около 1000 м.

По петрохимическим данным, амфиболовые мелкозернистые сланцы соответствуют низко- и умеренноглиноземистым базальтам, а мономинеральные амфиболовые сланцы — пикрито-базальтам и пикритам. Основные сланцы частью являются интрузивными породами с реликтами бластоофитовой структуры.

На основании структурных исследований А.Л. Харитонова к этому же возрастному уровню можно отнести вулканогенную толщу Олондинской структуры. Среди вулканитов присутствуют коматииты (Олондинский зеленокаменный пояс). Возраст вулканитов среднего состава известко-

<sup>1</sup> Интрузия участка Надвиговой детально изучалась В.Д. Габышевым и Г.А. Габышевой, установившими ее расчлененный характер.

во-щелочной серии 2900 млн. лет (определение Е.В. Бибиковой — U—Pb изохронный метод по цирконам).

В Приолекмо-Пристановой зоне в III цикле происходило накопление булгуняхтахской и балаганаской серий, которые сохранились в тектонических клиньях, возникших в период позднестановой активизации, — зоны Реутова, Алдано-Килиерская (см. рис. 2, 3). Обе серии выделены из состава верхнеалданской свиты [16, 19, 22, 23]. Булгуняхтахская серия представлена глиноземистыми гнейсами, нередко с силлиманитом и реликтами ставролита в ассоциации с биотитовыми сланцами. В восточных выходах серии появляются инъекционные мигматиты и силлиманит-биотитовые микрогнейсы. На правом берегу р. Ярогу булгуняхтахская серия представлена кварцитами с прослоями глиноземистых сланцев и чередованием кварцитов и роговообманковых сланцев с линзами железистых кварцитов и карбонатных пород. По петрохимическим данным, гранат-биотитовые сланцы и микрогнейсы по соотношению щелочей ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ) и высокому содержанию Fe, Mg и Ca близки к парагнейсам тунгурчинской серии, а основные сланцы соответствуют толеитовым базальтам.

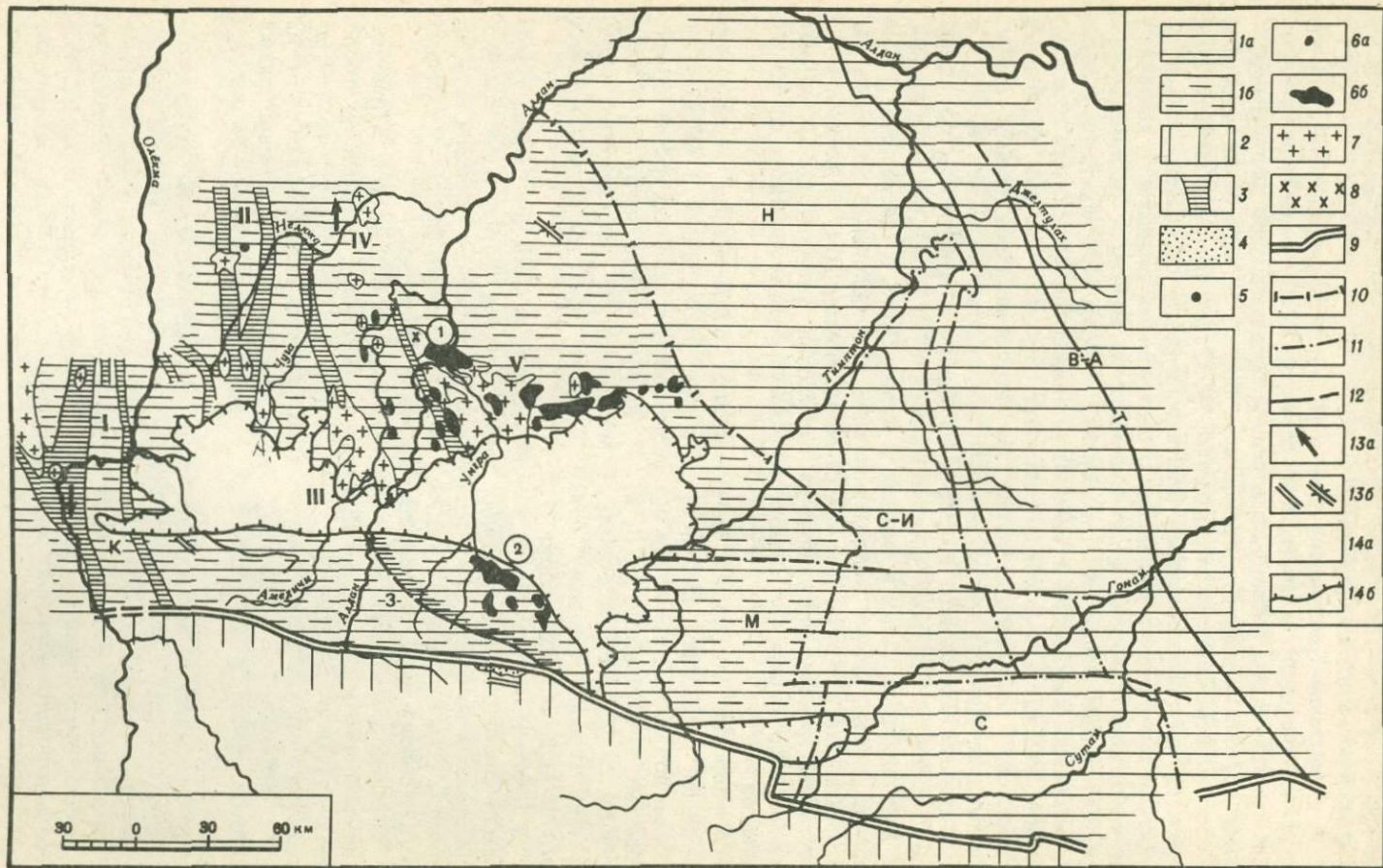
Балаганаская толща в нижнем течении р. Чуги, в районе устья р. Балаганах, представлена мелкозернистыми амфиболовыми сланцами. На правом берегу р. Алдан, где она ранее выделялась Л.М. Минкиным в качестве сагарской толщи нижнего протерозоя, распространены амфиболовые мелкозернистые сланцы с линзами гранат-биотитовых микрогнейсов.

В породах алданского мегакомплекса раннестановая складчатость наиболее интенсивно проявлена в блоках, находящихся в Олекмо-Становом подвижном поясе, где она происходила в условиях фации альмандиновых амфиболитов [1, 3, 8]. В Приолекмо-Пристановой зоне наложенная складчатость в алданском мегакомплексе ориентирована параллельно Олекмо-Становому поясу. Складки постепенно раскрываются вглубь Алданского мегаблока [1, 8, 9].

В Приолекминской зоне и в северо-восточной части хр. Зверева деформации происходили в условиях амфиболитовой фации, более высокоградиентной по сравнению с режимом метаморфизма в Олекмо-Становом поясе, а в блоке Зверева и в южной части Сутамского блока — в условиях регрессивной и высокоградиентной гранулитовой фации.

В породах тунгурчинской серии и ее возрастных аналогов в Приолекминской зоне к структурам III цикла, по-видимому, принадлежат ранние изоклинальные складки [4]. По данным микроструктурного—микронзондового изучения, выполненного А.П. Смеловым, метаморфизм во время их образования не превышал биотит-ставролитовой субфации ставролитовой фации и осуществлялся в дистен-силлиманитовой фациальной серии [24].

В Олекминской ветви пояса раннестановой магматизм завершается внедрением слабодифференцированных массивов гранодиоритов—плагиогранитов с возрастом 2700 млн. лет (U—Pb изохронный метод по цирконам, данные Е.В. Бибиковой), а в Приолекминской зоне — нормальных и субщелочных гранитов. Внедрение гранитов произошло после надвигания Алданского мегаблока на Олекминскую зону (см. рис. 2). Располагаясь среди пород гранулитовой фации, граниты содержат ксенолиты



типичных здесь только для Олекминской зоны диоритов, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации.

Формирование надвига сопровождалось левосдвиговыми смещениями по зоне Южно-Алданского разлома. В результате этих смещений породы Сутамского блока оказались ограниченными на юго-западе толщами Южно-Алданской структурно-фациальной зоны. Их метаморфические аналоги (более высокотемпературные и глубинные) известны внутри Становой зоны к юго-востоку от южной границы Гутамского блока (чагарская фация глубинности). По-видимому, и формирование покровно-надвиговых структур II цикла (перемещение с востока на запад) также сопровождалось аналогичными левосдвиговыми смещениями, происходившими вдоль северной границы Южно-Алданской зоны (Z-образный характер Западно-Алданской зоны). После завершения активных эндогенных процессов III цикла в образовавшемся Олекмо-Алданском геоблоке наступил длительный период кратонизации.

Позднестановая активизация тектонических движений (IV цикл) привела к возникновению в западной части геоблока тектонического режима зон диасхизиса. Возникли многочисленные шовные зоны (см. рис. 3). Началу позднестановой активизации соответствует внедрение в южном крае Олекмо-Алданского геоблока расслоенных дифференцированных интрузий габбро-диоритов и диоритов типа Бурпалинского массива. Несколько позднее, но до формирования надвигов произошло внедрение ультраосновных пород и дифференцированных интрузивных комплексов типа унгринского. Основной магматизм проявился главным образом в шовных зонах, расположенных на границах сегментов разноградиентного метаморфизма II цикла (подновленные зоны). Особенности распределения тел унгринского комплекса соответствуют возможным местам отслоения при правосдвиговых смещениях вдоль шовной зоны в месте ее коленообразного изгиба.

Затем последовало формирование покровно-надвиговых структур (перемещение покровов с востока на запад), сопровождавшееся заклиниванием (бороздой размещенные клинья) толщ тунгурчинской серии и ее возрастных аналогов в породах алданского мегакомплекса (см. рис. 3). Последние в зонах разрывов подверглись интенсивной бластомилонитизации в условиях, близких к изофациальным с максимальным метаморфизмом пород тунгурчинской, булгуняхтахской и балаганахской серий. В Темунякит-Тунгурчинской зоне метаморфизм осуществлялся в режиме кианит-силлиманитовой фациальной серии (биотит-ставролитовая субфация и фация биотит-мусковитовых гнейсов), в зонах Реутова

Рис. 3. Структурные зоны и эндогенные процессы позднестанового периода

1 — Олекмо-Алданский геоблок (а) и его активизированная область (б); 2 — Становая подвижная зона; 3 — зоны интенсивного расслабления и бластомилонитизации; 4 — чульманская серия; 5–8 — интрузивно-магматические образования IY цикла: 5 — метагипербазиты, 6 — мелкие тела (а) и массивы (б) метагаббро и метадиоритов, в том числе Унгринский (1) и Бурпалинский (2), 7 — граниты, 8 — плагиограниты унгринского комплекса; 9 — граница Становой зоны; 10 — граница активизированной области; 11 — границы блоков; 12 — главные разломы; 13 — шарниры (а) и осевые поверхности (б) главных складок IV цикла; 14 — Чульманская мезозойская впадина (а) и ее границы (б). I–V — зоны позднестановой активизации: I — Темунякит-Тунгурчинская, II — Барсалинско-Нелюканская, III — Реутова, IV — Алдано-Килиерская, V — Унгра-Дес-Мелемкенская. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

и Алдано-Киуиерской — в переходном режиме от кианит-силлиманитовой к андалузит-силлиманитовой фациальной серии (фация биотит-мусковитовых гнейсов, на востоке — гранат-кордиерит-ортоклазовая субфация амфиболитовой фации). Одновременно с кульминацией метаморфизма главным образом в шовных зонах проявился гранитоидный магматизм (см. рис. 3).

Интенсивная позднестановая складчатость в Олекмо-Алданском геоблоке проявлена прерывисто. Она приурочена к шовным зонам, которые после образования надвигов развивались как зоны смятия. Дифференцированные интрузии в этих зонах испытали метаморфическую перекристаллизацию и превращены в кристаллические сланцы и гнейсы. Тектонические контакты и плоскостные текстуры в этих разновозрастных группах пород смяты в субмеридиональные, а в Унгра-Дес-Мелемкенской зоне — в северо-западные, субширотные складки с субвертикальными осевыми плоскостями ( $IV F_2$ ). Эта группа складок наложена на западную часть Нижнетимптонской овальной (куполовидной) структуры. В Становой зоне складки  $IV F_2$  являются главными картируемыми структурами [8].

Супракрустальные толщи этого возрастного уровня в Олекмо-Алданском геоблоке неизвестны. К данной тектоно-магматической эпохе отнесена чульманская карбонатно-терригенно-вулканогенная (преимущественно толеитовые базальты, туффиты) серия.

По цирконам из габбро унгринского дифференцированного комплекса U—Pb изохронным методом определен возраст 2050 млн. лет.

**Тасмиэлинско-удоканский этап (V цикл).** Активные эндогенные процессы проявлены только в западной части кратона. На западе, в области поднятия, в Тасмиэлинском грабене происходило накопление преимущественно грубообломочных ритмично чередующихся пород с увеличением роли более мелкозернистых пород вверх по разрезу [4]. В Субганской рифтогенной структуре накапливались мощные толщи толеитовых высокожелезистых базальтов, а в верхней части разреза — глинистых пород. Общая мощность около 1000 м [2]. В Ярогинской структуре (внутренний прогиб) накапливались кварциты и метапесчаники. Присутствуют карбонатные породы и кислые эффузивы [23]. В краевой части структуры встречены метаконгломераты с галькой гранитов. Линзы амфиболовых сланцев соответствуют нормальным и субщелочным базальтам и андезито-базальтам. Метаморфизм зональный, во всех структурах совпадает с формированием главных складок  $VF_1$ , осуществляясь в режиме андалузит-силлиманитовой фациальной серии. Этим толщ тасмиэлинско-удоканского возрастного уровня отличаются от здесь же расположенных толщ тунгурчинского уровня, метаморфизованных в более низкоградиентных условиях. Толщ тасмиэлинского уровня локализованы в шовных структурах, наследующих зоны позднестановой активизации, но их тектонические границы занимают продольно-секущее положение относительно границ толщ тунгурчинского уровня. Резко различный формационный состав толщ тасмиэлинского уровня, зональный характер метаморфизма в разных структурах свидетельствуют об автономности и разнотипности структур.

Интрузивные породы представлены небольшими телами порфировид-

ных биотитовых и двуслюдяных гранитов местами с протоматической гнейсовидностью (Кэннэнейский массив). В Субганской структуре известны эгирин-рибекитовые щелочные граниты и диориты. Вблизи и за пределами шовных зон встречены дайки и небольшие штоки кварцевых диоритов, монцо-диоритов и сиенито-диоритов.

В рассматриваемом этапе имело место также накопление толщ в Ханинской и Олдонгинской структурах (аналоги Удокана). Окончательная кратонизация и затухание эндогенных процессов наступили на Алданском щите к началу отложения кебектинской серии (угуйский комплекс), залегающей с разрывом и угловым несогласием и представленной недислоцированными и неметаморфизованными песчаниками с конглобрекциями в основании.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Формирование древнейших комплексов Алданского щита происходило в условиях дифференцированного тектонического режима, выраженного в латеральной неоднородности разновозрастных формаций и термодинамических режимов метаморфизма. Существовали как зоны с признаками сиалического основания (Центральноалданский литоплент), так и зоны с чертами океанического сегмента (блок Зверева).

2. Устанавливается более древний возраст инфракрустального комплекса по отношению к поздним структурно-фациальным зонам. На рубеже 3 млрд. лет произошла поляризация структур с увеличением площадей относительно стабильных структур — Алданский мегаблок — и формированием протяженных подвижных поясов — Олекмо-Становой пояс.

3. В зоне Южно-Алданского разлома и в оперяющих его северо-западных разрывах начальным стадиям эндогенных циклов (III и IV) соответствуют правосдвиговые смещения (обстановки растяжения), а их поздним стадиям (обстановки сжатия) — левосдвиговые.

4. В ходе последовательной смены этапов эндогенной активности возрастала гетерогенность эндогенных процессов и происходило смещение областей их наиболее интенсивного проявления в направлении с востока на запад и с севера на юг. Интенсивное проявление на Алданском щите эндогенных процессов на рубеже 2–1,9 млрд. лет привело к его кратонизации.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Балаганский В.В. Раннедокембрийские эндогенные процессы района сочленения Алданского массива и Становой зоны. — В кн.: Геодинамические исследования. М.: Сов. радио, 1979, № 5, с. 30–45.

2. Березкин В.И. Метаморфизм нижнего протерозоя Алданского щита. Новосибирск: Наука, 1977. 120 с.

3. Богомолова Л.М., Тимофеев В.Ф. Микроструктурная ориентировка амфибола, гиперстена и диопсида из амфибол-двушироксенового плагиосланца серии Зверева. — В кн.: Структурная и метаморфическая петрология раннего докембрия Алданского щита. Якутск: Якут. фил. СО АН СССР, 1975, с. 42–45.

4. Богомолова Л.М., Тимофеев В.Ф. Тектоника "трогового" комплекса бассейна р. Олекма. — В кн.: Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения: Тез. Всесоюз. совещ. Новосибирск, 1983, с. 22–24.

5. Великославинский С.Д. Закономерности раннеархейского основного вулканизма центральной части Алданского щита. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1976, т. 105, вып. 1, с. 45–48.

6. Высокоградиентные режимы метаморфизма в развитии земной коры. Л.: Наука, 1982. 229 с.

7. Докембрийская тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1964. 128 с.

8. Дук В.Л. Алданский кристаллический массив и Становая складчатая зона (район хр. Зверева). — В кн.: Структурная эволюция метаморфических комплексов. Л.: Наука, 1977, с. 27–46.

9. Дук В.Л., Балаганский В.В., Зедгенцов А.Н. Последовательность деформаций в архейских образованиях Сутамского блока. — В кн.: Структурная и метаморфическая петрология раннего докембрия Алданского щита. Якутск: Якут. фил. СО АН СССР, 1975, с. 19–41.

10. Дук В.Л., Кицул В.И. Эндогенные режимы и особенности их проявления в гранулитовом массиве Алданского щита. — В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: Наука, 1980, с. 77–83.

11. Дук В.Л., Кицул В.И., Березкин В.И. Структуры и метаморфизм раннего докембрия Алданского щита в бассейнах рек Тимптон и Сутам. — В кн.: Геодинамические исследования. М.: Сов. радио, 1979, № 5, с. 5–29.

12. Дук В.Л., Салье М.Е., Байкова В.С. Структурно-метаморфическая эволюция и флогопитоносность гранулитов Алдана. Л.: Наука, 1975. 226 с.

13. Кицул В.И. Минеральные фации докембрийских метаморфических пород Алданского щита. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971, с. 71–91.

14. Кицул В.И., Богомолова Л.М., Дук В. Л. и др. Отражение тектонической структуры фундамента Алданского щита в метаморфических и минеральных фациях. — В кн.: Метаморфизм горных пород Урала. Свердловск, 1979, с. 41–46.

15. Кицул В.И., Дук В.Л., Балаганский В.В. и др. Эволюция эндогенных процессов в раннедокембрийских комплексах Алданского массива и Джунджуро-Становой складчатой области. — В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1983, с. 168–182.

16. Кицул В.И., Лазебник К.А. Геология и петрография докембрийских кристаллических образований района слияния рек Алдана и Унгры (к проблеме "Унгринского клина"). — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966, с. 135–158.

17. Коржинский Д.С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. — В кн.: Стратиграфия СССР. Л.: Изд-во АН СССР, 1939, т. 1, с. 349–366.

18. Кулиш Е.А. Конгломераты низов иенгрской серии алданского архея. — Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 4, с. 933–935.

19. Кулиш К.А., Березкин В.И. Литологические и геотектонические особенности метаморфического нижнепротерозойского комплекса Алданского щита. — В кн.: Литология и минералогия метаморфических комплексов Дальнего Востока. Хабаровск, 1976, с. 157–172.

20. Минкин Л.М. Некоторые вопросы методики картирования гранитизированных комплексов архея Алданского щита. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутии. Якутск, 1960, вып. 3, с. 125–129.

21. Неелов А.Н. Палеотектоника докембрия Сибирской платформы и некоторые закономерности развития докембрийских подвижных областей. — В кн.: Геология докембрия: МГК.ХХШ сес. Докл. сов. геол. Л., 1968, с. 41–50.

22. Реутов Л.М. Новый докембрийский трог в центральной части Алданского щита. — Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 6, с. 1411–1414.

23. Реутов Л.М. Докембрий центрального Алдана. Новосибирск: Наука, 1981. 184 с.

24. Смелов А.П. Последовательность минералообразования и оценка параметров метаморфизма в метапелитах "трогов" бассейна р. Олекмы. — В кн.: Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения: Тез. Всесоюз. совещ. Новосибирск, 1983, с. 115–116.

25. Травин Л.В. Стратиграфия и дометаморфические формации архея Алдано-Учурского междуречья (Алданский щит): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1975. 29 с.

26. Травин Л.В. Петрохимические и формационные особенности архейских метасадочных образований центральной части Алданского щита. — Литология и полезные ископаемые, 1977, № 3, с. 115–126.

27. Фрумкин И.М. Геологические комплексы нижнего докембрия Алданского

щита. — В кн.: Тектоника, стратиграфия и литология осадочных формаций Якутии. Якутск: Кн. изд-во, 1968, с. 73–85.

28. Фрумкин И.М. Архейская группа. — В кн.: Геология Якутской АССР. М.: Недра, 1981, с. 5–21.

29. Шкодзинский В.С. Генерация гранитных расплавов при метаморфизме. — В кн.: Структурная метаморфическая петрология раннего докембрия Алданского щита. Якутск: Якут. фил. СО АН СССР, 1975, с. 56–94.

УДК 551.24:551.71 (47)

Н.В. АКСАМЕНТОВА, С.В. БОГДАНОВА, П.А. ГАФАРОВ

## ТЕКТОНИКА ДОРИФЕЙСКОГО ФУНДАМЕНТА РУССКОЙ И СИБИРСКОЙ ПЛИТ

Современное понимание тектоники фундамента древних платформ в большой степени зависит от знания состава и строения погребенного фундамента плит. И это особенно важно для Восточно-Европейской и Сибирской платформ, в пределах которых плиты занимают гораздо более обширные пространства, чем щиты. Объем геолого-геофизической информации о строении фундамента Русской плиты, например, достиг сейчас такого уровня, что появилась реальная возможность подойти к решению целого ряда фундаментальных проблем тектоники древних платформ, которые до этого могли быть только намечены. Это проблема формирования земной коры крупных континентальных геоблоков в раннем докембрии; проблема влияния неоднородностей архейской литосферы на структурообразование в раннепротерозойский и более поздние этапы; проблема предопределенности заложения основных платформенных структур — щитов и плит. В районах неглубокого залегания фундамента выяснение закономерностей его строения имеет самостоятельное прикладное значение для поиска и разведки многих полезных ископаемых. Не менее важно оно и для районов с мощным осадочным чехлом, содержащим нефть, газ и разнообразные нерудные полезные ископаемые.

Основой для этой статьи являются материалы по фундаменту Русской плиты, где есть все возможности для сравнения строения фундамента в регионах с разной мощностью осадочного чехла (от 0 до 1 км в западных районах и более 1 км в восточных), где фундамент достигнут многими тысячами скважин, в том числе скважинами, вскрывшими его на глубину 1–3 км [1, 12, 13].

Практически на всей территории Русской плиты вещественные комплексы раннего докембрия с возрастом до 2–1,8 млрд. лет близки по составу и уверенно коррелируются с разновозрастными комплексами щитов [11, 15, 17]. Как в восточных, так и в западных районах плиты архейские комплексы являются по преимуществу высокометаморфизованными, гранулитовыми. Они сложены основными двупироксен-плаггиоклазовыми, амфибол-двупироксен-плаггиоклазовыми кристаллическими сланцами, ассоциирующими с ними метагабброидами, эндербито-гнейсами и гиперстеновыми плаггиогнейсами отрадненской, щучинской и других серий. Вверх по разрезу они часто сменяются умеренно- и высокоглиноземистыми гнейсами

в сочетании с основными кристаллическими сланцами и зулизитами (брянской, большечеремшанской, кулажинской серий).

Следует, однако, отметить, что при общем сходстве гранулитовых комплексов по набору слагающих их пород, минеральным парагенезисом и химизму разрезы гранулитов в разных частях Русской плиты существенно различаются количественными соотношениями главных типов пород, особенно по составу нижних частей их разрезов. Условно можно выделить metabазитовый (щучинская серия, қинельский комплекс отрадненской серии), метаандезитовый (нулратский комплекс отрадненской серии) и метапелито-базитовый (кулажинская, большечеремшанская, брянская серии) типы разрезов. Латеральная изменчивость гранулитовых образований является, по-видимому, отражением тектонической неоднородности земной коры, существовавшей уже в раннеархейскую эпоху. Вероятными возрастными аналогами гранулитов являются комплексы гранито-зеленокаменных областей — архейские плагигнейсы, серые гнейсы и метавулканисты зеленокаменных поясов (обоянская, михайловская, привятская серии). Все они слагают архейский структурный ярус фундамента Русской плиты. Его формирование завершилось в период 2,8—2,6 млрд. лет мощными процессами тектонического скучивания, метаморфизма и гранитообразования, в результате которых была создана латерально неоднородная протоконтинентальная кора. Она представляла собой сочетание гранулитогнейсовых и гранито-зеленокаменных структурных областей — наиболее ранних документированных неоднородностей архейской литосферы (рис. 1). Каждая из этих областей имеет свои неповторимые черты состава, строения и развития в архее и раннем протерозое, глубинного разреза земной коры, структурного рисунка верхних ее слоев. Сочетанием именно этих архейских структурных областей определяется внутренняя структура фундамента всей Восточно-Европейской платформы; они являются первопричиной современной структурно-вещественной дифференциации ее земной коры. В структуре фундамента Русской плиты четко выделяется Воронежская гранито-зеленокаменная область, переходящая южнее непосредственно в Приднепровский блок такого же типа на Украинском щите, и южное продолжение Карельской гранито-зеленокаменной области.

Состав осадочно-вулканогенных комплексов верхнего архея—нижнего протерозоя более разнообразен и зависит от типа архейской протокры. Гранулитогнейсовым областям свойственны выдержанные по площади лептитогнейсовые и сланцевые толщи с редкими пачками карбонатных, углеродистых и железисто-кремнистых пород (околовская, сармановская, унийская серии). Характерной особенностью гранито-зеленокаменных областей является заметно выраженная латеральная формационная изменчивость нижнепротерозойских разрезов от флишеидных песчанико-сланцевых до существенно вулканогенных и железисто-кремнистых, джеспиллитовых (воронцовская, лосевская, курская серии). Процессы метаморфизма и гранитообразования, проявившиеся в интервале 2—1,8 млрд. лет и особенно интенсивные в участках площадного развития мощных верхнеархейско-нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных толщ в западных районах Русской плиты, привели к формированию зрелой континентальной коры. Свидетельством этого являются типичные для нее вулканоплуто-

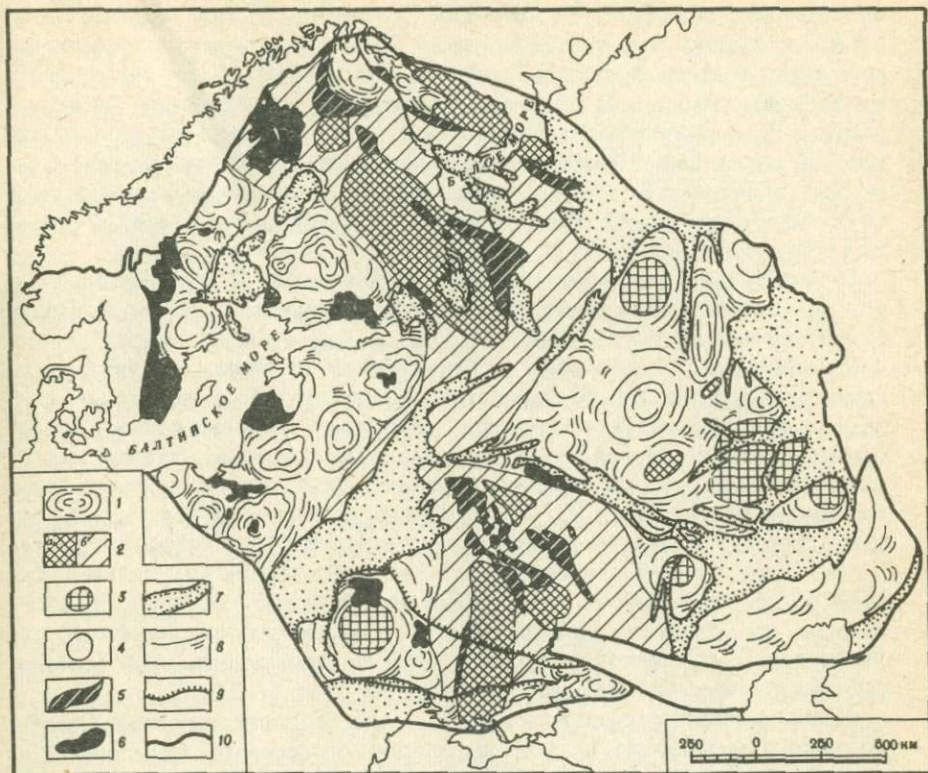


Рис. 1. Схема тектоники дорифейского фундамента Восточно-Европейской платформы [3]

1 — гранулитогнейсовые области архея, включая предполагаемые под свекофенским комплексом; 2 — гранито-зеленокаменные области архея, стабильные в раннем протерозое (а) и подвижные в позднем архее — раннем протерозое (б); 3 — гранулитогнейсовые ядра раннепротерозойских гранулитогнейсовых овоидов и куполов; 4 — гранито-гнейсовые купола; 5 — вулканические пояса раннего протерозоя, предположительно рифтогенные; 6 — вулканоплутонические ассоциации конца раннего протерозоя — рифея; 7 — авлакогены и впадины рифея и предположительно конца раннего протерозоя; 8 — структурные элементы гранулитогнейсовых областей; 9 — границы щитов; 10 — граница платформы

нические ассоциации габбро-анортозитов, гранитов-рапакиви, риолитов и трахириодацитов, а также наземно-континентальные молассовые комплексы с возрастом 1,8–1,65 млрд. лет. Примечательна приуроченность этих ассоциаций только к западной части Восточно-Европейской платформы, тогда как в ее восточной части в этот этап происходило заложение крупных авлакогенов с характерными для них красноцветными молассоидными отложениями и траповым магматизмом.

Результаты детальных геолого-геофизических исследований фундамента таких хорошо разбуренных гранулитогнейсовых областей Русской плиты, как Волго-Уральская и Белорусско-Прибалтийская, приводят к существенным переменам в сложившихся представлениях о структуре фундамента большей части платформы. Становится все более очевидным, что традицион-

ная методика интерпретации мозаичных и линейных типов геофизических полей, использующая тектонические образы только структур раннего докембрия восточной части Балтийского щита [8, 10, 15, 17], не удовлетворяет новым данным. И это понятно, если принять во внимание, что в фундаменте Русской плиты преобладают гранулитогнейсовые области, а Балтийский щит в большей своей части является примером гранито-зеленокаменных областей. Линейные и изометричные (мозаичные) формы в этих двух типах структурных областей раннего докембрия имеют разное геологическое содержание [1, 4].

Различия геофизических структур земной коры Волго-Уральского и других регионов Восточно-Европейской платформы и их соотношения со времен первых геолого-геофизических обобщений А.Д. Архангельского и Н.С. Шатского связывались с возрастной гетерогенностью внутренней структуры фундамента. Большинство исследователей (и авторы до последнего времени) считали и считают "мозаичные" геоблоки и блоки с автономным строением архейскими срединными массивами, а линейные зоны — расчленяющими их свекофенокарельскими складчатыми поясами ортогеосинклинального типа [8, 10, 14]. Однако анализ строения и развития таких хорошо разбуренных структур фундамента Волго-Уральского региона, как Средневожский, Волго-Камский мегаблоки, Окско-Волжский и Верхневятский блоки (архейские срединные массивы), и разделяющих их Владимирско-Казанской и Камско-Вятской линейных зон предполагаемых свекофенокарелид показал возможность иной тектонической интерпретации этих геофизических структур [1, 3].

Были выяснены следующие главные особенности строения Средневожского мегаблока: 1) концентрически-кольцевое распределение гравитационно- и магнитоактивных масс, обуславливающее мозаичный тип геофизических полей, что особенно четко проявилось при корреляционном анализе гравитационного и магнитного полей; 2) согласно приподнятое положение всех границ раздела земной коры и границы М, резкое разделение слоев земной коры по плотности и ее сокращенная мощность, отсутствие корреляции плотностных неоднородностей верхних и нижних горизонтов земной коры, указывающие на вторичный характер границ раздела; 3) четкое совпадение концентрически-кольцевой геофизической структуры мегаблока с раннепротерозойской метаморфической зональностью кольцевого распределения зон умеренно- и высокоградиентного метаморфизма, наложенных на архейский гранулитовый субстрат, наиболее сохранившийся от переработки в ядре структур; 4) характерное сочетание кольцевых и радиальных разломов, контролирующих зоны раннепротерозойского метаморфизма, положение осадочно-вулканогенных комплексов нижнего протерозоя, участки интенсивного раннепротерозойского гранито- и куполообразования; 5) резко секущий характер раннепротерозойского структурного плана относительно архейской линейно-складчато-блоковой структуры, выдержанной для большей части Волго-Уральского региона в северо-восточных простираниях.

В структуре Средневожского мегаблока, таким образом, четко выделяются архейское гранулитовое ядро и внешний кольцевой "гранито-гнейсовый" пояс, где в основном сосредоточены раннепротерозойские комплексы.

В строении других "архейских" массивов — Окско-Волжского, Верхневятского — участвуют те же архейские и раннепротерозойские комплексы, что и в строении Средневолжского мегаблока, но последние группируются вместе с гранитоидами раннего протерозоя и метаморфитами высокоградиентного типа в ядре структур. Эти структуры отличаются от гранито-гнейсовых куполов внешнего гранито-гнейсового пояса Средневолжского мегаблока только гигантскими размерами и, по всей вероятности, принадлежат аналогичному поясу другого мегаблока — Волго-Камского. Гранулитовое ядро этой структуры предполагается в зоне Среднерусского авлакогена, но там слишком мало данных бурения, чтобы с уверенностью оконтурить область развития гранулитов архея.

Полученные новые данные позволили сделать вывод, что несмотря на различия строения оба типа "архейских" массивов являются гнейсо-купольными новообразованными структурами раннего протерозоя. Наблюдаемые блоковые формы этих структур с жесткими ограничениями по зонам разломов сформировались в авлакогенный этап и в теснейшей связи с развитием линейных зон. До этого этапа в раннем протерозое, если судить по типичным для мегаблока раннепротерозойским комплексам, границы этой структуры были намного шире и прослеживаются внутри линейных зон (рис. 2).

Установление вторичной природы "архейских" массивов объяснило многие особенности состава и строения фундамента линейно-дугообразных зон "свекофенокарелид". Для всех линейных зон фундамента Волго-Уральского региона независимо от их соподчиненности [3] установлены следующие главные признаки: 1) преимущественное распространение архейских комплексов и редкость нижнепротерозойских, иногда представленных метаморфизованными корами выветривания (кианитовые сланцы кукморской серии); 2) редуцированный характер наложенного раннепротерозойского метаморфизма низкоградиентного типа, приведшего в основном к межблоковым динамометаморфическим преобразованиям архейского гранулитового субстрата; 3) симметрия строения, в особенности линейных зон первого порядка (Владимирско-Казанской, Камско-Вятской), и локализация раннепротерозойской эндогенной переработки в осевой части зон, тогда как в их краевых частях широко развиты архейские гранулиты; 4) наложение в краевых частях линейных зон типичных для них протяженных региональных зон разломов на более раннюю радиально-кольцевую систему разломов, принадлежавших раннепротерозойской структуре мегаблоков и блоков; 5) непосредственные переходы разломов линейных зон в разломы смежных мегаблоков и блоков, указывающие на единство динамического развития обоих типов структур; 6) постоянная приуроченность грабенообразных линейных впадин раннего протерозоя (?) — рифея к осевым частям линейных зон.

Линейно-дугообразные зоны первого порядка, достигающие в поперечнике 200 км, специфичны и по составу архейского субстрата: здесь в основном распространены образования отрадненской серии "метаандезитового" состава (нурлатский комплекс эндербито-гнейсов), а осадочно-вулканогенная "метаосадочно-толеитовая" большечеремшанская серия мегаблоков сменяется типичными разрезами метакоматитов архейских зеленокаменных поясов [3, 5]. Иными словами, основанием линейных зон

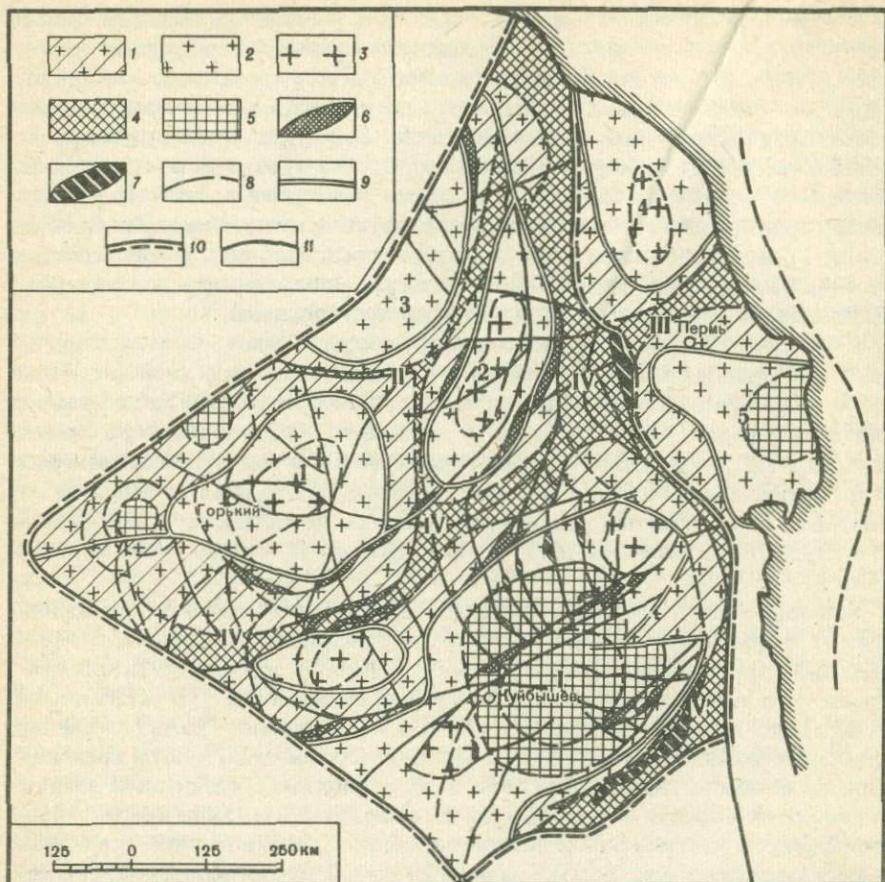


Рис. 2. Схема тектоники дорифейского фундамента Волго-Уральской области [3]

1 — гранулитогнейсовые ооиды и купола раннего протерозоя; 2 — то же, переработанные в линейных зонах; 3 — гранитные ядра куполов; 4 — гранулитовые ядра ооидов; 5 — линейные зоны; 6 — тела габбро-норит-анортозитов позднего архея; 7 — осадочно-вулканогенные структуры раннего протерозоя; 8, 9 — границы структур: 8 — 2-1,9 млрд. лет назад, 9 — современные; 10 — граница Волго-Уральского сегмента литосферы; 11 — граница Уральской складчатой системы. Мегаблоки и линейные зоны I порядка: I — Средневолжский, II — Волго-Камский, III — Приуральский, IV — Владимирско-Казанская и Камско-Вятская, V — Токаревско-Уфимская; блоки: 1 — Окско-Волжский, 2 — Верхневятский, 3 — Опаринский, 4 — Верхнекамский, 5 — Красноуфимский

первого порядка могут являться гранито-зеленокаменные структурные области архея. Этому отвечают увеличенная мощность земной коры, плавные переходы от слоя к слою, часто несогласное положение границ раздела, устойчивая высокая корреляция плотностных характеристик нижних и верхних горизонтов земной коры, говорящая о сохранности структуры земной коры с архея или о весьма незначительном ее преобразовании.

По этим признакам линейные зоны предпологаемых свекофеннокарерид, разделяющие мегаблоки, являются остаточными пространствами архейской протоконтинентальной коры, незахваченными процессом ранне-

протерозойского куполообразования, но испытывшими в связи с их становлением интенсивную тектоно-метаморфическую переработку. Они мало чем отличаются от типичных для докембрия гранулитовых поясов [7]. Все это коренным образом меняет историко-генетическую интерпретацию мегаблоков, блоков и линейных зон фундамента Волго-Уральского сегмента. В свете новых данных они должны рассматриваться как структуры орогенного, а не собственно геосинклинального класса, как предполагалось вначале. По критериям концепции стадийности и направленности формирования континентальной земной коры, разработанной на примерах фанерозойских складчатых систем [16, 21], раннепротерозойский ансамбль структур Волго-Уральского сегмента вполне сопоставим со структурами начальных этапов континентальной стадии формирования континентальной земной коры — сводово-глыбовыми поднятиями и межсводовыми впадинами. Их окончательное глыбовое оформление произошло уже на авлакогенном этапе, с чем хорошо согласуется расположение авлакогенов рифея (возможно, конца раннего протерозоя), подчиненное системе разломов, определяющих современные границы структур.

При вышеизложенной трактовке тектонической природы структур фундамента Волго-Уральского сегмента следует иметь в виду их глубокую эродированность, в связи с чем характерные для континентальной стадии молассовые и другие наземные комплексы практически не сохранились. Однако нельзя исключить того, что они захоронены в основании авлакогенов и пока не выделены среди красноцветных грубообломочных отложений рифейских разрезов. Вместе с тем плутонические комплексы — показатели континентальной стадии, такие, как метаморфические зональные комплексы высокоградиентного типа, тела высококальциевых гранитов, распространены достаточно широко.

Близкие по стилю развития структуры фундамента выявлены и в западной части Русской плиты. Здесь также выделяются архейские гранулитовые пояса и массивы и позднеархейско-раннепротерозойские сланцево-гнейсовые пояса (рис. 3).

Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс, являющийся крупнейшей структурой линейного типа в фундаменте западной части Русской плиты, прослеживается от юго-восточной Польши через западную часть Белоруссии, восточную часть Литвы и Латвии в южную Эстонию на расстоянии свыше 800 км при ширине 100–180 км. Пояс сложен преимущественно метабазитами и продуктами их ультраметаморфической переработки; значительное место занимают архейские гранитоиды. Для пояса характерны линейность метаморфических толщ, широкое развитие надвиговых дислокаций. В магнитном поле ему соответствует система полосовых аномалий повышенной интенсивности.

Главными структурными элементами гранулитового пояса являются гранулитовые блоки и разделяющие их зоны бластомилонитов. В пределах наиболее изученной, белорусской, части пояса гранулитовые блоки достигают в длину 80–250 км при ширине 5–30 км. Им соответствуют максимумы магнитного и гравитационного полей. Преобладающими типами пород в их пределах являются основные кристаллические сланцы и амфиболиты, частично преобразованные в эндербиты и чарнокиты. По особенностям химизма основные породы гранулитового пояса могут

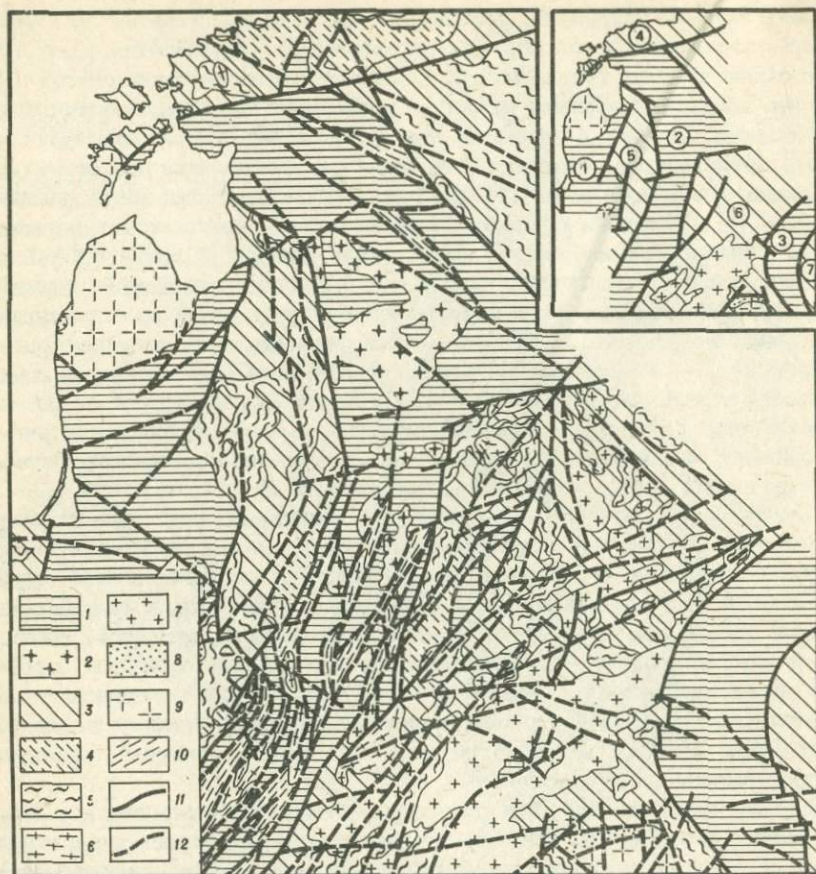


Рис. 3. Тектоническая карта кристаллического фундамента Белорусско-Прибалтийского региона. Составили Н.В. Аксаментова, И.В. Найденков

1, 2 — нижний (раннеархейский) структурный этаж: 1 — гранулитобазитовый и гранулитогнейсовый комплексы (протоофиолитовая, метабазит-метапелитовая, метапелитовая формации), 2 — складчатая автохтонная чарнокит-мигматитовая формация и позднескладчатая аллохтонная формация магматических чарнокитов и ортоклазовых гранитов, нерасчлененные; 3–7 — средний (позднеархейский–раннепротерозойский) структурный этаж: 3 — амфиболито-гнейсовый комплекс (метаморфизованная эффузивно-граувакковая формация), 4 — гнейсо-сланцевый комплекс (метаморфизованные флишеидная и вулканогенно-осадочная железорудная формации), 5 — складчатая автохтонная гранит-мигматитовая формация, 6 — позднескладчатая субавтохтонная формация микроклиновых и плагиоклаз-микроклиновых гранитов, 7 — посткладчатая субаллохтонная формация гранитоидных батолитов "пестрого" состава; 8, 9 — верхний (раннепротерозойский–раннерифейский) структурный этаж: 8 — наземно-континентальные молассоидные формации нижнего рифея (липаритовая, трахиандезитовая, олигомиктовых песчаников и конгломератов), 9 — анортозит-рапакиви-гранитная формация; 10–12 — разрывные нарушения: 10 — зоны бластомилонитизации по породам нижнего структурного этажа, 11 — суперрегиональные и крупнейшие региональные разломы, 12 — региональные и субрегиональные разломы. На врезке: 1, 3 — гранулитовые массивы: 1 — Западно-Литовский, 3 — Брагинский; 2 — Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс; 4–7 — гнейсо-сланцевые пояса: 4 — Северо-Эстонский, 5 — Инчукалнский, 6 — Центральнобелорусский, 7 — Росинско-Тикичский

рассматриваться как продукты глубокого метаморфизма толеитовых и оливин-толеитовых базальтов. Гранулитовые блоки отделены друг от друга относительно узкими (от 0,5–3 до 10 км) протяженными зонами, проявляющимися в геофизических полях линейными минимумами. Сложены эти зоны в основном биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами, относимыми ранее к стратифицированным образованиям [1, 18, 19]. Детальное изучение минерального состава и структурных особенностей этих пород позволило установить их принадлежность к особому типу метаморфических образований — высокотемпературным бластомилонитам, образовавшимся в условиях амфиболитовой фации метаморфизма преимущественно по ультраметаморфическим породам эндербит-чарнокитового ряда и гранитоидам.

Линзовидные в плане очертания гранулитовых блоков, их кулисообразное расположение, наличие облекающих зон бластомилонитов позволяет рассматривать структуру пояса как гигантскую систему дробления, сформировавшуюся в условиях интенсивного горизонтального сжатия. Формирование зон бластомилонитов происходило, по-видимому, синхронно с процессами прогрессивного регионального метаморфизма амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций верхнеархейско-нижнепротерозойских толщ Центральнобелорусского сланцево-гнейсового пояса, на что указывает сходство минеральных парагенезисов бластомилонитов и верхнеархейских пород. В пределах гранулитовых блоков эти процессы проявились в локальном высокотемпературном диафорезе кристаллических сланцев и амфиболитов.

Гранулитовые массивы, Западно-Литовский, Смоленский (?) и Брагинский, сложены в основном метапелит-базитовыми комплексами пород. Им свойственны преимущественно линейно-куполовидный стиль складчатости и мозаичное или линейно-мозаичное аномальное магнитное поле умеренной или слабой интенсивности. В последнем случае контуры массивов определяются лишь по данным бурения. Характерны различия количественных соотношений метапелитовых и metabазитовых пород в разных гранулитовых массивах. Так, если в Западно-Литовском массиве встречаются тела metabазитов, хотя и в подчиненном количестве, то в Брагинском массиве они не обнаружены. В Южно-Бугском гранулитовом массиве Украинского щита глиноземистые гнейсы и основные метаморфические породы присутствуют примерно в равном объеме. Смешанные metabазит-метапелитовые разрезы гранулитового комплекса наблюдаются и в приподнятых блоках позднеархейских прогибов, разделяющих гранулитовые массивы, а также, по-видимому, в Смоленском массиве.

По особенностям строения и состава пород гранулитовые массивы западной части Русской плиты аналогичны гранулитовым массивам Волго-Уральской области и Южно-Бугскому гранулитовому массиву Украинского щита. Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс, по-видимому, не имеет аналогов на Балтийском и Украинском щитах. Ближе всего он к поясу основных гранулитов Анабарского щита [6].

Позднеархейско-раннепротерозойские сланцево-гнейсовые пояса (Инчукальский, Северо-Эстонский, Центральнобелорусский) сложены амфиболито-гнейсовыми и сланцевыми комплексами пород, метаморфизованными в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций высоко-

градиентного типа. Повсеместно распространены гранатосодержащие гнейсы, горизонты магнетит-, пирротин- и графитосодержащих пород, которые могут быть приняты в качестве маркирующих и коррелятивных уровней [1]. Такого типа образования характерны и для сланцево-гнейсовых толщ Волго-Уральского региона (унийская толща). Наиболее примечательной чертой строения сланцево-гнейсовых поясов является широкое развитие в их пределах гранитоидных комплексов, представленных как продуктами ультраметаморфической переработки сланцево-гнейсовых толщ, так и субавтохтонными батолитоподобными массивами многофазного типа. Они локализованы в купольных структурах и создают в целом магнитное поле пониженной интенсивности, на фоне которого слабopоложительные линейные аномалии обусловлены телами магнетитосодержащих пород или интрузий основного и среднего состава. Структура сланцево-гнейсовых поясов с северо-восточным и субмеридиональным простираем линейных элементов часто осложнена зонами разломов, вдоль которых в ряде мест на поверхность фундамента выведены гранулитовые комплексы метапелит-базитового типа архейской коры. Эти пояса конформны очертаниям гранулитовых массивов и гранулитовых поясов, вместе с которыми они создают единые концентрически-кольцевые структуры, во многом подобные волго-уральским.

Таким образом, как в восточных, так и в западных районах Русской плиты оформление структуры гранулитогнейсовых областей происходило в раннем протерозое, являющемся главным в формировании современного облика континентальной земной коры. Структуры этого этапа являются наложенными, лишь отдаленно наследующими неоднородности тектонически скученной архейской протокры гранулитогнейсовых областей. Вместе с тем интенсивность раннепротерозойского корообразования, завершенность процесса становления зрелой континентальной коры существенно различались в западных и восточных районах Русской плиты. Шиты и прилегающие к ним участки плиты запада платформы, составляющие в современной структуре фундамента единое поднятие, характеризуются большей длительностью формирования континентальной земной коры и большей ее зрелостью. Более древняя по времени завершения корообразующих процессов восточная часть платформы, начиная уже с 2–1,8 млрд лет, стала ареной интенсивного авлакогенеза. Это явилось одним из предрасполагающих моментов образования здесь мощного платформенного чехла. Строение фундамента Русской плиты показывает, насколько велика роль зон сочленения архейских гранулитогнейсовых гранито-зеленокаменных областей, которые являются долгоживущими шовными структурами и определяют положение крупнейших авлакогенов рифея и развивающихся над ними впоследствии платформенных синеклиз.

Похожая картина структурно-вещественного расчленения складывается и для дорифейского фундамента Сибирской плиты. Однако здесь основными данными являются геофизические, лишь в отдельных точках или на небольших площадях контролируемые бурением. Большое значение в изучении фундамента Сибирской плиты в последние годы приобрели глубинные сейсмические исследования на длинных профилях. Они подтвердили ранее высказанные предположения о гетерогенности литосферы Сибирской платформы [9]. В фундаменте платформы выделяются два основных

типа крупнейших мегаблоков или сегментов, ограниченных региональными тектоническими швами и имеющих индивидуальную региональную геофизическую характеристику. Сегменты первого типа (Становой, Хандыгский, Оленекский, Тунгусский, Нижнеангарский) обладают утолщенной до 45—48 км земной корой, а характер магнитного поля в их пределах соответствует по меркам Русской плиты гранито-зеленокаменным областям или блокам с преимущественно "метаандезитовым" типом архейской протоконтинентальной коры, сочетающимся с более редкими метабазитовыми структурами. Сегменты второго типа (Алданский, Анабарский) отличаются утоненной земной корой, они сложены гранулитовыми комплексами различного типа и особенно метабазит-метапелитового, т.е. по всем своим характеристикам близки гранулитогнейсовым областям архея Русской плиты. Вместе с тем внутренняя структура этих областей пока не поддается детальной расшифровке. Можно лишь отметить, что и здесь намечаются гранулитовые протяженные пояса и зоны интенсивного повторного гранитообразования, иногда концентрирующегося в крупные кольцевые структуры, на что косвенно указывают и космические данные [20].

В отличие от Русской плиты здесь раннепротерозойские осадочно-вулканогенные и гранитные образования локализованы в основном в структурах периферической части платформы, в пределах ее щитовых областей, или предполагаются в шовных так называемых троговых структурах, разделяющих сегменты различного типа. Роль этих шовных структур чрезвычайно важна, так же как и на Русской плите, как структур заложения рифейских авлакогенов, перераставших в платформенный этап в широкие синеклизы. Если судить по имеющимся сейчас данным, сеть авлакогенов чрезвычайно обширна, и именно эта высокая степень рифейского авлакогенеза сыграла решающую роль в формировании плитного осадочного чехла в различные этапы развития Сибирской плиты.

#### ЛИТЕРАТУРА.

1. Аксаментова Н.В., Найденов И.В., Архипова А.А. Метаморфические комплексы кристаллического фундамента Белорусского массива и их структурное положение. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1980, т. 55, вып. 4, с. 35—47.
2. Аксаментова Н.В., Найденов И.В., Архипова А.А. и др. Геологическое строение и вещественный состав пород кристаллического фундамента Припятского прогиба. — В кн.: Вопросы геологии КМА. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1977, вып. 1, с. 27—37.
3. Богданова С.В. Геология фундамента Русской плиты (на примере Волго-Уральского сегмента): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГИН, 1982. 54 с.
4. Богданова С.В., Гафаров Р.А. Основные черты строения и развития фундамента Восточно-Европейской платформы. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1983, т. 58, вып. 6, с. 25—37.
5. Богданова С.В., Лапинская Т.А. Докембрийский фундамент восточной части Русской плиты и принципы его стратиграфического расчленения. — В кн.: Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР. Л.: Наука, 1979, с. 84—91.
6. Вишневский А.Н. Метаморфические комплексы Анабарского кристаллического щита. Л.: Недра, 1978. 213 с.
7. Долгинов Е.А., Моралев В.М., Поникаров В.П. О типах раннедокембрийских структур. — Геотектоника, 1973, № 2, с. 8—19.
8. Гафаров Р.А. Сравнительная тектоника фундамента и типы магнитных полей древних платформ. М.: Наука, 1976. 270 с.
9. Гафаров Р.А., Прозоров Д.И. Строение фундамента Сибирской платформы и некоторые особенности становления его континентальной коры. — В кн.: Тектоника

фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1978, с. 170–193.

10. Геологическое строение фундамента Русской плиты /Зандер В.Н., Томатунас Ю.И., Берковский А.Н. и др. Л.: Недра, 1967. 123 с.

11. Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов Европейской части СССР: Тр. Регион. петрограф. совещ. Днепропетровск, 1979 г. Л.: Недра, 1982. 224 с.

12. Глубинные исследования докембрия востока Русской платформы. Казань: Кн. изд-во, 1980. 176 с.

13. Кристаллический фундамент Эстонии. М.: Наука, 1983. 208 с.

14. Международная тектоническая карта Европы. Масштаб 1:2 500 000. М.: ГУГК, 1981.

15. Метаморфические комплексы фундамента Русской плиты. Л.: Наука, 1978. 222 с.

16. *Моссаковский А.А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозоид Евразии. М.: Наука, 1975. 318 с.

17. Основные проблемы геологического строения Русской плиты. Л.: Наука, 1979. 120 с.

18. *Пап А.М.* Очерк стратиграфии Белоруссии. – Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 4, с. 923–926.

19. *Пасюкевич В.И., Семенюк А.Д., Васильева Г.Н.* Основные черты геологического строения района Щучина. – В кн.: Материалы четвертой конференции геологов Белоруссии и Прибалтики. Минск, 1966, с. 115–119.

20. Сравнительная характеристика фундамента Русской и Сибирской платформ. – В кн.: Тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1981, т. 10, с. 5–11.

21. Тектоника Северной Евразии: Объясн. зап. к тектон. карте Северной Евразии масштаба 1:5 000 000. М.: Наука, 1980. 213 с.

УДК 551.24:242.052 (94)

П.М. ГОРЯИНОВ, Е.Е. ФЕДОРОВ

## ДОКЕМБРИЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА И МОДЕЛЬ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Общим для подавляющего большинства тектонических схем Кольского полуострова является подход, который можно было бы назвать стратиграфическим [3, 20, 35 и др.]. Он основан на убеждении, что формирование и развитие континентальной коры в докембрии шло путем наращивания ее мощности в геосинклинальном процессе, погружения, заполнения, складчатости, метаморфизма и ультраметаморфизма толщ. Тектоническим процессам в этих схемах отводилась роль факторов, обуславливающих появление осадочных ванн (прогибов), которые возникают в основном при вертикальных блоковых движениях, их заполнение за счет эрозии воздымающихся смежных блоков и последующего метаморфизма погружения. Фиксистский характер подобных схем в наиболее характерном виде представлен в недавней работе [21], обобщившей по существу опыт предшествующих тектонических разработок на фиксистской методологической основе. Как и многие другие, эта тектоническая схема основана на представлениях о существовании первичного сиалического панциря, расчленяющегося на отдельные блоки. Каждый новый стратиграфический

рубеж знаменовал завершение всех предшествующих, в том числе деструктивных тектонических процессов, осуществлявшихся на сиалическом субстрате.

Суть фиксистских геотектонических схем региона основана на том убеждении, что истинная палеотектоническая модель могла бы быть выведена из анализа и стратиграфической корреляции разрезов. Поэтому в центре внимания оказываются области сноса, так называемые области высокого стояния, области прогибания; все линейные структуры — это, как правило, рифтогены с эв- или миогеосинклинальным формационным содержанием. Никого не смущает при этом, что ни сами исходные разрезы, ни тем более схемы не отвечают требованиям воспроизводимости и не согласуются с реальными докембрийскими структурами. Тем не менее довольно обычной следует считать практику решения структурно-тектонических вопросов как обратную задачу: палеотектонические и тектонические схемы выводятся из структурно недостоверных разрезов и из невозпроизводимых стратиграфических схем в основном на основе так называемого здравого смысла, а не прямого анализа реальных структур.

Об умозрительности схем, основанных на идее пансиалической протокры, говорит тот факт, что со времени активного обращения к проблеме первичнокоровых гранитов [1, 2] не появилось ни одной работы, где бы эта идея получила геотектоническое освещение. И до сих пор реальные структуры древнейшей сиалической коры не получили освещения как тектонотипические. Известное обстоятельство, связанное с изометричностью, овалностью раннедокембрийских сиалических структур, чаще всего объясняется деструкцией по пересекающимся ортогональным разломам [10] или вовсе не находит объяснения [2, 5]. По-видимому, авторы подразумевают, что термин "нуклеарный", используемый для названия древнейшего этапа гранитообразования, уже сам по себе объясняет наличие овально-изометричных элементов строения. Однако криволинейность геологических границ и линеаментов в области развития так называемого фундамента в одном случае может быть связана с фронтальной зоной надвигов [28], что подтверждается полуовально-серповидной формой анатектических гранитов в зонах надвигов, в другом — вызвана неверной интерпретацией аэрофотоматериалов — вершины, сложенные пологими гранитными пластинами, были приняты за структурные овалы [22]. Иногда же кривизну линеаментов и структурных линий определенного радиуса путем логического "доставания" до замкнутой зоны того же радиуса связывают с тектонической изометричностью структур "фундамента" [34]. Правда, в качестве тектонотипа древнейших сиалических структур нередко называют Примандровский район [20, 21], ссылаясь на наши работы [11, 12]. Однако в них подчеркивалось, что сиалические ядра тоналитов изначально были не только изометричными, но и изолированными друг от друга и не были спаянными в единую первичнокоровую оболочку. Между ними находилось структурное пространство, которое может быть идентифицировано с корой океанского типа [12].

Открытие такой структуры, как Кольско-Норвежский мегаблок, и отнесение ее к древнейшему кратону [12, 13], а также выявление некоторых элементов строения докембрия региона, интерпретированных с точки зрения их принадлежности к ранней раздвиговой системе [16], обнаружило

неприемлемость чисто фиксистской идеи о пансиалическом фундаменте. Этому в большой степени способствовала работа А.С. Новиковой [30], представляющая собой удачное приложение к конкретным структурам известных теоретических положений о стадийном развитии континентальных структур в процессе последовательной интеграции образований океанской коры [32, 33].

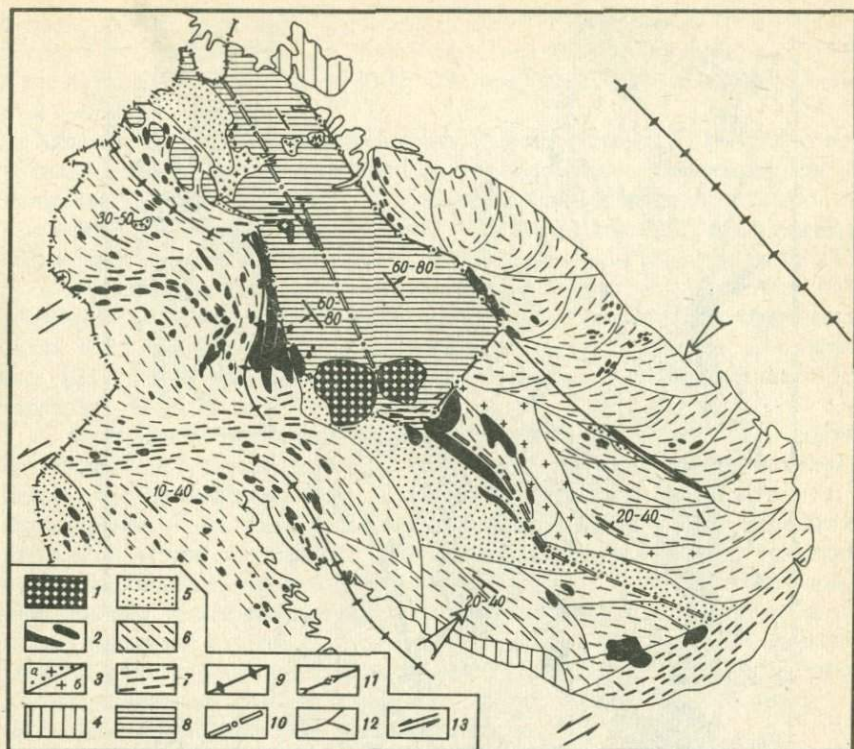
В основе настоящего исследования — анализ сходства и различий в стиле тектоники, а также значимых различий структурно-вещественных комплексов докембрия Кольского полуострова. Такой анализ дает возможность говорить по крайней мере о двух разностильных группах супра-крупных комплексов. Первая группа — это структурно-вещественные комплексы Кольско-Норвежского мегаблока, которые, как мы считаем, следует рассматривать в качестве страто- и тектонотипа так называемой кольской серии. Вторая группа — это, по существу, все остальные образования, прежде всего беломоро-карелиды.

**Кольско-Норвежский мегаблок** — древнейший кратон региона. В пределах границ этой структуры распространены существенно зеленокаменные комплексы, метаморфизованные в амфиболитовой и гранулитовой фациях. Они ассоциированы со сравнительно небольшими, площадью в среднем 500–1000 км<sup>2</sup>, массивами серых гнейсов гранодиорит-тоналитового состава. Эти массивы имеют овальную форму; овалы нередко сплюсываются вдоль тектонического простирания и превращаются в ленты и полосы. Таким образом, изначальная додеформационная форма их изометрична.

Контуры этих массивов служили границами структурно-фациальных зон с преобладающими базитовыми комплексами, главной замечательной особенностью которых является большое количество джеспилитов. Цепочка их тел — это цепочка локальных гидротермальных вулканических центров, угадывающаяся по замкнутой аутигенно-геохимической зональности железистых кварцитов и неоднородно зональному строению вмещающих пород — метавулканитов [12]. Других типов осадочных пород — карбонатных или продуктов развитого гипергенеза — в разрезах этой ассоциации нет. В отличие от крайне редких железистых пород других уровней и комплексов железистые кварциты Кольско-Норвежского мегаблока совершенно безмарганцевые, да и другие породы обладают примитивным геохимическим спектром.

Границы мегаблока повсеместно моложе собственных структур и обычно совпадают с тектоническими линеamentами (рис. 1). В юго-западной части мегаблока расположен Приимандровский горнорудный район с железными рудниками. Он относится к наиболее изученным докембрийским регионам, в которых проявлены все главные особенности этой группы супракрупных образований.

В структурном отношении кремнисто-вулканогенные и серогнейсовые комплексы образуют довольно однообразные ансамбли — это конформно-изометричные гранитно-зеленокаменные пояса, представляющие собой крутые (60–80°) моноклинали или однокрылые (сигмоидные) синклинали с крутыми (50–80°) шарнирами, перемежающиеся с деформированными серогнейсовыми пластинами. В настоящее время объединение кольской и беломорской серий наиболее популярно: выделение единой кольско-бело-



Р и с 1. Геолого-структурная схема Кольского полуострова

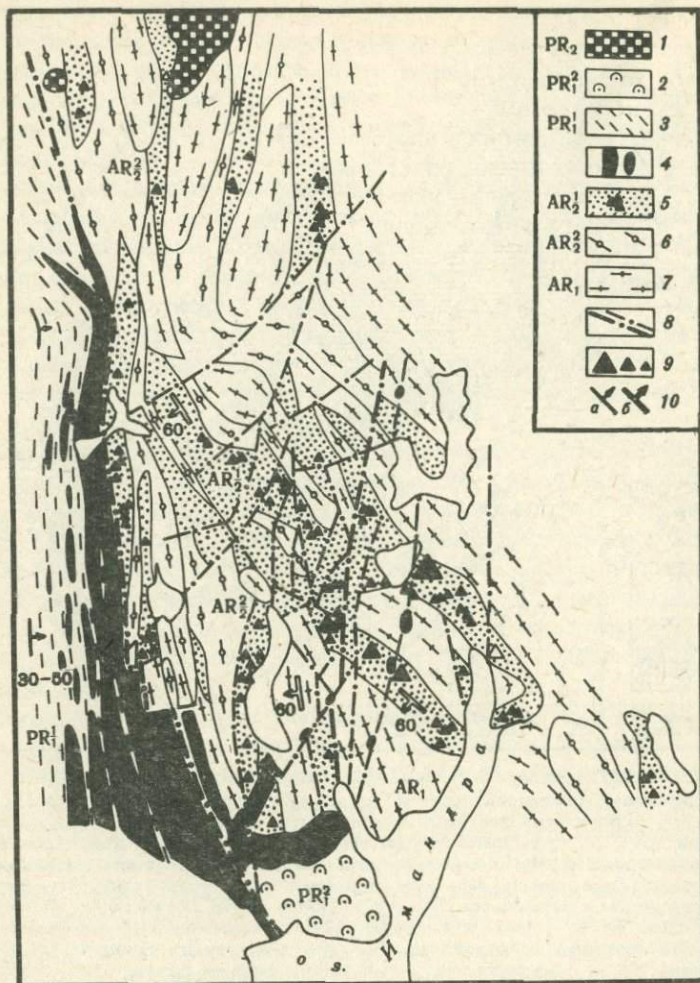
1 — щелочные интрузии палеозоя (Хибины, Ловозеро) и протерозоя (Грехи-Вырмес); 2 — базит-ультрабазитовые комплексы; 3 — граниты: *a* — порфиroidные в сдвиговой зоне, *b* — ультраметаморфические в конвергентной зоне (Центрально-кольский антиклинорий); 4 — верхнепротерозойские комплексы; 5 — свекокарельские зеленокаменные пояса; 6 — серогнейсо-метабазитовые комплексы Беломорского и Мурманского мегаблоков; 7 — структурные линии тех же пород в зонах левосторонних сдвигов; 8 — структурно-вещественные ассоциации древнейшего кратона — Кольско-Норвежского мегаблока; 9 — ось дивергенции (раздвига); 10 — ось конвергенции; 11 — тектонические ограничения древней плиты; 12 — положение фронтальных зон надвигов; 13 — левосторонние сдвиги

морской серии в основном по принципу внешнего сходства пород гнейсового облика и есть одно из негативных следствий упоминавшегося выше стратиграфического подхода к объяснению модели строения региона [20, 21].

Вот главные различия структурно-вещественных комплексов Кольско-Норвежского и Беломорского<sup>1</sup> мегаблоков, исключая любое из существующих объяснений одновозрастности якобы единой тектонической латерали, предполагаемая структурно-фациальная неоднородность которой как будто бы и есть причина этих различий.

1. Если для Кольско-Норвежского мегаблока его границы моложе его

<sup>1</sup>Столь же значимыми оказываются различия Кольско-Норвежского и Мурманского мегаблоков; они здесь опущены, ибо во многом идентичны приводимым.



Р и с. 2. Геологическая карта юго-западной тектонической окраины Кольско-Норвежского мегаблока – Приимандровского железорудного района

1 – ультраосновно-щелочной массив Гремиха-Вырмес; 2 – осадочно-вулканогенные формации имандра-варзугского комплекса; 3 – амфиболиты, габбро-анортозиты, широксениты Монче-Волчьих Тундр (протофиолитовый шов); 4 – базит-ультрабазитовые комплексы; 5 – гнейсо-метабазитовые ассоциации с железистыми кварцитами; 6 – слюдяные гнейсы; 7 – серогнейсовые (тоналитовые) блоки, в разной степени деформированные; 8 – зоны деструктивной тектоники; 9 – месторождения железистых кварцитов; 10 – положение плоскостей складок, складчатых покровов и самой ранней сланцеватости в гнейсах: а – беломорских, б – кольских

структур, то те же границы структур для Беломорского блока совпадают со структурами беломорских гнейсов (рис. 2). Вследствие этого вблизи тектонической окраины Кольско-Норвежского мегаблока широко развиты структуры, прежде всего пологие надвиги, наложенные на характерные крутые "кольские" структуры. Геометрия этих пологих надвигов позволяет идентифицировать их с пологими беломорскими структурами.

Формирование последних (пологие складки, складчатые покровы) и вызвало резонанс в краевой зоне Кольско-Норвежского мегаблока [16]. Явление это хорошо изучено Ю.М. Пушаровским на тектонически активных окраинах континентов.

Характерно, что формирование беломорских структур и активизация в связи с этим наложенных процессов в кольских структурах тесно сопряжены с возникновением наложенных минеральных ассоциаций повышенных давлений на парагенезисы умеренных давлений, хотя такие же ассоциации в беломорских гнейсах фиксируются как самые ранние [40].

2. Устанавливается резкое несовпадение элементов симметрии беломорских и кольских структур при существенных различиях в стиле тектоники. Как правило, оно не получает сколько-нибудь корректного объяснения [21] или вовсе замалчивается сторонниками одновозрастности этих структур.

3. Совершенно очевидны значимые различия в формационном составе сравниваемых комплексов. Если кольский — железорудный, безмарганцевый, бескарбонатный, безуглеродистый, с простым набором пород, то беломорский — по всем указанным позициям более разнообразный. Характерной чертой беломорских гнейсов может быть изобилие гранитизированных базит-гипербазитовых тел "собственного" тектонического цикла или обычно называемых синкinemатическими. Они отсутствуют в разрезах кольских гнейсов, где эти породы занимают секущее положение. Особую роль играют эндебиты с реликтами базитов в хр. Вежетундра, которые занимают особую позицию в разрезе мегаблока (см. ниже) и не могут рассматриваться даже в качестве исключения.

4. Границы Кольско-Норвежского мегаблока как стыки контрастных структур с момента своего оформления становятся ареной важных металлогенических процессов. Так, рудоносные базит-гипербазиты (Cu, Ni) развиты лишь там, где они прилегают к мегаблоку. Рудоносные пегматиты содержатся только на той части трассы Кейвско-Мурманского разлома, которая прилегает к Кольско-Норвежскому мегаблоку. Эти крайне важные выводы вытекают из тектонической неоднородности, прежде всего разновозрастности кажущихся сходными комплексов [13]. Подобное металлогеническое следствие достаточно хорошо известно для стыков древних блоков, имеющих тектонически активные окраины, с более молодыми [39, 41].

Важной особенностью внутреннего строения Кольско-Норвежского мегаблока является наличие продольной оси, проходящей от северо-западной части, от района северной границы печенгского комплекса, к юго-восточной, через Вежетундру, центральнокольские гранулиты к пос. Ревда (см. рис. 1). По обе стороны от нее породы падают в противоположные стороны, т.е. она представляет собой ось тектонической конвергенции. Эта ось обладает рядом характерных вещественных особенностей: почти на всем ее протяжении развиты гранулиты умеренных давлений, а в районе массива Вежетундра, известного на Кольском полуострове как комплекс гиперстеновых диоритов, в составе гранулитов появляются эндебиты с телами синскладчатых базит-гипербазитов [26].

Заметим, что линия конвергенции порождается и за пределами Кольско-Норвежского мегаблока: она служит разделом между структурами с

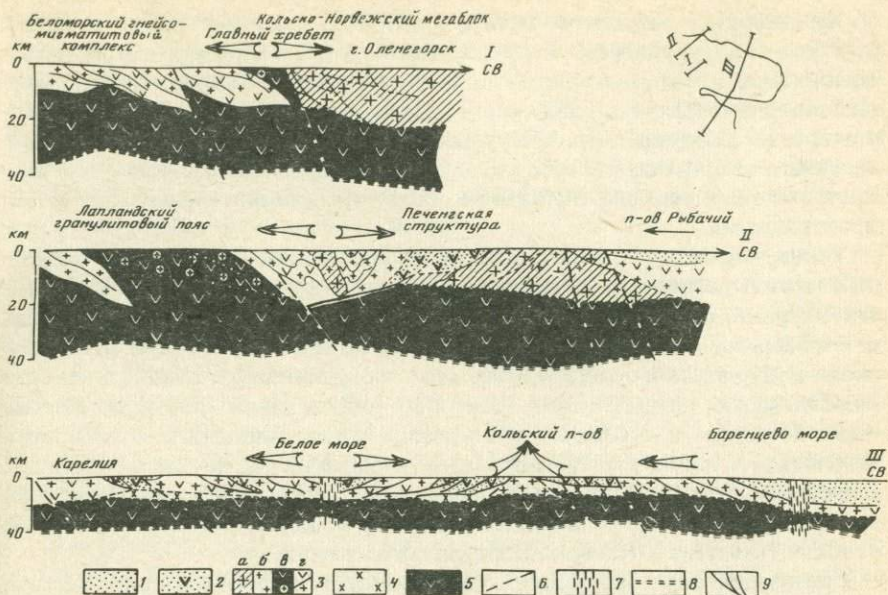
кейвским северо-восточным и имандра-варзугским юго-западным падениями. Здесь вдоль этой линии максимально проявлена гранитизация. Линия конвергенции, или зона максимальной интеграции материала, традиционно включается в так называемый Центральнокольский антиклинорий без какого-либо специального структурного обоснования. Ее продолжение за пределы древнейшего кратона свидетельствует об унаследовании геодинамического механизма на последующих этапах, включая карельский.

**Супракрустальные образования 2-й группы.** Это гранито-зеленокаменные ассоциации, характеризующиеся сочетанием мигматито-серогнейсовых комплексов с находящимися среди них многочисленными реликтами базитов и гипербазитов. Последние формируют иногда довольно протяженные зоны, самые крупные из которых примыкают непосредственно к кратону. Это зеленокаменные пояса Монче-Волчьих Тундр и зоны Колмозеро—Воронья.

Гранито-зеленокаменные ассоциации, примыкающие к этим двум поясам, образуют две крупных провинции — Баренцевоморскую (Мурманский блок) и Беломорскую (Беломорский блок), между которыми и расположена структура древнего кратона. Покровно-складчатые, чешуйчато-надвиговые серии обеих провинций надвинуты на него или подвинуты (рис. 3). Вещественные ассоциации обеих провинций во многом сходны и представляют собой гранитизационные образования нескольких поколений с реликтами базитов, основных гранулитов, которые могут рассматриваться в качестве производных базитовой коры. Возраст пород, определенный разными методами [6, 7], заключен в интервале 2,8—2 ( $\pm 0,1-0,2$ ) млрд. лет. Уместно заметить, что о разновозрастности структур Беломорского и Кольско-Норвежского мегаблока свидетельствует и тот факт, что возраст гранулитов, принадлежащих разным структурам, разнится почти на 1 млрд лет.

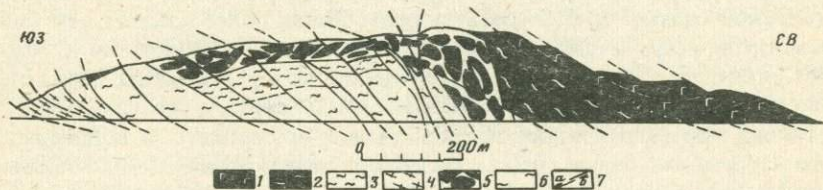
Структурные формы в рассматриваемых комплексах значительно разнообразнее, чем в Кольско-Норвежском мегаблоке, — при преимущественном развитии пологих складчатых форм и синскладчатых покровов развиты и крутопадающие зоны. Они характерны для фронтальных частей надвиговых серий или коллизионных зон: стыков с кратоном. Для тех и других характерно присутствие базитов: амфиболитов, метагаббро и ультрабазитов, а также продуктов их гранитизации, в том числе и так называемых диоритов и гиперстенновых диоритов. В разрезах обеих коллизионных зон — Колмозеро—Воронья и Монче-Волчьих Тундр — присутствуют анортозиты. Они не образуют монолитных массивов, а формируют чередующиеся с базитами полосы самого разного масштаба. Так, в разрезе по долине р. Вайкис (Монче-Волчьих Тундр) они формируют синнадвиговые тела (рис. 4), а также создают формы, больше характерные для мигматитов: артериты, агматиты и птигматиты, нередко с реликтами ультрабазитов, закатанных в пологие стержневидные тела (характерные для типичной беломорской линейности).

Мнение об интрузивной природе таких зеленокаменных комплексов весьма распространено, однако полного единодушия здесь нет. Так, по [4], Монче-Волчьетундровый массив основных пород не является интрузией, а представляет собой метаморфизованную в гранулитовой фации



Р и с. 3. Геолого-геофизические разрезы Кольского полуострова по [8, 36 и др.]

1 – осадочные породы рифейского чехла; 2 – зеленокаменные комплексы свекокарельских покровов; 3 – фрагменты “гранитной” коры: а – участки древнейшей коры Кольско-Норвежского мегаблока, б – зоны ультраметаморфизма и протерозойской гранитизации, в, г – серогнейсо-метабазитовые и гранулитовые зоны с возрастом, млрд. лет: в – 1,8–2, г – 2,8–2; 4 – породы “промежуточного” слоя; 5 – “базальтовый” слой; 6 – крупнейшие разломы, отраженные в рельефе поверхности М; 7 – зоны дивергенции и утонения коры, повышенных тепловых потоков и магнитных аномалий; 8 – граница поверхности М; 9 – предполагаемые структурные линии



Р и с. 4. Фрагмент разреза поддвиго-надвиговой серии на стыке серых гнейсов Беломорского блока с зеленокаменным поясом Монче-Волчьих Тундр (“протоофиолитами”) по И.В. Никитину

1 – метагаббро, пироксениты; 2 – габбро-амфиболиты с телами пироксенитов; 3 – диорито-гнейсы с реликтами базитов; 4 – серогнейсовые чешуи; 5 – зона мегабрекчий и агматов: замещение габбро-амфиболитов сиалическим материалом диоритового состава; 6 – гранодиорито-гнейсы; 7 – линии надвигов: а – установленные, б – предполагаемые

высоких давлений базальтоидную ассоциацию, содержащую тела габброидов и гипербазитов. С определенными допущениями, обусловленными прежде всего сильным метаморфизмом, эта ассоциация может рассматриваться в качестве докембрийского эквивалента офиолитов [15]. Основные аргументы о принадлежности к офиолитам и метабазитов Колмозеро–Воронья приведены в работе [29].

Характерным признаком метаофиолитовых зон являются их границы. Они резкие со стороны структур дневного кратона, сопровождаются ультрамилонитами и наложенными эклогитоподобными ассоциациями или ассоциациями повышенных давлений. Тыльные границы зон, со стороны соответственно Беломорского и Мурманского блоков, тектонически неопределенные, расплывчатые: субстрат основных пород "разбавляется" кислым материалом — серыми гнейсами и более поздними гранитизационными производными.

Таким образом, рассматриваемые геологические особенности названных поясов позволяют считать их не самостоятельными или автономными структурами, развитыми в глубинном разломе древней сиалической коры, а составными частями структурно-вещественных комплексов Беломорского и Мурманского мегаблоков. Это — сохранившиеся реликты некогда преобладавших существенно базитовых образований, почти полностью переработанных в процессе гранитизации и сохранившихся в офиолитовых швах. В таком случае правомерен вывод о принадлежности исходных ассоциаций этих мегаблоков к формациям океанской коры, существовавшей на рубеже 2,8—2 млрд. лет. Назовем ее корой 2-го этапа в отличие от коры 1-го этапа — Кольско-Норвежского кратона.

Сиализацию этих базитовых ассоциаций следует связывать с процессом, геодинамически равновесным с формированием надвигов и складчатых покровов. Поля серых гнейсов пестрят многочисленными реликтами базитов и их гранитизированных эквивалентов. При этом чаще всего фрагменты базитов, достигающие иногда значительных размеров (их призмы достигают 0,5—1 км в мощности), локализуются вблизи фронтальных зон [14]. Синкинематичность сиализации ("геодинамическое равновесие" — см. выше) скрадывает привычный эффект активного воздействия плагиомигматитов (серых гнейсов, например гнейсов так называемой керетьской свиты) на базитовые породы. Лишь более поздние поколения мигматитов несут явные признаки "активности"; они нередко и "оживляют" контакты базитов с серыми гнейсами, которые в таком случае предстают в роли домигматитового субстрата, чем по существу не являются.

Такова гносеологическая природа давно возникшего и поддерживаемого стереотипа: серые гнейсы (наиболее распространенные синонимы — олигоклазовые гнейсо-граниты, гранодиориты, плагиограниты) являются древнейшими образованиями и составляют вещественный комплекс древнейшего фундамента, первичной сиалической коры. Экспериментальной основой этого логического стереотипа считается присутствие упомянутых пород в обломках предположительно базальных конгломератов. Они известны в ряде разрезов, прежде всего в зоне Колмозеро—Воронья, р. Чапома, урочище Воче-ламбина [25, 43]. К сожалению, ни в одном случае геодинамическая позиция этих конгломератов или почти не обосновывается, или вовсе не обсуждается. Обычно приходится считаться с тем, что в одних и тех же разрезах (в переслаивании) встречаются одинаковые по составу и текстуре разновидности серых гнейсов — как в гальках, так и в пластинах и чешуях, перемежающихся с амфиболитами и содержащих многочисленные их реликты, т.е. по существу в мигматитах. В таком случае обломочные породы могут быть продуктами разрушения передовых гранитизированных чешуй, зон гранитизированного меланжа, последова-

тельно перекрываемых аллохтонными пластинами или складчатыми покровами серогнейсо-амфиболитовых пород. Синтектонический характер последних полностью исключает возможность обособления серых гнейсов подобных гранито-зеленокаменных ассоциаций в самостоятельный, наиболее древний, структурный этаж (фундамент). Естественно, что в таком случае не может идти речи ни о каком регионально-временном стратиграфическом перерыве, тем более что подобного рода разрезы не имеют и коррелянтных стратиграфических черт.

Структурно-вещественные комплексы серогнейсо-амфиболитовых полей Мурманского и Беломорского мегаблоков вместе с карельскими поясами формируют конвергентную пару. Естественно поэтому, что формирование структур этой пары начинается с наиболее древнего ядра, расположенного в наблюдаемых разрезах на оси конвергенции. Таким ядром служит древнейший кратон — Кольско-Норвежский мегаблок, а на его юго-восточном продолжении за его пределами — зоны сплошной гранитизации вдоль Центральнокольского антиклинория: зоны конвергентного сгущивания самых первых чешуй 2-го, после кольского, этапа формирования континентальной коры.

Дивергентная пара выделяется в разрезе серогнейсо-амфиболитового комплекса Беломорского блока и проходит примерно вдоль Кандалакшского залива (см. рис. 1). Осевые плоскости асимметричных складок, чешуйчатые моноклинали и покровы, а также гнейсовидность и сланцеватость в породах, расположенных по обе стороны от линии дивергенции, падают навстречу друг другу. В свое время это единственное обстоятельство послужило Л.Я. Харитонову поводом называть эту зону синклиниorium. Зона дивергенции в Беломорском блоке только в южной части занимает срединное положение, далее по простиранию она приближается к кратону — Кольско-Норвежскому мегаблоку — и даже сливается с его границей, затем вновь обозначается между комплексом лапландских гранулитов и южнопеченгскими гнейсо-амфиболитовыми толщами.

О симметрии Беломорского блока, в срединной части которого предполагается подъем фундамента, высказывается А.В. Сеницын [38]. При этом, правда, и он не отходит от традиционного представления о структуре беломорид как о мегасинклиниории.

Вдоль зоны дивергенции наблюдается подъем поверхности М [8, 36], группируются аномалии магнитного поля и силы тяжести. Данное обстоятельство несовместимо с представлением о дивергентной зоне как синклиниории. В этом случае ее можно представлять как линию, вдоль которой наблюдаются утонение и растяжение коры и некогда располагались источники тектонического транспорта. В геотектоническом смысле это могла быть зона раздвигания, переродившаяся в зону тектонической дивергенции в процессе структурирования базитовой коры и превращения ее в континентальную.

Крайне важны для понимания геодинамической природы дивергентной зоны последующие геологические процессы. Они как бы усилили и подчеркнули изначальные черты строения, прежде всего симметрию. Так, в интервале 1,5–1,1 млрд. лет здесь же формируется внутриконтинентальный рифтоген — Кандалакшско-Онежский грабен, выполненный верхнепротерозойскими осадками терской и онежской свит, а в интервале

0,4—0,3 млрд. лет вдоль этой зоны образуются эксплозивные трубчатые сооружения, дайки щелочных лампрофиров, барит-полиметаллические и аметистовые штокверки. В сходном геодинамическом режиме находится рассматриваемая зона и в настоящее время, если судить о повышенной сейсмичности, тепловом потоке, а также о современных процессах рудного оолитообразования (железомарганцевые конкреции с высоким геосинклинальным марганцевым модулем). Таким образом, вся совокупность данных о геодинамическом режиме дивергентной зоны в интервале от 2,8 млрд. лет и доныне свидетельствует о том, что она представляла собой раздвиг. В начале это был океанический рифт, служивший источником тектонического транспорта. Затем после структурирования океанического пространства эндогенные процессы реализовались в этой зоне уже в режиме внутриматерикового рифта.

Кроме конвергентной и дивергентной зон северо-западного простирания, в пределах Кольского полуострова выделяются три поперечных линеймента, отвечающих левосторонним сдвигам: это, начиная с северо-запада, Лапландско-Урагубский, Хибинский и Восточно-Кольский (см. рис. 1). В их пределах, как и в рассмотренной выше дивергентной палеорифтовой зоне, устанавливаются точно такие же по возрасту тектономагматические эпизоды, прослеживающиеся от 2,8 млрд. лет доныне. Это прежде всего возрасты полиметаморфических пород, имеющих минеральную линейность северо-восточного простирания, от 2,8 до 1,8 млрд. лет. Эти два рубежа зафиксированы, например, в зоне северо-восточного простирания в пределах коленообразного изгиба Лапландского гранулитового пояса [7] и Хибинского сдвига [37]. Причем первый рубеж фиксируется в серогнейсо-метабазитовом обрамлении, а второй — непосредственно среди пород гранулитовой ассоциации. С этапом консолидации континентальной коры на рубеже 1,8 млрд. лет связывается проявление субщелочных и щелочных гранитов, которые избирают как продольные северо-западные, так и поперечно-сдвиговые северо-восточные линейменты<sup>1</sup>.

В палеозое (300—400 млн. лет) указанные ортогонально сопряженные зоны вмещают массивы центрального типа ультраосновно-щелочных и щелочных пород, эксплозивно-трубчатых сооружений и гидротермальных штокверков. Наконец, в неоген-четвертичное время рассматриваемая ортогональная система включает эпицентры землетрясений [31] и намечает аномалии теплового потока [42]. Приведенный фактический материал показывает, что и продольные зоны (конвергентные и дивергентные), и поперечные левосторонние сдвиги зародились и существуют одновременно. Если дивергентные зоны<sup>2</sup> являются зонами раздвигания, то поперечные левосторонние сдвиги — трансформными к ним разломами. Зона конвергенции представляла собой, естественно, зону максимальной интеграции или скупивания материала. Таким образом, выявленные элементы строения

<sup>1</sup>Гравитационные ступени, контролируемые левосторонними ортогональными сдвигами, сопровождаются ультраосновно-щелочными комплексами типа Гремиха-Вьрмес (1,6—1,7 млрд. лет).

<sup>2</sup>Вторая зона как источник тектонического транспорта в современном срезе проходит по акватории Баренцева моря и обладает теми же или сходными неоднородностями физических полей, что и южная Кандалакшская зона (повышение поверхности М, аномалии магнитного поля, повышенная сейсмичность) [17].

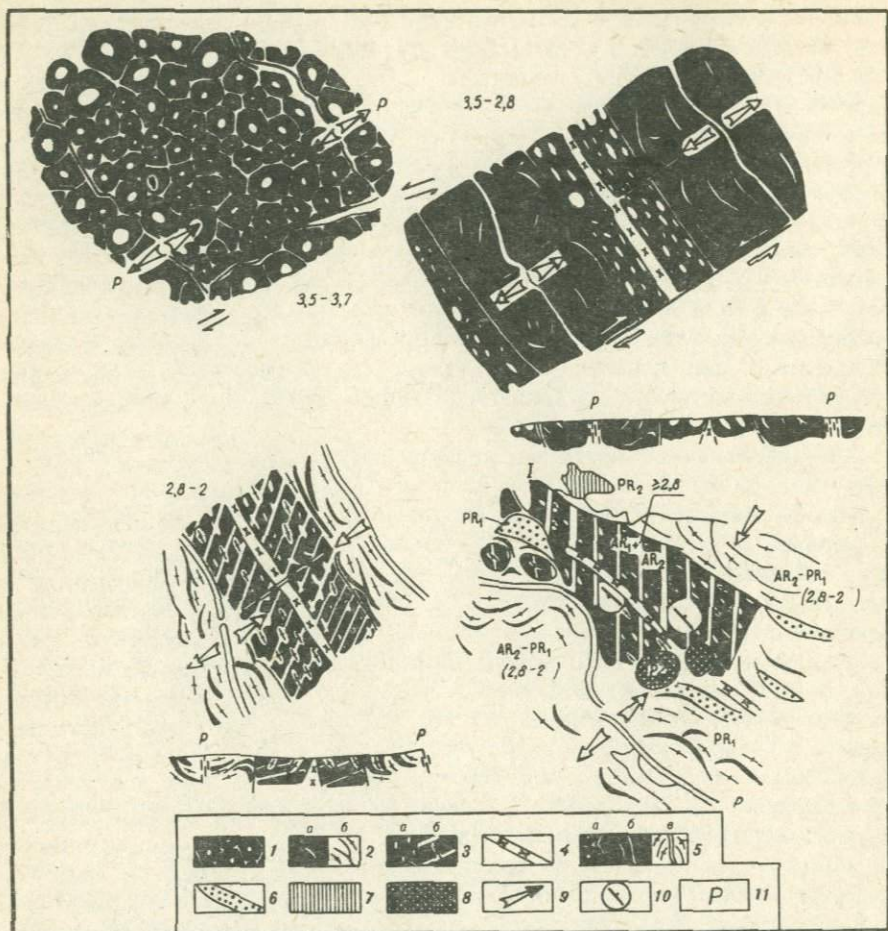
региона, прослеживаемые на разновременных срезах, составляют единую тектоно-энергетическую систему, одну из самых ранних в докембрийской истории региона.

**Обсуждение геодинамической модели.** Развиваемая геодинамическая модель, таким образом, опирается на несколько предпосылок. Во-первых, элементы геодинамической системы были заложены еще в досиалическую стадию. Во-вторых, процессы сиализации и структурирования — геодинамически равновесные процессы, сопровождавшие тангенциальные движения тектонически расслоенной литосферы. В-третьих, на протяжении всей геологически обозримой истории континентальной коры региона все главные элементы геодинамической системы несмотря на значительные количественные и качественные изменения в организации континентальной коры стремятся к наследованию и сохранению геодинамических тенденций, в одних и тех же зонах без каких-либо явных признаков горизонтального перемещения последних во времени.

Эти предпосылки наилучшим образом соответствуют идее стадийного развития земной коры, последовательного формирования океанических, а затем и сиалических покровов. Источником и причиной тектонического транспорта служили процессы разуплотнения и растекания разуплотненного мантийного вещества от зоны раздвига. Последняя претерпевала эволюцию от состояния, близкого океанскому рифту, к внутриконтинентальным грабенам и зонам активизации вблизи них. Сохранение относительного положения выхода зоны рифтинга на поверхность на протяжении почти 3 млрд. лет позволяет использовать концепцию расширения радиуса Земли. Субдукционный же тип коллизий, который наблюдается, например, в зоне сочленения древнего кратона — Кольско-Норвежского мегаблока — с беломорскими серогнейсовыми покровами, не требует привлечения субдукции для заглаживания океанских плит и существования энергетически обратимых конвективных ячеек.

Поводом для суждений об архитектонике самого раннего, 1-го, этапа дифференциации коры служит сочетание серогнейсовых (тоналитовых) овалов, окаймленных существенно метабазитовыми ассоциациями, с железистыми кварцитами. Серогнейсовые ядра контролировали вулканизм и осадконакопление и, стало быть, намечали структурную неоднородность коры. Учитывая степень деформированности, прежде всего тектонического сокращения размеров структурируемых пространств, тоналитовые ядра вряд ли достигали 10% всей площади коры. Она была существенно базитовой или, может быть, вернее, мозаичной (рис. 5). Тектоно-энергетическая система ранних этапов в соответствии с этим мотивом находилась в состоянии примитивной дифференцированности. Отсюда и примитивный состав формаций: слабоконтрастные метабазитовые ассоциации с железистыми кварцитами, в которых неизвестны ультрабазиты.

По мере функционирования этой системы, накопления определенного объема вещества указанных формаций и утолщения коры произошла перестройка тектоно-энергетической системы в соответствии с новым энергетически выгодным состоянием, характерным для более высокой тектонической контрастности. С этого момента процессы разуплотнения и дифференциации вещества Земли стали реализовываться уже по новым зонам, составляющим геометрию возникшей тектоно-энергетической сис-



Р и с. 5. Важнейшие геодинамические элементы Кольского полуострова и этапы их эволюции

1 — первичная тектоно-энергетическая решетка в слабоконтрастной базитовой коре с зародышевыми сиалическими (серогнейсовыми) блоками 1-го этапа) ядрами; 2 — базитовая кора 2-го, послекольского, этапа в начале (а) и в конце (б) структуривания; 3 — элементы коры 2-го этапа: а — в процессе тектонической интеграции, скупивания, б — спаянные в виде древней плиты-кратона — Кольско-Норвежского мегаблока; 4 — вещественные комплексы зоны конвергенции: гранулиты умеренных давлений, зоны гранитизации; 5 — зоны дивергенции (раздвига) в условиях: а — начальной тектоно-энергетической системы, б — тектоно-энергетической системы 2-го этапа, в — континентальной коры; 6 — свекокарельские зеленокаменные пояса; 7 — рифейские комплексы осадочного чехла; 8 — палеозойские щелочные интрузии; 9 — направление тектонического транспорта; 10 — элементы залегания; 11 — раздвиг

темы. По-видимому, как и во все последующие эпохи, подобные системы могли служить палеозквивалентами современной рифтовой системы Земли.

Покровы вещества разуплотненной мантии растекались по обе стороны от зоны раздвига (рифта), а под действием последующих (аллохтонных) покровов все далее отодвигались от нее. Вследствие недостаточной жест-

кости первичной мозаичной тоналит-базитовой коры последняя под воздействием тектонически активных покровов новой тектоно-энергетической системы деформировалась, испытывая тектоническую интеграцию, структурирование и утолщение. Причина уникального своеобразия структур деформированной мозаичной коры 1-го этапа (однообразии асимметричных синформ с крутыми осевыми плоскостями и крутыми шарнирами) состоит, на наш взгляд, прежде всего в том, что деформации подвергалось слабодифференцированное и слабоконсолидированное вещество. Редкие и достаточно пластичные тоналитовые плиты под воздействием бокового сжатия испытывали продольное перемещение наряду с тектонической интеграцией по крутым надвигам. Лишь после того, как структурно-вещественные ассоциации изначальной тоналит-базитовой коры достигли критического уровня жесткости, они стали представлять собой первые достаточно жесткие структурированные массы — кратоны (см. рис. 5). Расположение этой структуры между смежными зонами раздвигов обуславливает симметрично-конвергентное строение поперечного разреза кратона.

Здесь, в зоне встречи разнонаправленных структур, последние наиболее деформированы и обладают характерной линейностью. Вдоль оси конвергенции развит пояс центральнокольских гранулитов умеренных давлений. Такое его положение может свидетельствовать об образовании их на заключительной стадии консолидации сиалического ядра — Кольско-Норвежского мегаблока — и объяснять природу метаморфической зональности кольских гнейсов. По этой же зоне и в ту же заключительную стадию могли быть отжаты породы существенно базитового субстрата, сформировавшие базит-эндербитовую ассоциацию хр. Вежетундра. По этой причине может оказаться, как предполагают М.С. Марков и Л.Ф. Добржинская, что самыми древними в регионе будут именно эти породы.

Лишь после этого начинается активное структурирование вновь возникшего океанического пространства. Базитовые покровы скучиваются начиная с тектонически активных окраин уже существующей плиты-кратона (см. рис. 5). Синтектоническая сиализация (гранитизация) вещества базитовых покровов начиналась с момента достижения океанской корой некоей критической толщины в процессе скучивания базитового материала. Сиалические компоненты проникали в базитовый материал по поверхностям срыва покровов и разрядки давлений: чаще всего максимальная гранитизация характерна для фронтальных частей надвиговых или складчатых покровов.

В процессе рифтинга и структурирования океанского пространства зона раздвига могла утратить свое изначальное симметричное положение. Причина этого могла состоять в различной скорости раздвига по обе стороны рифта. Актуалистическим аналогом подобного явления может служить Восточно-Тихоокеанский рифт, который утрачивает свое срединно-океанское положение в районе Калифорнии, где прослеживается в виде офиолитового пояса, а далее вновь фиксируется на океанском ложе.

Реликтами структурно-вещественных комплексов после кольской океанической коры могут быть зеленокаменные пояса вдоль тектонически активных окраин жесткой плиты Кольско-Норвежского мегаблока. Со стороны Беломорской зоны раздвига — это метабазит-анортозитовый пояс Монче-Волчьих Тундр, со стороны Баренцево-морской зоны — зеленокаменный

(амфиболиты, габбро, ультрабазиты, анортозиты) пояс Колмозеро—Воронья. Несмотря на некоторую общность геологического положения этих зон, они находятся в несколько различных соотношениях с древней плитой. Если первая отвечает субдукционному типу коллизий, то вторая — обдукционному. Этим отчасти может быть объяснено различие в их разрезах, хотя геодинамический режим метаморфизма в обеих зонах был сходен. Для них характерны условия повышенных давлений с признаками эклогитовой направленности.

По геодинамической сути и вещественным ассоциациям (с допущениями на метаморфизм и гранитизацию) названные зеленокаменные пояса соответствуют офиолитам континентальных окраин [23].

Менее сохранившимися фрагментами образований океанической коры 2-го этапа (послеколлекской) являются многочисленные включения и реликты метабазитов самого разного размера в серогнейсовых комплексах Беломорского и Мурманского блока, например амфиболиты и ультрабазиты так называемых керетьской и особенно хетоламбинской серий. Наконец, по мере утолщения и структурирования базитовой коры 2-го этапа разуплотненное вещество мантии окажется способным разместиться лишь в непосредственной близости от зоны раздвига. Поэтому самые последние фазы структурирования будут осуществляться в условиях повышенной жесткости и контрастности, что и обуславливает гранулитовый метаморфизм высоких давлений лапландского типа. Как видим, гранулитовые ассоциации Центральнокольского и Лапландского поясов возникают на заключительных стадиях формирования разновозрастных континентальных кор, соответственно Кольско-Норвежского (1-го этапа) и Беломорского (Мурманского 2-го этапа) мегаблоков.

Заключительные стадии базитовой коры 2-го этапа определяются повышенной хрупкостью коры, которая в процессе рифтинга реагирует образованием вторичных срывов типа продольных сколов и заложением вследствие этого вторичных продольных зон на уже гранитизированном основании. Формируются энсиалические конседиментационные синнадвиговые карельские или свеко-карельские структуры, окончательно завершившие оформление континентальной дорифейской коры. Возможным геодинамическим аналогом свеко-карельских зеленокаменных энсиалических поясов являются орогенные структурно-вещественные ассоциации, которые вместе с островодужными образуют закономерные ансамбли.

Несколько слов о временной привязке рассматриваемой модели. Поскольку воспроизводимых определений возраста со значениями древнее 3 млрд. лет в регионе пока получить не удалось, остается предполагать самые древние значения для пород, составляющих структурно-вещественные ассоциации Кольско-Норвежского мегаблока. Это могут быть тоналитовые овалы или межовальное вещество самого раннего этапа, а также вещество базитовых ассоциаций предполагаемого базитового фундамента, отторгнутого в зону максимальной интеграции (рис. 5). Некоторым подтверждением сказанному служат и независимые оценки геохронологов, которые также рассматривают названную структуру как наиболее реальную для поисков древнейших датировок [37]. Широко распространенный для региона рубеж 2,8 млрд. лет для структур Кольско-Норвежского мегаблока — время завершения процессов структурирования и синтекто-

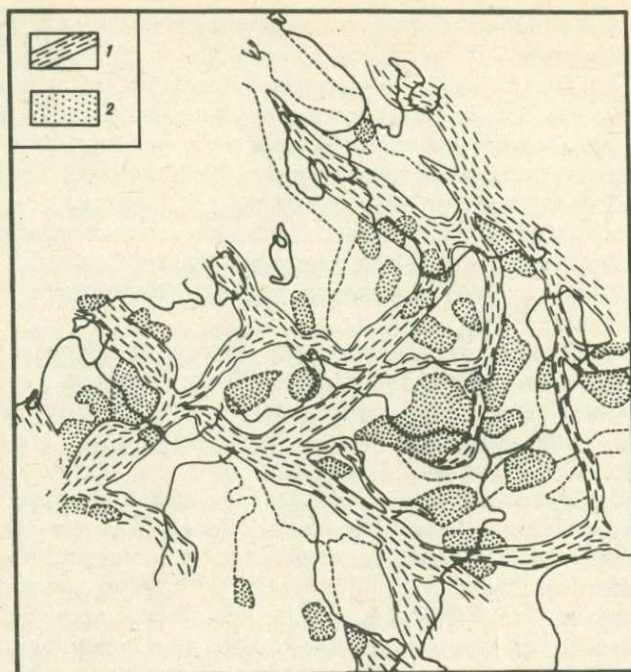
нического метаморфизма и завершения формирования коры 1-го этапа. Но для Беломорского и Мурманского мегаблоков названный рубеж — лишь начало формирования структурно-вещественных ассоциаций. С рубежом 1,8–2 млрд. лет связаны завершение океанской стадии Беломорского пояса (или океанской коры 2-го этапа) и формирование гранулитов и карельских осадочно-вулканогенных энсиалических (орогенных) формаций. Существование общего источника тектонического транспорта для ранних серогнейсо-метабазитовых и поздних зеленосланцевых поясов свеко-карельского возраста — вот вероятная причина сходства тектонического стиля этих, казалось бы, несопоставимых образований, что не могло не удивлять [35].

Рассмотренный выше тип конвергенции (базитовые покровы — континентальные блоки) должен быть дополнен еще одним типом, когда покровы со встречным направлением транспорта сталкиваются между собой и образуют утолщение коры как раз на оси конвергенции. Для структур коры 2-го этапа, как уже выше отмечалось, она является продолжением оси конвергенции, прослеженной в пределах древней структуры Кольско-Норвежского мегаблока (кора 1-го этапа). Происходит как бы наследование этой линии на более позднем этапе. Этот тип конвергентных коллизий, близкий типу "дуга—дуга", объясняет зарождение жестких ядер в недифференцированной базитовой коре, в том числе и древнейших ядер.

Формирование структур сжатия происходит не в какой-то отдельный этап сжатия (уменьшения поверхности и объема), а в процессе самого рифтинга. Поэтому формирование складчато-надвиговых структур и гранитизация не требуют паузы для проявления планетарного сжатия [27] и являются литосферным проявлением необратимого эндогенного механизма разуплотнения. Сжатие же было бы энергетически невыгодным для системы, а в необратимом процессе — маловероятным. Сохранение осью рифтинга своих относительных координат на протяжении почти 3 млрд. лет требует исключения подавляющего большинства раннедокембрийских зеленокаменных поясов из числа рифтогенных структур, как это иногда принимается [17, 24]. Это либо протоофиолитовые швы типа глубоководных желобов как зона Колмозеро—Воронья, либо орогенные<sup>1</sup> зеленокаменные пояса типа Печенгского, Имандра-Варзугского и Кейвского. Геодинамически они гораздо ближе конвергентным структурам типа дуг, на что одной из первых указывала А.С. Новикова [30].

Таким образом, в промежутке 2,8–2 млрд. лет окончательно оформился структурный план региона, обусловленный сочетанием жестких плит типа Кольско-Норвежского мегаблока размером примерно 250–350 X X 100–200 км, окаймленных продольно-ортогональными структурами. Этот мотив широко проявлен и на всей Восточно-Европейской платформе (рис. 6). Поскольку указанный этап означает переход коры к континентальному типу, то изменение состава формаций отражает состояние коры на этом ее пути. В силу же тектоноэнергетической неоднородности рифтов, а об этом говорит хотя бы тот факт, что не все раннедокембрийские зоны раздвига оставались энергетически активными в последующем, эволюция

<sup>1</sup> Проявление субщелочного магматизма, основного и кислого, этого этапа ошибочно связывают с рифтогенным режимом карельских зеленокаменных поясов.



Р и с. 6. Структурная делимость Восточно-Европейской плиты, подчеркнутая докембрийскими поясами и блоками по [9]

1 — складчатые пояса; 2 — эпиplatformенные образования

базитовых кор 2-го этапа далеко не везде проходила по одному сюжету. Отсюда схемы стратиграфии беломоро-свекокарелид, основанные на прямом сходстве разрезов или даже анализе перерывов, являются неадекватными геологическим процессам. В этом — главная причина их невоспроизводимости.

Авторы приносят благодарность А.В. Степановой, содействовавшей выполнению данной работы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Батиева И.Д., Бельков И.В. Гранитоидные формации Кольского полуострова. — В кн.: Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968, с. 5–143.
2. Бельков И.В. Происхождение и геологическая роль древнейших гранитоидов на ранних стадиях эволюции земной коры. — В кн.: Геохимия. Минералогия. Петрология: МГК. XXV сес. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1976, с. 392–398.
3. Бельков И.В., Загородный В.Г., Предевский А.А. и др. — В кн.: Опыт разработки сводной схемы стратиграфии докембрия Кольского полуострова. Л., 1971, с. 141–150.
4. Беляев К.Д. Новые данные о структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского полуострова. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971, с. 218–225.
5. Беляев О.А. Древнейший фундамент Терской структурной зоны. — В кн.: Геологическое строение и развитие структурных зон Кольского полуострова. Апатиты, 1980, с. 3–14.

6. Бибикина Е.А., Тугаринов А.И. Геохронология Беломорского блока. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972, с. 419–428.
7. Бибикина Е.А., Тугаринов А.И., Грачева Т.В., Константинова М.В. О возрасте гранулитов Кольского полуострова. — Геохимия, 1973, № 5, с. 664–675.
8. Волк В.Э., Литвиненко И.В., Малыгин Н.Л. и др. Структуры земной коры южных окраин Баренцево-морского шельфа и прибрежной части Балтийского щита по сейсмическим и аэромагнитным данным. — В кн.: Восточная часть Балтийского щита: Геология и глубинное строение. Л.: Наука, 1975, с. 118–129.
9. Гафаров Р.А. Строение фундамента Восточно-Европейской платформы и некоторые вопросы сравнительной тектоники древних платформ. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М.: Наука, 1973, с. 82–94.
10. Горлов Н.В. Структура беломорид (Северо-Западное Беломорье). Л.: Наука, 1967. 111 с.
11. Горяинов П.М. Об одном типе нижнепротерозойских структур Кольского полуострова. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1970, вып. 1, с. 20–27.
12. Горяинов П.М. Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 148 с.
13. Горяинов П.М. Кольско-Норвежский мегаблок — древнейший кратон в докембрии Кольского полуострова. — В кн.: Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л.: Наука, 1980, с. 88–103.
14. Горяинов П.М. Два этапа серогнейсовых комплексов Кольского полуострова — два этапа формирования континентальной коры. — В кн.: Древнейшие гранитоиды СССР. Комплекс серых гнейсов. Л.: Наука, 1981, с. 30–48.
15. Горяинов П.М. Беломорско-Карельская активизация в тектонической окраине ареала железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова — Кольско-Норвежского мегаблока. — В кн.: Геология рудных месторождений Кольского полуострова. Апатиты, 1981, с. 45–58.
16. Горяинов П.М., Федоров Е.Е. Эволюция континентальной коры Кольского полуострова в раннем докембрии. — В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: Наука, 1980, с. 179–187.
17. Грачев А.Ф., Федоровский В.С. Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги? — Геотектоника, 1980, № 5, с. 3–24.
18. Евдокимов Б.Н., Горяинов П.М., Шлайфштейн Б.А. Региональный метаморфизм железисто-кремнистых формаций Приимандровского железорудного района. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Апатиты, 1978, с. 84–92.
19. Жданов В.В. О двух типах земной коры без гранитного слоя на севере Балтийского щита. — Сов. геология, 1965, № 5, с. 101–111.
20. Загородный В.Г., Радченко А.Т. Принципы и главные черты тектонического районирования северо-восточной части Балтийского щита. — В кн.: Тектоника и глубинное строение северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты, 1978, с. 3–12.
21. Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1983. 96 с.
22. Козлов М.Т. Разрывная тектоника северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1979. 140 с.
23. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
24. Лейтес А.М., Муратов М.В., Федоровский В.С. Палеоавлакогены и их место в развитии древних платформ. — Докл. АН СССР, 1979, т. 191, № 6, с. 1355–1358.
25. Лунева О.И. Докембрийские конгломераты Кольского полуострова. М.: Наука, 1977. 223 с.
26. Марков М.С., Добрынецкая Л.Ф., Кацура И.К., Авакян К.Х. Области развития серых гнейсов. — В кн.: Тектоника и некоторые проблемы металлогении раннего докембрия: Тез. докл. Всесоюз. совещ. М.: ГИН АН СССР, 1984, с. 16–17.
27. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 280 с.
28. Миц М.В., Колпаков Н.И., Пузанов В.И. Тектоническая структура Мурманского блока Балтийского щита. — В кн.: Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л.: Наука, 1980. 198 с.
29. Никитин И.В. Особенности тектонического формирования зоны Колмозеро—

Воронья. — В кн.: Тектоника и глубинное строение северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты, 1978, с. 44—53.

30. Новиков А.С. Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1975. 150 с.

31. Панасенко Г.Д. Землетрясения Фенноскандии в 1951—1970 гг.: (Каталог). М.: Наука, 1977. 113 с.

32. Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.

33. Пейве А.В. Геология раздела Мохоровичича. — В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981, с. 7—13.

34. Пожиленко В.И. Структурные элементы и формы в супракrustальных породах Нотозерского района и последовательность их образования. — В кн.: Тектоника и глубинное строение северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты, 1978, с. 37—44.

35. Полканов А.А. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. — В кн.: Тр. XVII сес. Междунар. геол. конгр. М., 1939, т. 2, с. 27—58.

36. Поротова Г.А., Былинский Р.В. Глубинное строение Балтийского щита по результатам региональных геофизических исследований. — В кн.: Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978, с. 99—112.

37. Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И. Геохронометрические реперы докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978. 136 с.

38. Симицын А.В. Юго-восточная часть Балтийского щита (проблемы строения и развития): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1974. 44 с.

39. Ставцев А.Л. Тектоника и полезные ископаемые зон сочленения древних платформ и подвижных поясов. М.: Недра, 1983. 140 с.

40. Сыстра Ю.И. Структурная эволюция беломорид Западного Беломорья. Л.: Наука, 1978. 168 с.

41. Твалчрелидзе Г.А., Щеглов А.Д. Металлогения срединных массивов. — В кн.: Корреляция докембрия. М.: Наука, 1977, т. 2, с. 337—342.

42. Тешловой режим недр СССР. М.: Наука, 1971. 224 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 218).

43. Федорова М.Е., Шустова Л.Е. Чапомские конгломераты. — В кн.: Геологическое строение и развитие структурных зон Кольского полуострова. Апатиты, 1980, с. 20—26.

УДК 551.055:552.42

М.С.МАРКОВ, Л.Ф.ДОБРЖИНЕЦКАЯ, К.Х.АВАКЯН,  
И.К.КАЦУРА

## ОБЛАСТИ РАЗВИТИЯ СЕРЫХ ГНЕЙСОВ

В последние годы, особенно после обнаружения в ряде докембрийских щитов пород тоналитового и трондьемитового составов древних возрастов (3,7—3,8 млрд. лет), проблема серых гнейсов приобрела необычайно большую популярность среди исследователей докембрия. Серые гнейсы, под которыми понимаются метаморфические комплексы пород существенно плагиогранитного состава, были обнаружены практически во всех регионах мира. В Советском Союзе эти образования выделялись и ранее под названием олигоклазовых гранитов или первично-коровых гранитоидов [3, 7].

Как это бывает всегда с популярными идеями в геологии, к серым гнейсам часто стали относить любые плагиогранитные комплексы, распространенные среди образований докембрия. Независимо от того, существовали или не существовали фактические данные, серые гнейсы стали рассматри-

ваться в качестве своеобразного сиалического фундамента, на котором и происходило дальнейшее развитие более поздних структур докембрийских щитов.

В статье предпринята попытка рассмотреть особенности строения и состава комплекса серых гнейсов в разных областях развития раннего докембрия. Проведенный анализ показал, что существуют по крайней мере два типа серых гнейсов, отличающихся особенностями своего строения и условиями формирования.

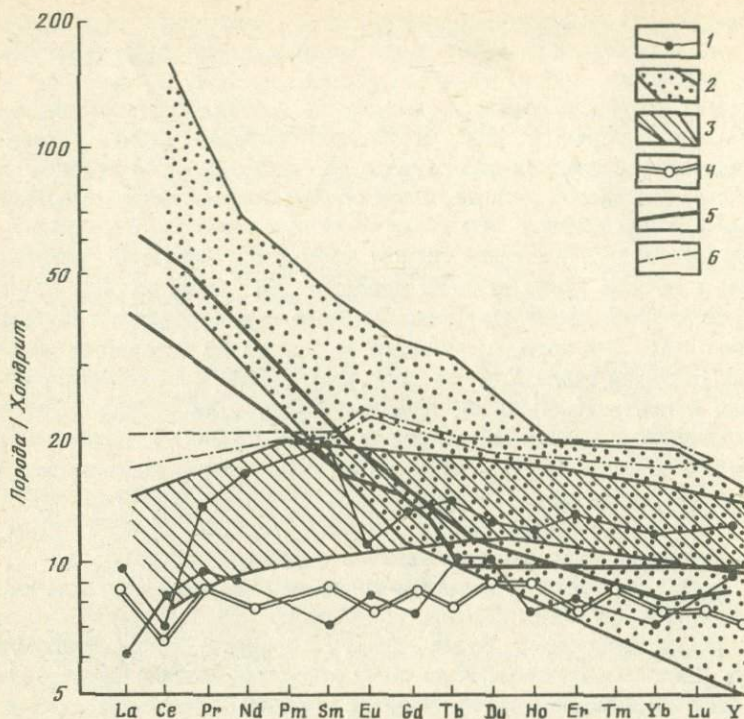
К первому из них относятся гнейсы Амитсок в Западной Гренландии [8, 20, 24] и гнейсы Уивак на п-ове Лабрадор [4]. По-видимому, к этому же типу относятся и гнейсы полуострова в кратоне Карнатака в Центральной Индии [16]. Эти породы занимают сравнительно небольшие участки в областях развития раннего докембрия. Так, гнейсы Амитсок распространены лишь в центральной части Западной Гренландии в районе фьордов Готхоб и Амералик, тогда как к северу и к югу развиты более молодые архейские комплексы [8, 20]. При этом отчетливо устанавливается, что процесс образования серых гнейсов не был одноактным. Среди гнейсов Амитсок, например, выделяется по крайней мере два типа, каждый из которых имеет рвущие взаимоотношения с предыдущими [10].

Хотя геохронологические данные о возрасте серых гнейсов и вмещающих их комплексов очень близки, имеются прямые геологические данные, свидетельствующие о более древнем возрасте супракрустальных толщ Исуа, Акилия и Нуллиак. К их числу относятся наличие более раннего гранулитового метаморфизма в породах формации Нуллиак [4], секущие контакты гнейсов Амитсок и Уивак с породами супракрустальных комплексов (Исуа), существование более ранних догнейсовых деформаций в этих супракрустальных комплексах и другие [16].

Таким образом, серые гнейсы Гренландии и Лабрадора представляют собой результат гранитизации (в широком смысле этого слова) более ранних коровых образований. Естественно, встает вопрос о том, какой была эта ранняя досерогнейсовая кора. Имеются многочисленные попытки рассматривать ее в качестве гомологов океанической коры. Однако этот вопрос далеко не ясен, так как наряду с телами метадунитов и метаморфизованными толеитовыми и щелочными базальтами в комплексе Исуа в достаточно большом количестве присутствуют метаморфизованные кислые вулканиты, а характер распространенных здесь хемогенных осадков, скорее, свидетельствует о мелководной обстановке их накопления [21, 28].

Особенности распределения в metabазальтах (Fe-толеитах) формации Акилия также свидетельствуют об их специфичности (рис. 1). Из рис. 1 отчетливо видно, что базальты, развитые в формации Исуа, по содержанию TR не похожи ни на толеиты океанов, ни на базальты траппов. Представляется, что поиски таких ранних супракрустальных комплексов и выяснение условий их образования — одна из насущных задач геологии раннего докембрия.

Формирование серогнейсовых комплексов другого типа происходит в результате образования в нижних частях коры расслоенных магматических комплексов с большим количеством кислых дифференциатов плагио-



Р и с. 1. Диаграмма распределения редкоземельных элементов в высокожелезистых тоналитах формации Акилия и в базальтах различных геодинамических обстановок  
 1 – высокожелезистые тоналиты формации Акилия [25]; 2–6 – базальты: 2 – континентальные [14], 3 – океанические [14], 4 – островодужные [5], 5, 6 – зеленокаменные поясов: 5 – железистые [14], 6 – глиноземистые [14]

гранитного состава. В верхних частях коры одновременно с этим формируются комагматичные вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы. Серые гнейсы такого типа распространены в Центральнокольской зоне Балтийского щита [1], в горах Утай Северо-Китайской платформы [22] и, вероятно, в Антарктиде [9].

В Центральнокольской зоне расчлененный магматический комплекс представлен дифференцированной серией пород (метапироксенитами, метагаббро-норитами, тоналитами, трондьемитами), метаморфизованной в гранулитовой фации метаморфизма. В базитовых разностях этого комплекса местами сохранились реликтовые магматические структуры. Более поздняя метаморфическая полосчатость и сланцеватость в грубом приближении наследует первичную магматическую слоистость. В современной структуре породы комплекса "гиперстеновых диоритов" (так называют эти породы на Кольском полуострове) представляют собой серию деформированных надвиговых пластин и чешуй, тектонически переслаивающихся с породами кольской серии, которые, судя по ряду данных, и являлись вулканогенно-осадочной покрывшей этих глубинных магматических образований. Супракрустальные образования кольской серии и "гиперстеновые

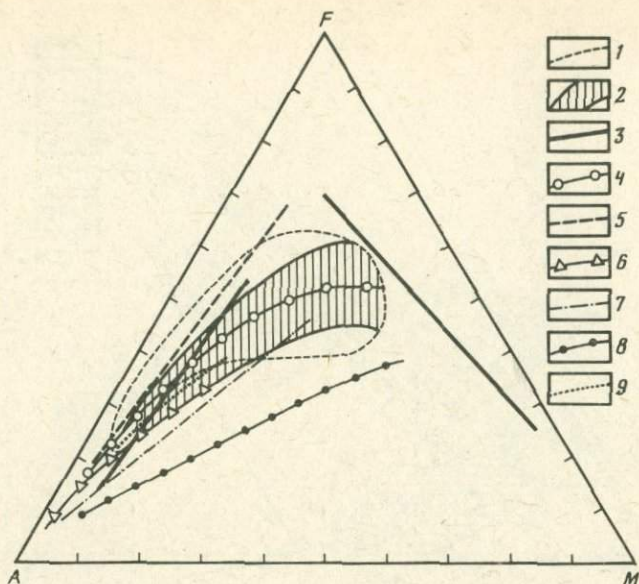


Рис. 2. Диаграмма AFM

1, 4-9 — гнейсы: 1 — Уйвак II [4], 4 — Центральнокольской зоны, 5 — очковые Амитсок [6], 6 — Уйвак I [4], 7 — Нук [29], 8 — Льюис [11], 9 — низкокальциевые Амитсок [6]; 2 — известково-щелочной тренд [3]; 3 — гранулиты Мадраса [30]

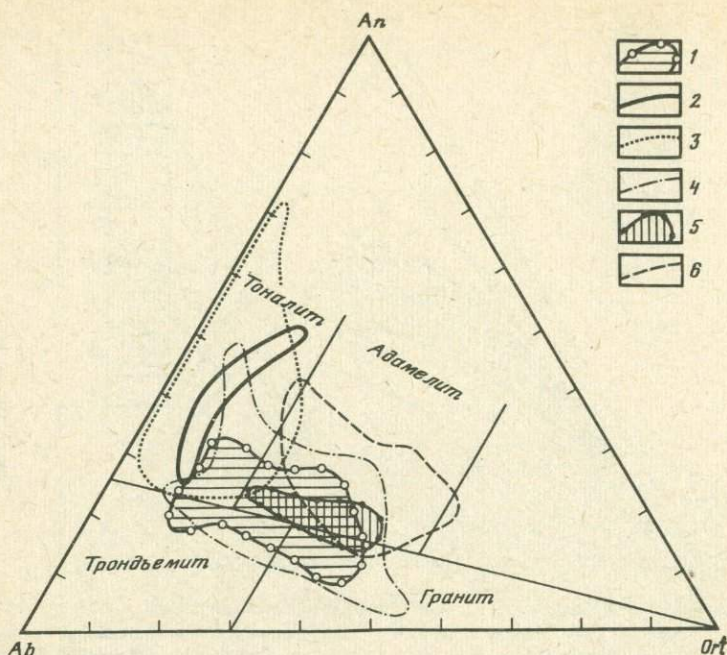
диориты" совместно метаморфизованы и деформированы в условиях гранулитовой фации метаморфизма [1].

Известно, что геохронологические данные для пород кольской серии дают значения 2,9–2,7 млрд. лет, которые считаются временем проявления гранулитового метаморфизма. Для комплекса "гиперстеновых диоритов" хр. Вежетундра по цирконам из амфибол-двупироксеновых плагиосланцев (метагаббро-норитов) термоизохронным методом Л.В.Сумин получил возраст 3,1 млрд. лет.

Проведенные нами исследования показали, что в разных частях Центральнокольской зоны в комплексе "гиперстеновых диоритов" преобладают разные типы пород. Так, в районе горы Волшепахк широко распространены меланократовые разности, а в районе горы Канентъявр — лейкократовые.

В связи с выделением разных генетических типов серых гнейсов представляется интересным рассмотреть особенности их составов. С этой целью нами были обобщены данные по петрохимии и геохимии этих пород. Естественно, что весь дальнейший анализ строился из предположения об изохимическом характере метаморфизма.

На диаграмме AFM (рис. 2) видно, что все серогнейсовые комплексы имеют в целом известково-щелочной тренд, но среди них достаточно отчетливо выделяются три типа: 1) тренды, обогащенные железом, близкие к толеитовому (к этому типу относятся гнейсы Амитсок, гнейсы Уйвак II и чарнокиты Мадраса); 2) более пологие трондьемитовые тренды, к которым относятся тоналиты из комплекса "гиперстеновых диоритов" Цен-

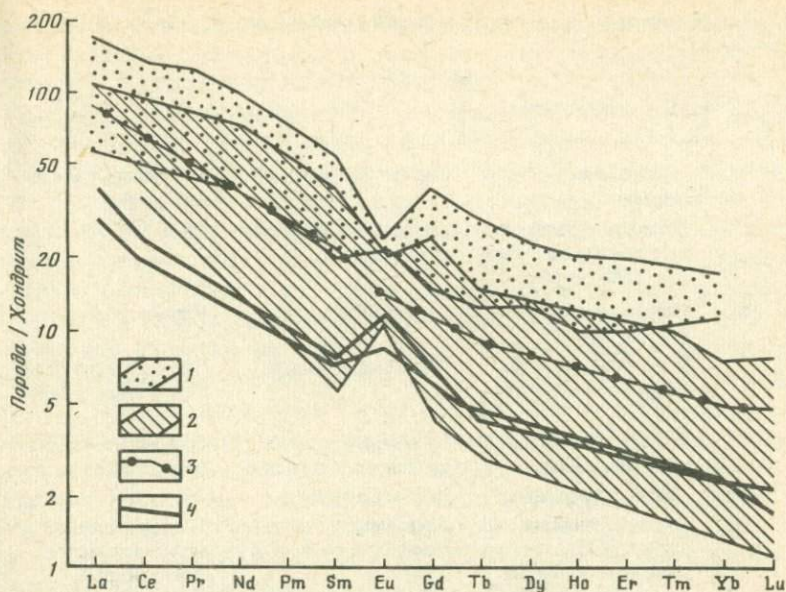


Р и с. 3. Нормативная диаграмма  $Ab-An-Ort$ . Классификационные границы по Д.О. Коннору [27]

1-5 - гнейсы: 1 - серые Амитсок [8], 2 - Центральнокольской зоны, 3 - Льюис [11], 4 - Уйвак I-II [4], 5 - очковые Амитсок [8]; 6 - чарнокиты Индии [3]

тральнокольской зоны, гнейсы Уйвак I и гнейсы Нук; 3) наиболее пологий тренд, приближающийся к щелочным сериям, характерен для льюисских гнейсов Шотландии.

На нормативной диаграмме  $Ab-An-Ort$  (рис. 3) также четко выявляются несколько групп пород: 1) составы серых гнейсов Амитсок, Уйвак I и Уйвак II дают достаточно обширные поля, которые попадают в поле составов трондъемитов, тоналитов, гранодиоритов, кальциевых монцонитов и даже гранитов; 2) поле составов серых гнейсов Центральнокольской зоны и серии Льюис отчетливо локализуется в тоналитовой области, а чарнокиты Мадраса на этой диаграмме попадают в поле адамелитовых составов (гранодиориты и кварцевые монцониты). Такие же данные получаются и на других петрохимических диаграммах. Из них отчетливо видно, что составы различных комплексов серых гнейсов отличаются друг от друга, а выделенные по геологическим данным два типа серых гнейсов несколько различаются по особенностям своего состава. В последнее время для выяснения генезиса магм и палеотектонических условий их образования чаще всего используются данные по особенностям распределения TR в магматических сериях. Для мезозойских и кайнозойских трондъемит-тоналитовых комплексов установлено, что в интрузивных сериях и химически эквивалентных им дацитах наиболее фракционированный характер имеют комплексы, образующиеся в пределах континентальных блоков и вдоль их краев,



Р и с. 4. Диаграмма распределения редкоземельных элементов серогнейсовых образований

1, 2 — гнейсы: 1 — Амйтсок [6], 2 — Льюис [11]; 3 — эндербиты Центральнокольской зоны; 4 — чарнокиты Центральнокольской зоны

в то время как аналогичные породы океанов и островных дуг характеризуются более пологими или почти нефракционированными кривыми [2].

На рис. 4 отчетливо видно, что для рассматриваемых комплексов серых гнейсов характерны кривые с фракционированным характером распределения TR — они обогащены легкими элементами по сравнению с тяжелыми. По степени фракционирования эти комплексы располагаются в следующем порядке: гнейсы Амйтсок — льюисские гнейсы и тоналиты Центральнокольской зоны.

Следует отметить, что кривые распределения TR серых гнейсов отличаются от кривых мезозойских и кайнозойских грандьемитов островных дуг и океанов большим фракционированием и по степени фракционирования TR не наблюдается различия между выделенными типами серых гнейсов. Не исключено, однако, что на характер этих кривых оказывает влияние разный характер метаморфизма отдельных комплексов серых гнейсов. Так, для льюисских гнейсов Шотландии Дж. Тарни показал, что по характеру кривые распределения TR и Eu-аномалии различны в породах, метаморфизованных в гранулитовой и амфиболитовой фации (для гранулитов характерны более низкие концентрации легких TR и отчетливая Eu-аномалия) [11].

Серогнейсовые комплексы обоих типов характеризуются близкой направленностью структурной эволюции. Все регионы, в которых образуются эти первые в истории Земли сиалические комплексы, в дальнейшем, видимо, существуют в условиях режима субгоризонтального, тангенциаль-

Последовательность геологических событий Гренландии, Лабрадора и Кольского полуострова

Возраст, млн. лет	Гренландия	Лабрадор	Кольский полуостров
2500	Калиевые граниты Коркут	Калиевые граниты	Калиевые граниты
	Купола и предшествующие им полифазные деформации	Купола, полифазные деформации	?
2800–3000	Синтектонические гнейсы Нук	Гнейсы Интерунг	Чарнокиты?
	Шарьяжи, надвиги, внедрение анортозитов	Шарьяжи, надвиги	Надвиги, гранулитовый метаморфизм
	Супракрустальный комплекс Малене	Супракрустальный комплекс Уперनावик	Супракрустальная кольская серия
	Дайки Амералик	Дайки Саглек	
	Очковые гнейсы Амитсок II, деформации, метаморфизм	Деформации, метаморфизм, гнейсы Уивак II	"Гиперстеновые диориты" (комплекс Вежетундры)
	Гранодиориты, диориты	Габбро-анортозиты	?
3700	Гнейсы Амитсок I	Гнейсы Уивак I	
3800	Комплекс Исуа	Комплекс Нуллиак	

ного сжатия, которое вызывает формирование крупных надвигов или систем лежащих изоклинальных складок — структур, направленных на формирование областей скупивания корового и мантийного материала.

Эталонным объектом в отношении структурной изученности серогнейсовых регионов можно считать лишь Гренландию и Лабрадор, где история структурно-метаморфических и магматических событий подкреплена радиологическими датировками. На таблице показана последовательность геологических событий Гренландии, Лабрадора и Кольского полуострова. Анализ этих данных по Северо-Атлантическому кратону (Гренландия и Лабрадор) показывает, что процесс становления гнейсов Амитсок и Уивак был многостадийным и не одно поколение родоначальных тоналитовых магм и продуктов их гранитизации участвовало в формировании ранней сиалической коры до времени появления такого геологического репера, как дайки Амералик и Саглек. Эти ранние стадии формирования гнейсовых комплексов Амитсок и Уивак контролируются процессами надвигообразования [15, 18].

В тесной связи во времени и пространстве с этими процессами тангенциального сжатия находятся и процессы более позднего гранитообразования. Ранние представители этих магм также имеют тоналитовый и трондьемитовый состав. Характерными представителями такой формации в Западной Гренландии являются гнейсы Нук, которые, как мы видели, петрохимически весьма сходны с серыми гнейсами. Возраст этих гнейсов, а следовательно, и процессов тектонического скупивания 3–2,8 млрд. лет.

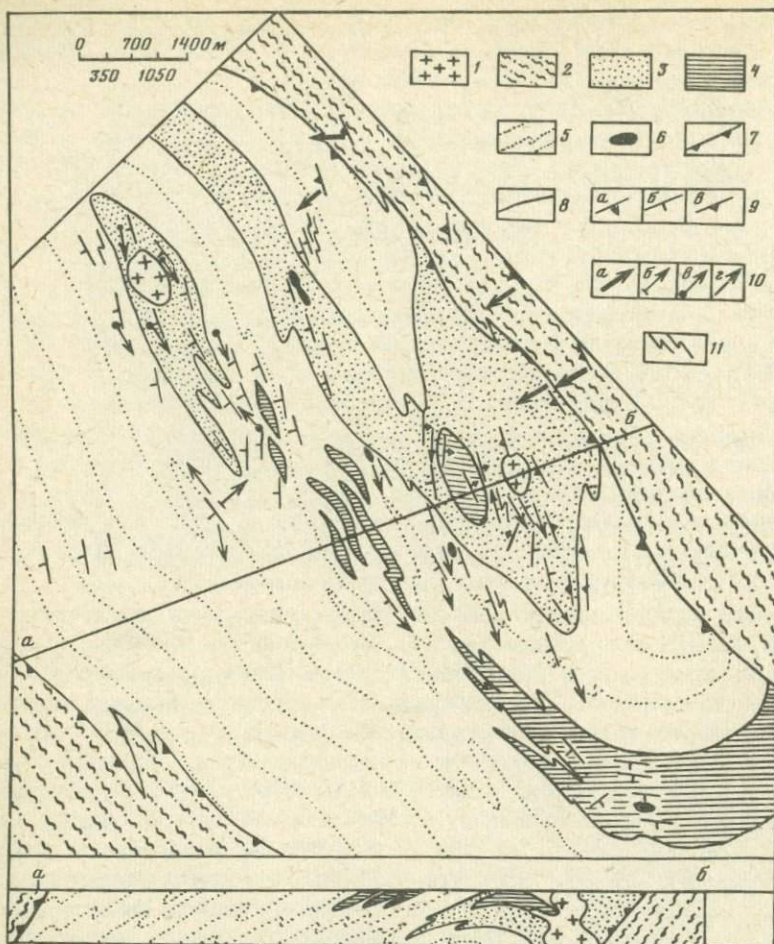
Детальными геологическими и структурными работами английских геологов в Западной Гренландии установлено, что гнейсы Нук внедрились в несколько фаз в течение 100—150 млн. лет.

Необходимо отметить, что эпоха формирования гнейсов Нук знаменуется мощным покровообразованием, по масштабу сопоставимым с Пеннинскими покровами Альп. Тем не менее архейское покровообразование имеет ряд своих особенностей, благодаря которым не происходит резкого укорочения сегментов коры, как это известно для фанерозоя. Поскольку архейское надвигообразование осуществляется в условиях высокоградIENTного теплопотока и деформируемая среда находится в пластическом состоянии — одновременно с нагромождением покровов происходит своеобразное утонение формирующихся пластин. Таким образом, существенного утолщения земной коры в этом случае может и не происходить [15, 18]. Поздние фазы структурообразования в Северо-Атлантическом кратоне знаменуются формированием куполовидных антиформ, разделенных сжатыми килевидными синформами. Они деформируют ранее созданные покровные структуры. Генезис куполовидных структур рассматривается как результат интерференции двух субперпендикулярных систем крупномасштабных открытых складок, сопровождающихся образованием муллион-структур в депрессионных участках [19].

Сходная история структурного развития установлена нами в центральной части Кольского полуострова (рис. 5). Древнейшие тоналитовые образования здесь представлены эндербитами и чарнокитами, слагающими серию мощных тектонических пластин среди супракрустальных пород кольской серии в районе хребтов Вежетундра и Афанасийтундра. Менее мощные пластины эндербитов, тектонически переслаивающиеся с этими же образованиями, известны в районе нижнего течения р. Туломы. Чешуи эндербитов и чарнокитов, деформированные совместно с породами кольской серии в крутопогружающиеся кольцевые структуры, развиты в районе горы Волшепахк. Анализ структуры этих регионов показывает, что ранние этапы архейского тектогенеза осуществлялись в условиях тангенциального сжатия, что привело к повсеместному образованию надвиговых пластин и крупных изоклиальных складок, переходящих в чешуи. В эту эпоху в комплексе "гиперстеновых диоритов" отмечается максимальная эндербитизация, сопровождающаяся выделением гигантского количества послонного жильного материала гиперстен-кварц-плагиоклазового и кварц-плагиоклазового составов [1]. Процесс формирования надвиговых пластин в Центральнокольской зоне, по-видимому, был длительным и привел в конечном результате к постепенному перерастанию надвигов в настоящие шарьяжи с "заваливанием" и нагромождением систем чешуй и изоклиальных складок. В плане такие формы выглядят как единичные антиформные структуры с пологими залеганиями в ядре и крутыми по периферии.

В протерозойское время в течение нескольких этапов складкообразования архейские структуры подверглись значительной перестройке. Наиболее ярко проявленная северо-западная карельская складчатость создала сложный структурный ансамбль, в результате чего контуры пластин эндербитов и чарнокитов приобрели сложный сигмоидальный рисунок в плане [1].

Изучение изотопии Pb- и Rb—Sr-систем в гнейсах Нук по породе в целом показало, что гнейсы, формирующиеся в пределах Амитсокского про-



Р и с. 5. Геологическая карта хребта Вeжетундра (Центральнокольская зона)

1 — докембрийские плагиомикроклиновые граниты; 2 — высокоглиноземистые гнейсы архейской кольской серии; 3–6 — комплекс архейских чарнокитоидов: 3 — крупно-среднезернистые биотит-гиперстеновые чарно-эндрбиты (60%) с прослоями биотит-амфибол-двупироксеновых эндрбитов (40%), 4 — биотит-амфибол-двупироксеновые эндрбиты с резкоподчиненным развитием биотит-гиперстеновых чарно-эндрбитов, 5 — крупно-среднезернистые биотит-гиперстеновые чарно-эндрбиты (80%) с подчиненными прослоями биотит-амфибол-двупироксеновых эндрбитов (20%), 6 — метавебстериты, метагаббро-нориты; 7 — границы симметаморфических надвигов; 8 — геологические границы; 9 — ориентировка плоскостных элементов: метаморфической полосчатости и сланцеватости, выраженной в ориентировке минералов гранулитовой фации, с углами падения  $5-20^\circ$  (а) и  $20-60^\circ$  (б), сланцеватости зон бластомилонитов (в) с углами падения  $30-60^\circ$ ; 10 — погружение линейности зон бластомилонитов под углом  $40-60^\circ$  (а), шарниров мелких изоклиналильных складок первой генерации под углом  $40-60^\circ$  (б), минеральной линейности, выраженной в ориентировке агрегатов кварца, биотита и амфибола (в), шарниров изоклиналильных складок второй генерации (г) под углом  $5-15^\circ$ ; 11 — рисунок мелких асимметричных складок второй генерации

токонтинента, на 40% сформированы за счет переплавления более ранних гнейсов Амитсок. В то же время гнейсы Нук, развитые в более южных районах, не несут следов корового смешения [29]. При этом выявлено, что изотопные Pb-системы более чувствительны к эффектам контаминации, чем данные по изотопии Sr и Nd. К сожалению, в СССР такие изотопные исследования практически не ведутся, хотя они могли бы иметь большое значение для докембрийских палеотектонических реконструкций. Сходную структурную позицию, аналогичную гнейсам Нук, в районе Мурдозера (Кольский полуостров) занимают пластовые тела плагиогранитов, чаще всего приуроченные к тектоническим контактам между комплексами гиперстеновых диоритов и пород кольской серии. Эти контактовые зоны отчетливо выявляются по распространению бластомилонитов гранулитовой фации метаморфизма. Сходные образования описаны и на п-ове Лабрадор, где они носят название гнейсов Интерунгnek.

Таким образом, серогнейсовые регионы в последующей истории представляют собой зоны тектонического сгущивания в условиях пластического состояния вещества и интенсивной гранитизации и гранитообразования, чем они резко отличаются от кратонизированного сиалического фундамента древних платформ, с которыми их часто сопоставляют. По-видимому, эти свойства приобретаются областями развития серых гнейсов в более позднее время после внедрения комплексов калиевых гранитоидов. В Западной Гренландии к таким комплексам относятся граниты Коркут, возраст которых 2,6–2,5 млрд. лет. Изучение изотопии Sr и Pb этих пород показывает, что они имеют коровое происхождение и образованы в результате плавления гнейсов Амитсок и Нук, хотя и отличаются от них большим содержанием K [26]. В этой связи возникает весьма интересная петрологическая проблема источников K в этих породах.

Несмотря на отчетливую батолитоподобную форму массивов гранитов Коркут М. Браун и К. Френд [17] показали, что выделяемые три фазы этих гранитов очень сложно сочетаются друг с другом и внутреннее строение этих массивов напоминает в разрезе зоны развития магматитов. В Центральнокольской зоне гранитам Коркут, по всей видимости, соответствуют достаточно широко распространенные здесь плагиомикроклиновые граниты.

Таким образом, мы видим, что серые гнейсы представляют собой полигенетический комплекс пород, развивающийся в условиях тектонического сгущивания и многократного гранитообразования мантийного и корового уровней. Несмотря на разный генезис этих комплексов, все они, скорее всего, являются мантийными образованиями, о чем свидетельствуют низкие первичные отношения изотопов  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в них.

Одной из главных проблем серогнейсовых ассоциаций является вопрос о генезисе этих пород и в связи с этим их пространственной локализации в ранней коре Земли. К настоящему времени существует несколько моделей генезиса первичных пород серогнейсовых комплексов, обзор которых был сделан недавно Ф. Баркером [2]. Наиболее конкурентоспособными из них, на наш взгляд, являются модели частичного плавления и фракционной кристаллизации. Дж. Арт и Г. Хенсон [12] предложили модель частичного плавления для объяснения происхождения трондьемитов и тоналитов бимо-

дальних контрастных серий архея. Они считают, что более ранняя архейская существенно базальтовая кора была метаморфизована и превращена в амфиболиты или эклогиты и затем расплавлена. 20%-ное плавление этих пород привело бы к образованию тоналит-трондьемитовых магм с характерным для многих из них фракционированным распределением TR в том случае, если в респите остаются такие фазы, как гранат и амфибол.

Наличие основных гнейсов в этой бимодальной серии объясняется существованием зон с большей степенью плавления вещества. Однако, как мы видели в ряде случаев, основные породы, распространенные в полях развития серых гнейсов, являются более древними образованиями. Кроме того, С. Друри [23], изучив особенности распределения TR в тоналитах и амфиболитах серии Льюис, показал, что они не могут быть комагматами.

Для тех комплексов серых гнейсов, в которых наблюдаются непрерывно дифференцированные серии, включающие и породы андезитового состава, Дж. Арт и Ф. Баркер [2] предложили модели фракционной кристаллизации базальтовой магмы, образующейся в результате либо прямого плавления мантии, либо переплавления уже существовавшей базальтовой коры. Проблема заключается в том, чтобы объяснить большие количества в этих сериях пород плагиогранитного состава. Данные многочисленных экспериментов по плавлению пиролита показывают, что при слабом разогреве мантийного вещества и низкой степени плавления в гипотетической системе гранит — пикрит линия ликвидуса имеет четкий минимум, который соответствует андезит-дацитовым составам.

Не исключено, что неоднородное распределение теплового потока в раннем докембрии, которое могло быть вызвано в первую очередь метеоритной бомбардировкой Земли, столь существенной на ранних стадиях ее развития, и приводило к неравномерному распределению теплового потока и к появлению в отдельных участках планеты первичного сиалического вещества.

Таким образом, несомненно, что первое в истории Земли сиалическое вещество представляло собой продукт химической дифференциации мантии. Вряд ли эти комплексы пород были распределены по поверхности нашей планеты в виде сплошной корки; закономерности их пространственного размещения определялись, вероятно, неравномерностью теплового потока. В дальнейшем эти области на протяжении длительной истории выступали как зоны сжатия и тектонического скупивания и интенсивного гранитообразования, прежде чем они превратились в консолидированный фундамент древних платформ.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Авакян К.Х., Богданова С.В., Добржинецкая Л.Ф. и др. Структурное положение чарнокитоидов Центральной части Кольского полуострова. — В кн.: Природные ассоциации серых гнейсов (геология и петрология). Л.: Наука, 1984, с. 123–133.
2. Баркер Ф. Трондьемит: определение, геологическая обстановка и гипотезы образования. — В кн.: Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983, с. 9–18.
3. Гранитоидные формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 264 с.
4. Коллерсон К.Д., Бриджуотер Д. Метаморфическая эволюция раннеархейских

тоналитовых и трондjemитовых гнейсов района Саглек, Лабрадор. — В кн.: Трондjemиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983, с. 157–203.

5. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.

6. Ламберт Р. Ст. Дж., Холланд Дж. Г. Геохимия гнейсов Амитокок. Предварительные наблюдения. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 201–212.

7. Лобач-Жученко С.Б. Древнейшие олигоклазовые граниты — фундамент супракрупных пород нижнего комплекса. — В кн.: Геология и петрология архейского гранитно-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. Л.: Наука, 1978, с. 33–41.

8. Мак-Грегор В.Р. Архейские серые гнейсы и происхождение континентальной коры: данные по району Готхоб, Западная Гренландия. — В кн.: Трондjemиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983, с. 131–156.

9. Равич М.Г., Каменев Е.Н. Кристаллический фундамент Антарктической платформы. Л.: Гидрометеониздат, 1972. 132 с.

10. Тарни Дж. Геохимия архейских высокометаморфизованных гнейсов. Вывод о происхождении и эволюции докембрийской земной коры. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, с. 407–427.

11. Тарни Дж., Уивер Б., Друри С.А. Геохимия архейских трондjemитовых и тоналитовых гнейсов Шотландии и Восточной Гренландии. — В кн.: Трондjemиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983, с. 204–222.

12. Arth J.G., Hanson G.N. Quartz diorites derived by partial melting of eclogite or amphibolite at mantle depths. — Contrib. Miner. and Petrol., 1972, vol. 37, p. 161–174.

13. Barker F., Arth J.G. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and archaic bimodal trondhjemitic-basalt suits. — Geology, 1976, vol. 4, p. 596–600.

14. Basaltic volcanism on the terrestrial planets. N.Y. etc.: Pergamon press, 1981. 1286 p.

15. Bridgwater D., McGregor V.R., Myers J.S. A horizontal tectonic regime in the archaic of Greenland and its implication for early crustal thickening. — Precamb. Res., 1974, vol. 1, N 3, p. 179–197.

16. Bridgwater D., Allart J.H., Baadsgaard H. et al. International field work on archaic gneisses in Godthabsfjord—Isua area south part West Greenland. — Rep. Geol. Surv. Greenland, 1979, N 95, p. 66–71.

17. Brown M., Friend C.R.Z. The polyphase nature and internal structure of the Qorqut Granite complex east of Umanap suvdula Godthabsfjord, southern West Greenland. — Rep. Geol. Surv. Greenland, 1980, N 100, p. 79–82.

18. Chadwick B. Archaic structural evolution in the North-West of the Buksefjorden region, South-West Greenland. — Precamb. Res., 1979, vol. 6, N 9, p. 199–226.

19. Chadwick B. Contrasting styles of tectonism and magmatism in the Late Archaic crustal evolution of the Godthabfjord, southern West Greenland. — In: Abstr. Intern. symp. on Precambrian crustal evolution, China, 1983. Beijing, 1983, p. 8.

20. Chadwick B., Coe K. Field work on the Precambrian basement in the Buksefjorden region, southern West Greenland. — Rapp. Greenlands geol. unders., 1973, N 55, p. 65–70.

21. Chadwick B., Ramakrishnan M., Viswanatha M.N. Structural and metamorphic relations between supracrustal rocks Sargur and Dharwar and Peninsula gneisses in central part State Karnataka. — J. Geol. Soc. Ind., 1981, vol. 22, N 12, p. 557–569.

22. Dazhong Sun, Kuny Xie, Wenhao Zhao. Excursion guide early Precambrian geology of Eastern Hebei region. — In: Abstr. Intern. symp. on Precambrian crustal evolution, China, 1983. Beijing, 1983, p. 17–22.

23. Drury S.A. REE distribution in a high-grade Archaic gneiss complex in Scotland: Implication for the gneiss of ancient sialic crust. — Precamb. Res., 1978, vol. 7, N 3, p. 237–257.

24. McGregor V.R. The early Precambrian gneisses of the Gothab district Western Greenland. — Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1973, vol. 273, p. 343–358.

25. McGregor V., Mason B. Petrogenesis and geochemistry of metabasaltic and metasedimentary enclaves in the Amitsoq gneisses, West Greenland. — Amer. Miner., 1977, vol. 62, N 9/10, p. 887–904.

26. Moorbath S., Taylor P.N., Goodwin R. Origin granit magma by crustal remobilisation: Rb-Sr and Pb-Pb geochronology and isotope geochemistry of the late Archaic Qorqut granite complex of Southern West Greenland. — Geochim. et cosmochim. acta, 1981, vol. 45, p. 1051–1060.

27. O'Connor J.T. A classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. — US Geol. Surv. Prof. Pap., 1965, N 525 B, p. 79–84.

28. Report on the geology of the Godthabsfjord–Isukasia region. Rep. Geol. Surv. Greenland, 1983, N 112. 126 p.

29. Taylor P.N., Moorbath S., Goodwin R., Petrykowski A.S. Crustal contamination as an indicator of the extent of early Archean continental crust: Pb-isotope evidence from the late Archean gneisses of West Greenland. — Geochim. et cosmochim. acta, 1980, vol. 44, p. 1437–1455.

30. Weaver B.L. Rare-earth element geochemistry of Madras granulites. — Contrib. Miner. and Petrol., 1980, vol. 71, N 3, p. 271–279.

УДК 551.24:242.052 (94)

А.Ф. ГРАЧЕВ, В.С. ФЕДОРОВСКИЙ

### ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ ПОЯСА — ГЛАВНЫЕ КООРДИНАЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

Зеленокаменные пояса принадлежат к числу наиболее распространенных структур раннего докембрия. Они обнаружены в архее всех материков. Площадь архейских зеленокаменных поясов составляет около 20% территории платформ. Совершенно очевидно, однако, что зеленокаменные пояса не автономны. Они образуют единые геодинамические системы с гранито-гнейсовыми куполами и составляют вместе с ними гранито-зеленокаменные области, формирующие каркас фундамента древних платформ. Вместе с тем зеленокаменные пояса не ограничены в своем развитии только археем. Они были широко распространены и в раннем протерозое.

Прежде всего нужно отметить сходство архейских и раннепротерозойских поясов в литолого-стратиграфическом и формационном планах. Для тех и других обычны осадочно-вулканогенные и кремнисто-железистые формации значительной мощности. Характерная черта — циклическое строение разрезов, причем цикличность проявлена и в осадочном, и в вулканическом компонентах стратифицированных толщ. Масштабы цикличности разнообразны: от микроциклов до очень крупных, многокилометровых по мощности, называемых иногда суперциклами. Примечательная черта и архейских, и раннепротерозойских поясов — присутствие в их разрезах джеспилитов. Проблема происхождения железистых кварцитов до сих пор вызывает полемику, но сам факт присутствия этих специфических пород в толщах не только архея, но и нижнего протерозоя неоспорим. Сходство вмещающих их структур по этому важнейшему маркирующему компоненту разрезов очевидно.

Разрезы большинства архейских поясов завершаются толщами незрелых обломочных пород молассоидного типа, нередко включающими дельтовые фации и полимиктовые конгломераты. Специфика обломочного материала конгломератов состоит в том, что, кроме продуктов размыва близлежащих вулканических покровов, он содержит гранитоиды, попавшие сюда при размыве поднимающихся куполов, возникавших по периферии поясов, а также продукты размыва нижних горизонтов разреза самих поясов. Ситуация нестандартная и свидетельствующая о длительности накопления

толщ поясов и своеобразной геодинамике этих структур. Точно такая же яркая особенность свойственна и раннепротерозойским поясам. Хороший пример такого рода — пояса Восточной Сибири [6].

Обращает на себя внимание одинаковый стиль вулканизма поясов архея и раннего протерозоя. Практически все типы вулканитов, характерные для архейских поясов, обнаружены и в раннепротерозойских поясах.

Важнейший момент в корреляции поясов архея и раннего протерозоя — совершенно одинаковый тип их границ. И архейские, и раннепротерозойские пояса окружены гранито-гнейсовыми куполами. Такой специфический структурный парагенез несомненно свидетельствует о единстве их генезиса и о единой геодинамике разновозрастных поясов. Хотя петрологические типы гранитоидов архейских и раннепротерозойских куполов неадекватны, их объединяют одинаковая тектоническая позиция по отношению к поясам и одинаковая (купольная) тектоническая природа массивов. Вряд ли можно думать, что купола разного возраста формировались в разных геодинамических условиях. Логично предполагать генетическое единство этих структур, обладающих столь специфическим, но одинаковым тектоническим узором.

Внутреннее строение поясов сложно. В формировании их структуры, как правило, обнаруживается проявление нескольких этапов деформаций. Независимо от этого, однако, в большинстве известных поясов устанавливается в целом синклинное строение с зеркалом складчатости, которое погружается к центру поясов. Это вполне однозначно выясняется в процессе картирования поясов и маркирующих горизонтов, составляющих разрезы их толщ. Обычное правило: нижние горизонты разреза поясов образуют их краевые зоны, а верхние горизонты — центральные зоны. Это правило практически не имеет исключений и позволяет, несмотря на многочисленные мелкие осложнения, уверенно реставрировать достаточно простую главную структуру каждого пояса. В этом отношении архейские и раннепротерозойские пояса идентичны.

Для поясов любого возраста характерно проявление зонального метаморфизма андалузит-силлиманитового или кианит-силлиманитового типов. Отмечаются чрезвычайно широкие колебания температур и нередко на периферии поясов тесно сгруппированное положение изоград метаморфизма. Типична такая ситуация, когда ось метаморфической депрессии совпадает с осью зеленокаменного пояса, а высокотемпературные зоны прилегают к гранито-гнейсовым куполам, локализованным на его периферии. Одинаковый узор изоград метаморфизма, отражающих контуры древних теплопоток, указывает и на единую глубинную природу архейских и раннепротерозойских поясов.

Разумеется, было бы неправильно говорить о полном сходстве, идентичности поясов архея и раннего протерозоя. Их формирование охватывает гигантский промежуток времени — около 2 млрд. лет, и проявления общей эволюции, свойственные литосфере, должны быть заметны. По ряду позиций отличия раннепротерозойских поясов от их архейских аналогов очевидны. Раннепротерозойские пояса обладают более крупными размерами и резко выраженной линейностью. Увеличение размеров поясов сопровождается уменьшением их числа на единицу площади. Характерны возрастные роли карбонатных пород в раннепротерозойских поясах по сравнению

с архейскими, сокращение объема коматитов. Среди осадочных пород, объемы которых в раннепротерозойских поясах значительно больше, чем в архейских, заметную роль играют зрелые осадки (в частности, олигомиктовые и мономиктовые песчаники), которые в архейских поясах резко подчинены грауваккам. И, наконец, главное различие состоит в том, что раннепротерозойские пояса сопровождают контрастно выраженные структуры типа пассивных окраин с шельфовым осадконакоплением. Это широкие зоны, прилегающие к крупным зеленокаменным поясам, а осадочные и вулканические формации, составляющие те и другие, образуют единые латеральные формационные ряды. В архее существование подобных зон только предполагается. Отдельные авторы пытаются реставрировать их по незначительным реликтам, заключенным в высокометаморфизованных областях, разделяющих пояса.

Таким образом, можно видеть, что и в архее, и в раннем протерозое, т.е. на протяжении всего раннего докембрия, устанавливается существование однотипных геодинамических систем — гранито-зеленокаменных областей. Важнейший компонент данных систем — зеленокаменные пояса. Именно эти структуры первичны, так как парагенетически связанные с поясами гранито-гнейсовые купола формируются относительно позже. Об этом вполне определенно свидетельствует характер контактов гранитоидов с толщами поясов. В связи с этим возникают две проблемы, решение которых важно для выяснения тектогенеза раннего докембрия в целом: 1) происхождение зеленокаменных поясов, 2) механизм формирования гранито-гнейсовых куполов и выяснение закономерностей пространственно-временных соотношений куполов и поясов.

По проблеме происхождения зеленокаменных поясов имеется обширная литература. Перечислим существующие модели [4]: пояса сравниваются с альпийскими складчатыми областями (рассматриваются как особый тип раннедокембрийских геосинклиналей), с островными дугами современной тектоносферы, с зонами вторичного раскрытия в краевых морях, с зонами континентального рифтогенеза; пояса неповторимы в геологической истории и ни на что не похожи; модель плотностной инверсии, когда зеленокаменные комплексы накапливаются сплошным чехлом поверх гнейсового фундамента, который впоследствии мобилизуется с образованием куполов; модель мелкочечистой конвекции в мантии и формирования поясов над нисходящими участками конвективных ячеек или над восходящими потоками; пояса рассматриваются как следствие падения космических тел. Нужно сказать, что перечисленные варианты отнюдь не исчерпывают всего имеющегося арсенала моделей. Их общее число достигает двух десятков.

Было бы несправедливо рассматривать множественность существующих моделей генезиса поясов как негативный фактор. Все они, без исключения, исходят из того или иного фактического материала. Однако число моделей резко сократится, если оставить для обсуждения только те из них, которые могли бы непротиворечиво синтезировать весь фонд основных данных, имеющихся по геологии поясов.

Авторы давно разрабатывают модель рифтогенного происхождения зеленокаменных поясов [2, 3 и др.]. Рифтогенная модель, естественно, предполагает существование какой-то коры, возникшей до рифтогенеза. В случае с раннепротерозойскими поясами это фактически так и есть: дорифто-

вая кора образована архейскими комплексами, что позволяет судить о типе такой коры и ее петрологическом составе. В варианте архейских поясов (а самые ранние из них имеют возраст почти на пределе известных на сегодня цифр значений возраста древнейших пород на Земле) вопрос о предшествующей им земной коре вызывает острую полемику. Либо никаких реальных следов существования такой коры не сохранилось, либо мы должны предполагать, что еще не умеем выделять соответствующие комплексы из состава более молодых архейских образований.

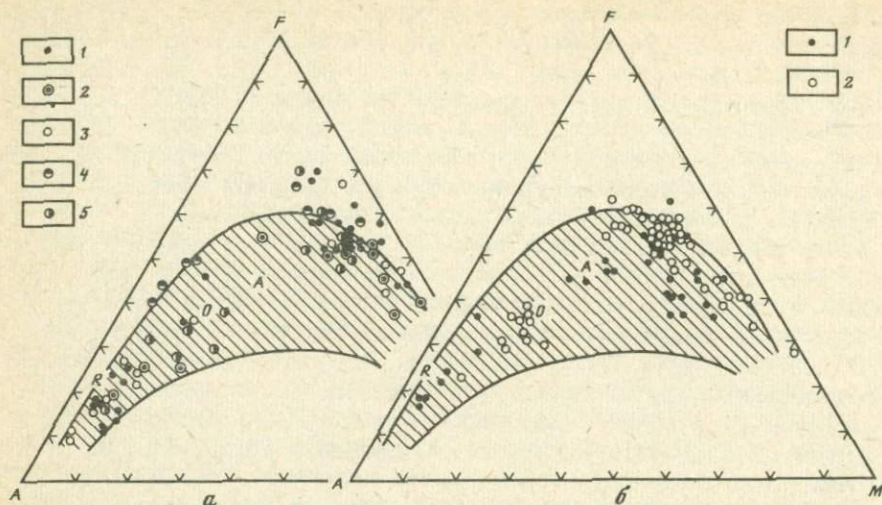
Для сравнительного анализа докембрийских зеленокаменных поясов и их возможных аналогов в современных геодинамических ситуациях был привлечен комплекс данных по морфологии этих структур, стратиграфии, тектонике, вулканизму, тепловым режимам. Решающее значение, однако, имеет сравнительный анализ вулканизма. Это и понятно, так как вулканы различных геодинамических режимов различаются достаточно контрастно, в то время как, например, осадочным компонентам таких разрезов свойственна конвергенция признаков, затрудняющая их сравнение.

В строении вулканических формаций зеленокаменных поясов докембрия выделяются разрезы полного и неполного типов [3]. Напомним, что полный тип включает нижний коматиит-базальтовый комплекс (в том числе — перидотитовые коматииты), средний — базальтовый с подчиненным количеством базальтовых коматиитов и пирокластических образований и верхний, преимущественно пирокластический комплекс пород, представленный контрастной базальт-риолитовой формацией. Наиболее распространенным типом пород среди вулканитов во всех зеленокаменных поясах являются базальты.

Составы и нормативные характеристики базальтов архея и раннего протерозоя всех материков относятся либо к оливин-гиперстеновым нормативным толеитам, либо к кварцевым толеитам. Щелочные базальты с нормативным нефелином отсутствуют, и в этой связи важно отметить, что в базальтах архея и раннего протерозоя не известны и ультраосновные ксенолиты, наиболее древний возраст которых на сегодня датируется примерно в 1,1 млрд. лет. На диаграмме AFM поля базальтов архея и раннего протерозоя практически не различимы и в значительной степени совпадают с полем базальтов современных срединно-океанических хребтов [3] (рис. 1).

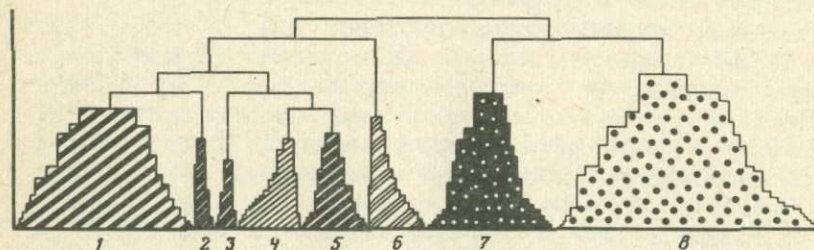
Точки средних составов базальтов архея и раннего протерозоя на дискриминантной диаграмме в осях I и II факторов вместе с базальтами всех известных современных геодинамических обстановок, образуя единый рой, лежат в поле толеитов срединно-океанических хребтов и не имеют ничего общего с базальтами островных дуг, с которыми их часто сравнивают. Таким образом, принципиальных различий в химизме базальтов архейских и раннепротерозойских зеленокаменных поясов не устанавливается. Необходимо обратить внимание и на то, что между толеитовыми базальтами раннего докембрия и базальтовыми коматиитами не удастся провести резкую границу — поля составов тех и других пород перекрываются. В целом сделанный вывод подтверждается результатами кластерного анализа (рис. 2).

Анализ различных вариационных диаграмм составов пород нижнего и



Р и с. 1. Диаграмма AFM для архейских (а) и раннепротерозойских (б) дифференцированных серий

Диаграмма а – зеленокаменные пояса: 1, 2 – Западной Карелии (1 – Костомукшско-Гимольский, 2 – Южно-Выгозерский), 3–5 – Северной Америки (3 – Миннесота, 4 – Рейни-Лейк, 5 – Восточный Лабрадор). Диаграмма б – Восточная Сибирь: 1 – Приольхонье (Западное Прибайкалье), 2 – Южно-Муйский хребет, А, О, R – средние мировые составы андезитов, дацитов и риолитов соответственно. Штриховкой показано поле полной дифференцированной известково-щелочной серии современных островных дуг



Р и с. 2. Генерализованное изображение кластерной диаграммы базальтоидов различных геодинамических обстановок

1–8 – группы базальтов современных континентальных и океанических рифтов, островных дуг, краевых морей и докембрийских зеленокаменных поясов (7 – базальты современных островных дуг, четко отделившиеся от остальных типов базальтов)

среднего комплексов показал наличие постепенного изменения составов от преридотитовых коматиитов через базальтовые коматииты к толеитам. Практически вся эта серия обнаруживает влияние оливинового контроля (осаждение оливина из расплава), как это следует из диаграммы [3]. Петрохимическое различие между толеитами и базальтовыми коматиитами раннего докембрия в целом такое же, как между высокомагнезиальными и толеитовыми базальтами фанерозоя, и мы разделяем позицию тех геологов, которые на этом основании не признают петрохимической специфики раннедокембрийского вулканизма.

Обращаясь к ультраосновному вулканизму, следует подчеркнуть уже

известную закономерность, заключающуюся в том, что на рубеже архея и раннего протерозоя роль ультраосновного вулканизма снижается, хотя во многих раннепротерозойских поясах он все же проявлен, например Кейп Смит в Канаде [7], Печенгский пояс на Кольском полуострове [5].

Ультраосновной вулканизм, так широко проявленный в архее, отражает общие геотермические условия ранней стадии развития Земли, ибо температура плавления перидотитовых коматитов оценивается примерно в  $1600^{\circ}\text{C}$  [12]. По-видимому, это (присутствие больших объемов перидотитовых коматитов) является единственным признаком, по которому вулканизм архея может быть противопоставлен раннепротерозойскому.

Итак, по своему составу вулканыты нижнего и среднего комплексов отвечают, как это видно из диаграмм [3], вулканизму современных рифтов. Что касается мнения о возможности отнесения нижних частей разрезов вулканытов раннего докембрия к офиолитовой ассоциации, то оно представляется нам не обоснованным, ибо базальты практически всех хорошо изученных офиолитов фанерозоя располагаются в поле базальтов островных дуг и связанных с ними краевых бассейнов [10].

Наибольшую дискуссию сейчас вызывает вулканогенные породы верхних частей разрезов архейских и раннепротерозойских зеленокаменных поясов, которые многие зарубежные исследователи относят к известково-щелочной серии. На этом основании зеленокаменные пояса сопоставляются с островными дугами кайнозоя. Речь идет об андезитах и той роли, которую они играют в общем объеме вулканытов зеленокаменных поясов. Не повторяя приводимых ранее аргументов [3, 11], обратим внимание сначала на то, есть ли различия в характере дифференцированных серий зеленокаменных поясов архея и раннего протерозоя. Из диаграммы AFM (рис. 1) видно, что в целом эти серии бимодальны, хотя некоторое количество точек попадает в поле андезитов. Однако роль андезитов в суммарном объеме вулканытов ничтожна (первые проценты). Между тем известно, что в островных дугах андезиты составляют более 60% объема вулканытов. Кроме того, общий тренд дифференциации раннедокембрийских вулканытов, как это видно из рис. 1, не имеет ничего общего с известково-щелочной серией островных дуг.

Обратимся к зеленокаменному поясу Абитиби (Канада), который обычно приводится как типичный пример архейского пояса с широко развитым андезитовым вулканизмом. Этот пояс является в какой-то мере эталоном, так как здесь впервые было проведено геохимическое опробование всего разреза с учетом мощности вулканытов разного состава. По данным А. Гудвина [9], для пояса в целом характерно такое соотношение главных типов эффузивов: базальты — 59%, андезиты — 32%, дациты и риолиты — 9%, хотя сам же А. Гудвин отмечает в отдельных частях пояса развитие только бимодальной ассоциации. Как видим, доля андезитов существенна, хотя приведенное соотношение сильно отличается от типично островодужного.

Рассмотрим подробнее состав андезитов пояса Абитиби, средние значения которых для отдельных разрезов (по А. Гудвину) приведены в табл. 1, где они даны в сравнении со средними составами архейских андезитов (по К. Конди [4]). Хорошо видно, что андезиты Абитиби, прежде всего по содержанию кремнезема (от 51,9 до 57%), относятся не к андезитам,

Таблица 1. Средние составы андезитов архейского зеленокаменного пояса Абитибид (Канада), %

Оксид	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	56,6	56,6	54,1	54,5	54,3
TiO <sub>2</sub>	0,65	0,74	0,95	1,74	1,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,5	15,7	13,8	14,6	16,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,3	1,4	1,8	2,0	2,1
FeO	5,6	5,4	6,8	7,4	6,3
MgO	5,8	4,0	3,2	3,8	4,3
CaO	5,0	4,7	7,5	5,5	6,1
Na <sub>2</sub> O	3,2	3,7	3,9	3,9	3,9
K <sub>2</sub> O	1,3	0,8	0,3	0,27	0,8

Примечание. Пояс Абитибид, разрезы: 1 — Редстоун (8), 2 — Делоро (35), 3 — Тисдейл (12), 4 — Годфри (2), 5 — Блейк Ривер (246), 6 — Тимискаминг (28), 7 — Скид (58), 8 — среднее значение (389) [9], 9—11 — три типа архейских андезитов [4]. В скобках число анализов.

	6	7	8	9	10	11
	56,4	57,0	55,7	56,7	58,9	55,1
	0,66	0,63	0,87	0,92	0,65	0,95
	15,9	15,4	16,0	14,0	15,5	15,9
	2,3	1,6	1,9	2,3	1,5	1,99
	4,3	5,1	5,6	7,0	4,5	5,86
	3,9	4,5	4,3	5,4	4,5	4,3
	5,0	5,9	5,7	6,6	5,1	5,9
	4,3	3,7	3,9	3,4	4,0	3,9
	2,5	1,0	1,0	0,67	1,9	1,1

а к андезито-базальтам, согласно классификациям, принятым как в СССР, так и за рубежом, а по концентрации окисей Al, Mg и Fe сильно отличаются от типичных андезитов. Эта закономерность присуща не только "андезитам" Абитибид. Как отмечал К. Конди [4], "средние концентрации большинства элементов в архейских андезитах в 2—3 раза меньше, чем в современных андезитах" (с. 104).

Возникает естественный вопрос, какова природа пород, относимых к архейским андезитам? Как кажется, ответ на него дали последние геохимические исследования, проведенные канадскими геологами в том же поясе Абитибид [15, 8 и др.]. Эти авторы изучали вариации составов как для отдельно взятых образцов (из пиллоу-лав), так и в пределах лавовых потоков из тех частей разреза, которые относились к известково-щелочной серии, т.е. к андезитам. Основным выводом, вытекающим из этих исследований, состоит в том, что появление "известково-щелочного" тренда в лавах пояса Абитибид связано с интенсивной переработкой первичной бимодальной (базальт-риолитовой) ассоциации за счет подводных геотермальных систем, действовавших непосредственно вслед за образованием пород (табл. 2). Наложенный метаморфизм (изохимического характера) лишь закрепил эти изменения.

Сравнение табл. 1 и 2 наглядно показывает, что все андезиты А. Гудвина отвечают кварцевым толеитам, измененным в краевых частях потоков. Поскольку к зоне гидротермально измененных толеитов приурочены месторождения массивных сульфидных руд, то, как пишут МакГин и МакЛин, ранее сделанные выводы о связи месторождений типа Норанды в поясе Абитибид и в других архейских зеленокаменных поясах Канады с зонами субдукции представляются неверными. Вопрос этот далеко не частный; он может иметь далеко идущие последствия не только для металлогении, но и для проблемы генезиса зеленокаменных поясов в целом.

Таким образом, анализ вулканизма архейских и раннепротерозойских зеленокаменных поясов приводит к таким основным выводам: 1) вулканизм тех и других поясов имеет общие петрогеохимические особенности

и формировался в условиях растяжения литосферы, при этом коматиит-базальтовые и базальтовые комплексы возникали в результате трещинных излияний, а базальт-риолитовый комплекс является следствием деятельности вулканов центрального типа; 2) вулканогенные комплексы архей и раннего протерозоя относятся к рифтовому типу; 3) отсутствие признаков вулканизма островодужного типа в раннедокембрийских зеленокаменных поясах исключает обсуждение вопроса о проявлении субдукции в раннем докембрии. Первые признаки субдукции и появление офиолитов в истории Земли датируются лишь поздним докембрием [14].

Рифтовая модель происхождения зеленокаменных поясов, как нам представляется, имеет то преимущество, что она позволяет не только непротиворечиво увязать имеющиеся данные по стратиграфии и вулканизму этих структур, но и объяснить тенденции фациальных изменений осадочных толщ, колебания их мощностей, понять закономерности расположения глубинных тепловых и флюидных потоков, запечатленных в конфигурации зон метаморфизма и гранитизации. Последнее особенно важно, так как общеизвестно, насколько велики масштабы регионального метаморфизма и гранитизации в раннем докембрии и решающее значение этого мегахрона в формировании "гранитного" слоя континентальной коры всех материков. Ясно поэтому, что, если нам удастся понять механизм формирования систем зеленокаменных поясов и гранито-гнейсовых куполов, мы сможем понять и процессы формирования главных объемов континентальной коры в геологической истории.

О структурно-генетическом единстве зеленокаменных поясов и гранито-гнейсовых куполов уже упоминалось. Нужно подчеркнуть, что речь идет не о случайном совпадении этих структур в пространстве, а о парагенезе этих структур в ранней истории Земли, о закономерности, для которой неизвестны никакие исключения. Нужно подчеркнуть также замечательную особенность этих геодинамических систем: зеленокаменные пояса включают большие объемы мантийных пород — базальтов и ультраосновных вулканитов, а для окружающих их купольных зон характерна совершенно

Таблица 2. Гидротермальное изменение пиллоу-лав архейского зеленокаменного пояса Абитибя [8], %

Окисел	А		Б			В	
SiO <sub>2</sub>	46,99	47,49	47,45	46,89	48,03	56,31	54,57
TiO <sub>2</sub>	0,82	0,79	0,79	0,77	0,86	0,89	0,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,88	15,23	15,01	14,78	15,97	16,91	16,49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,13	1,91	1,77	1,88	1,8	1,36	2,56
FeO	7,37	7,63	7,74	7,46	7,33	3,51	3,43
MgO	6,74	7,01	7,03	6,56	7,04	3,06	4,09
CaO	12,97	12,22	12,16	13,03	11,5	9,7	11,82
Na <sub>2</sub> O	1,1	1,32	1,40	1,46	1,68	3,76	2,44
K <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Примечание. А — центральная часть подушечной отдельности; Б — переходная зона; В — краевая часть.

иная петрологическая тенденция — широкое развитие гранитоидов. И, таким образом, любая модель, которая претендует на синтез всех данных, должна объяснять пространственно-генетическое сообщество таких абсолютно различных комплексов, т.е. по существу предопределенность появления гранитов и гранито-гнейсовых куполов в связи с геодинамикой зеленокаменных поясов.

В предельно кратком виде сущность предлагаемой модели такова. Рифтовые зоны и их древние аналоги (зеленокаменные пояса) подстилаются зонами аномальной мантии, которая является источником магм, теплогенерации и мощным генератором флюида. Контуры слоя аномальной мантии всегда несравненно больше, чем размеры в плане любого рифта или зеленокаменного пояса. Этот очевидный факт указывает на то, что, если вулканические излияния сосредоточены непосредственно в узкой зоне тектонического раскрытия или вблизи нее, то теплопоток и мантийные флюиды, генерированные аномальной мантией, охватывают гораздо более обширные сегменты раздвигающейся коры.

Для зеленокаменных поясов как рифтогенных структур, непосредственно дренирующих мантию, характерны высокие скорости теплопотерь, интенсивная диссипация энергии, а поэтому и низкотемпературные метаморфические преобразования. Совсем иная ситуация наблюдается в межпоясовых зонах. Здесь воздействию мантийных флюидных струй и теплопоток подвергаются большие объемы той протокоры, которая была создана до рифтогенеза. В раннепротерозойских межпоясовых зонах это архейская "сухая" гранулитовая протокора или тоналит-трондьемитовые комплексы, составляющие протокору серогнейсового типа. В архейских регионах, в тех случаях, когда мы имеем дело с позднеархейскими поясами, преобладает кора тоналитового типа, а для раннеархейских поясов тип предшествующей коры остается проблематичным. Однако общим для тех регионов, где тип коры может быть выяснен, является тот факт, что практически нигде не может идти речь о существовании зрелой коры континентального типа, известной для фанерозоя. Можно заключить, следовательно, что именно такая специфическая протокора подвергается воздействию мантийных теплопоток и флюидов.

Предполагается, что мангитный флюид был восстановленным. В варианте сухой гранулитовой протокры его инфильтрация сопровождалась (при достижении гипсометрических уровней, соответствующих 3,5–5,5 кбар, по расчетам Л.Л. Перчука) окислением газовых составляющих мангитных флюидов, в первую очередь водорода, образующего фронт флюидных систем. Заметим, что водород является главной составной частью газовых флюидов современных континентальных и океанических рифтов [1]. Экзотермический характер реакций окисления приводит к быстрому нарастанию температуры метаморфизма, возрастает парциальное давление воды в окисленном флюиде, что неизбежно приводит к образованию водосодержащих силикатов, т.е. к гранитизации гранулитов.

В раннепротерозойских гранито-зеленокаменных областях важнейшее значение в процессе взаимодействия протокры и мангитных теплопотокков и флюидных систем мы придаем существованию толщ палеошельфов, перекрывавших гранулиты фундамента, а нередко и ранние зеленокаменные пояса. Эти водонасыщенные толщи выступали в качестве экрана, препятствующего дальнейшему продвижению вверх окисленных водных флюидных потоков. Экранирующий эффект осадочного чехла определял, таким образом, верхнюю границу слоя массовой гранитизации. Именно поэтому мы и наблюдаем такую необычную, на первый взгляд, но типичную ситуацию, когда в раннепротерозойских гранито-зеленокаменных областях раннепротерозойские гранито-гнейсы образуют бесчисленные купола, сосредоточенные лишь частично в своей собственной одновозрастной супраструктуре, но главным образом — в более древнем фундаменте.

Рифтогенная модель формирования зеленокаменных поясов раннего докембрия, как видим, позволяет увязать геодинамику верхней части земной коры с развитием неоднородностей в мантии. Сами рифтогенные зеленокаменные пояса маркируют зоны утонения или разрыва предшествующей протокры и создания на их месте новообразованного метаморфического слоя. Более важно, однако то, что этот процесс сопровождается возникновением огромных объемов гранитоидов в несравненно более крупных сегментах коры, разделяющих зеленокаменные пояса, и приводит, в конечном итоге, к становлению контрастно выраженного "гранитного" слоя. Не вызывает сомнений, что главные объемы континентальной земной коры с "гранитным" слоем на всех материках были созданы к концу раннего докембрия. Зеленокаменные пояса представляют собой структуры, регулирующие тектоническую позицию зон и областей становления коры такого типа.

Мы предполагаем, что только после осуществления в раннем докембрии громадной по своим объемам корообразующей гранитизации, могли возникнуть условия для реализации цикла Уильсона с геодинамикой литосферных плит.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Грачев А.Ф., Маргитнова М.А. О вероятном составе воды первичного океана. — Вест. ЛГУ. Геология. География, 1980, № 12, с. 17–25.
2. Грачев А.Ф., Федоровский В.С. О единой природе рифтов, авлакогенов и геосинклинальных трогов. — Сов. геология, 1970, № 12, с. 121–122.
3. Грачев А.Ф., Федоровский В.С. Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги? — Геотектоника, 1980, № 5, с. 3–24.

4. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
5. Русанов М.С. Толейт-коматитовая формация печенгского комплекса. — Сов. геология, 1981, № 2, с. 98—112.
6. Федоровский В.С. Нижний протерозой Байкальской горной области и проблемы формирования континентальной коры в раннем докембрии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1982. 65 с.
7. Arndt N.T., Francis D., Hunes A.J. The field characteristics and petrology of Archaean and Proterozoic Komatiites. — *Canad. Miner.*, 1979, vol. 3, p. 147—163.
8. Gélinas L., Mellinger M., Trudel P. Archaean mafic metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi greenstone Belt., Quebec. 1. Nobility of the major elements. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1982, vol. 19, N 12, p. 2258—2275.
9. Goodwin A. Archaean volcanic studies in the Timmons-Kirkland Lake-Noranda region of Ontario and Quebec. — *Bull. Geol. Surv. Canada*, 1979, N 278, p. 49.
10. Grachev A.F. Basalt volcanism and geodynamics of Precambrian terrains in comparison with Phanerozoic regimes. — In: Precambrian crustal evolution: Abstracts of papers. Beijing, 1983, p. 35.
11. Grachev A.F., Fedorovsky V.S. On the nature of greenstone belts in the Precambrian. — *Tectonophysics*, 1981, vol. 73, p. 195—212.
12. Green D.H. Petrogenesis of Archaean ultramafic magmas and implications for Archaean tectonics. — In: Precambrian plate tectonics. Amsterdam: Elsevier, 1981, p. 469—490.
13. Hall B.V. Geochemistry of the alteration pipe at the Amulet Upper A deposit, Noranda, Quebec. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1982, vol. 19, N 11, p. 2060—2084.
14. Leblanc M. The Late Proterozoic ophiolites of Bou Azzer (Morocco): Evidence for Pan-African plate tectonics. — In: Precambrian plate tectonics. Amsterdam: Elsevier, 1981, p. 435—452.
15. Macgeehan P.J., Maclean W.H. Au Archaean sub-seafloor geothermal system, 'calcalkali' trends, and massive sulphide genesis. — *Nature*, 1980, vol. 286, p. 767—771.

УДК 551.243.13:551.24+553.2

М.З. ГЛУХОВСКИЙ, Е.В. ПАВЛОВСКИЙ, В.М. МОРАЛЕВ

## КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ И ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫЕ КУПОЛА

Изучение вопросов, касающихся связи тектоники и магматизма в раннем докембрии, и в частности установление взаимоотношений между процессами гранитизации и кольцевыми структурами имеют важное значение для разработки проблем эволюции докембрийской литосферы и минерагении древних платформ.

Для выявления кольцевых структур и анализа их строения весьма эффективными оказались дистанционные методы исследований в сочетании с интерпретацией региональных геолого-геофизических материалов. В результате, помимо давно известных и относительно хорошо изученных кольцевых структур небольших размеров (до нескольких десятков километров), генетически связанных с формированием гранито-гнейсовых куполов и гранитных диапиров, были обнаружены кольцевые структуры, многие из которых по размерам и геологическому строению существенно отличаются от классических гранито-гнейсовых куполов. Однако развитие этих структур также тесно связано с полихронными процессами гранитообразования и формирования первой континентальной коры материков.

Статья посвящена анализу особенностей строения, развития и минерагенического значения крупных кольцевых структур, которые по морфо-

генетическим признакам подразделены на два класса размерности — от 500 до 3800 км и от 50 до 400 км. Эти объекты удовлетворительно распознаются полностью или фрагментарно на космических снимках низкого разрешения, охватывающих значительные площади поверхности Земли.

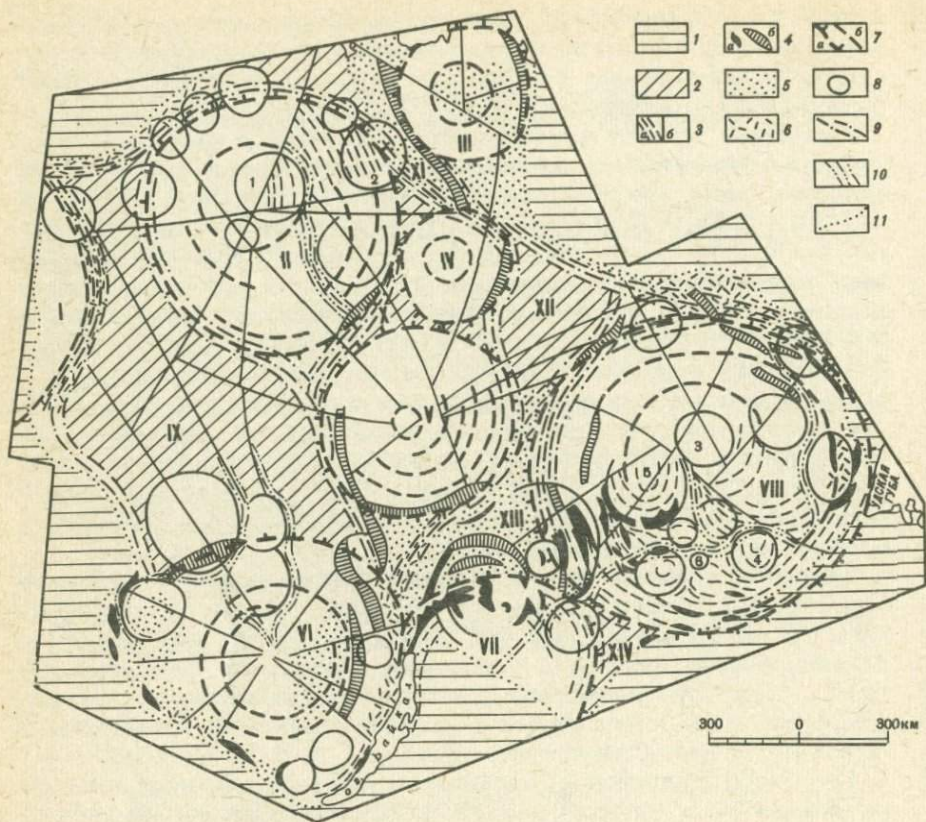
Рассмотрим строение и развитие структур обоих классов на примере Сибирской платформы, в пределах которой дистанционными методами выявлено шесть крупных кольцевых структур диаметром от 500 до 1300 км и большое количество структур меньшего размера (рис. 1). Отметим, что часть их в целом совпадает с крупными структурами центрального типа, выделенными В.В. Соловьевым [10] методами морфоструктурного анализа, а также с гнейсовыми складчатыми овалами, установленными Л.И. Салопом [9] на Алданском и Анабарском щитах по геолого-геофизическим данным и материалам дешифрирования аэрофотоснимков.

На космических снимках низкого разрешения отчетливо выделяются как дуговые, так и радиальные структурные элементы крупных кольцевых структур (мегаструктур). Радиальные линеаменты ограничивают секторные и сегментные блоки внутри мегаструктур. Примером такого секторного блока является Анабарский щит, входящий в состав Хета-Оленекской мегаструктуры (см. рис. 1).

Анализ пространственного размещения разновозрастных структурно-вещественных комплексов раннего докембрия в пределах кольцевых мегаструктур показывает, что они размещаются конформно и зонально по отношению к дуговым и радиальным структурным элементам. Это хорошо видно при рассмотрении особенностей геологического строения Алданского щита, относящегося к наиболее обнаженной южной сегментарной части Алдано-Становой мегаструктуры.

Так, наиболее древние образования курультино-гонамского комплекса, нижняя часть которого сложена метаморфизованными ультрабазит-базитовыми породами [6], расположены преимущественно в пределах ее внешней части. Следует подчеркнуть, что меланократовые ультрабазит-базитовые образования, относимые к катархею, не занимают больших пространств, поскольку они подверглись высокотемпературной гранитизации (эндербитизации) и сохранились только в скиалитах и тневых мигматитах в пределах эндербитовых полей. Возраст этой гранитизации, по данным свинцово-изохронного метода, 3600—3700 млн. лет [5], т. е. такой же, как и возраст наиболее древних тоналитовых гнейсов на других щитах. Эндербиты, в свою очередь, слагают реликтовые участки среди обширных полей более молодых гранитоидов, чрезвычайно широко развитых во внешней части мегаструктуры в Джугджуро-Становой области, Олекмо-Витимской горной стране, бассейне р. Батомги. Внутренняя часть структуры сложена гетерогенными гнейсовыми сериями нижнего архея.

Крупнейшие массивы габбро-анортозитов, шовные структуры верхнеархейских—нижнепротерозойских зеленокаменных поясов или трогов, многочисленные массивы раннепротерозойских гранитоидов, включая рапаквивоподобные граниты чуйско-кодарского комплекса и терригенно-вулканогенные толщи верхней части нижнего протерозоя, приурочены к внешней части Алдано-Становой мегаструктуры и расположены не только конформно ее элементам, но иногда и согласно дуговым линеаментам наиболее крупных структур сателлитов.



Р и с. 1. Схема тектоники фундамента Сибирской платформы

1 — фанерозойские образования обрамления платформы; 2-6 — комплексы-индикаторы становления континентальной коры; 2, 3 — катархейские и нижнеархейские лунного и нуклеарного этапов в интернуклеарных областях (2) и в нуклеарах (3: *a* — на щитах, *b* — погребенные), 4, 5 — верхнеархейские — нижнепротерозойские протоплатформенного этапа в гранито-зеленокаменных поясах (4: *a* — вскрытые, *b* — погребенные) и в протоплатформенных прогибах (5 — большей частью погребенные), 6 — нижнепротерозойские тафрогенного этапа; 7-10 — структурные элементы: 7 — тектонические зоны нуклеаров граничные (*a*) и внутренние (*b*); 8 — сателлиты нуклеаров и крупные гранитоидные купола; 9, 10 — серпофрактурные зоны первого (9) и второго (10) порядков; 11 — границы Сибирской платформы

Нуклеары: I — Обский, II — Хета-Оленекский, III — Оленекский, IV — Тунгский, V — Вилюйский, VI — Ангарский, VII — Олекмо-Витимский, VIII — Алдано-Становой. Интернуклеарные области: IX — Тунгусская, X — Маркокинская, XI — Уджинская, XII — Лено-Вилюйская, XIII — Патомская, XIV — Верхнеолекминская. Кольцевые структуры, упоминающиеся в тексте: 1 — Котуйканская, 2 — Анабарская, 3 — Алдано-Амгинская, 4 — Зейская, 5 — Алданская, 6 — Гилуйская

Таким образом, Алдано-Становую мегаструктуру можно рассматривать как синформный крупный овоид, во внешней части которого находятся наиболее древние образования, в значительной степени переработанные последующими процессами термотектогенеза, а внутреннюю его часть слагают более молодые и относительно менее измененные регрессивными преобразованиями комплексы пород. Внешняя часть, судя по всему, отличается

более высокой степенью подвижности и магматической проницаемости на протяжении всех последующих эпох тектогенеза.

В отличие от Алдано-Становой мегаструктуры Хета-Оленекская может быть отнесена к антиформному типу, так как ее внутренняя часть, судя по анализу строения Анабарского щита, сложена наиболее древним далдын-вехеанабарским комплексом эндербитизированных ультрабазит-базитовых образований, а внешняя часть — более молодым хапчанским гнейсовым комплексом. Как показал анализ геолого-геофизических материалов закрытых частей платформы, строение остальных структур рассматриваемого класса в целом сходно со строением Алдано-Становой мегаструктуры. Однако необходимо отметить, что уверенное отнесение их к синформному или антиформному типам не всегда возможно. По ряду признаков Вилюйская структура может рассматриваться как антиформная, остальные, с определенной долей условности, — как синформные.

Важно подчеркнуть выдержанную закономерность размещения зеленокаменных поясов, приуроченных к внешним частям мегаструктур и наиболее крупных сателлитов, что подтверждает представления о наибольшей подвижности и проницаемости периферийных частей этих кольцевых структур. Обратим также внимание на размещение нижнепротерозойских осадочных отложений протоплатформенного чехла (удоканская серия и ее аналоги), слагающих центральные части синформных кольцевых структур и развитых в межовоидных зонах близко расположенных мегаструктур. Выделены тектонические серпофрактурные (лат.: серпере — извиваться, огибать; фрактура — трещина, разлом) зоны окаймления мегаструктур, к которым, как правило, приурочены нижнепротерозойские образования вулканоплутонической ассоциации (акитканская и улканская серии и их аналогии). Серпофрактурные зоны первого порядка хорошо выражены как на космических снимках, так и на картах аномального магнитного поля.

По данным ГСЗ и МТЗ установлено, что кольцевые мегаструктуры отличаются от межовоидных областей рядом особенностей глубинного строения. Для первых типичны повышенная мощность консолидированной земной коры (40–45 км) и большая глубина залегания кровли астеносферного слоя (200–300 и более км), для вторых — меньшая мощность консолидированной коры (40–28 км) и относительно высокое положение кровли астеносферного слоя (100–110 км). Межовоидные области характеризуются либо наличием двух границ Мохо, либо присутствием высокоскоростного (7–7,4 км/с) промежуточного слоя в нижней части коры.

Таким образом, анализ глубинного строения кольцевых структур свидетельствует об их чечевицепоподобной лентиккулярной форме по подошве консолидированной земной коры и по кровле астеносферного слоя. Помимо того, между кольцевыми структурами и межовоидными пространствами существуют различия и в величине граничной скорости погребенных частей фундамента. В пределах кольцевых мегаструктур эта скорость достаточно низкая (5,5–6,3, средняя — 6,18 км/с) и характеризует в целом гранито-гнейсовый состав пород, в то время как в межовоидных областях граничные скорости по поверхности фундамента достаточно высоки (6,4–6,8, средняя — 6,58 км/с), что свидетельствует о гранулит-базитовом, менее гранитизированном фундаменте этих частей Сибирской платформы.

Переходя к характеристике кольцевых структур второго класса, отметим, что они в большей своей части расположены по периферии кольцевых мегаструктур в виде спутников и лишь в отдельных случаях занимают их центральные части. Таким образом, оба класса структур образуют в целом оvoidно-кольцевые системы или совокупность кольцевых структур разного порядка и радиальных линеаментов, связанных между собой пространственно, функционально и исторически.

Как вытекает из геолого-геофизического анализа, мегаструктуры представляют собой овалы геоблоки, в пределах которых проявились все этапы формирования континентальной коры материков: лунная, нуклеарная, протоплатформенная и тафrogenная (авлакогенная), и сопутствующие этим этапам проявления метаморфизма и гранитообразования. Кольцевые структуры второго класса отвечают более локальным центрам полихронной гранитизации. Эти центры приурочены либо к внешним, наиболее проницаемым зонам кольцевых мегаструктур, либо к центральным их частям, узлам пересечения радиальных линеаментов. Можно предполагать, что большая часть спутников первоначально представляла собой локальные бассейны вулканогенно-осадочного накопления второго порядка, повторяя по существу строение мегаструктур синформного типа. В целом же оvoidно-кольцевые системы напоминают многокольцевые бассейны, которые выделяются на других планетах земной группы.

Анализ взаимоотношений гранитизированных пород разного состава, развитых внутри кольцевых структур, позволяет выделить по крайней мере два поколения гранито-гнейсовых куполов или овалов, ограниченных дуговыми и кольцевыми тектоническими зонами скалывания.

Купола первой генерации имеют длительную историю формирования. Это эндробит-чарнокитовые купола или гранито-гнейсовые овалы, которые зародились на рубеже 3,6–3,7 млрд. лет в конце лунного этапа формирования Земли в процессе первой в ее истории высокотемпературной гранитизации. Эндробитизация, по всей вероятности, проявилась повсеместно в пределах ультрабазит-базитовой первичной коры под тепловым экраном, каковым мог быть ныне уничтоженный слой так называемой анортозитовой пены. Ареной первой рассеянной гранитизации служили в меньшей степени межовoidные пространства. Сосредоточенные интенсивные процессы эндробитизации протекали в пределах только кольцевых мегаструктур, особенно в их наиболее проницаемых частях — внутри спутников и в узлах пересечения радиальных линеаментов. Поля развития эндробитов характеризуются насыщенностью включениями ультрабазит-базитовых пород-реликтов более древнего меланократового субстрата, по всем признакам преобладающего в межовoidных пространствах (ультрабазит-базитовый и эндробит-базитовый типы коры).

Примером эндробитовых куполов могут служить Котуйканская и отчасти Анабарская кольцевые структуры Анабарского и Алдано-Амгинская кольцевая структура Алданского щитов.

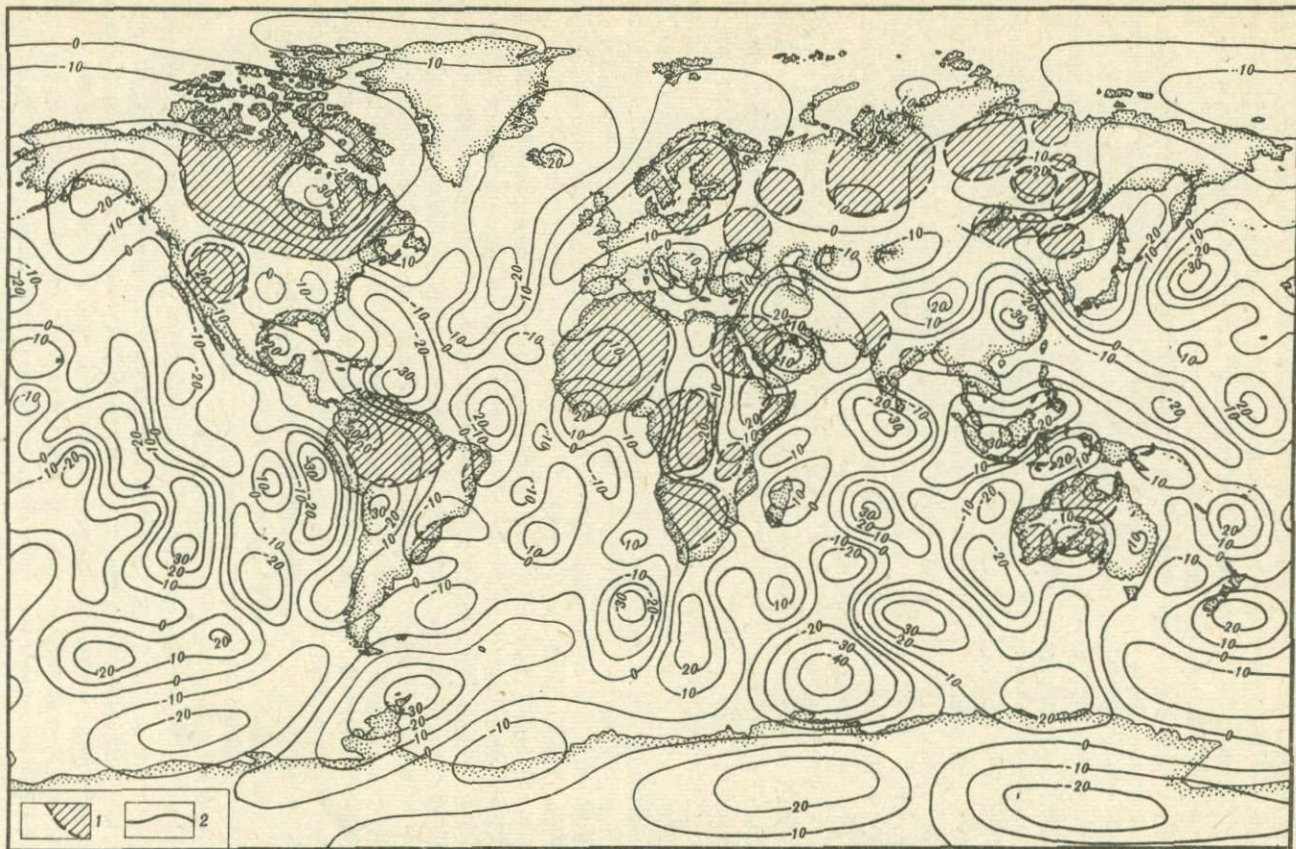
Окончательное оформление гранито-гнейсовых куполов первой генерации произошло в нуклеарный этап (3,6–3 млрд. лет) после накопления продуктов дезинтеграции гетерогенного ультрабазит-базитового и эндробит-базитового ложа в пределах синформных мегаструктур и их спутников, а также по склонам антиформных мегаструктур. Эти толщи служили

тепловым экраном фронта следующей высоко- и среднетемпературной гранитизации, унаследованно проявившейся в тех же центрах и приведшей к формированию более обогащенных калием чарнокитовых и аляскитовых гранитов. Разрыв во времени между первым и вторым этапами гранитизации фиксируется по наличию ксенолитов и скиалитов, эндербитов и плагиомигматитов в чернокитовых гранитах.

Примером сложных гранито-гнейсовых куполов могут служить как относительно крупные (до 200 км) гранито-гнейсовые овалы Алданского щита, так и сравнительно небольшие (до 20–30 км) чарнокитовые купола.

Гранито-гнейсовые купольные структуры второго поколения по времени своего становления и развития тесно связаны с протоплатформенным этапом развития Земли (3–1,9 млрд. лет), когда на субконтинентальной гнейсо-гранодиорит-тоналитовой коре, сформированной в течение нуклеарного этапа, развивались рифтогенные шовные структуры (троги), приуроченные к внешним наиболее подвижным и пронизаемым частям кольцевых мегаструктур. Не исключено, что раскрытию этих швов способствовали горизонтальные вращательные движения уже частично консолидированных в нуклеарный этап относительно жестких овоидных геоблоков. Накопление протоплатформенного чехла происходило внутри синформных структур рязного порядка и в межовоидных пространствах. Этот чехол послужил новым тепловым экраном раннепротерозойского фронта среднетемпературной гранитизации, приведшей к ремобилизации гетерогенного цоколя и возникновению более активных гранито-гнейсовых куполов классического типа. Отмечается унаследованное развитие раннепротерозойской гранитизации и в пределах купольных (кольцевых) структур более раннего этапа, в результате чего были сформированы гетерогенные гранито-гнейсовые овалы с преобладающим развитием пород амфиболитовой фации метаморфизма в ядрах куполов.

Связь кольцевых структур Алданского щита с центрами полихронной гранитизации была ранее показана путем анализа размещения остаточных аномалий поля силы тяжести, полученных вычитанием регионального поля в редукции Буге, при принятой плотности промежуточного слоя  $2,3 \text{ г/см}^3$  [7]. Поскольку высота пересечения составляла 15 км, можно считать, что полученная карта остаточных аномалий отражает размещение пород различной плотности, находящихся на глубинах до 15 км. Площади, оконтуренные изоаномалой +5 мгл, в этом случае можно принимать за участки распространения относительно слабогранитизированных катархейских метабазитов, имеющих, как правило, высокую плотность ( $2,95\text{--}3,5 \text{ г/см}^3$ ). Как оказалось, лишь 2,5% площади распространения плотных (менее гранитизированных) пород расположено в центральных частях кольцевых структур, более 66% падает на периферийные их части. К этой величине можно прибавить и те 8%, попадающих в зону Станового разлома, которая, плавно изгибаясь, проходит по периферическим частям сопредельных кольцевых структур (серпофрактурная зона второго порядка). Таким образом, кольцевые структуры второго класса являются центрами полихронной гранитизации и разуплотнения, тогда как их периферийные части представляют собой зоны базификации и реализации высокобарного метаморфизма. Именно в этих зонах локализованы породы с минеральными ассоциациями Сутамской и Чагарской фаций метаморфизма ( $P = 10\text{--}12 \text{ кбар}$ ).



Р и с. 2. Положение нуклеаров континентов в гравитационном поле Земли  
 1 – нуклеары; 2 – гравитационные аномалии, мГал (точность  $\pm 8$  мГал) [11]

Анализ имеющегося материала позволил выделить овоидно-кольцевые системы древних платформ в особый класс кольцевых структур — нуклеары [3]. Они зарождались в лунный этап развития Земли на месте выплавления первичной ультрабазит-базитовой и габбро-анортозитовой коры. Это выплавление привело к формированию хаотично расположенных кальдер обрушения и щитовых вулканов (впоследствии синформных и антиформных мегаструктур). Можно думать, что выплавление было стимулировано либо разогревом латерально неоднородной прамантии, либо падением планетоземалей. Нуклеары были окончательно консолидированы в нуклеарную стадию и по всем признакам могут быть отнесены к ядрам роста первой континентальной коры. По насыщенности гранитным материалом (по некоторым подсчетам, до 70–80% объема) нуклеары следует рассматривать как гетерогенные гранито-гнейсовые суперкупола. Они имеют лентиккулярную объемную форму, осложнены гранито-гнейсовыми овалами меньшего размера, в пределах которых более полно проявились процессы полихронной и более сосредоточенной гранитизации, а также разбиты на блоки по системам радиальных разломов.

Нуклеары разделены интернуклеарными областями, которые отличаются меньшей интенсивностью раннедокембрийских эндогенных процессов и в связи с этим более высокой плотностью древнейших образований, меньшей мощностью консолидированной земной коры, наличием в ней промежуточных горизонтов и другими свойствами, в частности трапшовым магматизмом в фанерозое [3].

Завершение массового формирования гранито-гнейсовых купольных кольцевых структур в заключительную стадию становления первой континентальной коры знаменовало собой конец длительной эпохи нелинейной тектоники раннего докембрия. В связи с этим представляется необходимым обратить внимание на целесообразность выделения своеобразных протяженных, но не прямолинейных структур особого класса — серпофрактурных зон, характерных наравне с нуклеарами и другими кольцевыми структурами для эпохи нелинейной тектоники раннего докембрия. Их пространственная и генетическая связь с рассмотренными кольцевыми структурами несомненна, поскольку формирование гранито-гнейсовых суперкуполов и овоидных структур меньшего размера, по всей видимости, явилось причиной латеральной неоднородности докембрийской литосферы, разделившейся на нуклеары (лентиккулярные геоблоки) и интернуклеарные области. Заложение серпофрактурных зон происходило вдоль границ этих неоднородных овальных геоблоков разного порядка.

В настоящее время в пределах всех континентов выделено 30 нуклеаров [2], которые в большинстве случаев совмещаются с овальными гравитационными аномалиями, имеющими отрицательные значения поля силы тяжести (рис. 2). Вместе с тем есть нуклеары, которые характеризуются и положительными значениями этого поля. Это свидетельствует об индивидуальности строения и развития каждого нуклеара, времени его зарождения и длительности развития. По предварительным данным можно говорить об общих чертах строения нуклеаров: конформности и зональности размещения в их пределах разновозрастных, в том числе и рудоносных структурно-вещественных комплексов — индикаторов становления первой континентальной коры и других закономерных проявлений тектогенеза,

которые во многом определяют металлогеническое значение этих мегаструктур. Так, отмечается приуроченность железорудных и полиметаллических проявлений, связанных с зеленокаменными поясами, к внешним частям кольцевых мегаструктур и их наиболее крупных сателлитов. Можно также прогнозировать выявление металлоносных отложений протоплатформенного чехла в краевых частях нуклеаров и в интернуклеарных зонах, особенно в местах проявления процессов термотектогенеза и развития термальных куполов и т. д.

С особенностями глубинного строения нуклеаров и интернуклеарных областей, по-видимому, связано и размещение фанерозойских рудоносных магматических образований [8]. Например, в пределах Хета-Оленекского нуклеара четко видна приуроченность щелочно-ультраосновных интрузий Меймеча-Котуйской провинции к центральной части нуклеара и, в частности, к Котуйканскому эндербитовому куполу. В то же время кимберлитовые поля больше тяготеют к периферии этого нуклеара — местам пересечения его радиальных и дуговых линеаментов. Имеются примеры концентрации кимберлитовых трубок в центральных частях нуклеаров (Вилуйский, Оленекский). Металлогеническое значение гранито-гнейсовых овалов также определяется особенностями их развития и строения. Так, анализ геолого-геофизических особенностей строения района Зейской кольцевой структуры, расположенной во внешней зоне Алдано-Станового нуклеара, показал, что ее центральная часть сложена интенсивно гранитизированными породами с реликтами ультрабазит-базитового субстрата, тогда как в периферической зоне сконцентрированы меланократовые образования, метаморфизованные в условиях высоких давлений. К этой же зоне тяготеют многочисленные проявления и полезных ископаемых.

Для удобства анализа закономерностей пространственного размещения проявлений рудной минерализации построены отдельные схемы с выделением дуговых элементов и участков распространения меланократовых пород (рис. 3, 4). Как видно из этих схем, все известные проявления находятся во внешней зоне кольцевой структуры, испытывая во многих случаях приуроченность к комплексу меланократовых пород.

Специальные геохимические исследования позволили установить, что при гранитизации в зону базификации из центра кольцевой структуры, помимо фемических элементов, выносятся и рудные компоненты, такие, как Ti, Ni, Co, Pt, Mo, Zn и др. (рис. 5). Таким образом, в рассматриваемом случае ультрабазит-базитовый субстрат, подвергшийся гранитизации, выступает в роли источника рудного вещества, концентрирующегося во внешней зоне кольцевой структуры. Действительно, в этой зоне расположены проявления апатита, Fe, Ti, Ni. В дуговых зонах скалывания внешней части структуры локализуются эпигенетические проявления цветных и редких металлов, связанные с процессами мезозойского магматизма.

В центральных частях других кольцевых структур, равновеликих с Зейской структурой, в некоторых случаях локализуются массивы фанерозойских гранитоидов, щелочных и других пород, с которыми генетически связаны гидротермальное золото, полиметаллическое и другое оруденение, а также разновозрастные карбонатиты с апатитовой и редкометальной минерализацией. Наиболее ярким примером такой связи полезных ископаемых с гранито-гнейсовыми овалами может служить Алданская кольце-

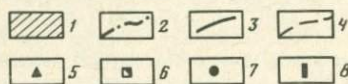
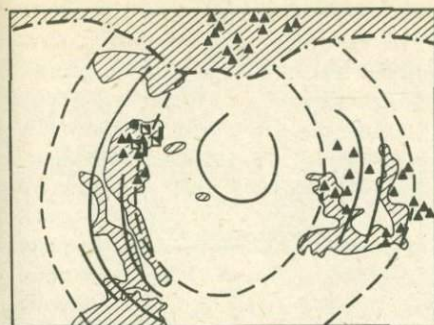


Рис. 3

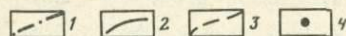
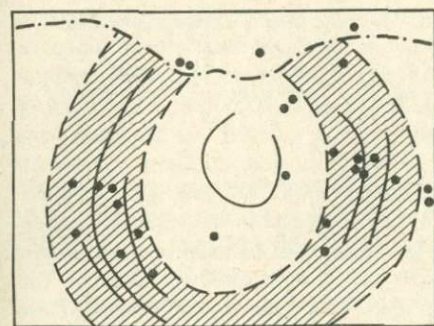
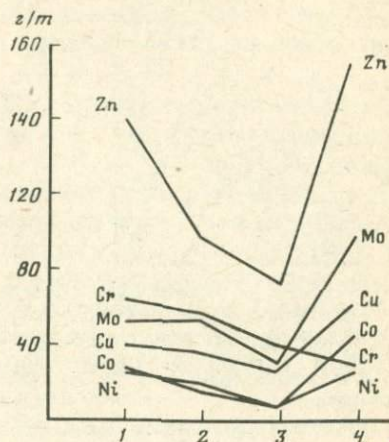


Рис. 4

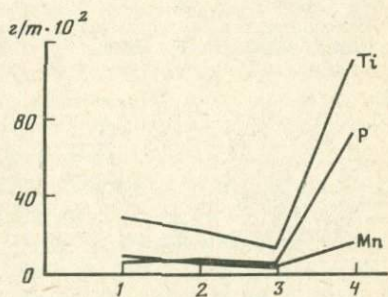


Рис. 5

Рис. 3. Схема размещения рудопоявлений черных, цветных металлов и апатита в районе Зейской кольцевой структуры

1 — области развития ультрабазит-базитовых образований; 2 — южная ветвь зоны Станового разлома; 3 — дуговые линейменты кольцевой структуры; 4 — границы внешней зоны кольцевой структуры; 5–8 — рудопоявления: 5 — Ti и Fe, 6 — Cu и Ni, 7 — Pt, 8 — апатита

Рис. 4. Схема размещения рудопоявлений Mo и W в районе Зейской кольцевой структуры

1 — южная ветвь зоны Станового разлома; 2 — дуговые линейменты и 3 — границы внешней зоны (заштриховано) Зейской кольцевой структуры; 4 — рудопоявления

Рис. 5. Распределение рудных элементов в пределах Зейской кольцевой структуры

По оси абсцисс: 1 — базиты центральной части структуры (реликты меланократового субстрата), 2 — мигматизированные породы промежуточного ряда, 3 — гранитоиды центральных частей структуры, 4 — ультрабазит-базитовые породы периферической части структуры

вая структура, в центре которой расположено Селигдарское месторождение апатита, а также рудоносные мезозойские интрузии Алданского горно-промышленного района. По периферии овала локализуются месторождения флогопита и железа.

Интересные данные, подтверждающие вывод о рудоконтролирующей

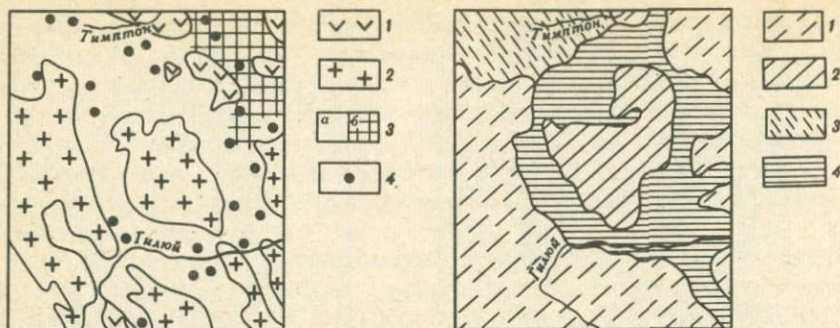


Рис. 6. Схема геологического строения района Гилуйской кольцевой структуры

1, 2 — мезозойские магматические образования: 1 — субвулканические тела сиенит-порфиров и диоритовых порфиров, 2 — граниты и гранодиориты; 3 — нерасчлененные докембрийские образования: гранито-гнейсы, мигматиты, blastsмилониты (а), ультрабазит-базитовые породы (б); 4 — проявления кварц-полисульфидной минерализации

Рис. 7. Схема аномального магнитного поля ( $\Delta T$ ) района Гилуйской кольцевой структуры

Характеристика поля в целом: 1 — положительное умеренно дифференцированное, 2 — положительное сильно дифференцированное, 3 — отрицательное спокойное, 4 — переменное дифференцированное

роли кольцевых структур меньшего размера, были получены при изучении Гилуйской кольцевой структуры, расположенной в среднем течении р. Гилуй [4]. Гилуйская структура имеет диаметр 60–80 км (рис. 6). В ее периферической части расположена широкая (8–10 км) зона blastsмилонитов амфиболитовой фации, развитых по более древним архейским породам, первоначально метаморфизованным в гранулитовой фации. В ее центральной части развиты раннепротерозойские гранитоиды и гранито-гнейсы, провранные мезозойскими гранитами. Купольная форма структуры подчеркивается устойчивым наклоном плоскостей кристаллизационной сланцеватости метаморфических толщ от центра к периферии под углами 25–55°. Аномальное магнитное поле района в целом соответствует его кольцевому строению (рис. 7). Известный интерес представляют результаты измерений плотностных характеристик докембрийских образований района. Blastsмилониты, слагающие собственно кольцевую зону, обладают плотностями от 2,62 до 2,83 г/см<sup>3</sup>. Менее измененные породы гранулитовой фации в периферической зоне структуры имеют плотность 2,9–3,1 г/см<sup>3</sup> и более.

В пределах кольцевой тектонической зоны обнаружены дайки и субвулканические тела мезозойских сиенит-порфиров и диоритовых порфиров, простирающихся конформно плоскостям раслаивания вмещающих пород. Последние часто березитизированы или лиственилизированы, иногда окварцованы и вмещают кварцево-сульфидные жилы и рудные тектонические брекчи.

Специальные геохимические исследования, проведенные здесь Г.П. Шаховым и М.И. Кузьминым (геохимическое опробование по радиальным профилям с шагом 500 м), показали, что в породах периферической части кольцевой структуры содержание золота, например, повышается на порядок и более. Все это, как и в случае Зейской кольцевой структуры, позво-

ляет полагать, что в процессе становления гранито-гнейсовых куполов происходит миграция рудных компонентов в периферические зоны. В более поздние эпохи тектогенеза породы этих зон могли являться источником рудного вещества при формировании эпигенетических месторождений полезных ископаемых.

Важное значение для минерагенического анализа имеет выделение серпофрактурных зон, контролирующих размещение как докембрийских (раннепротерозойская вулканоплутоническая ассоциация и анортозит-рапакиви-гранитная формация), так и фанерозойских структурно-вещественных комплексов и связанных с ними полезных ископаемых. Из известных рудоносных структур этого типа можно отметить зону Станового разлома на Алданском щите и Ангаро-Вилуйский рудный пояс [1]. Внутренние тектонические зоны последнего (в частности Ангаро-Вилуйская, Нижнетунгуская и Катанга-Илимпейская), контролирующие размещение полезных ископаемых, следуют по серпофрактурным зонам фундамента, расположенным между Ангарским и Вилуйским нуклеарами.

Имеющиеся материалы достаточно убедительно показывают реальность существования как нуклеаров — ядер роста континентов, где протекали необратимые корообразующие процессы в раннем докембрии, так и интернуклеарных областей, где процессы раннего корообразования были не так интенсивны. Вместе с тем очевидно большое значение крупных гранито-гнейсовых овалов и куполов, формирование которых являлось важнейшим процессом преобразования первичной ультрабазит-базитовой коры в континентальную кору. Сейчас имеется уже достаточно много примеров, показывающих плодотворность тектонического районирования территорий древних платформ с выделением нуклеаров (с кольцевыми структурами более высоких порядков, отвечающими крупным гранито-гнейсовым куполам), интернуклеарных областей и серпофрактурных зон для целей металлогенического анализа и прогнозирования разнообразных полезных ископаемых.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ангаро-Вилуйский рудный пояс Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1980. 109 с.
2. Глуховский М.З., Кац Я.Г., Моралев В.М. О нуклеарах континентов мира. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1983, № 8, с. 14—19.
3. Глуховский М.З., Павловский Е.В. Новые аспекты геотектоники и минерагении. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 11, с. 5—20.
4. Глуховский М.З., Синцерова Е.А., Шахов Г.П., Григорян Б.Р. Гилуйская кольцевая структура Становой области. — Геология и геофизика, 1979, № 1, с. 28—34.
5. Искандерова А.Д., Миркина С.Л., Неймарк Л.А. и др. Новые данные радиологического изучения свинцовым методом архейских пород Становой области Алданского щита. — В кн.: Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980, с. 132—153.
6. Моралев В.М. Метабазальты гранулитовых серий Алданского щита. — В кн.: Осадочная геология глубокометаморфизованных комплексов докембрия. М.: Наука, 1982, с. 100—117.
7. Моралев В.М., Глуховский М.З. Раннедокембрийские базит-гипербазитовые комплексы Алданского щита. — В кн.: Докембрий: МГК. XXVI сес. Докл. сов. геол. М.: Наука, 1980, с. 92—97.
8. Павловский Е.В., Глуховский М.З. Проблема термотектогенеза. — Геотектоника, 1982, № 6, с. 38—52.

9. Салон Л.И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л.: Недра, 1973. 309 с.
10. Соловьев В.В. Структуры центрального типа территории СССР по геолого-морфологическим данным. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 110 с.
11. Garoschkin E.M. Earth's gravity field to the eighteenth degree and geocentric coordinates for 104 stations from satellite and terrestrial data. — J. Geophys. Res., 1974, vol. 79, N 35. p. 1994–2001.

УДК 551.24+551.72 (519.3)

Г.И. МАКАРЫЧЕВ, И.П. ПАЛЕЙ, М.Д. ГЕСЬ,  
В.Ф. МОРКОВКИНА

## ДОКЕМБРИЙ ФАНЕРОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ В СВЕТЕ СТАДИЙНОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ (на примере Монголии)

Континентальная кора фанерозойских складчатых поясов характеризуется резко выраженным гетерогенным строением. Строение и происхождение такой коры в докембрийских массивах складчатых поясов фанерозоя все еще продолжают оставаться остро дискуссионной проблемой между сторонниками концепции тектоники литосферных плит и сторонниками геосинклинальной теории. Основу дискуссии составляют разные методические подходы к общей проблеме формирования оболочек земной коры. Современное состояние проблемы недавно рассмотрели Н.А. Штрейс, Г.И. Макарычев и др. [26], и здесь нет необходимости вновь приводить доводы в пользу той или другой концепции. Остановимся лишь на главных выводах.

Сторонники концепции тектоники литосферных плит полагают, что континентальная кора континентов была сформирована в глубоком докембрии и в дальнейшем происходила лишь ее деструкция с заложением рифейских и палеозойских геосинклинальных поясов. В этом случае выступы докембрия среди палеозойских считаются обломками древней континентальной коры — срединными массивами или микроконтинентами. За древнейшие породы континентальной коры в последнее время принимаются так называемые серые гнейсы.

Приверженцы геосинклинальной теории связывают формирование докембрийской континентальной коры с развитием геосинклинальных поясов. Докембрийские выступы рассматриваются как центры ранней стабилизации геосинклинального пояса, обусловленные неодновременным зарождением участков гранитно-метаморфического слоя, что свидетельствует о разном времени его формирования в пределах пояса. Последнее хорошо согласуется с радиологическими данными проявления гранитоидного процесса в докембрийских выступах складчатых поясов фанерозоя.

Новый импульс развития геосинклинальная теория получила в конце 60-х годов, когда было установлено [23, 24], что эвгеосинклинальные зоны фанерозойских поясов закладывались на ультраосновном и основном субстрате, аналогичном по составу и строению коре современных океанов. Длительная переработка меланократового субстрата, его мета-

морфизм и гранитизация в итоге привели к возникновению минеральных и породных ассоциаций, свойственных гранитно-метаморфическому слою. Это новое направление в познании эволюции структуры земной коры было разработано применительно к строению мезозойских и палеозойских геосинклинальных систем.

В свете новой концепции естественно возникает вопрос о том, насколько применима эта модель формирования континентальной коры к рифейским и более древним складчатым сооружениям Земли. Иными словами, вопрос сводится к тому, закладывались ли докембрийские эвгеосинклинали на меланократовом субстрате или такой субстрат свойствен только более поздним геосинклиналям и современным океанам?

Проведенное нами изучение строения докембрийских массивов в Тянь-Шане и Казахстане (Улутая) [16, 17] выявило широкое распространение ультрабазитов, габброидов и амфиболитов (офиолитовая ассоциация) среди разнообразных гнейсов и мигматитов. Структурно-геологическое картирование докембрийских образований позволило установить двучленное строение их разрезов. Основание разрезов слагают продукты преобразования пород офиолитовой ассоциации, представленные дупироксеновыми гранулитами иногда с оливином, горнблендитами, габбро-амфиболитами, эклогитоподобными породами, основными гнейсами, гранатовыми амфиболитами. Эта ассоциация пород испытала интенсивную плагиогранитизацию. Из ультраосновных пород наиболее часто сохраняются пироксениты, которые связаны с горнблендитами постепенными переходами. Все эти породы в разном сочетании обнажаются в ядрах антиклинальных структур или в основании надвинутых аллохтонных пластин и выдвинутых блоков. Верхняя часть разреза сложена различными гнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами и мраморами, прорванными гранитоидами разного состава и возраста. Амфиболиты, состав которых по петрохимии близок толеитам, часто непосредственно наращивают разрез метаморфизованных пород ультрабазит-габброидного комплекса, что позволяет рассматривать всю совокупность меланократовых пород в качестве реликтов гранитизированной коры океанического типа.

Надо заметить, что для офиолитов, распространенных среди метаморфид докембрия, невозможно доказать магматическое внедрение, поскольку вмещающими их породами являются мигматиты, плагиограниты, а также разнообразные гнейсы, по облику сходные с серыми гнейсами. Возраст первой плагиогранитизации пород меланократового комплекса в Тянь-Шане и Улутая по радиологическим данным 1,7–2 млрд. лет, что свидетельствует о раннепротерозойском возрасте меланократовых пород. Таким образом, есть основание считать, что фундамент раннепротерозойских и рифейских геосинклиналей Тянь-Шаня и Казахстана слагали породы ультрабазит-габброидного комплекса (океанический тип коры), испытавшие длительный путь преобразований в породы гранитно-метаморфического слоя континентальной коры. Сделанные для докембрия этих регионов выводы находят подтверждение и в строении докембрийских массивов Монголии.

В Западной Монголии докембрийские образования слагают разрозненные выступы среди обширных пространств, занятых гранитоидами. Наиболее крупные из них не превышают сотен квадратных километров.

Впервые докембрийские образования в Монголии установлены В.А. Обручевым в конце XIX в. Под его редакцией в 1957 г. составлена первая геологическая карта Монголии, на которой метаморфические породы отнесены к архею и раннему протерозою. В дальнейшем, благодаря работам многих геологов, в первую очередь Н.А. Маринова, А.Х. Иванова, В.А. Амантова, П.С. Матросова, В.А. Благодирова, Н.С. Зайцева, А.В. Ильина, И.П. Палея, А.С. Павленко, Ф.П. Митрофанова, Б. Лувсанданзана и др., докембрийские образования Монголии были расчленены на ряд комплексов и свит, отображенных на последних геологических картах [8, 9] и в серии публикаций [1—3, 7, 10, 14, 15, 19—22].

Тем не менее докембрий Монголии все еще изучен недостаточно. Особенно неблагоприятно обстоит дело с датированием возраста метаморфических образований. Достаточно сказать, что для докембрия всей Монголии имеется несколько радиологических датировок, древнейшая из которых, 1,9 млрд. лет, получена К—Аг-методом немецкими геологами из гнейсов района Бумбугера. В связи с этим возраст метаморфических пород здесь разными исследователями трактуется различно. До недавнего времени было принято считать метаморфические толщи принадлежащими верхнему протерозою, что и нашло отражение на всех изданных геологических картах Монголии.

В последние годы Ф.П. Митрофанов с соавторами [18] предложил выделять три последовательных возрастных комплекса: гнейсовый архейский, кварцито-карбонатный раннепротерозойский и зеленосланцевый рифейский. В этой схеме только возраст зеленосланцевого комплекса обоснован палеонтологически. Два других комплекса относятся к архею—раннему протерозою на том основании, что некоторые типы пород докембрия Монголии имеют сходство с породами, развитыми на щитах и в фундаменте древних платформ. К их числу относятся минеральные парагенезисы двух пироксенов с гранатом (основные гранулиты), анортозиты, эндрбиты, кварциты и, наконец, серые гнейсы. Нетрудно увидеть, что данная схема строится исходя из интенсивности метаморфизма пород, при этом первичная природа метаморфических толщ расшифровывается с позиций изохимического метаморфизма, без учета процессов гранитизации, особенно интенсивных в докембрии. Положив в основу расчленения метаморфических пород Монголии признаки формационной типизации и считая их характерными только для древних платформ, авторы делают вывод о принадлежности докембрийских выступов здесь к обломкам этих платформ, что уже ведет к признанию древнего возраста сиалической коры региона.

На этой же посылке основана и тектоническая типизация докембрийских структур Монголии. Так, если на платформах установлены архейские гранулитовые пояса и зеленокаменные прогибы, а в гнейсах Монголии присутствуют минеральные парагенезисы гранулитов основного состава и серые гнейсы, то из этого следует, что в первом случае они являются реликтами гранулитовых поясов, а во втором — зеленокаменных. Таким образом устанавливается полное тождество платформенных структур со структурами Монголии. Однако нужно заметить, что авторы этих построений не только не выделяют картографически такие пояса или их фрагменты, но всячески подчеркивают невозможность их выделения,

поскольку гранулитовый субстрат переработан и неотличим "от перекрывающих его более молодых метаморфических пород" [19, с. 137]. Все это делает наличие гранулитовых и зеленокаменных поясов в Монголии весьма дискуссионной проблемой.

По нашему мнению, в этих построениях совершенно не уделяется внимания породам офиолитовой ассоциации, присутствующим в гнейсах, и прежде всего их соотношениям друг с другом. Если о них и упоминается, то только как о протрузиях серпентинитов палеозойского возраста [11, 19]. Серпентиниты действительно нередко слагают крупные массивы в гнейсах, имеют секущие с ними контакты, что свидетельствует о более позднем их становлении. Однако наряду с ними в докембрии Монголии часто находятся породы ультрабазит-габброидного комплекса, испытавшие гранитизацию и метаморфизм на уровне гранулитовой и амфиболитовой фаций. Минеральные парагенезисы, свойственные основным гранулитам, неоднократно устанавливались нами среди полей плагиомигматитов и плагиогранитов. Обычно они сохраняются в габбро-амфиболитах, горнблендитах и амфиболитах, которые сами оказываются реликтами меланократового субстрата, подвергнувшегося плагиогранитизации. С этим процессом тесно связано образование граната, выделение которого наиболее обильно в контакте плагиомигматитов с меланократовыми породами. Площадное проявление плагиогранитизации по породам меланократового комплекса приводит к их преобразованию и возникновению новых ассоциаций, аналогичных серым гнейсам и эндербитам, об этом свидетельствует присутствие в серых гнейсах ультраосновных пород, а в жилах плагиогранитов — реликтового пироксена. Таким образом, при недооценке роли меланократовых пород в докембрийских разрезах, без учета их преобразования в другие породы, опираясь только на минеральные парагенезисы, можно сделать неверные выводы как в оценке их возраста, так и в структурной приуроченности.

Ранее [22, 16] мы уже отмечали широкое развитие меланократовых пород в разрезах докембрия Западной Монголии и принадлежность их к офиолитовой ассоциации. Ниже дано описание других выступов докембрия этого региона. Для удобства корреляции докембрийских разрезов рассмотрим серию выступов докембрия, прослеживающихся с запад-юго-запада на восток-северо-восток, от Котловины Больших Озер к Хангайскому нагорью.

I. В междуречье Дзабхана и Хунгая (рис. 1, I) известно немало разрозненных выходов метаморфических пород, объединяемых под названием Южно-Сонгинского выступа докембрия. Наиболее древние из них обнажаются восточнее горы Ихэ-Баян-Айраг-ула и представлены мощной (> 3000 м) толщей амфиболитов, плагиомигматитов, биотит-роговообманковых гнейсов и биотит-амфибол-пироксеновых кристаллических сланцев. Эта толща, выделяемая В.А. Самозванцевым и В.В. Афониним под названием свиты будун, тесно ассоциирует с гипербазит-габбровым комплексом. Последний хорошо обнажен в районе меридиональной излучины р. Дзабхан, севернее дороги на Улясутай. Он представлен будинами перидотитов, изометричными телами пироксенитов, горнблендитами и габброидами с такситовой текстурой. В нижних горизонтах амфиболитов свиты будун имеются минеральные парагенезисы ультрамафитов, свидетельствующие, на наш взгляд, о генетической связи нижних горизонтов амфиболитовой

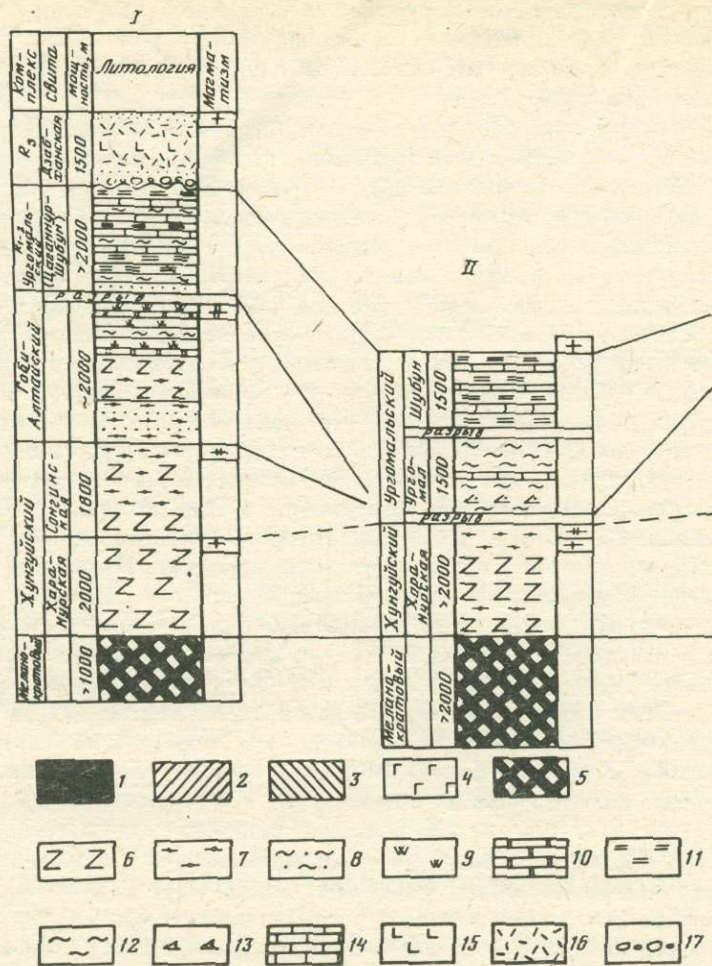
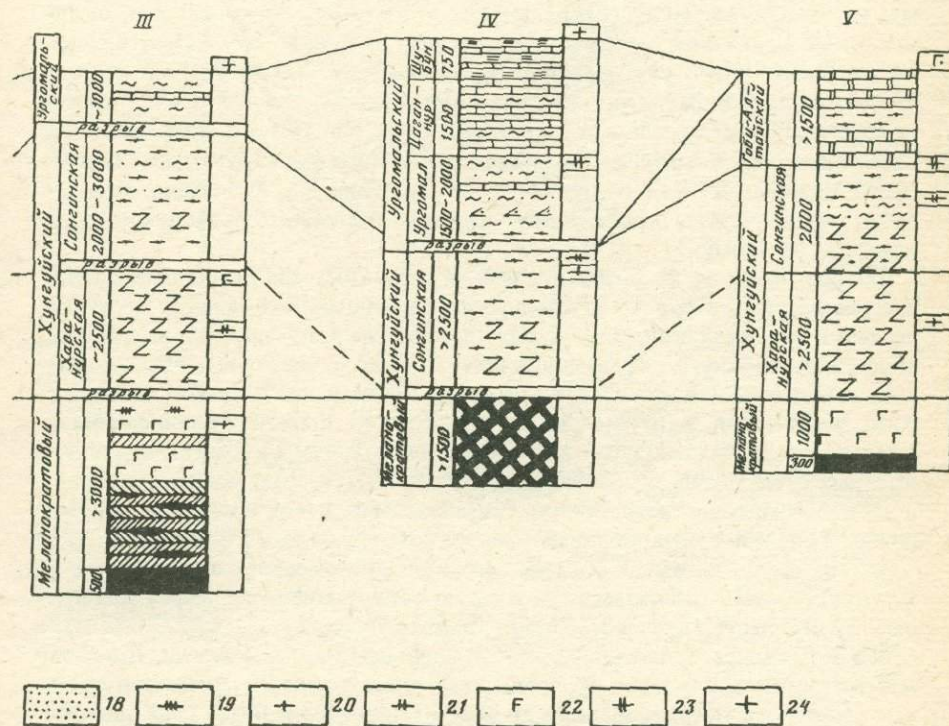


Рис. 1. Стратиграфические разрезы докембрийских выступов Западной Монголии

I – междуручье Дзабхана и Хунгуя; II – район сомона Ургомал; III – оз. Хара-Нур; IV – южный склон хр. Хан-Хухэй у сомона Дзун-Хангай; V – район сомона Сонгино. 1–5 – меланократовый комплекс: 1 – серпентиниты, 2 – пироксениты, 3 – перидотиты, 4 – габброиды, 5 – нерасчлененный; 6–18 – стратифицированные образования: 6 – амфиболиты, 7 – биотит-роговообманковые гнейсы, 8 – слюдяные сланцы, 9 – кварциты, 10 – мраморы, 11 – кремнистые сланцы, 12 – кварц-серицит-хлоритовые, актинолитовые сланцы, 13 – порфиритоиды, 14 – известняки, 15 – порфириты, 16 – кислые эффузивы, 17 – конгломераты, 18 – метапесчаники, песчаники; 19–24 – магматические образования: 19 – дайковый комплекс, 20 – плагиигранитизация, 21 – микроклинизация, 22 – габбро, габбро-диориты (PR?), 23 – биотитовые граниты (PR?), 24 – калиевые граниты

толщи с ультрабазит-габброидным комплексом. Судя по падению гнейсовидности, амфиболиты надстраивают разрез этого комплекса. Ранее [16] мы назвали толщу мигматизированных амфиболитов хунгуйским комплексом. Этот комплекс условно можно подразделить на две свиты: нижняя (харанурская) представлена главным образом мигматизированными амфи-



болитами, верхняя (сонгинская), кроме того, включает горизонты биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов и наряду с плагиигранитизацией испытала также микроклинизацию.

Хунгуйский комплекс перекрывается пестрой толщей плагиигнейсов, кварцитов, графитистых мраморов и параамфиболитов. По стратиграфическому положению эта толща мощностью около 2000 м, видимо, соответствует верхам дорифейского разреза нагорья Сангилен и поэтому ранее выделялась нами здесь [16] под названием балыктыгхемского комплекса. Однако, учитывая существенные отличия этих образований от разрезов Тувы и северного склона хр. Хан-Хухэй, лучше выделять их здесь под самостоятельным названием гоби-алтайского комплекса, поскольку они по составу близки докембрийскому разрезу, описанному В.В. Беззубцевым [5] в районе Гоби-Алтая.

Следует отметить, что, выделяя гоби-алтайский комплекс в междуручье

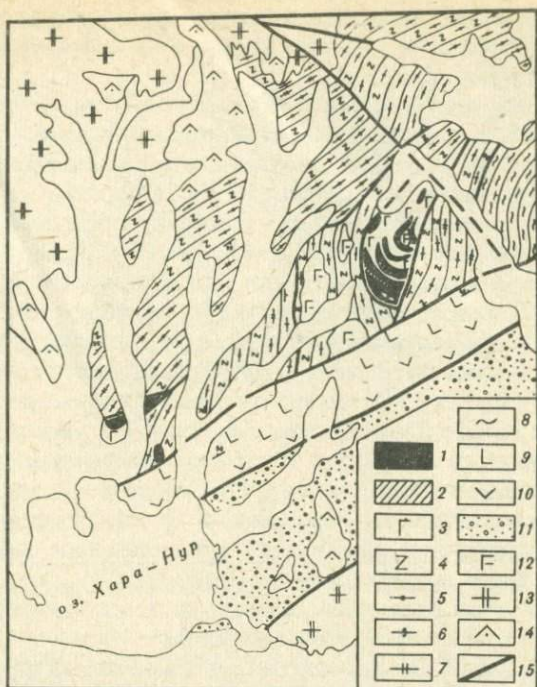
Дзабхана и Хунгуя, мы вступаем в противоречие с геологами-съемщиками партии В.А. Самозванцева, которые включают эти образования в состав рифейского зеленосланцевого комплекса. В пользу наших построений свидетельствует развитие в этой толще процессов плагиогранитизации и микроклинизации, что приближает ее по облику к хунгуйскому комплексу, но не характерно для зеленосланцевого комплекса, надстраивающего разрез докембрия.

Последний широко развит к югу и юго-востоку от сомона Ургомал, и мы его выделяем здесь под названием ургомальского комплекса, включая в него верхи цаганнурской свиты и свиту шубун, по В.А. Самозванцеву. Ургомальский комплекс представлен мощной ( $> 2000$  м) толщей сланцев (кварц-эпидот-хлоритовых, кварц-хлорит-эпидот-актинолитовых, кварц-серицитовых) с прослоями известняков и эпидотовых амфиболитов. Структуры зеленосланцевого комплекса конформны структурам хунгуйского комплекса — те и другие образуют серии крутостоящих складок субмеридионального простирания. Однако истинное соотношение этих комплексов неясно.

На правом берегу р. Дзабхан в районе горы Цосу-ула слюдястые сланцы и известняки ургомальского комплекса, по данным В.Н.Чаленко, несогласно перекрываются конгломератами, песчаниками и эффузивами дзабханской свиты верхнего рифея мощностью до 1500 м. Орогенные образования этой свиты фрагментарно сохранились еще на нескольких участках междуречья Дзабхана и Хунгуя; обычно они слагают пологие брахиоформные структуры. Дзабханская свита прорывается калиевыми гранитами, галька которых обнаружена в основании цаганоломской свиты венда — нижнего кембрия в районе сомона Тайшир [12]. Таким образом, орогенные отложения дзабханской свиты завершают разрез докембрия этого района.

II. На правом берегу р. Хунгуй-Гол, в 30 км севернее сомона Ургомал (см. рис. 1, II), наблюдается несколько редуцированный разрез докембрия — в нем отсутствуют гнейсово-кварцито-карбонатные толщи гоби-алтайского комплекса и орогенные образования дзабханской свиты. Древнейшими стратиграфическими образованиями здесь являются мигматизированные (плагиогранитизированные и микроклинизированные) амфиболиты мощностью не менее 2000 м, содержащие отдельные горизонты биотитроговообманковых гнейсов. Эта толща хорошо сопоставляется с харанурской свитой хунгуйского комплекса; сонгинская свита здесь отсутствует. Харанурская свита во многих участках ассоциирует с меланократовым комплексом, сложенным преимущественно такситовыми габброидами с реликтовыми телами ультрабазитов размером в несколько метров, реже в несколько десятков метров. Простирание пород харанурской свиты в этом районе меридиональное, падения субвертикальные.

Верхняя часть докембрийского разреза здесь не имеет непосредственных контактов с хунгуйским комплексом; она представлена ургомальским комплексом, подразделяемым на две свиты: свиту ургомал — порфириды, слюдястые сланцы с прослоями известняков и кварцито-песчаников. и свиту шубун — кремнисто-карбонатная толща. Мощность ургомальского комплекса не менее 3000 м. Он слагает серию сжатых меридиональных складок, опрокинутых к западу, — их осевые плоскости падают на восток под углом от 40 до 60–70°.



Р и с. 2. Структурно-геологическая карта района оз. Хара-Нур

1-3 - офиолитовая ассоциация: 1 - серпентиниты, 2 - пироксениты, 3 - роговообманковое габбро; 4-7 - стратифицированные образования с наложенной гранитизацией: 4 - амфиболиты, 5 - биотит-роговообманковые гнейсы, 6 - плагиомигматиты и плагиогнейсы, 7 - микроклиновые гнейсы; 8 - "зеленые" сланцы (эпидот-актинолит-хлоритовые, кварц-серпичитовые) среднего рифея; 9 - диабазовые порфириды; 10 - андезитовые порфириды, туфы; 11 - вулканогенная моласса позднего рифея (?) (дзабханская свита); 12-14 - интрузивные образования: 12 - габбро, габбро-диориты, 13 - гранодиориты, граниты, плагиограниты рифейские, 14 - калиевые граниты пермские; 15 - разрывные нарушения

III. Наиболее интересен разрез докембрия на правом берегу р. Хунгуй, в районе оз. Хара-Нур (см. рис. 1, III, 2). Здесь в ядре антиклинали северо-восточного простирания обнажается меланократовый комплекс пород, представленный ультрабазитами и базитами, типичными для офиолитовых ассоциаций фанерозойских складчатых зон. В основании разреза залегают серпентинизированные дуниты и гарцбургиты, видимая мощность которых не превышает 500 м. Выше идет сложное чередование полос пироксенитов, перидотитов и такситовых роговообманковых габброидов с реликтовыми телами серпентинитов. Мощность отдельных горизонтов этого полосчатого комплекса от 0,3 до 20-50 м. Контакты габброидных полос с гипербазитами совершенно постепенные, неправильные, свидетельствующие о метасоматическом образовании габброидов. В то же время в амфиболитовой толще, слагающей крылья антиклинальной структуры (рис. 2), имеются и интрузивные тела габбро и габбро-диоритов; последние, видимо, представляют собой конечные продукты метасоматической переработки гипербазитов, приведшей к образованию анатектических габброидов. В верхней

части меланократового комплекса, в нескольких метрах от толщи мигматизированных амфиболитов, имеются также дайки амфиболитизированных диабазов мощностью около 2 м.

Меланократовый комплекс согласно (хотя контакты слегка подорваны) облекается толщей амфиболитов с горизонтами плагиомигматитов и плагиогнейсов. Эта толща весьма характерна, она прослеживается практически во всех районах развития меланократовой части разреза докембрия; в данном районе она надстраивает разрез гипербазит-габбрового основания и имеет значительную мощность (~2500 м). Поэтому мы считаем этот район стратотипическим и выделяем эту толщу под названием хара-нурской свиты. Наименее мигматизированные разности амфиболитов по петрохимии близки океаническим толеитам (см. рис. 6); это важное свидетельство в пользу отнесения данной толщи к ортопородам, генетически связанным с тесно ассоциирующим с ними меланократовым комплексом.

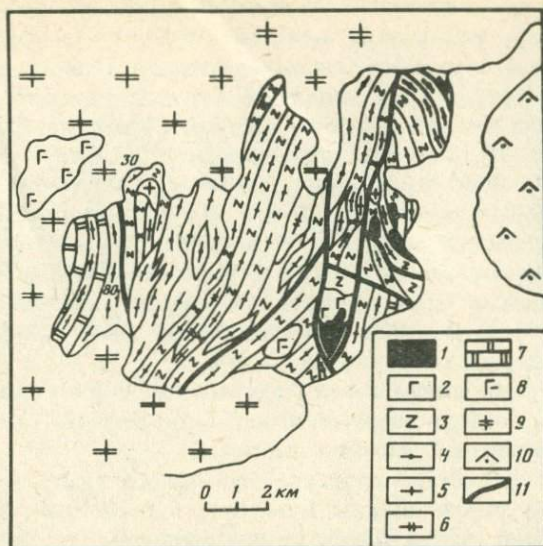
Хара-нурская свита слагает нижнюю половину хунгуйского комплекса; в верхней части этого комплекса постепенно увеличивается количество мигматитов, появляются биотитовые и биотит-роговообманковые гнейсы, усиливается микроклинизация пород вплоть до образования микроклиновых гнейсов, амфиболиты приобретают второстепенное значение, вверх по разрезу все более возрастает роль парапород. Эту часть хунгуйского комплекса мощностью более 2000 м мы выделяем под названием сонгинской свиты, стратотип которой описывается ниже.

К востоку от горы Онца-Ула залегает толща эпидот-актинолит-хлоритовых и кварц-серицитовых сланцев с единичными прослоями известняков. Этот зеленосланцевый комплекс (~1000 м) отделяется от хунгуйского разломом и резкой сменой метаморфизма. Зеленосланцевый комплекс, по-видимому, завершает докембрийский разрез этого района, хотя к востоку от оз. Хара-Нур протягивается полоса неметаморфизованных молассовых отложений, относимая геологами-съемщиками к дзабханской свите верхнего рифея. Против такого сопоставления как будто свидетельствует присутствие в этих отложениях обломков красных яшмоидов и гранитов тэлминского типа, т.е. обломков пород кембрийского облика.

IV. К югу от сомона Дзун-Хангай (см. рис. 1, IV), в южных отрогах хр. Хан-Хухэй, вновь обнажаются метаморфические толщи, обычно называемые Северо-Сонгинским выступом докембрия. В отличие от района оз. Хара-Нур здесь полнее представлены верхние части докембрия — ургомальский комплекс — и хуже сохранились нижние горизонты. Тем не менее и здесь в основании разреза выделяется гипербазит-габбровый меланократовый комплекс, который тектонически перекрывается мощной (> 2500 м) толщей мигматизированных амфиболитов, биотит-роговообманковых и биотитовых гнейсов. Эта толща по составу хорошо сопоставляется с сонгинской свитой других районов Западной Монголии, в первую очередь с собственно сонгинским разрезом (см. рис. 1, V).

Мигматизированные образования сонгинской свиты тектонически перекрываются мощным (> 3500 м) зеленосланцевым комплексом, подразделяющимся на три свиты: ургомал (сланцевые сланцы с отдельными горизонтами порфириидов и известняков), цаганнур (сланцево-карбонатная) и шубун (чередование кремнистых сланцев и известняков).

Все докембрийские образования этого района образуют крутые, вплоть



Р и с. 3. Структурно-геологическая карта выступа докембрия у сомона Сонгино

1, 2 — офиолитовая ассоциация: 1 — серпентиниты, 2 — роговообманковое габбро; 3–7 — стратифицированные образования с наложенной гранитизацией: 3 — амфиболиты, 4 — биотит-роговообманковые гнейсы, 5 — плагиомигматиты, плагиогнейсы, 6 — микроклиновые гнейсы, 7 — мраморы; 8–10 — интрузивные образования: 8 — габбро, габбро-диориты, 9 — серые биотитовые граниты раннего палеозоя, 10 — розовые калиевые граниты пермские; 11 — разрывные нарушения

до вертикальных, складки, простираются которых варьируют от субмеридиональных до северо-восточных.

V. Самый северо-восточный из описываемых выступов докембрия расположен в 20 км к северу от сомона Сонгино (см. рис. 1, V, 3). Здесь на относительно небольшой, порядка 100 км<sup>2</sup>, площади хорошо вскрываются нижние и средние горизонты разреза докембрия. Самые нижние части меланократового комплекса вместе с перекрывающими их стратифицированными образованиями обнажаются в меридиональном горстовом выступе, протягивающемся по восточному краю участка. Меланократовый комплекс представлен серпентинизированными дунитами и гарцбургитами, сменяющимися горнблендитами и роговообманковыми габбро с такситовой текстурой. Видимая мощность меланократового комплекса около 1300 м.

Вышележащие стратифицированные образования представлены мощной (> 2500 м) толщей тонкозернистых неясно-слоистых слабомигматизированных амфиболитов. Плагиомигматизация проявляется как в виде рассеянной точечной фельдшпатизации, так и в виде тонких мигматитовых жилков, подчеркивающих складчатую структуру толщи. Нижние горизонты амфиболитовой толщи, которую в целом мы сопоставляем с хара-нурской свитой, очевидно, образовались за счет амфиболитизации меланократового комплекса: в обнажениях наблюдаются постепенное замещение гипербазитов горнблендитами и затем смена их амфиболитами. Однако большая часть амфиболитов образовалась по основным эффузивам, об этом свидетельствуют прослой кварц-биотитовых сланцев и единичные реликты эффузив-

ных текстур. Вверх по разрезу увеличивается количество прослоев кварц-биотитовых сланцев, появляются биотитовые и биотит-роговообманковые гнейсы, усиливаются процессы плагиигранитизации (вплоть до образования согласных и секущих тел анатектических плагиигранитов) и микроклинизации. Толща приобретает более пестрый состав, и амфиболиты постепенно теряют в ней господствующее значение. Эта верхняя часть разреза, мощностью около 2000 м, выделяется нами под названием сонгинской свиты. Вдоль западного края участка (рис. 3) сонгинская свита согласно перекрывается толщей мраморов с горизонтами биотит-роговообманковых гнейсов и отдельными прослоями амфиболитов. Толща прорывается субсогласными телами плагиигранитов. Мощность гнейсово-карбонатной толщи около 1500 м. По составу и стратиграфическому положению она сопоставляется с гоби-алтайским комплексом.

В структурном отношении породы сонгинского участка слагают серию крутых складок северо-северо-восточного простирания, осложненных несколькими субмеридиональными разломами.

В заключение рассмотрим строение еще одного выступа докембрия, расположенного в районе сомона Бумбугер, в предгорьях Хангайского нагорья. Докембрий района Бумбугер интересен тем, что именно здесь, как считает Ф.П. Митрофанов с соавторами [18], развита серогнейсовая континентальная кора Монголии. Структура этого выступа докембрия определяется сопряженной системой антиклиналей и синклиналей (рис. 4), осложненной системой разрывных нарушений надвигового типа. В ядрах антиклиналей обнажаются породы меланократового комплекса, представленные главным образом амфиболитами и ассоциирующими с ними реликтовыми телами пироксенитов, переходящих в горнблендиты, а также габбро-амфиболитами. Эти породы обнажаются в виде прерывистых полос субширотного простирания или образуют изометричные тела небольшого размера. Как и в других выступах докембрия, здесь проявлены процессы мигматизации, плагиигранитизации и микроклинизации какого-то более основного субстрата, реликты которого в виде парагенезиса двух пироксенов со шпинелью, а иногда и с оливином присутствуют в менее мигматизированных меланократовых породах. Вся совокупность меланократовых пород может быть сопоставлена с гипербазит-габбровым комплексом основания и с хунгуйским комплексом.

Стратиграфически выше, на крыльях антиклиналей, обнажается толща кварцитов, мраморов и биотитовых гнейсов мощностью свыше 1500 м. Эта толща является прямым аналогом гоби-алтайского комплекса других разрезов докембрия. Серые гнейсы залегают в верху разреза и связаны с нижележащей толщей зоной переслаивания. На протяжении 30 м биотитовые гнейсы и мраморы повторяются четыре раза. Сами серые гнейсы в настоящее время представлены тонкосланцеватыми биотит-кварц-плагииклатовыми породами с подчиненными слоечками и линзочками амфиболитов. Эти соотношения двух частей докембрийского разреза хорошо видны в южной части выступа, в 3 км к северу от моста через р. Байдарагин. Ни по составу, ни по положению в разрезе выделяемые здесь [18] серые гнейсы не могут считаться образованиями первичной сиалической коры. Серогнейсовый облик этой части разреза обусловлен проявлением плагиигранитизации и микроклинизации первично-вулканогенно-осадоч-

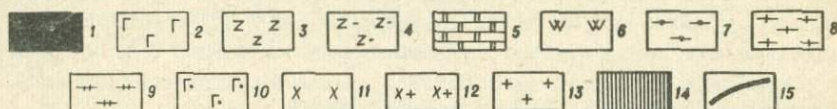
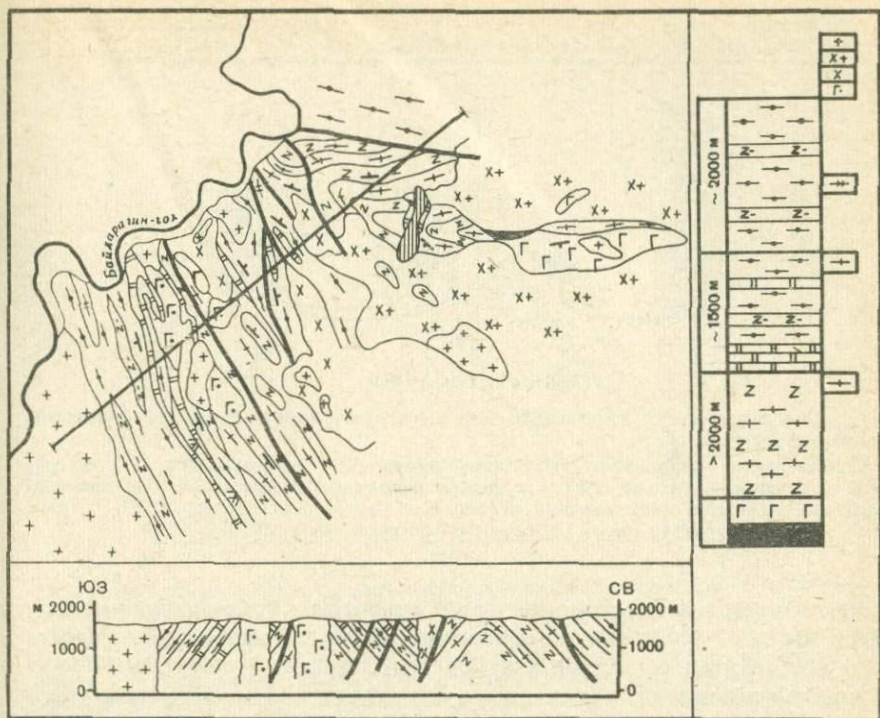
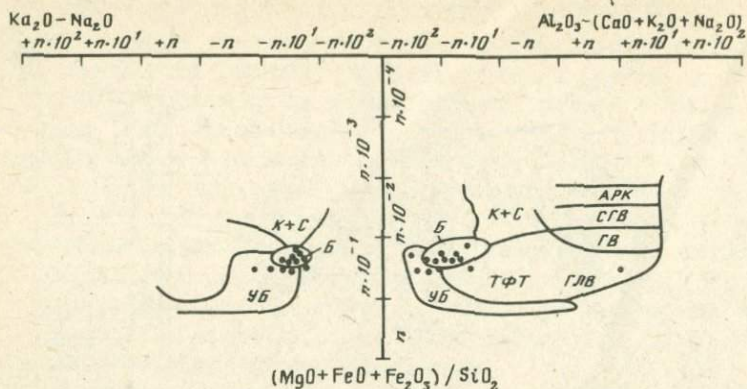


Рис. 4. Схематическая геологическая карта Бумбугерского выступа докембрия  
 1, 2 – меланократовый комплекс: 1 – ультрабазиты, 2 – габбро, габбро-амфиболиты; 3–7 – стратифицированные образования: 3 – амфиболиты, 4 – амфиболовые сланцы, 5 – мраморы, 6 – кварциты, 7 – биотитовые гнейсы; 8–13 – магматические образования: 8 – плагιοгранитизация, 9 – микроклинизация, 10 – габбро, 11 – диориты, 12 – диориты, гранодиориты, граниты, 13 – калиевые граниты; 14 – протрузии серпентинитов; 15 – разрывные нарушения

ной толщи, занимающей высокое положение уже в разрезе докембрия. Для гнейсов этого района получены значения [21] радиологического возраста в 1,9 млрд. лет. Это пока единственное определение раннепротерозойского возраста метаморфических пород Монголии.

Краткое рассмотрение строения докембрийских выступов Западной Монголии позволило установить пространственную и структурную связь амфиболитов с ультрабазит-габбровым комплексом. Эта ассоциация пород обнажается в ядрах антиклинальных структур, что позволяет принимать их за древнейшие образования, доступные изучению на современном эрозионном срезе. Ассоциация этих пород не случайна, они связаны парагенетически, что подтверждают результаты проведенного нами петрохимического изучения их состава. Здесь важное значение имеет установление первичной природы амфиболитов.



Р и с. 5. Диаграмма А.А. Предовского для амфиболитов докембрийских массивов Западной Монголии

Черные точки – амфиболиты. Исходные породы: УБ – ультрабазиты, Б – базиты, К + С – средние и кислые, ТФТ – туффииты основного состава, ГЛВ – смешанные продукты глубокого выветривания основных и ультраосновных пород, ГВ – граувакки, СГВ – субграувакковые (полимиктовые) песчаники, АРК – аркзы

Меланократовые породы, слагающие основание докембрийских массивов Западной Монголии, представляют собой продукты метаморфического преобразования исходных пород соответствующего состава. "Неосадочное" происхождение таких пород, как ультрабазиты, габброиды, пироксениты и горнблендиты, не вызывает сомнений. Что же касается ассоциирующих с ними амфиболитов, то магматическое происхождение исходных для них пород требует специального обоснования. С этой целью нами опробованы разности амфиболитов, наименее подвергшиеся метасоматическим изменениям.

Обработка результатов химического анализа этих проб с использованием разнообразных методик позволяет рассматривать их в качестве продуктов метаморфизма магматических пород основного состава. Так, на широко известной диаграмме (рис. 5) А.В. Предовского [25], позволяющей реконструировать первичный облик пород и их генетическую принадлежность, составы амфиболитов размещаются в поле основных магматических пород и в пограничной области с ультраосновными породами. В поле аналогичных пород они попадают и на видоизмененной диаграмме К. Муана и Х. Де Ля Роша [4] и диаграмме Н.А. Доморацкого [13].

Содержание Cr и Ni в большинстве составов амфиболитов намного превышает 0,002% при положительной корреляции между ними, что, по данным Х. Ланге [27], характерно для ортоамфиболитов. В них же установлена отрицательная корреляционная зависимость между титаном и глиноземом, что свойственно продуктам дифференциации магмы [6], а соответственно, может быть признаком ортопород.

Принадлежность рассматриваемых амфиболитов к породам орторяда доказывается и решением уравнения Д.М. Шоу и А.М. Кудо [28]:  $D(x) = 7,07 \log \text{TiO}_2 + 1,91 \log \text{Al}_2\text{O}_3 - 3,29 \log \text{Fe}_2\text{O}_3 + 8,48 \log \text{FeO} + 2,97 \log \text{MnO} + 4,81 \log \text{MgO} + 7,80 \log \text{CaO} + 3,92 \log \text{P}_2\text{O}_5 + 0,15 \log \text{CO}_2 - 15,08$ . При этом, если  $D(x) > 0$ , порода относится к ортоамфиболитам, а

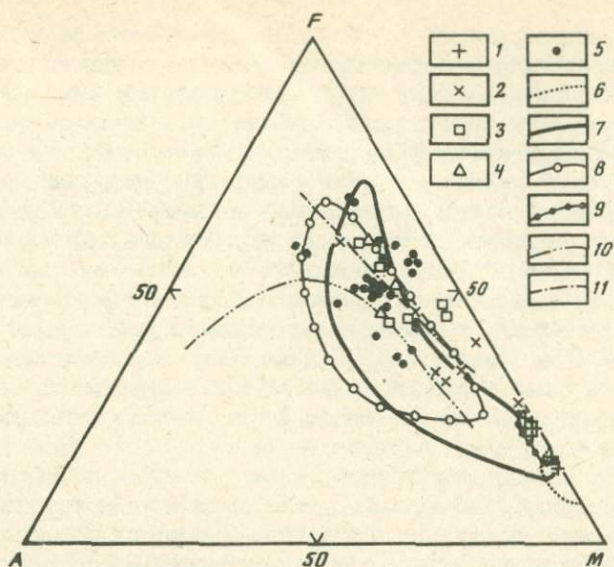


Рис. 6. Диаграмма AFM для пород протоофиолитовой ассоциации докембрийских выступов Западной Монголии

1–3 – породы меланократового фундамента: 1 – ультрабазиты, 2 – габброиды, 3 – горнблендиты, гранатовые горнблендиты; 4 – дайки амфиболитизированных базитов; 5 – амфиболиты, амфиболовые сланцы; 6, 7 – породы меланократового фундамента океанов: 6 – ультрабазиты; 7 – габброиды; 8 – вулканические породы дна океанов; 9 – породы полосчатого комплекса Озерной зоны Монголии; 10 – линия раздела толеитовых и щелочных серий; 11 – линия составов толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов

если  $D(x) < 0$  – к параамфиболитам. Подставив данные конкретных анализов амфиболитов, мы получили положительные значения  $D(x)$ .

Таким образом, данные о магматической природе амфиболитов докембрийских массивов Западной Монголии позволяют сравнивать их с соответствующими неметаморфизованными эквивалентами. На диаграмме AFM (рис. 6) видно, что большинство составов рассматриваемых амфиболитов попадает в поле толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов. Рой фигуративных точек вытянут вдоль железо-магниевого стороны диаграммы, что характеризует толеитовую серию.

Большая часть составов габброидов и горнблендитов расположена в поле комплекса габбро и габбро-диабазов современных океанов. При этом они пространственно совпадают с роем фигуративных точек амфиболитов. Сходно расположены и точки составов даек амфиболитизированных базитов внутри полосчатого комплекса в некоторых докембрийских массивах. Можно думать, что такие совпадения указывают на парагенетическое родство всех этих пород.

Составы ультрабазитов, пространственно ассоциирующих с габброидами и амфиболитами, по сравнению с ультрабазитами современных океанов в подавляющем большинстве более железисты. Они близки ультрабазитовой составляющей полосчатых комплексов эвгеосинклиналей, в частности полосчатого комплекса Озерной зоны Западной Монголии.

Таким образом, анализ строения разрезов и особенностей состава меланократовых пород докембрийских массивов Западной Монголии позволяет рассматривать их как протоофиолитовые ассоциации, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации.

Приведенное выше краткое описание ряда докембрийских выступов в Западной Монголии свидетельствует об однотипной направленности процессов формирования континентальной коры в этом регионе. Прежде всего обращает на себя внимание тот факт, что, вопреки широко распространенному мнению, нижние горизонты докембрия сложены не сиалическими гнейсовыми толщами, а интенсивно гранитизированными и метаморфизованными основными эффузивами, превращенными в настоящее время в толщу амфиболитов и мигматитов по ним. Кроме того, нижние части разрезов амфиболитовых серий постоянно тесно ассоциируют с гипербазит-габбровым меланократовым комплексом. Постоянство этой ассоциации, приуроченность ультрамафитов исключительно к полям развития харанурской свиты, наличие постепенных (метасоматических) переходов от гипербазитов к ортоамфиболитам и, наконец, единая однотипная направленность изменения характера докембрийских разрезов — все это убедительно говорит о наличии в низах докембрия Западной Монголии офиолитовой ассоциации пород, свидетельствующей о существовании в то время (вероятно, в раннем протерозое) коры океанического типа.

Современная континентальная кора этого региона формировалась очень длительно и обязана своим возникновением структурно-вещественному преобразованию океанической коры. Наряду с процессами складчатости и скучивания в преобразовании пород офиолитовой ассоциации ведущую роль играли процессы метасоматической гранитизации, характер которых закономерно менялся со временем. Так, если на ранних, вероятно еще догеосинклинальных, этапах преобразования имел место кальциевый метасоматоз, приводивший к формированию габброидов за счет ультрабазитов, то в последующих этапах на первое место выходят процессы плагиогранитизации (в первую очередь привнос Na), преобразующие меланократовый комплекс и эвгеосинклинальные отложения океанической стадии в гранитно-метаморфический слой. Плагиогранитизация развивается длительно, захватывая не только отложения океанической стадии, но и терригенно-карбонатно-кремнистые отложения переходной стадии, хотя к концу переходной стадии уже начинают преобладать процессы микроклинизации, приводящие к возникновению крупных участков гранитно-метаморфического слоя, характерных для конца переходной стадии.

Нетрудно видеть, что смена характера магматизма, изображенная на приведенных разрезах (см. рис. 1), подтверждает выводы о стадийном развитии земной коры в Монголии. Массовое появление калиевых гранитов происходит в позднем докембрии, так как они прорывают наземную молассу верхнего рифея — дзабханскую свиту — и находятся в гальке фаунистически охарактеризованных отложений венда—нижнего кембрия. Таким образом, формирование континентальной коры Западной Монголии завершилось в позднем докембрии. Гораздо труднее определить начало этого процесса.

В настоящее время в нескольких пунктах Монголии и соседних районах Сибири имеются геохронологические данные о рифейском возрасте

зеленосланцевого комплекса. Поскольку формированию зеленосланцевого комплекса предшествовало образование достаточно мощного гранитно-метаморфического слоя (хунгуйский и гоби-алтайский комплексы), начало преобразования коры океанического типа в кору континентальную, по-видимому, следует относить к раннему протерозою. Естественно что для решения этого вопроса необходимы специальные исследования. Прежде всего необходимы радиологические данные возраста первого проявления гранитоидного процесса, накладывающегося на породы меланократового основания и эвгеосинклинальные толщи. Если такой возраст окажется большой древности, как предполагают Ф.П. Митрофанов с соавторами, то это будет свидетельствовать только о едином механизме и одинаковой направленности процессов формирования континентальной коры как в фанерозойских, так и в более ранних складчатых поясах. К такому выводу приходят многие исследователи, изучающие строение древних платформ.

Суммируя наши наблюдения о строении и размещении докембрийских комплексов, можно констатировать, что они сформировались в обширной эвгеосинклинальной зоне, фундамент которой был сложен породами ультрабазит-габброидного комплекса. Анализ складчатой структуры докембрийских комплексов показывает, что они меняют простирание от северо-северо-западных до северо-восточных, образуя крупную дугу, огибающую с запада и северо-запада Хангайское нагорье — область колоссального скопления гранитоидов нескольких поколений [20]. Чем обусловлено это явление — остается не ясным. Не исключено, что в раннем протерозое эта область являлась по отношению к рассмотренному региону материковой массой (микроконтинентом или областью ранней консолидации). В предрифейское время суша заняла более западные районы — об этом свидетельствует выпадение из разреза всего гоби-алтайского комплекса в центральной части рассмотренной дугообразной полосы (см. рис. 1, II, III, IV). Дальнейшая кратонизация в позднем докембрии захватила еще более обширные площади, однако точно оконтурить их в настоящее время невозможно из-за наложения деструктивных процессов, сформировавших Озерную зону ранних каледонид.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Алтухов Е.Н., Зайцев Н.С. Докембрий юга Сибири и севера Монголии (проблемы корреляции). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979, т. 54, вып. 4, с. 35—48.
2. Амантов В.А. Тектоника и формации докайнозой Забайкалья и Северной Монголии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1972. 35 с.
3. Амантов В.А., Матросов П.С. Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей. — В кн.: Материалы по региональной геологии Алтае-Саянской складчатой области. Л.: Недра, 1969, с. 183—206. (Тр. ВСЕГЕИ, Н.с.; Т. 58).
4. Балашов Ю.А., Кременецкий А.А., Швец В.И. Геохимические критерии природы докембрийских амфиболитов. — Геохимия, 1972, № 11, с. 1358—1371.
5. Беззубцев В.В. О стратиграфии докембрия и кембрия бассейна р. Дзабхан. — В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М.: Гостоптехиздат, 1963, с. 29—43.
6. Беус А.А. Геохимия литосферы. М.: Недра, 1972. 296 с.
7. Благоврагов В.А., Зайцев Н.С., Лхасурен Б. и др. Докембрийские комплексы Северной Монголии — образования ранних стадий формирования континентальной зем-

- ной коры. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977, с. 18—26. (Тр. СМГЭ; Вып. 22).
8. Геологическая карта Монгольской Народной Республики. Масштаб 1:1 500 000 / Под ред. Н.А. Маринова. М., 1966.
9. Геологическая карта Монгольской Народной Республики. Масштаб 1:1 500 000 / Под ред. Н.А. Маринова. М., 1971.
10. Геология Монгольской Народной Республики. Т. 1. Стратиграфия. М.: Недра, 1973. 583 с.
11. Геология Монгольской Народной Республики. Т. 2. Магматизм, метаморфизм, тектоника. М.: Недра, 1973. 751 с.
12. *Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б., Палей И.П.* и др. О соотношении карбонатных венд-кембрийских отложений с более древними образованиями Западной Монголии. — Геотектоника, 1980, № 6, с. 42—48.
13. *Доморацкий Н.А.* Определение первичной природы метаморфических пород по содержанию в них инертных компонентов. — В кн.: Петрографические формации и проблемы петрогенезиса: МГК. XXII сес. Докл. сов. геол. М.: Наука, 1964, с. 166—179.
14. *Иванов А.Х.* Восточное Приколголье. Монгольская Народная Республика. Географическое и геологическое описание. М., 1953. 250 с. (Тр. Монгол. комис. АН СССР; Вып. 3).
15. *Ильин А.В.* О Тувино-Монгольском массиве. — Тр. НИЛзарубежгеологии, 1971, вып. 22, с. 67—73.
16. *Макарычев Г.И., Гесь М.Д., Пазилова В.И.* Докембрийские офиолиты Улутая в свете стадийного развития земной коры. — Геотектоника, 1983, № 4, с. 3—24.
17. *Макарычев Г.И., Гесь М.Д., Палей И.П.* Основные закономерности становления континентальной коры в докембрии Тянь-Шаня, Казахстана и Монголии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1983, № 3, с. 3—18.
18. *Митрофанов Ф.П., Зайцев Н.С., Козаков И.К.* и др. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. — В кн.: Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л.: Наука, 1982, с. 196—208.
19. *Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палей И.П.* Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. М.: Наука, 1981. 154 с.
20. *Павленко А.С., Филиппов Л.В., Орлова Л.П.* Гранитоидные формации Центральноазиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. 222 с.
21. *Палей И.П.* К вопросу о строении фундамента палеозойских структур Монголии. — В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981, с. 159—166.
22. *Палей И.П., Благоданов В.А.* Протерозойские геосинклинальные структуры и формационные комплексы. — В кн.: Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974, с. 19—33.
23. *Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
24. *Пейве А.В., Штрейс Н.С., Моссаковский А.А.* и др. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. — Сов. геология, 1972, № 12, с. 7—26.
25. *Предовский А.В.* Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизм раннего докембрия. М.: Наука, 1980. 152 с.
26. *Штрейс Н.А., Макарычев Г.И., Павлова Т.Г., Гесь М.Д.* Проблема формирования докембрийской коры в фанерозойских складчатых поясах. — В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981, с. 129—143.
27. *Lange H.* Zur Genese der Metabasite im sächsischen Erzgebirge. — Freiberg. Forschungsh. S. 1965, H. 1, S. 177—189.
28. *Schaw D.M., Kudo A.M.* A test of the discriminant function in the amphibolite problem. — Miner. Mag., 1965, vol. 34, N 268, p. 173—181.

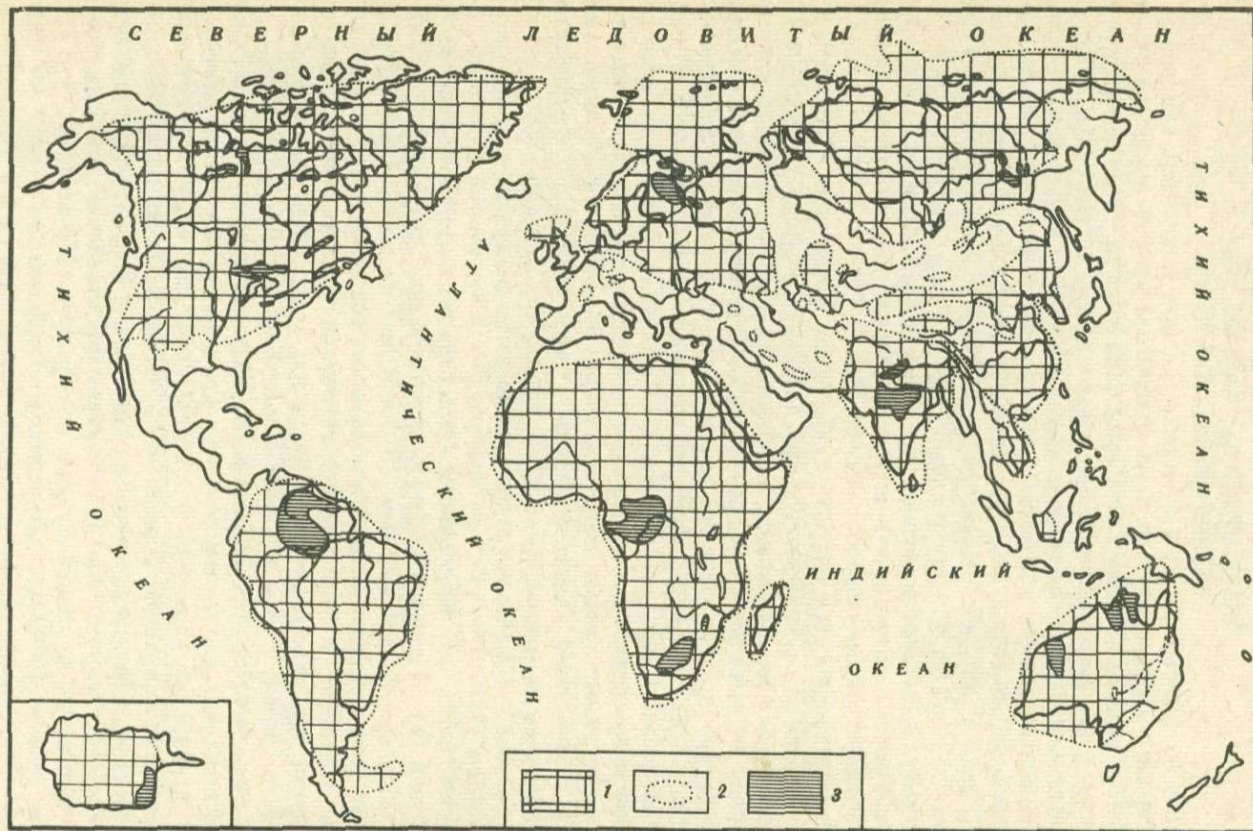
## РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Ранний протерозой — это самостоятельный этап в эволюции Земли, имеющий важное значение как завершивший создание фундамента древних платформ, внешних зон геосинклинальных поясов неогей и большей части срединных массивов. Зрелая континентальная кора возникла на площади современных древних платформ и частично за их пределами уже в конце архея. Зрелость ее доказывается сохранностью неметаморфизованного и слабдеформированного нижнепротерозойского осадочного чехла в пределах большинства сиалических глыб (рис. 1). Чехлы данного возраста распространены на Канадском щите, где они тесно ассоциируют с миогеосинклинальными отложениями Уопмейского, Пенокийского поясов и выполнением авлакогенов Атапускоу и Батерет.

На Балтийском щите платформенный чехол сложен серией Ятулий, в Восточной Сибири — удоканской серией, в Южной Америке — серией Рорайма, в Африке — сериями Франсвиль и Трансвааль, в Индии — сериями Биджавар, Гвалиор, в Австралии — группой Хамерсли. В составе этих серий — зрелые терригенные осадки, сформировавшиеся за счет размыва приподнятых участков архейской коры. Наиболее древний неметаморфизованный чехол распространен в верховьях р. Оуге (Габон). Он представлен песчаниками и конгломератами, часто красноцветными, алевролитами, доломитами и игнимбритовыми туфами серии Франсвиль. В составе серии присутствуют гипсы и ангидриты. Общая мощность — около 2000 м. Породы залегают с несогласием на кристаллическом массиве Шайю (2700 млн. лет). В настоящее время Rb—U-методом датированы иллиты и другие минералы из серии Франсвиль [7].

Установлено, что формирование серии происходило в интервале 2140—2050 млн. лет, в дальнейшем породы подверглись силикатному (2050—1980 млн. лет) и карбонатному (1870 млн. лет) диагенезу. Присутствие гематита в самых древних неметаморфизованных отложениях серии Франсвиль указывает на существование атмосферы окислительного типа до 2140 млн. лет. Отложения серии Франсвиль могут быть прямо сопоставлены по своему строению с платформенными чехлами фанерозоя.

Другие нижнепротерозойские чехлы обладают некоторой спецификой по сравнению с фанерозойскими в отношении метаморфизма, деформаций, магматизма, характера мощностей и т.д. Они могут быть отнесены к протоплатформенным образованиям, по терминологии Н.В. Павловского [3]. Так, отложения серии Рорайма Южной Америки затронуты трансамазонской складчатостью. В их составе существенную роль играют кислые вулканиты формации Суруму с возрастом 1960 млн. лет [6]. Наиболее древние (1800 млн. лет) слабометаморфизованные породы Индостана — доломиты, кварциты, трапсы групп Биджавар и Гвалиор — залегают на гранитах с возрастом 2560 млн. лет [14]. Метаосадочные породы Ятулия, слагающие протоплатформенный чехол Карельского массива, представлены кварцевыми конгломератами, песчаниками, филлитами,



Р и с. 1. Схема распространения нижнепротерозойских платформенных чехлов

1 – архейский фундамент; 2 – граница распространения архейской коры; 3 – нижнепротерозойский платформенный чехол

доломитами, джеспилитами. Осадочные подсерии чередуются с вулканогенными, сложенными метадиабазами, порфиритами, пикритами. Ятулийские отложения формировались в интервале 2300–2080 или 2160–2250 млн. лет [10]. Отложения Ятулии смяты в простые складки, которые значительно усложняются при перепаде в степени метаморфизма.

Протоплатформенный чехол Восточной Сибири представлен метасечаниками, сланцами, доломитами, алевролитами, магнетитовыми породами удоканской серии общей мощностью до 13 км. Серия залегает на архейских гранитах с возрастом 2800 млн. лет и прорывается гранитами, датированными в 1900 млн. лет [4].

Протоплатформенный чехол Южной Африки слагает крупный бассейн (синеклизу) Ранд на территории ЮАР. Формирование разреза здесь началось еще в конце архея (серии Доминион–Риф, Витватерсранд, Вентерсдорп).

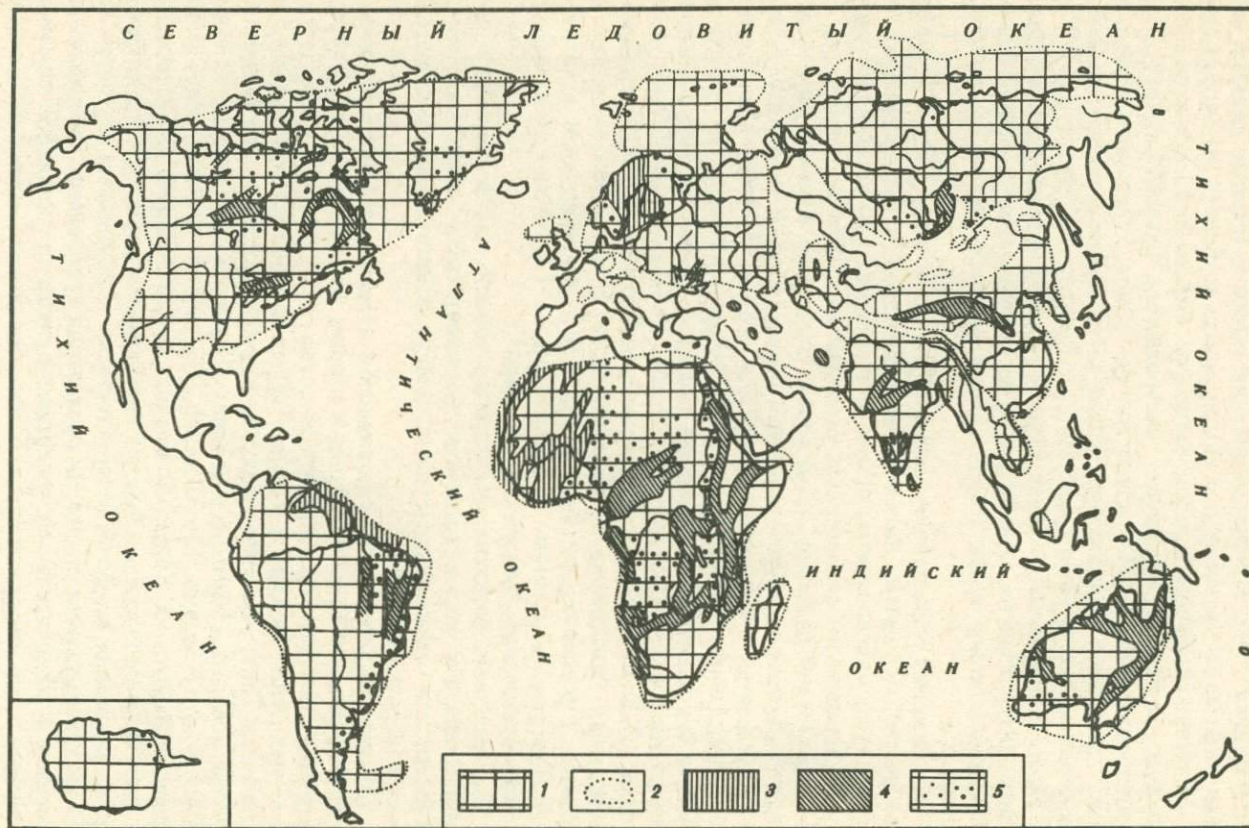
К нижнему протерозою определенно относятся серии Трансвааль (кварциты, доломиты, джеспилиты, андезитовые лавы, диабазы), Матсап (песчаники, конгломераты) общей мощностью до 10 км. Породы прорваны Бушвельдским комплексом с возрастом 2050 млн. лет.

Образования надсерии Маунт Брюс, слагающие впадину Хамерсли Западной Австралии, имеют мощность более 14 км. В ее составе — базальты и андезиты, джеспилиты, доломиты, сланцы, кремнистые породы, песчаники. Интенсивность дислокаций пород увеличивается от щита Пилбара в юго-западном направлении, достигая значительной складчатости в энсиалической геосинклинали Ашбертон. Комплекс Маунт Брюс рассматривался Ч.Б. Борукаевым в качестве тектонотипа геосинклинальных нескладчатых комплексов древних платформ. Представляется, однако, что понятие "протоплатформенный чехол", возникшее в связи с введением Е.В. Павловским термина "протоплатформа" [3], вполне отражает специфику образования древнейших чехлов.

За пределами развития нижнепротерозойских платформенных и протоплатформенных чехлов архейская континентальная кора подвергалась большей или меньшей деструкции с образованием рифтогенных подвижных зон различных типов.

Подвижные зоны раннего протерозоя представлены авлакогенами, интракратонными геосинклиналями и зонами негеосинклинальной тектонотермальной переработки архейской коры.

Авлакогены впервые в истории Земли появляются в протерозое. К ним относятся Такту, Батерст, Атапускоу на Канадском щите, Токантинс в Южной Америке, Бамбари в Африке, Нармада-Сон в Индии, Ашбертон-Наберру в Австралии, Кинг-Леопольд-Пайн-Крик в Австралии, Печенга-Имандра-Варзуга на Кольском полуострове, Улканский и Билякчанский в Восточной Сибири и др. В формационном отношении эти структуры сложены мощными карбонатно-терригенными отложениями. Различие намечается в зависимости от степени проявления вулканизма. Примерами авлакогенов с незначительным развитием вулканитов являются авлакогены Канады, окаймляющие кратон Слейв. Авлакоген Батерст [8] выполнен группой Гоулберн (7000 м) — кварциты, конгломераты, строматолитовые известняки, алевролиты, аргиллиты, содержащие силлы диабазов. Отмечается тесная сопряженность указанных разрезов с горизонтами платфор-



менного чехла, распространенного на плечах авлакогенов во внутренней части кратона Слейв.

Печенгская и Имандра-Варзугская структуры Кольского полуострова — примеры авлакогенов, насыщенных вулканитами. В их разрезах мощностью более 12 км среди кварцитов, конгломератов, доломитов, песчаников, алевролитов содержатся многочисленные толщи базальтов, пикритов, андезито-базальтов, дацитов мощностью от 250 до 2700 м [1].

Авлакогены характеризуются практическим отсутствием гранитоидного магматизма, относительно слабым проявлением складчатых деформаций и метаморфизма. Вместе с тем на фоне неравномерного плана деформаций типичны зоны интенсивной линейной складчатости и надвигообразования. Плутоническая активность может выражаться во внедрении тел габбро, диоритов и в единичных случаях гранитов щелочного ряда (Печенгско-Варзугская зона).

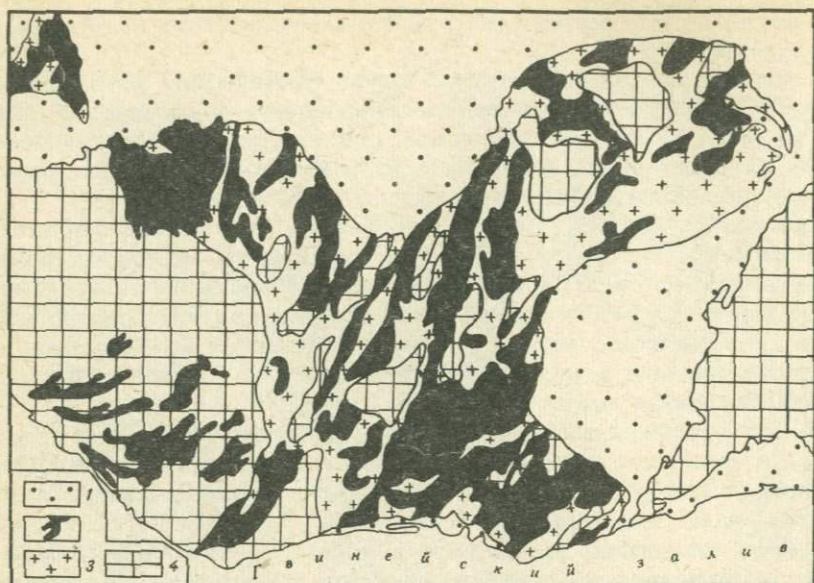
Наиболее распространенным типом линейных подвижных структур раннего протерозоя являются интраконтинентальные (интракратонные) геосинклинали (рис. 2). Синонимом этого термина является термин "интрагеосинклиналь", введенный Дю-Тойтом. Эти структуры в генетическом отношении родственны авлакогенам и отличаются от последних прежде всего значительным проявлением процессов гранитизации, метаморфизма, тектонических деформаций, в результате которых они превращаются во внутриконтинентальные складчатые системы. Это также совершенно новый, не существовавший в архее тип структур. Изучение интрагеосинклиналей раннего протерозоя приводит к разделению их на два типа.

I. Азональные интрагеосинклинали, обнаруживающие определенное сходство с зеленокаменными поясами архея. Характерные черты рассматриваемых интрагеосинклиналей отчетливо видны на примере Бирримского пояса Западной Африки, который в этом отношении может являться тектонотипом. Ему свойствен сложный политроговый петельчатый структурный рисунок общего меридионального простирания (рис. 3). Сравнительно узкие изогнутые зоны супракрустальных пород разделены обширными полями гранитоидов тоналит-трондьемитового состава. В метаосадочном комплексе преобладают граувакковый флиш, тонкозернистые туфогенные осадки, в подчиненном количестве — марганценозные кремнистые осадки и внутриформационные конгломераты. Карбонатные отложения практически отсутствуют. Вулканиты играют весьма существенную роль в разрезе Бирримия. Они отвечают толеитовой (45%) и известково-щелочной (55%) сериям. В составе первой преобладают кварцевые толеитовые базальты (91%). Незначительно развиты высокомагнезиальные базальты и риодациты. В известково-щелочной серии 40% приходится на андезиты, 48% — на дациты и риолиты и 9% — на известково-щелочные базальты. Максимальная мощность бирримских отложений 7,5 км. Разрез залегает на сиалическом архейском фундаменте.

В Бирримском поле отсутствует поперечная структурно-формационная зональность. Характерна система изоклинальных сильно сжатых складок,

Р и с. 2. Схема распространения раннепротерозойских подвижных зон

1 — архейский фундамент; 2 — граница распространения архейской коры; 3, 4 — интраконтинентальные геосинклинали первого (3) и второго (4) типа; 5 — зоны негеосинклинальной тектонотермальной переработки архейской коры



Р и с. 3. Бирримский пояс Западной Африки

1 – верхнедокембрийский и фанерозойский платформенные чехлы; 2 – нижнепротерозойские супракраустальные толщи; 3 – нижнепротерозойские гранитоиды; 4 – архейский фундамент

часто осложненных чешуйчатыми надвигами. Пространственная связь с синхронными платформенными чехлами отсутствует. Породы Бирримия метаморфизованы слабо в условиях низов зеленосланцевой фации; на контактах с рвуцими их гранитоидами представлена амфиболитовая фация.

Приведенные черты сближают Бирримский пояс с зеленокаменными поясами. Вместе с тем от типичных зеленокаменных поясов его отличают отсутствие коматиитов и гипербазитов, более значительное содержание в разрезе граувакк и пирокластов и значительно меньшее – джеспилитов и силицитов, присутствие обогащенных калием фельзитов при сравнительно меньшем содержании вулканитов основного состава.

Бирримская интрагеосинклираль испытала моноцикличное развитие. По последним данным возраст метаморфизма пород 2180, а гранитизации – 2150 млн. лет [5]. К этой же генерации структур, по-видимому, относятся интрагеосинклинали, выполненные дарварским комплексом Индостана, михайловско-курской серией Восточно-Европейской платформы, и структуры щита Вутай Китая. Более молодая и, видимо, последняя генерация подобных структур, отражающих линию вырождения зеленокаменных поясов, представлена свекофенидами (свекокарелидами) – складчатый пояс, расположенным в центральной части Балтийского щита.

По своему внутреннему структурному рисунку свекофениды обнаруживают значительное сходство с Бирримским поясом. Здесь также сложные петьчатые зоны супракраустальных пород разделены обширными полями

гранитоидов. В строении свекокарельского комплекса большую роль играют лептиты — преимущественно кислые метавулканиды. С ними ассоциируют пачки амфиболитов, мраморов, метаграувакк. Породы испытали одноактный зональный метаморфизм и складчатость в течение свекокарельской эпохи — 1,9–1,8 млрд. лет. Период 1,8–1,6 млрд. лет отмечен внедрением посттектонических гранитов.

В настоящее время среди исследователей не существует однозначной точки зрения на тектоническую природу структур рассматриваемого типа. Широко распространены представления о развитии их на краю палеоокеанов, согласно модели тектоники литосферных плит [9 и др.], в условиях активной континентальной окраины посредством субдукции океанической коры либо путем столкновения континентальных блоков по тибетскому типу. На наш взгляд, такой интерпретации противоречат следующие факты.

1. Отсутствие офиолитов в пределах указанных зон. Нигде внутри этих систем не встречены фрагменты разреза полной офиолитовой ассоциации. Ультрабазиты вообще в них весьма редки и распространены локально, как правило вне ассоциации с основными лавами. Исключением является Калевийская зона на юго-западе Финляндии, на стыке свекофенид с карелидами.

2. Отсутствие зонального асимметричного строения, свойственного складчатым зонам, возникшим над зоной субдукции.

3. Отсутствие глаукофановых сланцев.

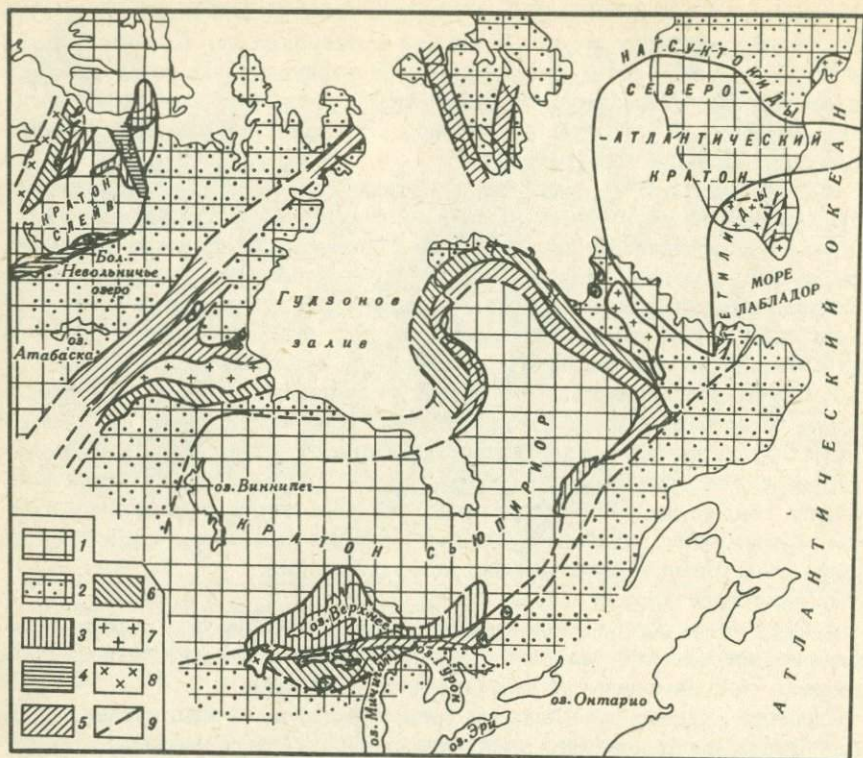
4. Отсутствие, как правило, непрерывных, вулканических серий. Исследования петрохимии лептитов, проведенные в последнее время [17], показали явно бимодальный характер этих эффузивов.

Строение рассматриваемых зон свидетельствует, на наш взгляд, об их энсиалической природе. Это рифтогенные структуры, возникшие в обстановке растяжения архейской сиалической коры. Лишь в восточной части свекофенид в Саво-Ладожской зоне это растяжение, по-видимому, привело к разрыву фундамента и образованию сравнительно узкого бассейна (красноморского типа) с океанической корой.

**II. Зональные интрагеосинклинали с четким проявлением поперечной структурно-формационной зональности.** К этому типу относятся нижнепротерозойские складчатые системы Пенокийская, Циркумунгавская (Лабрадор, Кейп-Смит, Белчер), Воластон, Ля Ронж, Уопмей, Кетилийская, Нагсуктокидская Канадского щита; Северо-Корейская, Криворожско-Кременчугская, Протоуральская, Енисейская, Байкало-Витимская и другие Евразии; Убендийская, Ломагунди, Кенийско-Сомалийско-Мозамбикская и другие Африки; Пайн-Крик Австралии и др. (рис. 2).

Ясно выраженная поперечная зональность наблюдается в Пенокийском поле Канадского щита, протягивающемся на 1300 км вдоль южного края кратона Сьюпириор (рис. 4) [16]. Крайняя северная зона, расположенная на теле кратона, представлена маломощными осадочными недеформированными отложениями. К югу эти породы залегают в деформированном виде, сменяясь далее в этом же направлении вулканогенно-осадочной толщей метаморфизованных сильно смятых в складки пород. Крайняя южная зона сложена чрезвычайно деформированными метаморфическими вулканидами. Внешние (миогеосинклинали) и внутренние (эвгеосинклинали) зоны выделяются в Циркумунгавском поясе, поясе Уопмей и др.

Системы данного типа характеризуются в отличие от предыдущих



Р и с. 4. Палеотектоническая схема Лавренти (ранний протерозой)

1, 2 — архейский фундамент: 1 — непереработанный, 2 — переработанный; 3 — нижнепротерозойский платформенный чехол; 4 — авлакогены; 5, 6 — зоны интраконтинентальных геосинклиналей: 5 — внешние, 6 — внутренние; 7 — нижнепротерозойские гранитоиды; 8 — нижнепротерозойский вулканоплутонический пояс; 9 — главные разломы

прямолинейным или дуговым структурным рисунком, будучи ограничены разломами. Внешние зоны этих систем, тесно пространственно связанные с платформенными чехлами, сложены преимущественно кварцитами, аркозами, глинисто-карбонатными породами. Внутренние зоны в той или иной степени насыщены вулканитами, характеризующимися бимодальным составом. При этом часто обнаруживается антидромная последовательность разреза вулканогенных толщ.

Как и интрагеосинклинали предыдущего типа, данные системы испытали моноциклическое развитие, закончившееся одноактным зональным метаморфизмом и напряженными складчато-разрывными деформациями, включая надвиги и покровы.

Тектоническая природа зональных интраконтинентальных геосинклиналей также трактуется противоречиво. В большинстве современных публикаций они рассматриваются как возникшие в результате субдукции океанической коры или столкновения плит. Вместе с тем отсутствие офиолитов, бимодальный характер вулканитов свидетельствуют об энсиалической природе этих зон. Значительным раскрытием коры и перемещениям плит

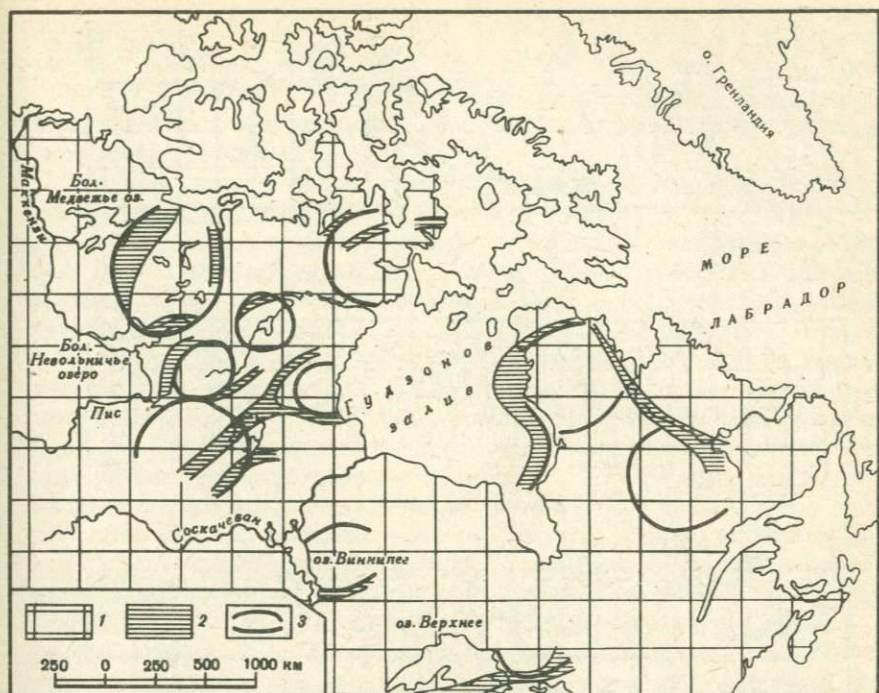


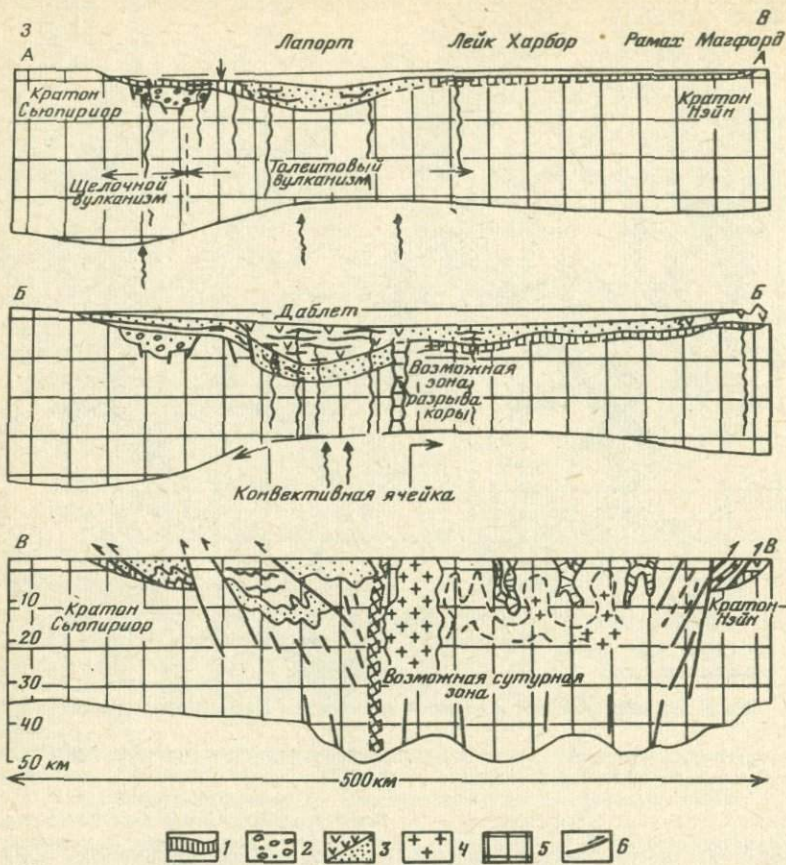
Рис. 5. Схема дешифрирования космических снимков Канадского щита по Н.В. Макаровой

1 — архейский фундамент; 2 — нижнепротерозойские геосинклинальные зоны; 3 — архейские кольцевые структуры

противоречат также данные палеомагнетизма, свидетельствующие о когерентности, например, Канадского щита в протерозое [12]. Это же подтверждает и анализ взаимоотношения древних кольцевых структур и линейных протерозойских зон. Как видно из схемы дешифрирования космических снимков (рис. 5), кольцевые структуры щита не испытали значительных смещений за счет новообразования раннепротерозойских интрагеосинклиналей. Последние же часто располагаются в промежутках между кольцевыми структурами.

Все это указывает на то, что системы данного типа возникли на месте интрагеосинклинальных зон, испытавших при своем образовании ограниченный рифтинг, который, как правило, приводил не к разрыву континентальной коры, а лишь к ее утонению. Таким образом, эти системы являются существенно энсиалическими. В отдельных случаях рифтинг мог достигать сравнительно незначительного раскрытия литосферы, близкого к красноморскому типу (рис. 6). При этом образовывались интракратонные энсиалические геосинклинали. Такого рода структурами, по-видимому, являются зона Ля Ронж провинции Черчилл Канады Байкало-Витимская система Сибири.

Остается дискуссионным вопрос о том, приводила ли раннепротерозойская деструкция где-либо к новообразованию океанической коры в отно-



Р и с. 6. Схема развития трога Лабрадор и восточной части провинции Черчилл [18]

1 — мелководные фации; 2 — грубообломочные фации; 3 — основные вулканы и флиш; 4 — граниты; 5 — архейский фундамент; 6 — разломы

сительно широких пределах с последующим развитием активных окраин или этот процесс повсеместно на Земле ограничивался генерацией интракратонных зон? На наш взгляд, имеющиеся данные свидетельствуют в пользу последнего утверждения. Неясности существуют в этом отношении с поясом Уопмей Канады и поясами Северной и Восточной Австралии. Вдоль западного края орогенической зоны Уопмей распространена группа Ла Бинь с возрастом 1870 млн. лет, сложенная непрерывными известково-щелочными вулканидами. Это позволяет реконструировать здесь активную окраину [11] с зоной Беньюффа, наклоненной на запад. Аналогичные построения допускаются для Северо-Восточной Австралии.

В конце раннего протерозоя территория Северной и Восточной Австралии явилась местом проявления мощного наземного преимущественно кислого вулканизма с образованием своеобразных вулканоплутонических поясов. В Северной Австралии — это серия небольших, часто ограниченных разломами прогибов, залегающих на сиалическом фундаменте и

протянувшихся на расстояние более 1500 км. В составе пояса принимают участие осадочно-вулканогенные формации Уайтуотер, Маунт-Уиннек, Эдит-Ривер, Клиффдейл, Арджилла-Лейкхард, несогласно залегающие на подстилающих раннекареельских комплексах. Вулканиды в них резко преобладают над осадками.

Как и в случае с поясом Уопмей, выяснение истинной тектонической природы рассматриваемых образований затруднено, так как на продолжении вкост простирания они сменяются мощными отложениями фанерозоя. Не исключено, однако, что в конце раннего протерозоя на границе с ранним рифеем в указанных зонах имели место активные окраинно-континентальные процессы.

Формирование кислых вулканоплутонических ассоциаций вместе с тем является общим широко распространенным явлением для конца раннего протерозоя. Этот процесс в литературе получил название "кратонизация". На всех континентах отмечается образование систем разломов, грабенов, впадин, формировавшихся в интервале 1,9–1,7 млрд. лет, которые явились местом проявления мощного наземного по преимуществу кислото вулканизма (преобладают риолиты, трахиты, дациты, их туфы и туфолавы, часто игнимбриты, реже дациты), связанного с ним генетически гранитоидного, часто типа рапакиви, магматизма и накопления маломощных континентальных часто красноцветных осадков. Помимо указанных выше случаев, когда такие образования локализируются в виде своеобразных вулканоплутонических поясов, занимающих, возможно, краевое положение, наблюдаются многочисленные явно внутриконтинентальные поля кислот и средней вулканоплутонической ассоциации (системы Ватерберг, Эглаб, Рио-Фреско, Уатума, Голер и др.).

Впервые в истории Земли в раннем протерозое значительного масштаба развития приобретают области негеосинклинальной тектонотермальной переработки архейской сиалической коры. Этот своеобразный процесс включал в качестве составных элементов образования весьма протяженных (сотни километров) зон дифторитов, наложенный метаморфизм, иногда гранулитовой фации, метасоматоз, массовое изотопное "омоложение" пород и широкое проявление преимущественно гранитоидного магматизма. Рассматриваемая переработка привела к образованию огромных площадей переработанной коры, таких, как провинция Черчилл, Становая область, Беломорская и др. Примечательно, что, как и в позднем докембрии, данные зоны негеосинклинальной тектонотермальной переработки пространственно ассоциируют с линейными интрагеосинклинальными системами (см. рис. 2).

Ранний протерозой является эпохой наиболее интенсивного рудообразования в раннем докембрии. Типоморфными элементами этого этапа являются Pb и Zn. Интрагеосинклинальные складчатые системы и авлакогены вмещают крупнейшие мирового масштаба месторождения, такие, как сульфидное месторождение Бокира в Бразилии, Заварский свинцовоцинковый пояс Индии, медно-полиметаллический пояс Зимбабве, колчеданно-полиметаллические месторождения района Брокен-Хилл Австралии и др.

Начиная с раннего протерозоя появляются и приобретают большое значение стратиформные месторождения в осадочных породах. Более широ-

кое, чем в архее, распространение приобретают меднопорфировые месторождения.

Существенное значение в раннем протерозое приобретают месторождения, генетически связанные с магматическими комплексами, приуроченными к зонам негеосинклинальной тектонотермальной переработки архейской коры. Эти комплексы представлены расслоенными базит-ультрабазитовыми интрузиями с медно-никелевой и платиновой минерализацией, а также массивами щелочных пород с карбонатитами, несущими редкометальную и медную минерализацию.

В течение раннего докембрия интенсивность процессов рудообразования во времени, очевидно, возрастает, достигая максимальных масштабов в раннем протерозое.

Тектонический режим раннего протерозоя, таким образом, отражает определенную ступень в эволюции глобального тектогенеза. Его своеобразие по отношению к архейскому этапу выявляется довольно четко прежде всего по появлению подвижных структур нового типа — интрагеосинклиналей и авлакогенов — и несравненно более значительному развитию прото-платформенных чехлов и зон тектонотермальной переработки. Это своеобразие отражено и в металлогении раннего протерозоя. Вместе с тем раннепротерозойский этап сохранил полностью существенную особенность тектоники раннего докембрия — исключительное развитие интраконтинентальных подвижных зон. Нет оснований предполагать настоящих океанических раскрытий в это время прежде всего по той причине, что нигде на Земле не описана пока полная офиолитовая ассоциация раннепротерозойского возраста. Все построения на основе классической модели тектоники плит применительно к развитию структур данного возраста основаны пока лишь на косвенных данных.

Тектогенез раннего протерозоя, развивавшийся на значительно более жесткой по сравнению с археей корой, вместе с тем значительно приблизился по своему характеру к современной плитной тектонике. В это время господствовали рифтогенные структуры, обусловленные горизонтальными растягивающими усилиями, однако степень этого растяжения, по-видимому, не приводила к раскрытиям, превышающим красноморскую стадию.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1983, 94 с.
2. Муратов М.В. Раннепротерозойский (афебский) этап развития древних платформ и его роль в истории их формирования. — Геотектоника, 1979, № 2, с. 3—29.
3. Павловский Е.В. Происхождение и развитие древних платформ. — В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М.: Наука, 1964, с. 5—13.
4. Салон Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982, 343 с.
5. Bonhomme M.G., Bertrand-Sarfati J. Correlation of Proterozoic sediments of Western and Central Africa and South America based upon radiochronological and paleontological data. — Precamb. Res., 1982, vol. 18, N 1/2, p. 171—194.
6. Bonhomme M.G., Cordani V.G., Kawasgita K. et al. Radiochronological age and correlation of Proterozoic sediments in Brazil. — Precamb. Res., 1982, vol. 18, N 1/2, p. 103—118.
7. Bonhomme M.G., Gauthier-Lafaye F., Weber F. An example of lower proterozoic sediments: The Francevillien in Gabon. — Precamb. Res., 1982, vol. 18, N 1/2, p. 87—102.
8. Campbell F.H.A., Cecilie M.P. Evolution of the early Proterozoic Kilohigok basin,

Bathurst in-let-Victoria island, North-west territories. — In: Proterozoic basins of Canada. Toronto, 1981, p. 103–131. (Pap. Geol. Surv. Canada; N 81-10).

9. *Gaal G.* Proterozoic tectonic evolution and Late Svecokarelian plate deformation of the Central Baltic Shield. — Geol. Rdsch., 1982, Bd. 71, H. 1, S. 158–170.

10. *Gorokhov I.M., Varshavskaya E.S., Kut'yavin E.P., Melnikov N.N.* Rb-Sr dating of low-grade metamorphics in the USSR. — Precamb. Res., 1982, vol. 18, N 1/2, p. 145–156.

11. *Hildebrand R.S.* Early Proterozoic La Bine group of Wapmay orogen. — In: Proterozoic basins of Canada. Toronto, 1981, p. 133–156. (Pap. Geol. Surv. Canada; N 81-10).

12. *Irving E., McGlynn J.C.* Paleomagnetism in the Coronation geosyncline and arrangement of continents in the middle Proterozoic. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1979, vol. 58, N 2, p. 309–336.

13. *Lewry J.F., Stauffer M.R., Fumerton S.* A Cordilleran-type batholithic belt in the Churchill Province in Northern Saskatchewan. — Precamb. Res., 1981, vol. 14, N 3/4, p. 277–313.

14. *Mathur S.M.* Precambrian sedimentary sequences of India: Their geochronology and correlation. — Precamb. Res., 1982, vol. 18, N 1/2, p. 139–144.

15. *Ricketts B.D., Donaldson J.A.* Sedimentary history of the Belcher group of Hudson Bay. — In: Proterozoic basins of Canada. Toronto, 1981, p. 235–254. (Pap. Geol. Surv. Canada; N 81-10).

16. *Sims P.K., Card K.D., Lumbers S.B.* Evolution of Early proterozoic basins of the Great Lakes region. — In: Proterozoic basins of Canada. Toronto, 1981, p. 379–397. (Pap. Geol. Surv. Canada; N 81-10).

17. *Van der Velden W., Baker J., Maesschackl S., van Meerton T.* Bimodal early Proterozoic volcanism in the Grythytte field and associated volcano-plutonic complexes, Bergslagen, Central Sweden. — Geol. Rdsch., 1982, Bd. 71, H. 1, S. 171–181.

18. *Wardle R.J., Bailey D.G.* Early Proterozoic sequences in Labrador. — In: Proterozoic basins of Canada. Toronto, 1981, p. 331–359. (Pap. Geol. Surv. Canada; N 81-10).

УДК 551.71+551.72+551.14

Ф.П. МИТРОФАНОВ, В.Я. ХИЛЬТОВА, А.Б. ВРЕВСКИЙ

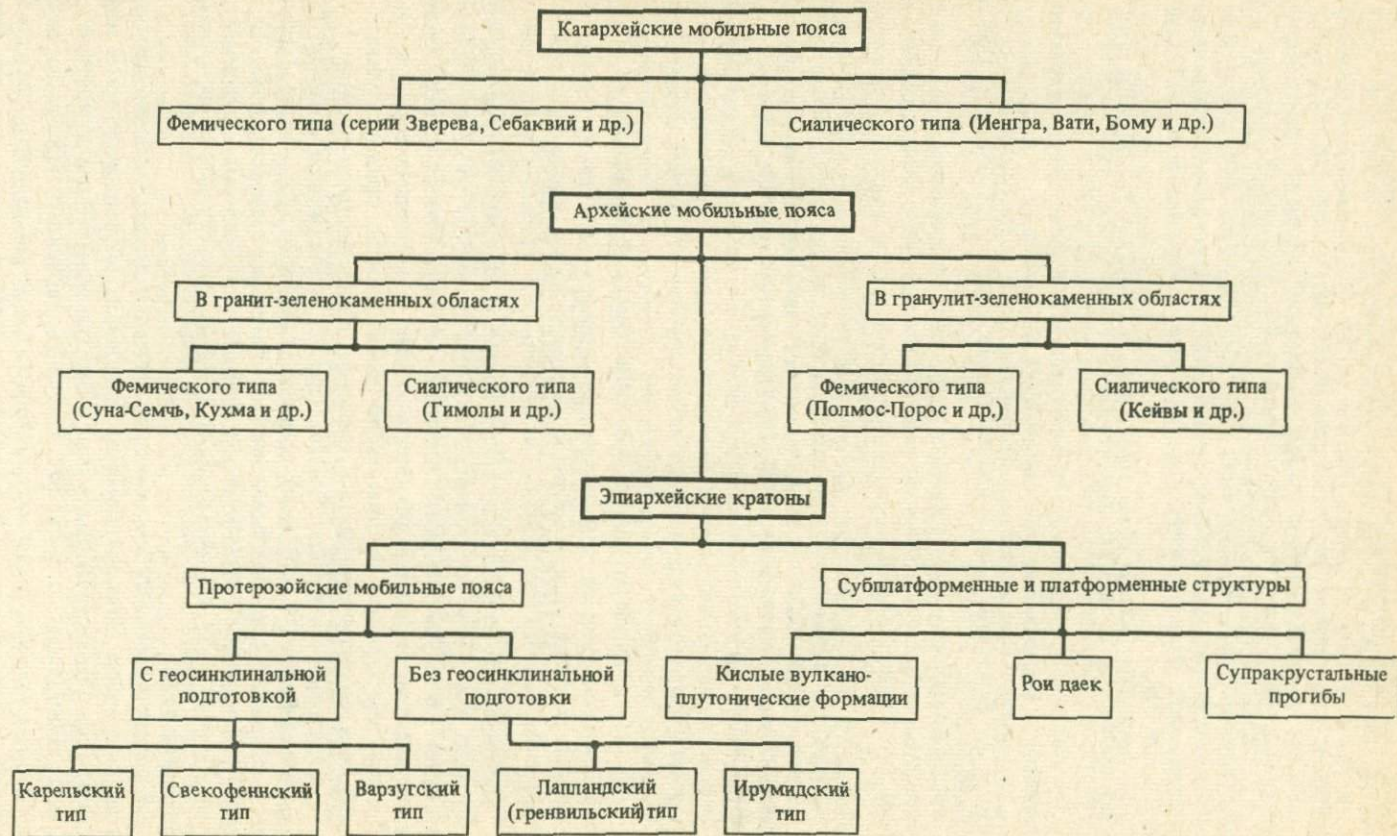
## СОСТАВ, СТРУКТУРА И ПРОЦЕССЫ АРХЕЙСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ

Накопленный за последнее время большой материал по геологии архея, особенно для пород, образовавшихся в интервале 3,2–2,6 млрд. лет назад — времени преимущественного развития зеленокаменных поясов, многие исследователи пытаются обобщить сейчас в геодинамических моделях. Прежде чем описать предлагаемую нами модель, приведем некоторые основные геологические данные, имеющие принципиальное значение.

В отдельных обширных областях (ядрах) эпиархейских кратонов (в поперечнике более 250–300 км) архейская литосфера до сих пор сохранила свои основные структурные и вещественные характеристики [3, 7]. Это так называемые гранито-зеленокаменные и гранулит-зеленокаменные области (табл. 1). Последние впервые выделяются нами и будут охарактеризованы ниже.

В целом эти области как крупные элементы древней земной коры представляют собой сложные композиции единого развития супер- и инфраструктуры. Суперструктура в них — это так называемые зеленокаменные пояса, занимающие от 20 до 30% площади эпиархейских кратонов с различным набором осадочных и вулканогенных формаций разного типа и степени метаморфизма. Так, в пределах даже одной области, например Фенно-

Таблица 1. Основные элементы структуры раннедокембрийской коры



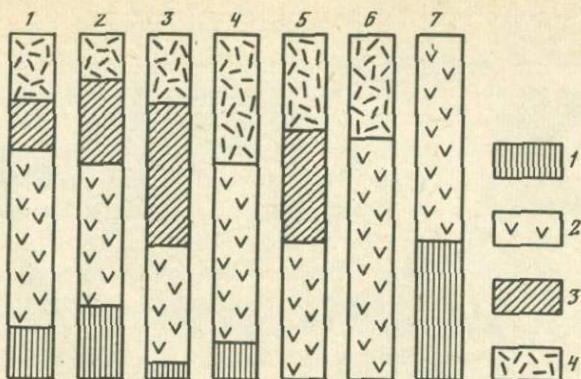


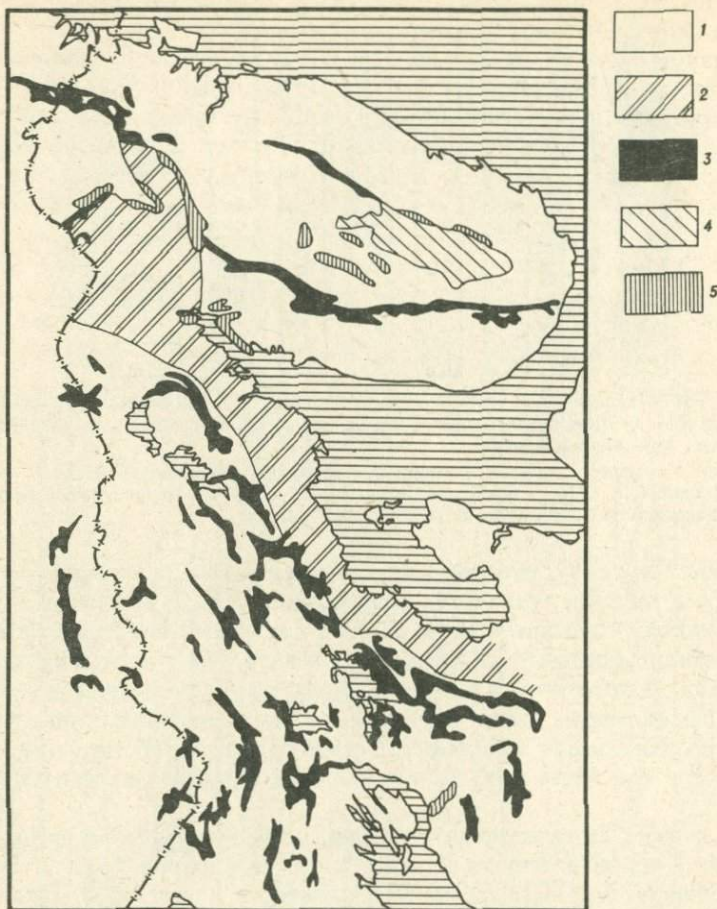
Рис. 1. Относительные количества ультраосновных (1), основных (2), средних (3) и кислых (4) вулканитов в супракрустальных комплексах архейских зеленокаменных поясов Балтийского щита

Пояса: 1 — Кольский блок, Полмос-Порос, 2—7 — Карельский блок: 2 — Кухмо, 3 — Хаутаваара, 4 — Койкары, 5 — Остер, 6 — Семь, 7 — Палая Ламба. Возрастная последовательность вулканитов на рисунке не отражена

Карельской (рис. 1), различные пояса имеют разное наполнение, особенно заметное в составах вулканитов, меняющихся от ультраосновных и основных (включая коматииты) через средние к кислым. Известны и бимодальные и мультимодальные (непрерывные) известково-щелочные вулканогенные серии. Непостоянны в поясах и количественные соотношения разных осадочных формаций. Такие различия в составах индивидуальных поясов, даже пространственно сближенных, свидетельствуют об автономности их развития, в том числе и об изолированности питающих их магматических очагов.

Для многих зеленокаменных поясов, особенно наиболее древних, характерна в плане изогнутая и даже петельчатая форма (рис. 2, см. также рисунок в ст. Н.П. Щербака и Г.И. Каляева в наст. сб.). Такая форма тоже может говорить об автономном развитии этих структур, связанном, видимо, с обособленным характером распределения многочисленных изолированных ячеек, струй и тому подобного в древней турбулентной астеносфере. Последние, вероятно, и улавливаются современными дистанционными методами в виде глубинных кольцевых структур.

Индивидуальные архейские мобильные пояса, как собственно зеленокаменные (т.е. вулканогенно-фемические слабой степени метаморфизма), так и парагнейсовые и лептитовые (сиалические) разной степени метаморфизма, разделяются обширными полями инфракрустальных глубоко-метаморфизованных гнейсов, мигматитов и гранитоидов. Соотношения инфраструктуры и суперструктуры сложные, часто однозначно неопределяемые. При всем их многообразии они соответствуют известной классической модели К. Вегманна, отмечавшего общее структурно-метаморфическое согласие и структурную гармоничность переходных от супер- к инфраструктуре зон. Эти согласие и гармоничность — явления вторичные, обязанные явлениям наложенного ультраметаморфизма. Особенно хорошо это устанавливается в тех случаях, когда базальные слои суперструктуры представлены конгломератами [5].



Р и с. 2. Схема геологического строения восточной части Балтийского щита

1 — гнейсы и гранито-гнейсы; 2 — беломорский комплекс; 3 — гранулиты кольцевой серии; 4 — зеленокаменные пояса лотия; 5 — парагнейсовые пояса

В последние годы в ИГД АН СССР разрабатывается концепция, согласно которой для большей части территории материков сиалическая по составу протокора (или сиалическая инфраструктура для времени развития архейских мобильных поясов) была первичной, а симитические породы в ней являлись вторичными (привнесенными) образованиями [3, 7]. Это положение, не вызывающее сейчас особых сомнений у многих зарубежных ученых, у нас в стране пока еще активно дебатруется.

Не приводя здесь многих хорошо известных данных, например о гранитном материале в конгломератах формации Вандерер с возрастом более 3,5 млрд. лет на Родезийском кратоне [2], о коровом происхождении дацитов с возрастом 3,45 млрд. лет формации Варравуна Западной Австралии, об энсиаличности зеленокаменных прогибов Канады и Карелии и многих других, обратимся к тем регионам нашей страны, где, по мнению

ряда исследователей, имеется древнейший меланократовый фундамент или даже протоокеаническая кора.

К таковым часто относят породы так называемого Унгринского клина на Алданском щите. Между тем В.Л. Дук и С.Н. Павлов показали [1], что метабазитовые породы этой структуры являются отнюдь не древнейшими, а протерозойскими интрузивными образованиями с возрастом около 2 млрд. лет. Эти метабазиты прорывают породы тимптонской серии, включая ее хорошо известный, продуктивный на флогопит, кальцифицированный горизонт.

На Алданском же щите В.Л. Дук (см. ст. В.Л. Дука и В.И. Кицула в наст. сб.) и другие сотрудники ИГД АН СССР в антиформах картируют сиалическую (тоналит-эндербитовую) нестратифицированную инфраструктуру, а в синформах — кварцито-гнейсовую толщу (курумканскую или верхнеалданскую) и симатическую тимптонскую (федоровскую) серию. Кроме того, и в пределах Станового геоблока, который и мы ранее считали древнейшим энсиматическим, в настоящее время, по результатам работ Н.И. Московченко и ее коллег [6], выделяются, как и на Алдане, древнейшая тоналитовая инфраструктура и иенгрский кварцито-гнейсовый супракрystalльный комплекс и только третьими снизу определяются симатические образования.

Следовательно, в Алдано-Становом регионе сейчас остаются только Зверевский блок и Урканская зона, которые могут быть изначально существенно симатическими. Это надо еще доказать, но принципиальную возможность нахождения симатической протокры в приокеанских частях палео- и современных материков мы не отрицаем.

В последние годы в мировой литературе обсуждаются многочисленные модели образования древнейших протокрыных тоналит-гранодиоритовых (серогнейсовых) ассоциаций. В большинстве моделей они относятся к магматическим образованиям (см. ст. С.Б. Лобач-Жученко в наст. сб.). По нашему мнению, сейчас каких-либо серьезных оснований для утверждения глобальной плагиогранитизации изначально симатической протокры не имеется.

Там, где архейские породы основного состава имели место, там они сохраняются до настоящего времени и картируются в виде регионально выдержанных горизонтов в метаморфических комплексах как амфиболитовой, так и гранулитовой фаций. Такова, например, тимптонская толща Алданского щита, хетоламбинская толща Беломорского массива и многие другие. Тоналиты же инфраструктуры даже в очень переработанном виде сохраняют многие особенности магматогенных образований. Примером этого могут быть ортогнейсы керетьского комплекса в Беломорье, переработанного не менее чем в трех раннедокембрийских циклах, в период времени более 1 млрд. лет — с 2,9 (или древнее) до 1,8 млрд. лет [4].

Итак, принимается, что инфраструктура в эпипроархейских кратонах была изначально существенно сиалической по составу. Это не означает того, что структурные элементы архейской суперструктуры даже в центрах материков имели одинаковую инфраструктуру. Выделяя для архея разные мобильные области (см. табл. 1) и протоплатформенные элементы (последние не показаны в табл. 1, но имеются в виду структуры типа

Таблица 2. Сравнительная характеристика мобильных областей на территории эпипермских кратонов

Геологическая характеристика	Гранит-зеленокаменные области	Гранулит-зеленокаменные области
		Карельский массив, Приднепровский блок, Олехминская область и др.
Количество супракrustальных прогибов с основными вулканитами	Множество	Единичные
Содержание ультраосновных и основных вулканитов в верхних сечениях коры	25%	5%
Ультраосновные и основные породы в нижних сечениях коры	Не характерны	Характерны
Состав инфраструктуры	Гнейсо-тоналитовый	Гранулит-эндербит-базитовый
Фациальный тип метаморфизма (по характеру геотермического градиента)	Высокоградиентный, 45°/км	Умеренно-низкоградиентный, 30–35°/км
Преобладающие направления и характер тектонических движений	Вертикальные во всех сечениях, включая диапиризм	Вертикальные в верхних сечениях, сдвигово-надвиговые перемещения пластин в нижних сечениях

Доминион-Риф), мы тем самым предполагаем их разную предысторию и неоднородность строения их литосферы.

В табл. 2 приведена сравнительная характеристика двух типов архейских мобильных областей: гранито-зеленокаменного и гранулит-зеленокаменного. Приведенные характеристики получены с учетом всего материала по древним кратонам, хотя в качестве примеров даны структуры только территории СССР.

Наиболее заметное различие этих двух типов областей заключается в том, что инфраструктура второго типа всегда содержит минеральные ассоциации гранулитовой фации повышенного давления и анортозиты, обычно отсутствующие в гнейсо-гранитной инфраструктуре первого типа. В гранито-зеленокаменных областях верхние сечения (суперструктура) обогащены основными и ультраосновными породами, включая коматиты. В гранулит-зеленокаменных областях собственно зеленокаменных поясов с основными и ультраосновными вулканитами немного, в них чаще формируются пояса сиалического состава (парагнейсовые и лептитовые). Иная картина наблюдается в инфраструктуре, где гнейсо-гранитные участки обогащены диапирами субавтохтонных и автохтонных плагиогранит-мигматитов, а гнейсово-гранулитовые — дифференцированными базитами и особенно анортозитами в форме крупных массивов и пластин.

В общих чертах эти и другие особенности архейских мобильных областей представлены на рис. 3, где в трех стадиях развития показан процесс формирования главных литосферных и астеносферных элементов.

Стадия IA — это стадия неравномерного мантийного диапиризма, воз-

дымания (аркогенеза), рифтогенеза с активным вулканизмом. Образование единого протоокеанического бассейна не установлено: индивидуальные рифтовые прогибы в основном были разобщены, имели разные очаги питания вулканизма, представляли собой, видимо, системы крупных кольцевых и дуговых глубинных разломов.

В гранит-зеленокаменных областях (стадия IA) осуществлялась быстрая подача мантийных расплавов к поверхности по разветвленной системе ослабленных зон (разломов). Термостатированность геологической системы была нарушена, положение геоизотер снижалось и плавление в силической коре было незначительным.

В условиях меньшей проницаемости и лучшего термостатирования более мощной и дифференцированной протокры коры мобильных областей II типа (стадия IIА) основное значение имело образование в подошве коры крупных астенолитовых плутонических масс базитов, включая анортозиты. Коровый палингенез в их кровле, смешение расплавов приводило к вулканизму средних-кислых магм и образованию лептитовых поясов. Фемические зеленокаменные прогибы здесь более редки, они формировались лишь в тех сегментах коры, в которых отсутствовали нижнекоровые зоны астенолитового палингенеза.

Стадия IB — это стадия гравитационного погружения и складчатости обогащенной базитами верхней части коры, подъема геоизотер, максимального метаморфизма, ультраметаморфизма и анатексиса, образования мощного корового астеносферного слоя. Вулканогенно-осадочные комплексы зеленокаменных поясов создавали термостатирующий слой, препятствующий быстрому выносу тепла. Тепло и флюиды расходуются на метаморфизм супракрустальных толщ и на образование гранитных диапиров, которые, поднимаясь, приводили к дифференциации коры, к общему подъему и консолидации системы.

Процессы ультраметаморфизма и гранитного диапиризма не характерны для большей части территории гранулит-зеленокаменных областей — стадия IБ. Можно это связать с неподходящим, базитовым, составом нижней и средней части коры, с относительной сухостью гранулит-чернокитовых образований. Лишь в участках, примыкающих к прогибам, и в ослабленных зонах формируются гранит-мигматит-гнейсовые ассоциации.

Для структур типа IБ характерны гранулит-анортозитовые ассоциации повышенных давлений. Нередко они рассматриваются как образования нижней, гранулит-базитовой, части земной коры, представленные перемещенными горячими пластинами.

В итоге архейского развития были сформированы два типа литосферных структур (IV и IVB). Первый отличался зрелостью и большой мощностью гранито-гнейсового слоя, второй — большей симатичностью коры, особенно в нижних ее частях. В условиях сопряженного развития таких структур эта разница, должно быть, приводила к гравитационной неустойчивости континентальной литосферы, облегчала условия проявления поддвиговых коллизий с образованием парных метаморфических поясов.

Для раннего протерозоя Балтийского щита таким был парный Svecofennic-Беломорский метаморфический пояс. Привлекая внимание к этому поясу как к раннедокембрийской структуре с элементами коллизионных взаимоотношений двух крупных континентальных литосферных плит,

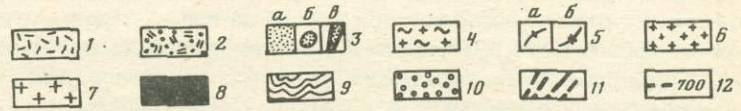
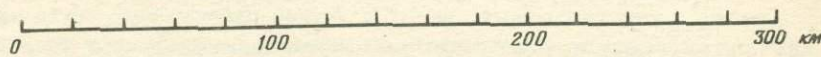
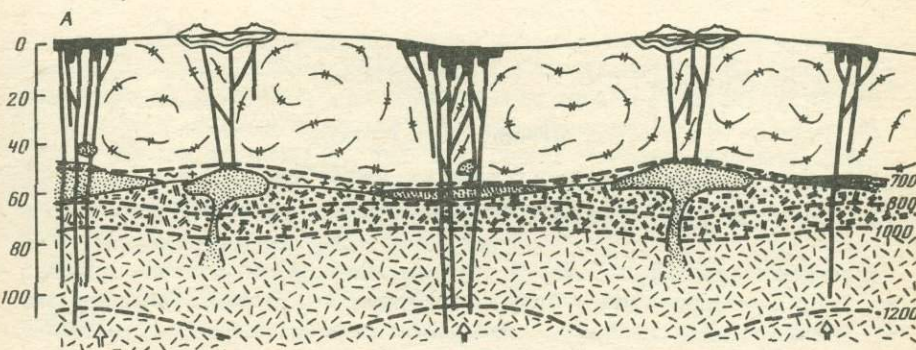
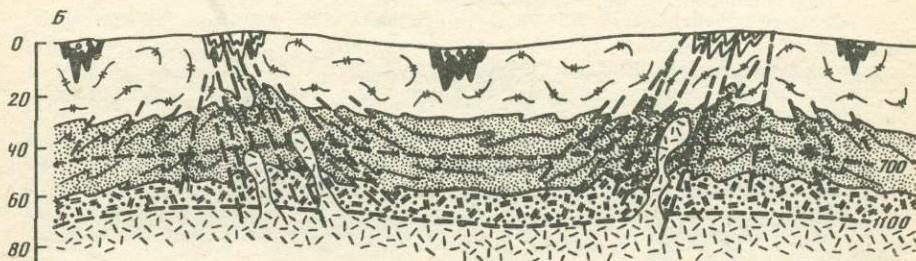
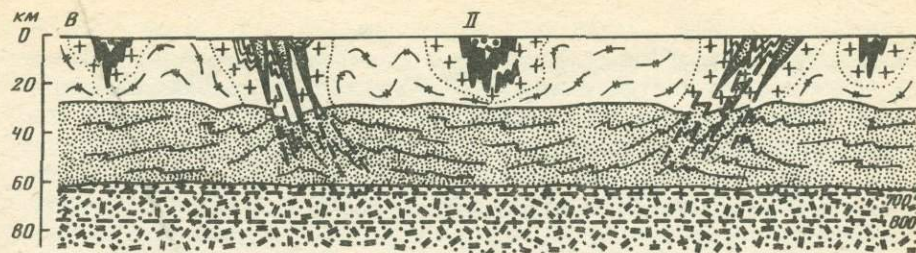
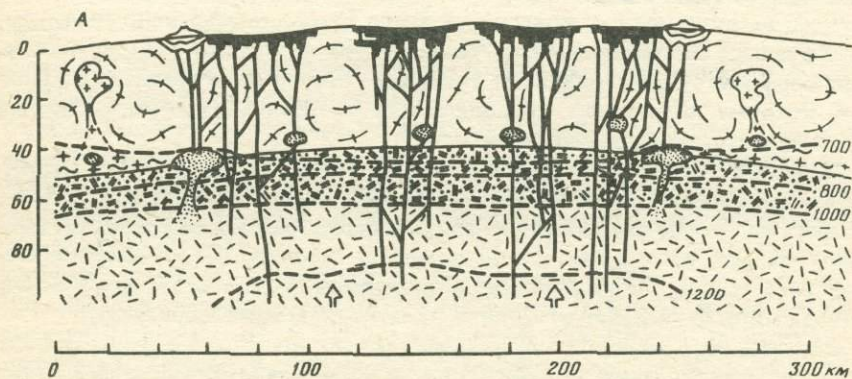
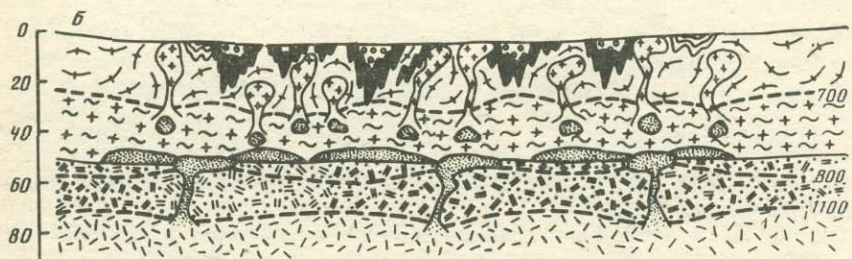
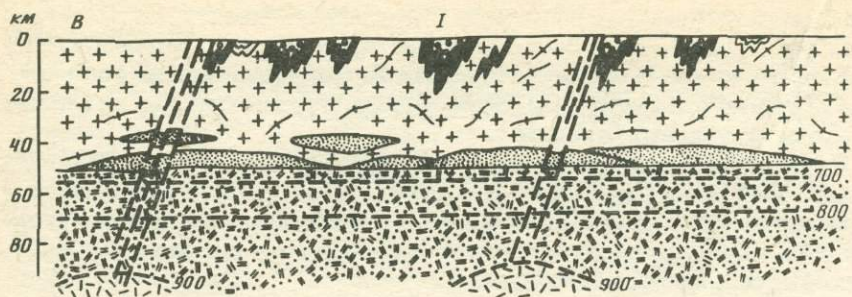


Рис. 3. Принципиальная схема развития важнейших архейских (3,2–2,6 млрд. лет) литосферных и астеносферных элементов

I – гранито-зеленокаменные области; II – гранулит-зеленокаменные области; А, Б, В – стадии развития (см. в тексте). 1 – мантийная астеносфера; 2 – литосферная часть мантии; 3 – фемическая часть инфраструктуры: а – гранулит-базит-анортозитовый (?) слой литосферы, б – базитовые реститы шавления и продукты дифференциации, в – тектонические пластины нижнекоровых базитов; 4 – зоны корового анатексиса (коровый астеносферный слой); 5 – сиалическая часть инфраструктуры: а – преимущественно в амфиболитовой фации, б – преимущественно в гранулитовой фации; в – коровые (анатектические) граниты; 7 – зрелый гранито-гнейсовый слой; 8 – вулканогенные комплексы зеленокаменных поясов (фемического типа); 9 – вулканогенные комплексы поясов сиалического типа; 10 – терригенные комплексы мобильных поясов; 11 – разломы и ослабленные зоны с дайками; 12 – геоизотермы, С

мы имеем в виду, конечно, его особую специфику – очень длительное полициклическое развитие в интервале не менее чем с 2,9 до 1,8 млрд. лет, т.е. более 1 млрд. лет [4].

Такая длительная консервативность – устойчивость геодинамических обстановок – требует дополнительного объяснения при привлечении концепции тектоники литосферных плит к геологическим процессам раннего

докембрия. Многие осложнения в эту концепцию также должен внести коровый астеносферный слой архейских гранит-зеленокаменных областей и более древних структур докембрия. Геологические проявления этого слоя сейчас видны каждому в обнаженных частях кристаллических щитов в огромных гранит-мигматит-гнейсовых полях.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Дук В.Л., Гусакова И.Н., Павлов С.Н. и др. Геология и петрология Унгринского метагаббро-плаггиогранитного комплекса. — В кн.: Ранний докембрий Алданского массива и его обрамления. Л.: Наука, 1985, с. 85–96.
2. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983, 390 с.
3. Кратц К.О., Митрофанов Ф.П. О докембрийской земной коре материков (древних щитов), ее становлении и тектонической эволюции. — В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: Наука, 1980, с. 139–147.
4. Мигматизация и гранитообразование в различных термодинамических режимах. Л.: Наука, 1985, 320 с.
5. Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Зингер Т.Ф. Раннедокембрийские конгломераты с валунами гранулитов в Сангиленском срединном массиве каледонид Тувы. — В кн.: Проблемы раннего докембрия. Л.: Наука, 1977, с. 232–239.
6. Московченко Н.И., Семенов А.П., Верхало-Узкий В.Н. Гранулитовые комплексы Становой складчатой области. — В кн.: Ранний докембрий Алданского массива и его обрамления. Л.: Наука, 1985, с. 36–45.
7. Этапы и типы эволюции докембрийской коры древних щитов. Л.: Наука, 1981, 163 с.

УДК 551.24:242.052 (94)

Н.А. ШТРЕЙС, А.С. НОВИКОВА

### СРАВНИТЕЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА АРХЕЙСКИХ КРАТОНОВ ЮЖНОЙ АФРИКИ И ЗАПАДНОЙ АВСТРАЛИИ

Всем геологам хорошо известно теоретическое и практическое значение изучения древнейших докембрийских образований земной коры. Без преувеличения можно сказать, что по крайней мере два последних десятилетия исследованиями этих образований занимается очень большое число геологов самого различного профиля знаний наук о Земле. Каждый год идет поток статей и книг, в которых высказываются весьма разнообразные, нередко противоречивые точки зрения на происхождение структуры, геохронологию и последовательность возникновения симатических и сиалических слоев коры. Нет недостатка и в самых общих гипотезах о геологическом развитии Земли в раннем архее.

Провинции древнейших архейских пород в той или иной мере распространены на всех древних платформах как Лавразии, так и Гондваны. Наше внимание привлекли архейские кратоны Гондваны, точнее Южной Африки и Западной Австралии, по той простой причине, что в целом они лучше изучены, чем другие соответствующие образования. Большое значение имело то обстоятельство, что наше сообщение основано на изучении не одних литературных источников. В течение 2 месяцев А.С. Новикова проводила маршрутные исследования в пределах столь широко известных

кратонов Западной Австралии, как Пилбара и Йилгарн. Здесь ей удалось не только собрать весьма ценные полевые материалы, но и провести полезные научные дискуссии с австралийскими коллегами.

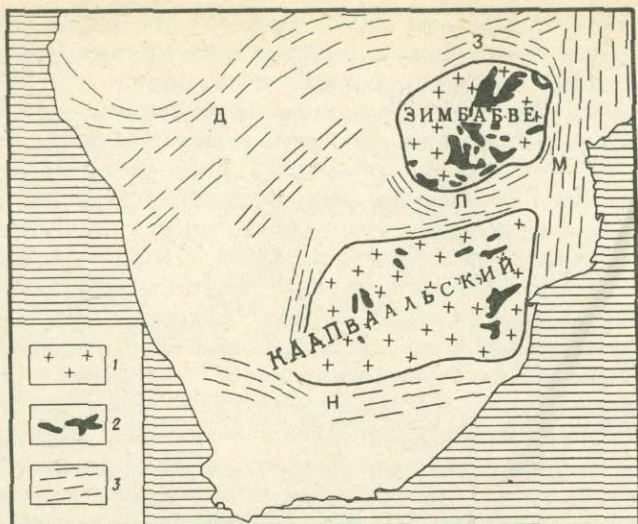
Главнейшими структурно-вещественными комплексами почти всех архейских провинций являются различные гранитоиды, в том числе гранито-гнейсовые купола, и так называемые зеленокаменные пояса, сложенные различными вулканитами и осадочными отложениями. Эти комплексы настолько характерны для архейских кратонов, что в последние годы появился для них даже специальный термин — гранито-зеленокаменные области. Именно соотношения различных поколений гранитоидов между собой, с одной стороны, и с зеленокаменными поясами, с другой, и являются краеугольным камнем большинства исследований по строению и эволюции земной коры архейского времени.

Мы поставили перед собой задачу рассмотреть прежде всего строение разрезов, структуру и последовательность образования зеленокаменных поясов на южноафриканских и западноавстралийских кратонах с позиций сравнительной тектоники и историко-геологического метода исследований. В равной мере мы стремились осветить как наблюдаемые соотношения этих поясов с различными гранитоидами, так и их роль в формировании структуры и архейской коры в целом. Особое внимание обращено на условия возникновения зеленокаменных поясов, т.е. на те факты, которые позволяют говорить о вещественном составе коры, предшествовавшей их становлению.

**Южная Африка.** В пределах Южной Африки известно пять архейских кратонов: Каапваальский, Зимбабве, Анголо-Касайский, Замбийский и Танзанийский, разделенных и окруженных со всех сторон протерозойскими складчатыми поясами. В дальнейшем речь будет идти только о кратонах Каапваальском и Зимбабве, так как другие изучены настолько плохо, что ничего не дают или, по крайней мере, ничего не прибавляют нового к пониманию структуры и истории становления гранито-зеленокаменных областей самого раннего докембрия (рис. 1).

**Каапваальский кратон.** На большей части рассматриваемого кратона архейские породы перекрыты платформенным чехлом протерозойских и фанерозойских отложений. Здесь самые крупные зеленокаменные пояса — Сатерленд, Питсбург, Мурчисон и Барбертон — простираются в северо-восточном направлении. Стратиграфия их отложений разработана на примере великолепно обнаженного Барбертонского пояса (рис. 2).

Его древнейшие породы представлены серией Онвервахт, нижняя часть которой сложена перидотитовыми и базальтовыми коматиитами, а также metabазальтами, в том числе толеитовыми. Этим вулканитам подчинены прослойки глинистых и кремнистых сланцев и совсем редко кислых туфов. Верхняя часть серии начинается срединным маркирующим горизонтом преимущественно кремнистых сланцев, сменяющихся частым чередованием базальтов, дацитов, риолитов, их туфов и прослоев кремнистых сланцев. Согласно перекрывающая онвервахтские породы серия Фиг-Три сложена граувакками, глинистыми, кремнистыми и полосчатыми железистыми сланцами; иногда встречаются трахитовые и трахиандезитовые лавы и туфы. Венчает разрез часто несогласно залегающая серия Модис. Для нее типичны конгломераты, песчаники, кварциты, различные сланцы и джеспилиты. Средняя



Р и с. 1. Расположение архейских кратонов в Южной Африке

1 — кратоны; 2 — раннедокембрийские зеленокаменные пояса; 3 — складчатые пояса: З — Замбези, Л — Лимпопо, М — Мозамбикский, Н — Намаква-Натал, Д — Дамара

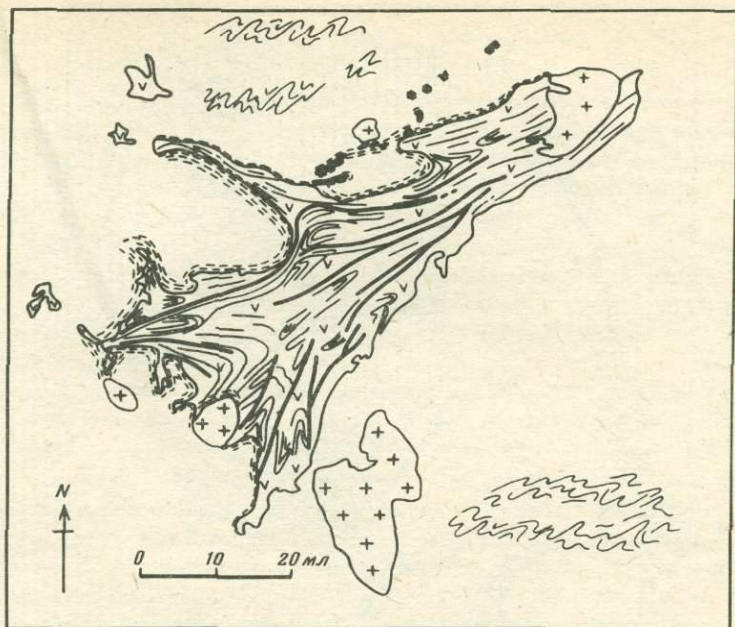
мощность разреза Барбертон около 21 км, из них 15 км приходится на серию Онвервахт.

Для базальтовых коматиитов серии Онвервахт Rb—Sr изохронным методом определен возраст 3 500 млн. лет [11], для срединного маркирующего горизонта —  $3\,375 \pm 20$  млн. лет [10], а для глинистых сланцев Фиг-Три —  $2\,980 \pm 20$  млн. лет [3]. Последнюю датировку отдельные исследователи считают завышенной.

Самые ранние гранитоиды Каапваальского кратона представлены тоналитовыми и трондьемитовыми гнейсами возраста 3 390—3 220 млн. лет. Многие тоналитовые купола прорывают онвервахтские зеленокаменные породы и серию Фиг-Три. Типичен в этом отношении купол Кап-Валей, внедрившийся  $3\,310 \pm 40$  млн. лет тому назад. Позднейшие калиевые граниты возраста 2 600 млн. лет секут как зеленокаменные серии, так и более древние гранитоиды.

Тектоника зеленокаменных поясов сложная. Барбертонский пояс представляет собой остаточный синклиниорий. Его структура сопровождается рядом крупных ответвлений, как бы вдающихся в поля окружающих его гранитоидов. Зеленокаменные породы собраны в складки разных порядков, часто килевидные и опрокинутые. Они рассечены продольными разломами, ограничивающими надвинутые одна на другую пластины и определяющими чешуйчатое строение всего пояса. Вдоль отдельных разломов прослеживаются деформации сдвига. Другие линейные пояса еще более фрагментарны. Они, по-видимому, также представляют собой сохранившиеся между гранитоидами тектонические чешуи.

К р а т о н З и м б а б в е. Стратиграфия зеленокаменных образований и последовательность внедрения различных комплексов гранитоидов изучены на кратоне Зимбабве значительно хуже, чем на Каапваальском. Древней-



Р и с. 2. Основные черты строения Барбертонского зеленокаменного пояса [4]

1 — стратифицированные ультраосновные, основные и осадочные образования; 2 — изоклинальные складки ("китевые"); 3 — главные разломы; 4 — "диапировые" граниты-тоналиты с ксенолитами (а) и фрагментами (б) зеленокаменных пород; 5 — дугообразные ограничения пояса, обусловленные формой "диапировых" штуонов; 6 — гнейсы, мигматиты, местами гомогенные граниты и пегматиты; 7 — поздние калиевые граниты, часто ограниченные концентрическими разломами

шая себаквийская серия сложена ультраосновными и основными лавами с прослоями железистых кварцитов и кремнистых сланцев. Выше несогласно залегающая булавайская серия подразделяется на Нижние и Верхние зеленокаменные породы. Нижние зеленокаменные породы представлены чередованием коматиитов, базальтов, дацитов и железистых кварцитов. В их основании и в верхней части распространены горизонты песчаников, кварцитов и конгломератов с гальками себаквийских пород и тоналитов. Наиболее полный разрез Верхних зеленокаменных пород установлен в западной части кратона. Здесь они залегают также несогласно и начинаются конгломератами, песчаниками и железистыми сланцами, которые сменяются чередованием коматиитов и metabазальтов, в том числе толеитовых базальтов и дацитов. В низах этой свиты встречается обломочные породы и железистые сланцы. Заканчивается разрез Верхних зеленокаменных пород свитой известково-щелочного состава: чередующихся базальтовых, андезитовых и дацитовых вулканитов.

Самая молодая, шамвайская, серия архея снова залегают несогласно. Она представлена конгломератами, аркозовыми песчаниками, граувакками, глинистыми и железистыми сланцами. Средняя мощность всех трех серий порядка 15 км.

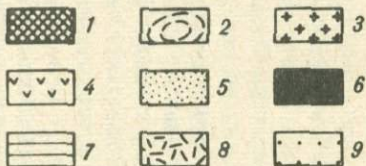
# ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН

Порт Хидланд

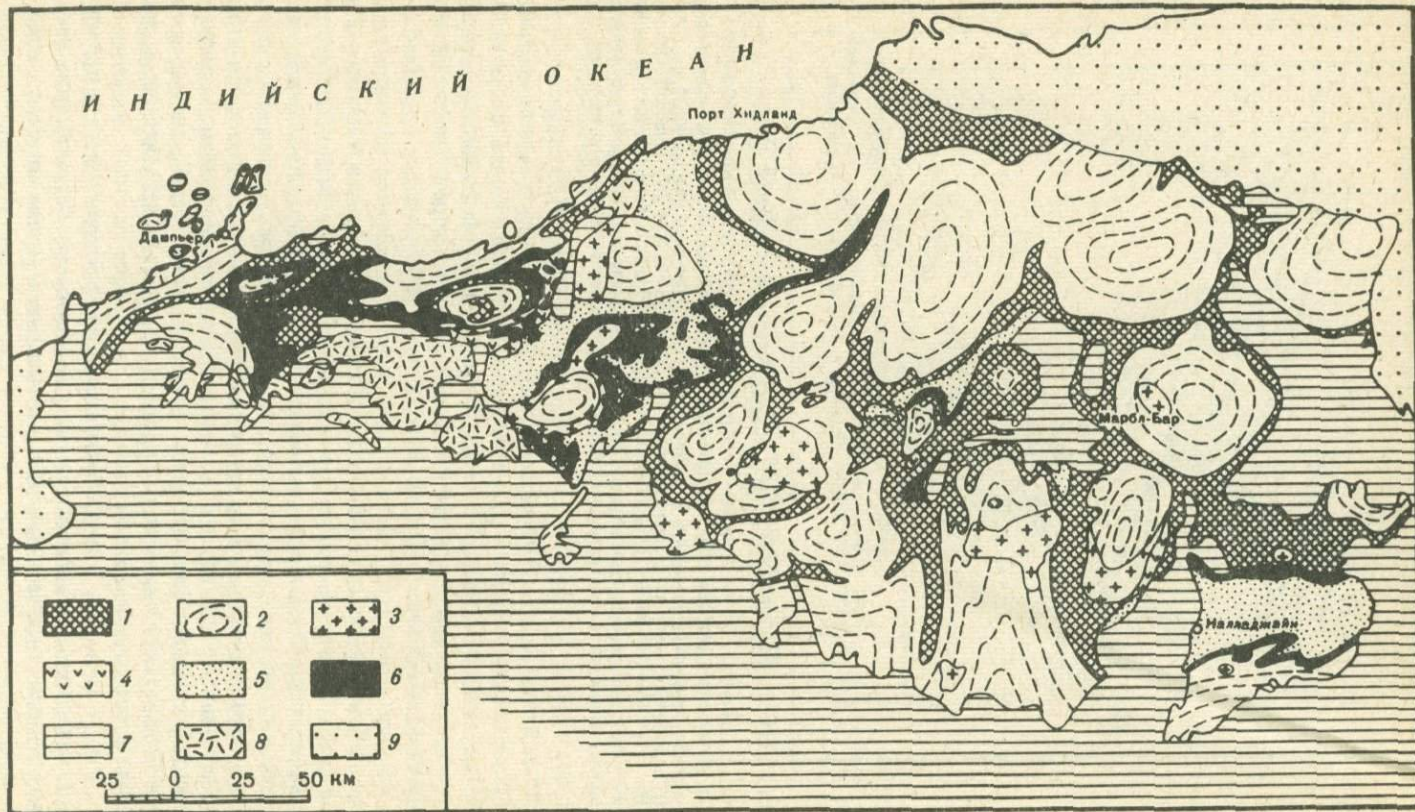
Дашьбер

Марш-Бер

Ивалладжан



25 0 25 50 KM



Тоналитовые гнейсы с фрагментом пород себаквийской серии имеют Rb—Sr изохронные датировки от 3 600 до 3 500 млн. лет. Интрузии тоналитового, диоритового и гранодиоритового состава (Машаба, Чингези) с возрастом 2 900 млн. лет прорывают Нижние зеленокаменные породы. Так как вулканы Верхних зеленокаменных пород датированы возрастом 2 700 млн. лет, то принято считать, что комплексы гранитоидов возраста 2 900 млн. лет возникли до накопления Верхних зеленокаменных отложений. Самые поздние гранитоиды представлены двумя возрастными комплексами. Первый (Сесомби, Самабула) — 2 700 млн. лет — сложен тоналитами и диоритами, секущими шамвайскую серию, а второй (Чилиманзи) — широко распространенными на всем кратоне интрузиями калиевых гранитов — возраста 2 600 млн. лет. Для гранитов этого времени характерны пластовые формы.

В каждом зеленокаменном поясе прослеживаются фрагменты отдельных складок или складчатых пластин северо-восточного или северо-западного направления. Общий синтез структуры кратона Зимбабве предложили М. Ковард [7] и Р. Кей и др. [12]. Они рассматривают всю структуру как результат движения блоков, перемещавшихся один относительно другого вдоль продольных и поперечных разломов. Эти деформации происходили до образования поздних гранитов. Описаны также перевернутый разрез себаквийской серии и даже наблюдавшийся в ее породах тектонический покров, который был прорван тоналитами с возрастом 3 420 млн. лет. Таким образом, структуру кратона Зимбабве, по-видимому, можно считать следствием неоднократных складчато-блоковых деформаций со значительными амплитудами латеральных смещений. Современное размещение зеленокаменных поясов и ранних гранитоидов не соответствует их первоначальному местоположению.

**Западная Австралия.** Два архейских кратона занимают подавляющую западную часть площади Австралийского континента. Они образуют самые большие гранит-зеленокаменные области Австралии, разделенные и окруженные более молодыми складчатыми сооружениями докембрия. Многолетние исследования строения этих областей выдвинули их в ряд сравнительно хорошо изученных провинций архея, на которые часто ссылаются как на наиболее демонстративные примеры различных аспектов геологии столь далекого прошлого истории Земли.

**Кратон Пилбара.** Для этого кратона характерны изометричные поликупольные и монокупольные формы гранитоидов, отделенные одна от другой узкими поясами зеленокаменных пород. Наиболее полно изученные разрезы расположены вдоль северной окраины купола Юли на западе (серия Тэчманс) и куполов Маунт-Эдгар, Шоу и Корруна Доунс на востоке кратона (серия Варавуна) (рис. 3) [2, 8].

Р и с. 3. Схематическая геологическая карта Пилбарского сегмента [8]

Нижний архей: 1 — зеленокаменные породы серий Варавуна, Тэчманс, кремнистые сланцы серии Джордж-Крик, 2 — гранитоиды На-ряда (тоналиты, трондьемиты, гранодиориты); верхний архей: 3 — граниты, 4, 5 — серия Вим-Крик и вулканы Негри (4 — кислые и основные вулканы, 5 — осадочные отложения), 6 — расслоенные интрузии базит-гипербазитов комплекса Миллиндина; нижний протерозой: 7 — вулканические и осадочные породы, 8 — расслоенные интрузии (долериты Куя-Пуя, граптофиты Гидлей); мезозой: 9 — осадочные отложения

Пиллоу-базальты образуют большую часть мощности этих разрезов, расчлененных на две зеленокаменные серии: нижнюю Талга-Талга и верхнюю Салгашскую. Их разделяет серия пестрых кремнистых сланцев Марбл-Бар. На разных стратиграфических уровнях зеленокаменных серий распространены потоки высокомагнезиальных базальтов и коматиитов. Серия Талга-Талга отличается особенно мощным развитием дацитовых агломератов. Лавы и туфы кислых вулканитов характерны и для верхней зеленокаменной серии.

Эти раннеархейские серии несогласно перекрываются позднеархейскими отложениями — серией Джорж-Крик, содержащей характерную полосчатую железистую формацию. Разрез венчают вулканогенные, кластогенные и турбидитовые толщи серии Вим-Крик. Ее различные свиты — базальтов Варамби, вулканитов Монс-Капри, песчаников Константин, терригенных отложений Маллина и вулканитов Негри — залегают несогласно на разных стратиграфических уровнях нижнеархейских образований.

К поверхности несогласия между отложениями серии Вим-Крик и нижележащими образованиями приурочен комплекс расслоенных магматических пород Миллиндына, представленный последовательно пластующимися "слоями" клинопироксенитов, перидотитов и габбро [13]. Суммарная площадь, занимаемая породами Миллиндыны, соизмерима с площадью крупных расслоенных комплексов мира [8].

Возраст нижней свиты серии Талга-Талга (базальты Норт-Стар), определенный по дацитам, залегающим среди пиллоу и массивных толентовых базальтов,  $3560 \pm 0,3$  млн. лет (Sm-Nd изохронный метод) [19]. Возраст дацитов Дюффер  $3450 \pm 0,2$  млн. лет (Rn-Sr изохронный метод) [15]. Наиболее ранние проявления гранитоидного магматизма натрового ряда известны в куполе Шоу; возраст его мигматитов соответствует  $3417 \pm \pm 20$  млн. лет. Возраст гранитов купола Маунт-Эдгар  $3280 \pm 20$  млн. лет [16]. Эти гранитоиды прорывают нижнюю зеленокаменную серию Талга-Талга. Однако большинство значений возраста тоналит-трондьемитовых и калиевых гранитных плутонов близко 3000 млн. лет. Возраст более поздних, распространенных в меньшем объеме калиевых гранитов (адамелиты Муллиела, Кугелонг) 2700–2600 млн. лет.

Тектонику кратона Пилбара определяют куполовидные структуры, сложенные гранитоидами трондьемит-тоналитового состава. Отложения зеленокаменной серии Талга-Талга накапливались до появления наиболее ранних трондьемитов. Деформации пород, вмещающих купольные формы, однотипны по всей площади кратона. Характерны серии сжатых килевидных складок, образующих фрагменты линейных антиклинальных и синклинальных структур. Наиболее ранние деформации проявились до возникновения куполов. Природа этих куполов, по-видимому, связана с послойным внедрением гранитоидных расплавов и метасоматическими преобразованиями пород субстрата.

Кратон Йилгарн. Гранито-зеленокаменная область кратона занята сегментом Истерн-Голдфилс и меньшим по размерам сегментом Мурчисон. Современная структура сегмента Истерн-Голдфилс подразделяется на три зоны субмеридионального направления: Калгурли (центральная), Южный Крест (западная) и Лавертон (восточная).

В центральной зоне разрез зеленокаменных пород расчленяется на три

серии. Нижняя серия — мафит-ультрамафитовая, в составе которой, наряду с толеитовыми базальтами, заметную роль играют высокомагнезиальные базальты и перидотитовые коматиты. Характерны также горизонты кислых вулканитов, граувакк и кремнистых сланцев. Средняя вулканогенно-осадочная серия отличается от нижней меньшим развитием коматитов. Верхняя терригенная серия сложена преимущественно граувакками, мощными конгломератами и турбидитами.

Важную особенность разреза Йилгарнского кратона составляет полосчатая железисто-кремнистая формация, связанная с мафит-ультрамафитовой и вулканогенно-осадочной ассоциациями. Эта формация особенно широко представлена в разрезах западной и восточной зон Истерн-Голдфилс, а также в сегменте Мурчисон. Мощность разреза центральной зоны Истерн-Голдфилс порядка 10–15 км [15].

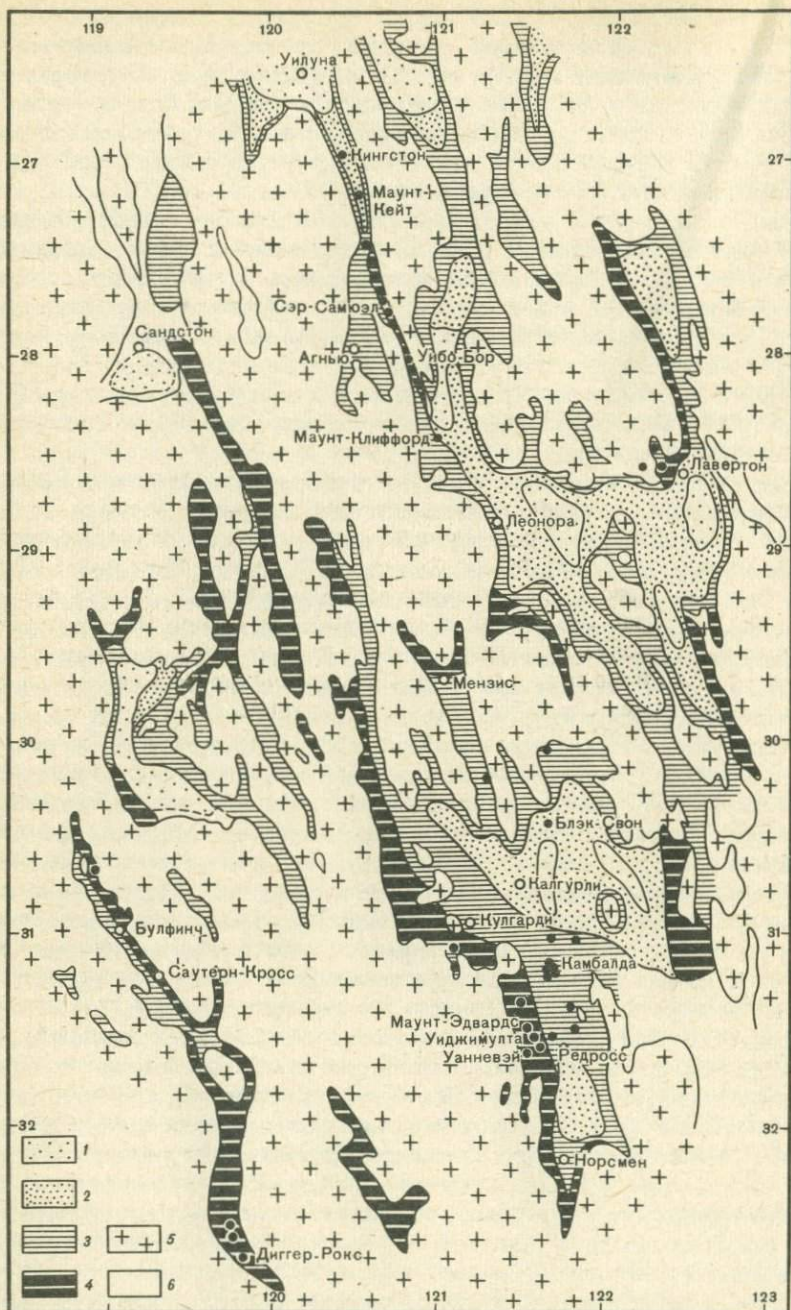
Возраст зеленокаменных пород нижней серии в зоне Калгурли больше  $2718 \pm 50$  млн. лет. Возраст основных пород той же серии сегмента Мурчисон 2900 млн. лет.

Гранитоидный магматизм в гранито-зеленокаменных сегментах Йилгарнского кратона проявился значительно позже, нежели на Пилбаре. Возраст тоналит-трондьемитов в центральной части сегмента Истерн-Голдфилдс (гнейсы Киргелла, Рок-Хилл, Конноли-Сайдинг, Пайонир) 2900–2700 млн. лет [14], возраст тоналитов Лоулерс  $2652 \pm 14$  млн. лет [6].

В современной структуре рассматриваемых сегментов Йилгарна различаются два этапа проявлений базит-ультрабазитового вулканизма (3–2,9 и 2,7–2,6 млрд. лет) и последующего скучивания, предшествовавших гранитоидному магматизму разного типа.

Самые ранние деформации (первая стадия) сформировались до возникновения тоналит-трондьемитовых куполов (вторая стадия). Структурные элементы первой стадии сохранились в виде реликтов, сильно нарушенных разломами фрагментов складчатых форм в районе Калгурли, Кулгарди, Камбалда и в других местах. После следующей эпохи интенсивного базит-ультрабазитового вулканизма снова произошло интенсивное скучивание гранит-зеленокаменных толщ (третья стадия). В результате возникла чешуйчатая система сложно-складчатых пластин с характерными склаками килевидной формы и сдвиговыми нарушениями, отчетливо выраженными в районе Леоноры-Лавертон. Узкие зоны сочленения между пластинами и представляют собой зоны складчато-сколовых деформаций линейной, реже дугообразной формы. С этими зонами, или так называемыми динамическими поясами [1], связаны наиболее высокометаморфизованные породы амфиболитовой фации, тогда как за пределами поясов, в тылу пластин, степень метаморфизма не превышает пренит-пумпелиитовой ступени (рис. 4). К этим же зонам сочленения приурочены наиболее ранние тела тоналит-трондьемитов, находящиеся в этих зонах в аллохтонном залегании. Время проявления складчато-сколовых деформаций предшествовало обширному гранитоидному магматизму калиевой специализации с возрастом 2,5–2,4 млрд. лет, охватившему большую часть Йилгарнского кратона.

Сравнительный анализ тектоники кратонов Южной Африки и Западной Австралии. Изучение архейских кратонов Южной Африки и Западной Австралии показывает, что строение и история формирования гранит-зеленокаменных областей определяется двумя главными, широко распрост-



Р и с. 4. Карта метаморфизма восточной части кратона Йилгарн [11]. Высокометаморфизованные области совпадают с линейными поясами сколово-сдвиговых деформаций  
 Фации метаморфизма: 1 – очень низкая, прениит-пумпеллитовая и низкая зеленосланцевая, 2 – средняя зеленосланцевая и переходная от зеленосланцевой к амфиболитовой, 3 – низкая амфиболитовая, 4 – от средне- до высокоамфиболитовой; 5 – гранитные породы; 6 – информация отсутствует

раненными геологическими явлениями — ультраосновным и основным вулканизмом и гранитоидным магматизмом. Повсеместно выявляется сходная последовательность событий — основной и ультраосновной вулканизм сменяется во времени бимодальным, реже известково-щелочным и завершается отложением терригенных толщ, во многом похожих на молассу. На разных кратонах эта последовательность событий сохранилась с неодинаковой полнотой.

На Каапваальском и Пилбарском кратонах древнейшие ультраосновные и основные вулканы возраста 3560—3500 млн. лет прорываются гранитоидами тоналит-грандземитового состава возраста 3400—3200 млн. лет. Наиболее ранний кислый дацит-риолитовый вулканизм проявился в том же интервале времени. К рубежу 3000 млн. лет в этих областях накопление вулканогенных серий завершилось и сменилось образованием обломочных пород верхних серий.

Вулканогенные серии кратонов Зимбабве и Йилгарн существенно моложе. Их формирование происходило в интервале от 3000 до 2700 млн. лет. Наиболее ранние гранитоиды натрового ряда возраста 2900—2700 млн. лет прорывают зеленокаменные породы.

Архейское развитие гранит-зеленокаменных областей рассматриваемых кратонов завершает обширный гранитоидный магматизм калиевой специализации возраста 2600—2500 млн. лет.

Отсутствие базальных терригенных отложений сиалического состава в основании наиболее древних образований Барбертона и Пилбары свидетельствует о накоплении этих образований на коре симатического типа. Напротив, молодые зеленокаменные пояса кратона Зимбабве развивались на (вероятно, тонкой) частично или полностью сиалической коре. Однако этого нельзя сказать о нижнеархейской себаквийской серии. Она, безусловно, представляет собой "остатки" более раннего зеленокаменного пояса. Его строение и условия возникновения до сих пор не известны. Не исключено, что себаквийская серия является аналогом нижней части серии Онвервахт Каапваальского кратона со всеми вытекающими отсюда последствиями. По отношению к молодым поясам провинции Истерн-Голдфилдс на кратоне Йилгарн вопрос о составе коры, на которой эти пояса развивались, в настоящее время остается открытым. Необходимы дальнейшие исследования, чтобы выяснить, была ли такая кора симатической или сиалической.

О самой ранней, первой, стадии складчатых и разрывных нарушений зеленокаменных образований, проявившихся на всех кратонах, по-видимому, еще до метаморфизма, известно не много. Но не подлежит сомнению, что уже в раннюю стадию достаточно мощные горизонтальные движения выразились в различных деформациях и скучивании горных пород. Об этом свидетельствует то обстоятельство, что во вторую стадию тектонической истории кратонов гранитоиды тоналит-грандземитового состава отчетливо секут изоклинально-складчатую структуру. Вместе с тем для таких гранитоидов чрезвычайно характерно как бы обтекание их вмещающими породами. Именно процесс становления тоналит-грандземитовых куполов привел к образованию причудливой конфигурации зеленокаменных поясов в плане, часто характеризующихся дугообразной и даже кольцеобразной формой. Особенно типичные представители дугообразных поясов хорошо выражены на кратоне Пилбара (см. рис. 3). Значительно позже, в третью

стадию, до внедрения поздних гранитов калиевой специализации кратоны испытали столь мощные деформации, что возникли чешуйчатые структуры, распадающиеся на отдельные пластины, иногда покровного строения, и сопровождающиеся сколово-сдвиговыми нарушениями.

С этими зонами нарушений связаны наиболее высокометаморфизованные породы зеленокаменных поясов (амфиболитовая, местами до гранулитовой фации). В этих же зонах нередко наблюдаются сорванные тела гранитоидов, возникших во вторую стадию формирования структуры сегментов (см. рис. 4). После становления калиевых гранитов, распространенных на кратонах в той или иной мере, деформации продолжались, но, скорее всего, проявлялись преимущественно в виде обновления ранее существовавших разломов, в образовании новых разрывных нарушений и поднятий и опусканий отдельных блоков.

Произведенный тектонический анализ южноафриканских и западно-австралийских кратонов показывает, что в их структурах наряду с чертами сходства наблюдаются и существенные различия. На кратоне Пилбара лучше всего сохранились деформации второй стадии тектонического развития. Последующие нарушения по сравнению с их значением на других кратонах играли второстепенную роль. Кратон Пилбара в известной мере, если так можно сказать, как бы застыл в своей тектонической эволюции после завершения процесса образования тоналит-трондьемитовых куполов. Совершенно другую тектоническую картину представляют кратоны Каапваальский и Йилгарн. Но и их структуры не тождественны. На Каапваальском кратоне, несмотря на сохранившиеся только чешуи от ряда зеленокаменных поясов (Мурчисон, Питсбург и др., известен и достаточно отчетливо выраженный остаточный крупный синклиниорий пояса Барбертон. В провинции Истерн-Голдфилс кратона Йилгарн столь крупные формы отсутствуют, но чрезвычайно характерны линейные, нередко прослеживаемые на сотни километров моноклиналиные и более сложные пластины зеленокаменных пород, как бы зажатые среди сплошных полей гнейсов и различных гранитоидов.

Но наиболее сложные тектонические нарушения охватили кратон Зимбабве. Как было сказано выше, на этом кратоне простираются складчатых и дизъюнктивных деформаций имеют различные направления и образуют причудливую в плане сеть, расчленяющую всю структуру на серию блоков, латерально смещенных один относительно другого. По-видимому, все эти блоки находятся в аллохтонном залегании с достаточно большой амплитудой горизонтальных перемещений.

Многие геологи склонны рассматривать возникновение зеленокаменных поясов любого возраста как результат процесса рифтообразования, вне зависимости от того, на коре какого состава такого рода деструкция произошла. Однако изучение южноафриканских и западноавстралийских кратонов приводит к выводу, что ни состав вулканогенно-осадочных отложений, ни элементы структуры зеленокаменных поясов не свидетельствуют об их рифтогенной природе. Вряд ли можно сомневаться в том, что разрозненные в современном строении любого кратона зеленокаменные пояса представляли собой в каждом отдельном случае накопления вулканогенных и осадочных отложений в едином обширном бассейне. Лишь тектонические движения в ходе развития таких бассей-

нов расчленили их на поднятия и прогибы, а затем привели к созданию сложной структуры зеленокаменных поясов и их окружающих различных по форме и вещественному составу гранитоидов.

Вулканические и осадочные отложения архейского времени во многом отличаются от подобных образований неогей. Прежде всего бросаются в глаза разнообразие и большие мощности ультраосновных потоков лав коматиитов и сопровождающих их базальтоидов, совместно образующих самостоятельную, очень характерную геологическую формацию [18]. Не менее своеобразно построены и бимодальные серии, в чередовании пород которых наряду с базальтами, дацитами и риолитами нередко участвуют и коматииты. Подобное сочетание потоков лав для фанерозойских бимодальных серий не известно. Весьма вероятно, что это является специфической особенностью архея и, быть может, раннего протерозоя.

Напротив, чрезвычайно широко распространенные в фанерозое известково-щелочные серии вулканитов с очень характерной для них андезитовой формацией в разрезах архея зеленокаменных поясов занимают достаточно скромные места, а в некоторых случаях и вообще отсутствуют. То же самое можно сказать и о тоналит-трондьемитовых куполах, столь типичных для архейских кратонов. В ходе геологического времени они постепенно "вырождаются" и в складчатых сооружениях фанерозоя почти совсем сходят на нет. Нельзя не отметить и совершенно исключительное распространение в разрезах архейских отложений многих разновидностей хемогенных кремнистых пород. Они проходят через все серии, нередко составляют мощные толщи и часто сопровождаются накоплениями различных железистых образований вплоть до джеспилитов с богатыми месторождениями железных руд. Но, пожалуй, наиболее интересное явление заключается в том, что горизонты джеспилитов встречаются даже в самых верхних терригенных сериях — аналогах фанерозойских моласс. Но ничего похожего на джеспилиты молассы неогей, как известно, не содержат.

В работах по геотектонике последних лет исследователи, рассматривая условия накопления вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных отложений, часто пытаются восстановить различные геодинамические обстановки прошлого, сравнивая их с подобными обстановками современных островных дуг, краевых морей и т.д. Нет недостатка в таких построениях и для докембрия. Однако изучение геологических материалов всех четырех архейских кратонов Гондваны при всем желании не позволяет выделить даже отдаленно напоминающие условия, свойственные обстановкам этого типа. В архейское время они были другими. И пока что мы воздерживаемся давать им характеристики, заслуживающие внимания.

Хорошо известно, что существует широко распространенная концепция, согласно которой в архее геотермический режим нашей планеты резко отличался от подобных режимов в более поздние времена и что в те отдаленные эпохи общий тепловой поток был чрезвычайно высоким. Однако на огромных площадях архейских кратонов вулканогенно-осадочные серии изменены лишь в зелено-сланцевой фации метаморфизма, причем все исследователи отмечают в этих случаях, что ни о каких явлениях ретроградного метаморфизма не может быть и речи. И невольно напрашивается вывод о том, что даже 4—3 млрд. лет назад по крайней мере на отдельных площадях сферы Земли геотермический режим оказывал

на горные породы такое же воздействие, как и в неогее. Этот режим был распределен в пространстве крайне неравномерно и с неодинаковой интенсивностью охватывал различные сегменты земной коры. При восстановлении своеобразных геодинамических обстановок архея необходимо будет обратить внимание на сопутствующие их условиям образования и последующего развития термодинамические явления. Можно думать, что они будут различны и резко изменяться в латеральном направлении.

Несмотря на специфические особенности геологических событий архея, нельзя не видеть, что общая направленность формирования земной коры в то время была такой же, как и в более поздние эры Земли. Произведенный сравнительный анализ показывает, что архейское породо- и структурообразование на различных кратонах происходило неравномерно и разновремененно, но в итоге повсеместно привело к возникновению континентальной коры, точнее к начальной стадии ее становления.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бинс Р.А., Гантрон Р.Дж., Гровс Д.И. Особенности метаморфизма и развитие зеленокаменных поясов в Восточно-Йилгарнском блоке, Западная Австралия. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 309—322.
2. Новикова А.С. Положение трондjemит-тоналитовых куполов в разрезе земной коры Пилбарского щита (Западная Австралия). — В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981, с. 112—128.
3. Allsopp H.L., Roberts H.R., Schreiner G.D.L., Hunter D.R. Rb-Sr age measurements on various Swaziland granites. — J. Geophys. Res., 1962, vol. 67, N 13, p. 5307—5313.
4. Anhaeusser C.R. The Barberton mountain land South Africa — a guide to the understanding of the Archaean geology of W. Austr. — Geol. Soc. Austral. Spec. Publ., 1971, N 3, p. 103—119.
5. Buns R.A., Marston R.T. Archaean Geology of the Yilgarn Block, Western Australia. — Guide Book, 1976, N 40A, p. 20—26.
6. Cooper J.A., Nesbitt R.W., Platt J.P., Mortimer G.E. Grustal development in the Agnew Region, Western Australia shown by Rb-Sr isotopic and geochemical studies. — Precamb. Res., 1978 vol. 7 p. 31—59.
7. Coward M.P. Archaean deformation patterns in Southern Africa. — Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1976, vol. 283, p. 313—331.
8. Fitton V.J., Horwitz R.C., Sylvester G. Stratigraphy of the Early Precambrian in the West Pilbara, W.A. — CSIRO Miner. Res. Lab. Div. Miner., 1975, N FP-1.
9. Hamilton P.J., Evensen N.M., O'Nions R.K. et al. Sm-Na dating North Star Basalt Warrawoona group, Pilbara Block, W.A. — Geol. Soc. Austral. Spec. Publ., 1981, N 7, p. 187—192.
10. Hurley P.M., Pinson W.H., Nagy B., Teska T.M. Ancient age of the Middle Marcer Horizon onverwach group Swaziland sequence South Africa. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1972, vol. 14, p. 360—366.
11. Jahn B., Shin C. On the age of the onverwach group, Swaziland sequence, South Africa. — Geochim. et cosmochim. acta, 1974, vol. 38, N 6, p. 873—885.
12. Key R.M., Litherland M., Hepworth J.V. The evolution of the Archaean crust of northeast Botswana. — Precamb. Res., 1976, vol. 3, p. 375—413.
13. McCall A.G. Some ultrabasic and basic igneous rocks occurrences in the Archaean of W.A. — Geol. Soc. Austral. Spec. Publ., 1971, N 3, p. 429—442.
14. McCulloch M.T., Collerson K.D., Compston W. Growth of Archaean crust within the Western gneiss terrain Yilgarn Block, Western Australia. — Geol. Soc. Austral. J., 1983, vol. 30, p. 155—160.
15. Pidgeon R.T. 3450 m.y. old volcanics in the Archaean Layered greenstone succession of the Pilbara Block, Western Australia. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 37, p. 421—428.
16. Pidgeon R.T. Geochronological investigation of granite batholiths of Archaean gra-

nite-greenstone terrain of the Pilbara Block W.A. — In: Proc. Acrhaean geochem. conf./Ed. I.M. Smith, J.G. Williams. Canberra, 1978, p. 360—362.

17. *Stagman J.G.* Provisional geological map of Rodesia, 1 : 1.000.000. 7th ed. Salisbury : Rod. Geol. Surv., 1977.

18. *Viljoen R.P., Viljoen M.J.* The geological and geochemical evolution of the onverwach volcanic group of the Barberton Mountain Land, South Africa. — Geol. Soc. Austral. Spec Publ., 1971, N 3, p. 133—149.

19. *Wilson J.F.* Zimbabwe. — In: Precambrian of the southern hemisphere/Ed. D.R. Hantter. Amsterdam, 1981, p. 454—459.

УДК 552.11

О.А. БОГАТИКОВ, В.И. КОВАЛЕНКО, И.Д. РЯБЧИКОВ

## МАНТИЙНЫЕ И КОРОВЫЕ ГРАНИТЫ; СХОДСТВО И РАЗЛИЧИЯ

Цель настоящей статьи — оценить источники кислых магм с упором на раннедокембрийские гранитоиды. В связи с этим нами подготовлены теоретический обзор имеющихся данных об источниках кислых магм вообще и специальная сводка по раннедокембрийским кислым магматическим породам для выявления и подтверждения специфики раннедокембрийских пород.

Магматический источник — это минеральный субстрат, в пределах которого образуются первичные магмы. Без такого ограничения термин "источник магм" теряет свою определенность, и в принципе любые (коровые и мантийные) породы и магмы могут быть выделены из мантии.

Основная идея данной работы заключается в обосновании корового (сиалического или базитового) характера первичных гранитных магм. Видимо, первичных мантийных кислых магм нет, но есть кислые магматические породы с мантийными и коровыми изотопными характеристиками, причины появления которых рассматриваются нами.

Физическая вероятность мантийных и коровых кислых магм. Об источниках гранитных и других магм можно судить по изотопным, геологическим, геохимическим и экспериментальным данным. Сейчас, как правило, используют комплексный вещественный подход в решении вопроса об источниках магматических пород: геохимию радиогенных и нерадиогенных изотопов, геохимию редких и особенно редкоземельных элементов, петрохимию, состав минералов.

Теоретическая основа использования радиогенных изотопов понятна. Она базируется, например для изотопии Sr, на факте понижения величины Rb/Sr при переходе от верхней континентальной коры через амфиболиты и гранулиты нижней коры к верхней мантии. В этом же направлении падает индикаторная для источника магм величина первичного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Такой же подход используется при применении изотопии в системах Sm—Nd, Lu—Hf и др. Геохимия редких и редкоземельных элементов используется на основе различия коэффициентов распределения различных индикаторных элементов между минералами и магмами.

Для изотопии Sr к области мантийных отнесены первичные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , совпадающие с полями базальтов, т. е. типичных мантийных

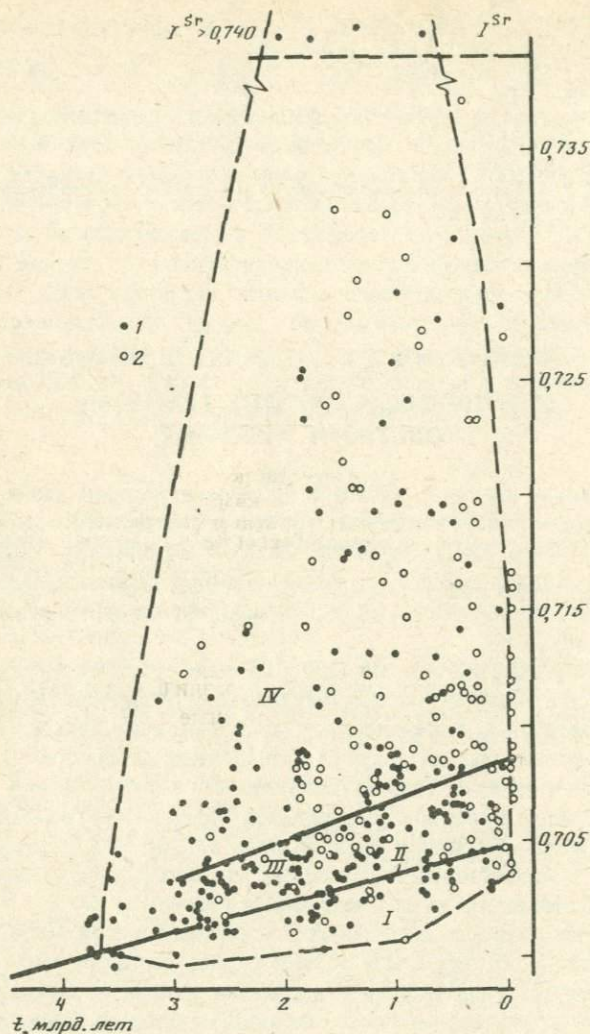


Рис. 1. Вариации первичных значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в гранитоидах, ортогнейсах (1), парагнейсах и осадочных породах (2) по [2]

Поля I–IV – составы пород: I–III – мантийных, IV – коровых

пород. На рис. 1 видно, что в полях I–III, характерных для мантийных источников, оказывается большое количество гранитоидов на протяжении всей геологической истории. Собственно это и послужило основанием для разделения коровых и мантийных<sup>1</sup> гранитоидов.

На рис. 2 суммированы опубликованные данные по совместному определению первичных отношений  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  и  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$  в гранитоидах. Гранитоиды полей I–III близки к области вариаций  $E_{\text{Sr}}$  и  $E_{\text{Nd}}$  для

<sup>1</sup> Здесь и далее коровыми и мантийными названы кислые магматические породы с коровыми и мантийными изотопными характеристиками.

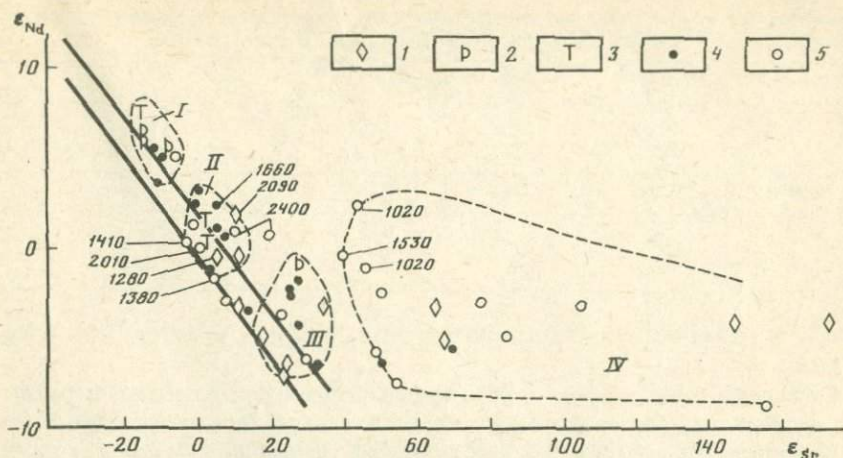


Рис. 2. Стронциевые и неодимовые изотопные характеристики гранитоидов по [2]

1 — гранитоиды без разделения на виды; 2 — кварцевые диориты; 3 — тоналиты и плагиограниты; 4 — гранодиориты; 5 — натрий-калиевые граниты. Около точек составов показан возраст гранитоидов, млн. лет. Поля I—IV см. на рис. 1

срединно-океанических и островодужных, т.е. мантийных магматических пород (линия главной мантийной корреляции), а гранитоиды поля IV — к области коровых источников.

Удается наметить и петрографические различия гранитоидов полей I—III (мантийных) и IV (коровых): мантийные гранитоиды чаще всего относятся к кварцевым диоритам, тоналитам, плагиогранитам и гранодиоритам, хотя встречаются и граниты и даже лейкограниты; коровые гранитоиды — преимущественно нормальные и субщелочные натрий-калиевые граниты и лейкограниты. Б. Чапел [16] на основе этой диаграммы также выделил примерно похожие две группы гранитов, которые он сопоставил с S- и I-типами гранитов. С некоторыми перекрытиями I-типу гранитов приписывается преимущественно мантийный источник, а S-типу — коровый.

По-видимому, полезно напомнить важнейшие петрологические и геохимические различия I- и S-типов гранитоидов. I-тип гранитов, характерный для обстановок островных дуг и внешних зон поясов батолитов, характеризуется высоким содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $> 3,2\%$ ), низким первичным отношением  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 \leq 0,7080$ , низким значением  $\delta^{18}\text{O} \leq 10\%$ , наличием амфибола, биотита, магнетита и широкой вариацией составов пород от основных до кислых. S-тип гранитов часто имеет более низкое содержание  $\text{Na}_2\text{O}$ , высокие значения  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) \geq 0,7080$  и  $\delta^{18}\text{O} \geq 10$ , содержит ильменит, мусковит, коордиерит, турмалин, отличается слабой вариацией ультракислых составов и тяготеет к внутренним частям активных континентальных окраин, к задуговым прогибам или к зонам столкновения континентов.

Фактически к мантийным могут быть отнесены многие массивы гранодиорит-гранитной (в том числе батолитовой) и тоналит-плагиогранитной формаций, а к коровым — массивы гранит-лейкогранитной формации, или, соответственно, гранитоиды гранодиорит-гранитного геохимического

Химический состав расплава, возникающего при частичном плавлении глубоководного ила (1) и гранатосодержащего гранодиорита S-типа (2), % вес.

Номер	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO
1	68,6	0,9	19,5	2,1	1,5
2	66,9	0,7	15,5	5,0	2,5

Номер	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	(K + Na + 1/2 Ca)/Al
1	2,4	1,5	3,0	0,28
2	2,8	3,2	3,9	0,74

типа — к мантийным, а стандартного и литий-фтористого типов [4] — к коровым.

Обращаясь снова к рис. 2, обратим внимание на значительное перекрытие величин  $\epsilon_{Nd}$  для мантийных и коровых гранитоидов при средней более низкой, конечно, величине  $\epsilon_{Nd}$  для коровых гранитоидов. В индикаторном отношении  $\epsilon_{Sr}$  более эффективная величина, чем  $\epsilon_{Nd}$ .

Распределение редких, в том числе редкоземельных (TR) элементов также может быть весьма полезным для оценки равновесных с исследуемыми магмами минералов, из которых собственно состоит источник магм. Для TR часто можно говорить о более высоком их содержании в коровых гранитоидах по сравнению с мантийными, об уменьшении в мантийных гранитоидах отношения легких и тяжелых лантаноидов и ослаблении европиевой аномалии. Обычно при оценке источника магм учитывают, что при невысоких содержаниях легкие TR и особенно двухвалентный Eu концентрируются в полевых шпатах, а тяжелые — в темноцветных минералах и гранате [2, 6]. Нередко и другие литофильные элементы используются для разделения коровых и мантийных гранитоидов.

Рассмотрим данные по экспериментальной петрологии, имеющие отношение к проблеме мантийных и коровых гранитоидов. Эти данные следует учитывать в рамках оценки физической вероятности образования гранитных магм в тех или иных условиях с позиции равновесия минералы  $\rightleftharpoons$  расплав в источнике магм.

Факт возможности выплавления гранитных магм из пород континентальной коры представляется вполне естественным. Физическая вероятность этого процесса убедительно доказана прямыми экспериментами, проведенными Х. Винклером, Х. фон Платеном и многими другими исследователями. Эксперименты [1] показали, что плавление глубоководного ила из Центральноамериканского жлоба, представляющего собой пелитовый материал, приводит к генерации расплавов, близких по составу (таблица) к упоминавшимся S-гранитоидам, возникающим обычно в результате анатексиса кордиерит- и гранатосодержащих метаморфических пород.

Продукты частичного плавления метапелитов характеризуются избытком Al по сравнению с суммой эквивалентных количеств Na, K и Ca. Этот признак характерен исключительно для гранитов корового происхождения. Для объяснения этого феномена напомним, что для систем Na<sub>2</sub>O—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub>, CaO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub> и экстраполированной системы K<sub>2</sub>O—Na<sub>2</sub>O—CaO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub> сечение кварц—альбит—ортотлаз—анортит является термальным барьером, препятствующим переходу при

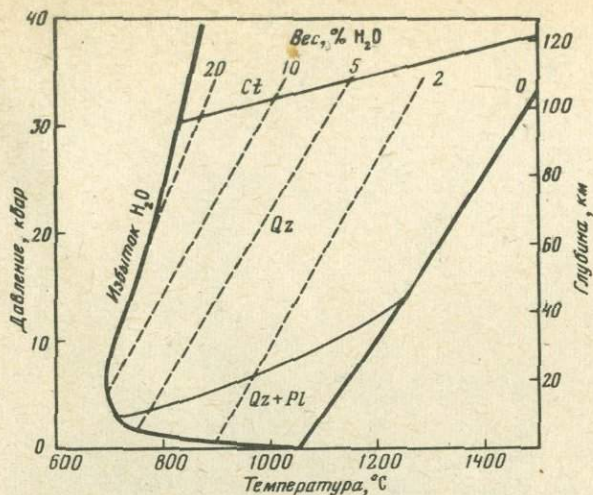


Рис. 3. Диаграмма температура — давление для ликвидуса кислых магматических пород при разных содержаниях воды (от 0 до насыщения расплава водой) по [23]

Ликвидусные фазы: Qz — кварц, Pl — плагиоклаз, St — коэзит

кристаллизационной дифференциации или частичном плавлении от нормальных расплавов к плюмазитовым и наоборот. Поскольку плюмазитовых базальтовых магм нет, высокоглиноземистые гранитоиды следует относить к производным сиалической континентальной коры.

Можно сделать вывод о том, что опыт экспериментальной петрологии однозначно свидетельствует о возможности выплавления первичной гранитной магмы из пород континентальной коры. Действительно, близликвидусные минералы гранитов (рис. 3) те же, что и наиболее распространенные твердые фазы метаморфических пород континентальной коры — плагиоклаз, кварц.

В то же время остаточными минералами для первичных магм, выплавленных из мантийного перидотита, должны быть магнезиальный оливин, ортопироксен, клинопироксен (с гранатом, шпинелью или плагиоклазом для очень малых степеней плавления). Остаточные минералы для магм, являющихся продуктами частичного плавления метаморфизованной базитовой коры, должны включать плагиоклаз и амфибол в случае плавления амфиболита, гранат и жадеитовый пироксен с кварцем и коэзитом — эклогита и некоторые другие минералы. На рис. 3 видно, что преобладающими ликвидусными минералами гранитных составов в условиях высоких давлений мантии являются кварц и коэзит, а не перечисленные выше остаточные минералы мантии и океанической коры. Таким образом, гранитная магма не может возникнуть непосредственно в ходе анатексиса мантийных перидотитов или даже метаморфизованного материала океанической коры. Это невозможно, даже если в условия мантии попадут кварц-полевошпатовые осадки. Как показано П. Уайли [23], в системе Ab—Or—Qz (рис. 4) при давлениях > 10 кбар состав жидкости, сосуществующей с кварцем и щелочным полевым шпатом (или жадеитом, гидрат-санидином, коэзитом), прогрессивно смещается от нормального гранита и рио-

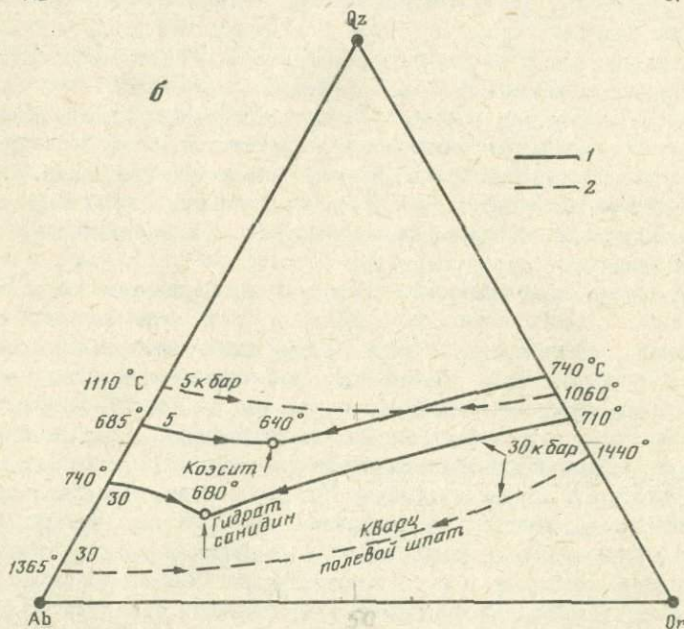
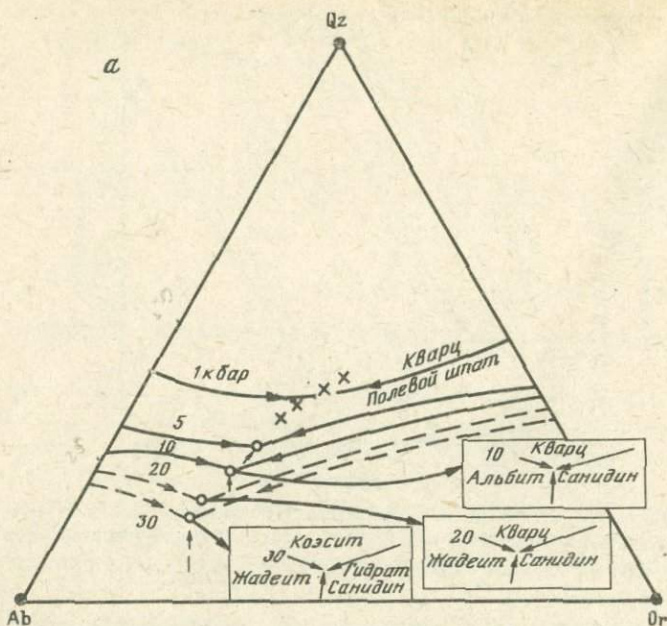


Рис. 4. Диаграмма плавкости в системе альбит (Ab) – ортоклаз (Or) – кварц (Qz) –  $H_2O$  по [23]

*a* – в присутствии избытка  $H_2O$ ; *б* – в присутствии избытка  $H_2O$  (1) и в "сухой" системе (2)

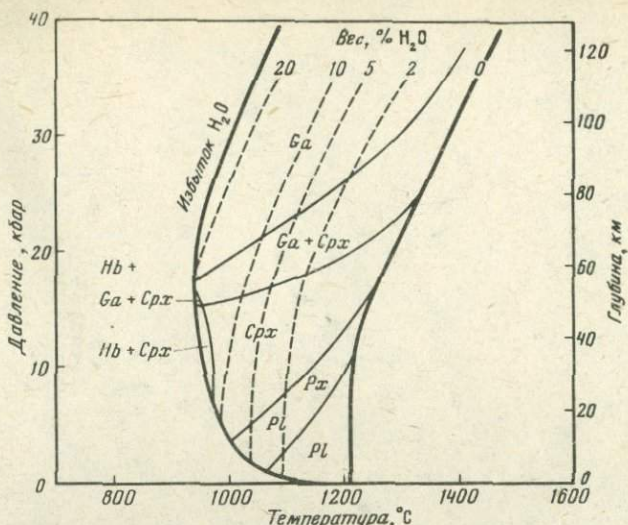


Рис. 5. Диаграмма температура – давление для ликвидуса тоналитов вблизи андезитового состава при разных содержаниях воды (от 0 до насыщения расплава водой – пунктирные линии) по [23]

Ликвидусные фазы: Pl – плагиоклаз, Px – пироксен, Srх – клинопироксен, Hb – амфибол, Ga – гранат

лита в сторону полевошпатовой граничной системы. Поэтому частичное плавление кварц-полевошпатовых составов не приведет к образованию гранитных по составу магм. При низких давлениях ( $< 10$  кбар,  $\leq 40$  км), характерных для коры, образуются первичные гранитные магмы, равновесные с кварцем и плагиоклазом.

Несколько иные фазовые соотношения установлены для тоналитов (и андезитов), являющихся ведущим петрографическим видом для раннедокембрийских серых гнейсов. На рис. 5, по данным П. Уайли с соавторами [23], видно, что преобладающими ликвидусными минералами являются плагиоклаз при низких давлениях, пироксен – при умеренных (нижняя кора и верхняя мантия) и гранат на глубинах более 80 км. Некоторые исследователи предполагают, что в несколько более основных андезитах на ликвидусе появляется и оливин, поле которого тяготеет к области насыщения (10–20%) андезита водой. Такие богатые водой андезитовые магмы не известны в настоящее время, в связи с чем они исключаются из первичных мантийных магм. В то же время в работе [11] на основе зависимости содержания кремнезема от давления в расплавах, равновесных с оливином и двумя пироксенами (рис. 6), подтверждена невозможность выплавления первичных андезитовых магм из пиролита в современных условиях, но в то же время показано, что при более крутых изотермах, допускаемых в раннем докембрии, возможно выплавление расплава, близкого по составу к андезитам. Однако проблема андезитов, хотя и связана с проблемой гранитов, не может быть полно рассмотрена в рамках статьи.

Близиквидусная минералогия (наличие плагиоклаза и пироксена)

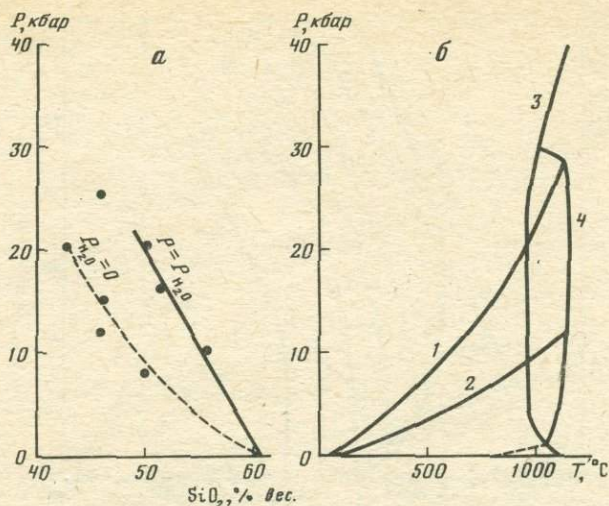


Рис. 6. Зависимость содержания кремнезема от давления в расплавах, равновесных с оливином и двумя пироксенами в присутствии воды и без нее (а), и  $P$ - $T$ -диаграмма системы пиролит-вода с геотермами (б)

1 — современная океанская геотерма по [11]; 2 — палеогеотерма 2,5 млрд. лет назад по [11]; 3 — начало плавления пиролита при  $P_{общ} = P_{H_2O}$ ; 4 — то же, в условиях равновесия амфибола с продуктами его разложения

на рис. 5 при  $P \leq 10$  кбар согласуется с моделями образования первичных магм тоналитов и андезитов в глубокой коре, хотя температура их должна быть слишком высока по сравнению с изоградами метаморфизма (например, андезитовый расплав с 2%  $H_2O$  в интервале 30–50 км будет иметь температуру  $\sim 1100^{\circ}C$ ). Однако характер ликвидусных минералов в большей степени свидетельствует в пользу возможности генерации тоналитовых магм при плавлении базитовой коры.

Таким образом, на основе экспериментальных данных приходится принять, что исходные гранитные магмы могут быть только континентально-коровыми, трондьемитовые — базитово-коровыми.

Как же согласовать этот вывод с мантийными изотопными и геохимическими характеристиками, свойственными многим гранитам? Для ответа на этот вопрос вернемся к некоторым известным свойствам изотопных систем, которые рассмотрим на примере системы Rb-Sr (рис. 7). Можно представить два крайних варианта образования гранитных магм из пород с мантийными изотопными характеристиками, характеризующихся коровым и мантийным первичным отношением  $^{87}Sr/^{86}Sr$ .

В первом случае (рис. 7, а) допускается привнос Rb в систему задолго до образования гранитной магмы, причем промежуток времени между привнесом Rb и образованием магмы должен быть достаточным для заметного накопления радиогенного Sr и повышения величины  $^{87}Sr/^{86}Sr$ . Это повышенное первичное отношение  $^{87}Sr/^{86}Sr$  зафиксировано и в гранитных магмах. Фактически это — типичный процесс образования коровых гранитов.

Во втором случае (рис. 7, б) формируются гранитные магмы с мантий-

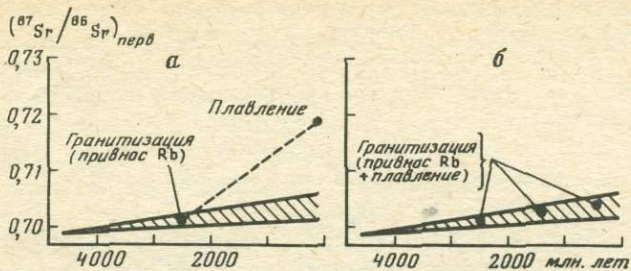


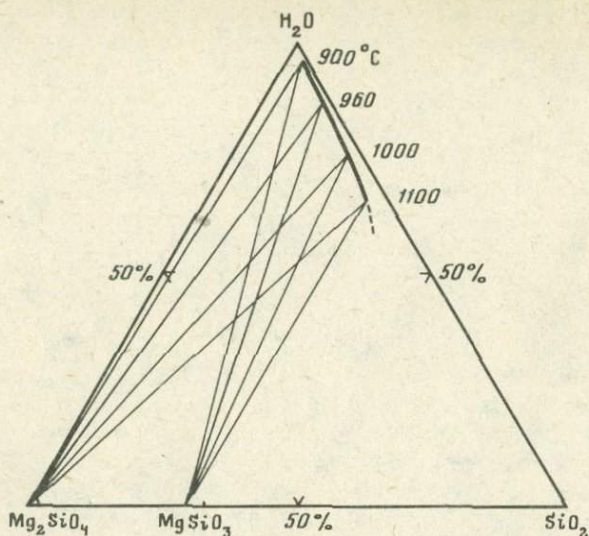
Рис. 7. Теоретические схемы появления кислых магм с высоким "коровым" (а) и низким "мантийным" (б) первичными отношениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

ным первичным отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Здесь также допускается привнос Rb в систему, но промежуток времени между образованием субстрата с высоким отношением Rb/Sr и плавлением этого субстрата ничтожен по сравнению с периодом полураспада Rb<sup>87</sup>. В итоге в породе, которая подвергается плавлению, не успевает накопиться радиогенный Sr и магма характеризуется низким "мантийным" первичным отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

Геологически этот вариант легко представить, допустив, что привнос Rb в базитовый субстрат осуществляется в процессе его гранитизации (и в первую очередь калиевой) либо происходит кристаллизационная дифференциация базальтовой магмы. Непосредственный переход гранитизации в палингенное плавление гранитизированного вещества или образование остаточных кислых магм из базальтовых или других приведут к формированию гранитов с первичными мантийными изотопными характеристиками. В связи с тем что при гранитизации в рассмотренных (см. рис. 7) двух крайних случаях палингенному плавлению подвергаются гранитизированные породы близкого минерального состава, но с разными величинами  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , формируются удивительно близкие по минеральному составу и химизму "мантийные" и "коровые" граниты. Этот механизм (см. рис. 7, б) возможен и при глубокой дифференциации различных типов магм, в частности андезитовой.

Качественно подобные процессы могут быть проиллюстрированы на примере тройной системы Di-Ne-SiO<sub>2</sub>. Низкое содержание диопсидового компонента в эвтектиках Di-Ab-Qz и Di-Ab-Ne свидетельствует о том, что на завершающих стадиях кристаллизации базальтоидных расплавов действительно должны возникать лейкократовые магмы (риолиты, трахиты или фонолиты). Какому из этих составов будет отвечать остаточный расплав, зависит от небольших различий в положении фигуративных точек исходных базитовых магм: если такая точка лежит левее граничной линии Di-Ab, то эволюция будет происходить в сторону фонолитов [21], если правее — то путь кристаллизации будет направлен к риолитам, а в случае, если состав исходной магмы проецируется близко к линии Di-Ab, мы будем иметь серию: умеренно-щелочной (переходный) базальт — трахит — пантеллерит. В последнем случае выделение плагиоклаза с Na/Al ≤ 1 происходит, как показывают фазовые взаимоотношения в разрезе Di-Ab, из расплавов с Na/Al = 1, что приводит к появлению агпайтовых остаточных расплавов (пантеллериты, комендиты, щелочные граниты).

Во многих случаях кристаллизация базальтовых магм не приводит к



Р и с. 8. Составы флюидов, равновесных с форстеритом и энстатитом при давлении 30 кбар и различных температурах по [12]

формированию гранитных жидкостей, так как процесс идет не по фракционному пути или прерывается (извержение, внедрение новой порции базальтовой магмы) на промежуточной стадии. Наиболее вероятно достижение гранитоидных составов в ходе кристаллизационной дифференциации магм типа бонинитов — высокомагнезиальных базальтов, изначально заметно обогащенных  $SiO_2$  по сравнению с другими первичными мантийными магмами. Реальность подобных процессов была установлена нами на основании экспериментального изучения и физико-химического анализа условий генерации четвертичных эффузивов Большого Кавказа. Процесс кристаллизационной дифференциации лимитируется соотношением объемов исходной и гранитной магм. Но в принципе "длинные" серии дифференциации магм с мантийными характеристиками могут, конечно, привести к образованию и гранитов с такими характеристиками, т. е. "мантийных" гранитов. Палингенное плавление трондjemитов также может быть причиной образования гранитов с мантийными характеристиками.

В заключение теоретического обзора подчеркнем, что участие флюидов в магмо-, и в том числе в гранитообразовании представляется весьма вероятным во многих случаях. Имеющиеся экспериментальные данные авторов показывают, что водные флюиды при давлениях и температурах, отвечающих условиям нижней коры и верхней мантии, содержат очень высокие концентрации ряда петрогенных компонентов, сравнимые с растворимостью легкорастворимых солей в комнатных условиях (рис. 8). Важно также отметить, что флюиды в пределах мантии имеют апаитовый состав твердого остатка, т. е. характеризуются высокой щелочностью. Взаимодействие подобных флюидов с породами континентальной коры, что возможно в районах широкого развития щелочного магматизма, должно при-

вести к формированию агапитовых гнейсов, последующий анатексис которых может, по-видимому, служить причиной генерации по крайней мере части щелочно-гранитных магм на континентах.

По мнению многих исследователей [17, 19], процессы флюидного массопереноса оказывают особенно заметное воздействие на состав генерируемых магм над зоной Заварицкого—Беньоффа, причем источником флюидов является дегидратируемая океаническая кора, подстилающая мантийный клин. Здесь в условиях больших количеств водной фазы основным растворимым компонентом должен быть  $\text{SiO}_2$ , перенос которого в вышележащие участки мантии приведет к пироксенизации оливина. Последующее частичное плавление такого измененного мантийного субстрата будет иметь следствием генерацию первичных магм повышенной кремнекислотности, дальнейшая дифференциация которых в коровых промежуточных очагах может привести к появлению магнезиальных андезитов и даже более кислых магм вплоть до риолитов.

Характерно, что и в гранитной системе, начиная с  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 15$  кбар и выше, кремнезем и щелочи (особенно К) щелочного полевого шпата интенсивно растворяются в субсолидусном водном флюиде с образованием кианита (см. рис. 3). Концентрация такого флюида, судя по экспериментальным данным, весьма велика [22]. Вполне вероятно воздействие таких флюидов и на кору с ее гранитизацией.

**Раннедокембрийские гранитоиды.** Спецификой раннедокембрийского (> 2500 млн. лет) гранитообразования является относительное по сравнению с более поздними эпохами однообразие вещественного состава гранитоидов и преобладание среди последних "трондьемит-тоналитовых" ассоциаций в составе известных серых гнейсов [3, 14]. Описание раннедокембрийских серых гнейсов и, в частности, трондьемит-тоналитовых ассоциаций для конкретных регионов приведено в достаточно многочисленных публикациях. Естественно, что для каждого региона имеются специфические черты серых гнейсов, выражающиеся в распространенности, геологическом положении, петрографических и геохимических особенностях. В настоящем разделе мы кратко в обобщенной для серых гнейсов форме перечислим только те из них, которые относятся к вещественным признакам и имеют отношение к источнику "мантийных" и "коровых" гранитоидов. В качестве главного базового материала для обобщения использованы упоминавшиеся выше сводки [10, 14, 15].

По химическому составу серые гнейсы включают следующие семейства магматических кислых горных пород в соответствии с номенклатурой Петрокомитета [7]: гранодиоритов—дацитов, низкщелочных гранитов—риодацитов, гранитов—риодацитов, лейкогранитов—риолитов. Несмотря на подавляющее преобладание среди кислых разновидностей серых гнейсов относительно натриевых видов и разновидностей, собственно и относящихся к трондьемит-тоналитовым ассоциациям, имеются также нормальные известково-щелочные натрий-калиевые разновидности, к которым могут быть отнесены очковые гнейсы Амитсок, граниты Иливерталик, граниты Коркут в Западной Гренландии, граниты Уйвак II из Лабрадора и др. Реконструкция первичных для серых гнейсов магматических пород приводит к выводу, что это были либо андезит-дацитовые вулканиты, либо тоналит-гранодиориты типа пород батолитовой формации, либо бимо-

дальние гнейсо-амфиболитовые (дацит-толеитовые) ассоциации, либо тримодальные тоналит-гранодиорит-гнейсо-амфиболит и анортозит-габбро-ультраосновные ассоциации.

Большая часть архейских кислых магматических пород имеет первичное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  — типично мантийное. Это относится в первую очередь к трондьемит-тоналитовым (натриевым) ассоциациям, причем последние для ряда регионов, по данным С. Мурбата [8], по величинам первичных отношений изотопов Sr попадают близко к линии мантийной эволюции стронция. К аналогичному выводу пришли У. Питерман [9], показавший, что изменение изотопного состава Sr в разновозрастных тоналитах и трондьемитах подчиняется линейной зависимости, включающей метеориты (для 4,5 млрд. лет) и современные мантийные значения.

Некоторые натрий-калиевые разновидности архейских кислых пород (например, гнейсы Уйвак II из Лабрадора) имеют также мантийные первичные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и практически синхронны натриевым разностям. Другие натрий-калиевые породы (например, граниты Коркут) почти на 500 млн. лет моложе их натриевых эквивалентов (гнейсы Нук из Гренландии) и имеют коровые (0,708) первичные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

Первичные отношения  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  [20] для раннедокембрийских магматических пород (с возрастaми древнее 3 млрд. лет) свидетельствуют также о близости источника этих пород к мантийному тренду (исходящему из состава метеоритов), причем для источника допускается недифференцированная или слабодифференцированная по величине Lu/Hf мантия. Естественно, что для более молодых магматических пород источником все в большей степени становится континентальная кора и гетерогенная мантия.

Общими петрохимическими чертами раннедокембрийских кислых магматических пород являются следующие.

1. Непрерывный спектр составов пород по кремнекислотности, начиная от 64 до 77% и более  $\text{SiO}_2$ . Эта непрерывность продолжается и в область основных и средних раннедокембрийских пород. Таким образом, несмотря на упоминание би- и даже тримодальности архейских серых гнейсов для различных регионов, в общей картине составов их дискретность теряется, что было отмечено ранее Д. Тарни [13].

2. Подавляющее большинство составов серых гнейсов с натриевой спецификой имеет четкие корреляционные зависимости между содержаниями всех породообразующих компонентов и кремнезема. В результате таких связей намечается комплементарность химических составов серых гнейсов. Петрохимически это означает, что любые промежуточные составы серых гнейсов могут быть выведены из крайних их составов, а любой крайний состав — вычитанием другого крайнего из промежуточного состава. При указанных корреляциях с ростом содержания  $\text{SiO}_2$  содержания  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$  в серых гнейсах падают, концентрация  $\text{Na}_2\text{O}$  слабо растет, а поведение  $\text{K}_2\text{O}$  двойственно (для натриевых серых гнейсов оно падает, начиная с 70%  $\text{SiO}_2$  и более). Большинство серых гнейсов по зависимости  $\text{TiO}_2$ — $\text{SiO}_2$  располагается ниже граничной линии нижнего предела осадочных пород Тарни, указывая на их преобладающий магматический источник. Комплементарность составов нарушается для средних и основных членов серых гнейсов в отношении  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

CaO и Na<sub>2</sub>O. Это значит, что кислые составы серых гнейсов не могут быть выведены из средних вычитанием основных составов в закрытой системе без участия дополнительных составов, не фигурирующих в серых гнейсах.

3. Из петрохимических трендов кислых составов серых гнейсов заметно отклоняются в сторону пониженной глиноземистости и повышенной железистости натрий-калиевые составы типа упоминавшихся уже гнейсов Уйвак II и т.п. Естественно, что с ростом кремнекислотности в них возрастает содержание K<sub>2</sub>O.

4. Петрохимически кислые составы раннедокембрийских серых гнейсов трудно отличить от аналогичных пород более молодого возраста, несмотря на то, что первые подвержены метаморфизму и другим процессам. По крайней мере это относится к каледонским трондьемитам Ньюфаундленда и Норвегии, к девонским породам Калифорнии, к мезозойским трондьемитам из батолитов запада США и к современным породам различных регионов деструктивных границ литосферных плит.

Общими геохимическими особенностями кислых пород серых гнейсов являются следующие.

1. Отмечаются весьма широкие вариации содержаний редких элементов в серых гнейсах, г/т: Rb — от единиц до 300, Sr — от 100 до более 1000, Ba — от 100 до 1800 и т.п.

2. Намечаются тенденции падения содержаний Sr, Zr, Nb, Cr, Ni, La, Ce и Y с увеличением содержания кремнезема для натриевых серых гнейсов. Тенденции для содержаний Rb и Ba менее определены: для Rb намечается как будто бы слабый рост в более кислых породах.

3. Натрий-калиевые гнейсы типа Уйвак II или гранитов Коркут богаче по сравнению с их натриевыми эквивалентами Rb, Ba, Zr, Nb, TR, но беднее Sr, Cr. Для гнейсов Уйвак II с ростом кремнекислотности растут содержания Rb, Nb, Zr, La, Ce и падают содержания Ba, Sr, Y.

4. Для раннедокембрийских серых гнейсов характерны обогащенные легкими элементами спектры TR, часто без заметных европейских отрицательных аномалий. Судя по отношению (Ce + La)/Y, это обогащение легкими TR усиливается в натрий-калиевых серых гнейсах, хотя в них иногда появляются европейские отрицательные аномалии. Как отмечено Ю.А. Балашовым с соавторами [2], в натриевых серых гнейсах часто отмечается даже некоторое накопление Eu так, что  $\delta$  Eu достигает 3–5.

5. Общие вариации Rb, Sr, Cr, U в серых гнейсах попадают в интервал содержаний этих элементов в более молодых аналогичных породах. Содержания Ba, Zr, Co, La и Ce выше в архейских серых гнейсах, а Y — ниже. Для более молодых трондьемитов и тоналитов намечаются однотипные с раннедокембрийскими корреляционные связи TR и SiO<sub>2</sub>.

На основе анализа состава раннедокембрийских кислых пород можно сделать вывод о единых трендах поведения петрогенных и редких элементов в трондьемитах и тоналитах, начиная от раннего докембрия и до современности. По петрогенным и редким элементам среди кислых пород серых гнейсов могут быть выявлены аналоги всех типов кислых магматических пород, начиная от примитивных чисто океанических островных дуг и до дифференцированных пород континентальных окраин андийского типа.

Намечающиеся геохимические различия раннедокембрийских серых

гнейсов вряд ли дают основание для разработки особых "раннедокембрийских" моделей их образования, принципиально отличных от предложенных для кислых пород вообще. Нам представляется, что общетеоретические критерии разделения источников образования кислых магм, изложенные выше, вполне применимы и для серых гнейсов. Для раннедокембрийских кислых пород по изотопии выделены гранитоиды с мантийными и коровыми изотопными характеристиками. Источником "мантийных" гранитов, как показано С. Мурбатов [8] по изотопии Sr и Rb, не могут быть какие-то более ранние коровые породы. Не может быть их источником и мантия в любом виде (обводненная, с амфиболом, слюдой и т.п.), поскольку это противоречит экспериментальным данным. Мало вероятно, что мантийные кислые породы натриевой специфики являются дифференциатами более основных магм в связи с большей распространенностью кислых пород по сравнению с основными. Более вероятны частичное плавление базитов или их гранитизация.

Механизм и эффект частичного плавления базитов при образовании раннедокембрийских кислых пород рассмотрен ранее [10, 14]. В отличие от них в случае гранитизации нет необходимости привлекать гипотетические минералы для фракционирования базальтовой магмы или частичного плавления базитов. Увеличение лейкократовости субстрата в процессе гранитизации вызывает рост в нем Eu, поскольку растет содержание плагиоклаза — концентратора Eu. Плавление такого субстрата может дать магму без отрицательной европиевой аномалии.

Натрий-калиевые кислые породы серых гнейсов являются результатом либо дифференциации магм натриевых серий, либо частичного плавления пород последних. Второй путь — более вероятен, что показывают и геохимические данные, и часто устанавливаемые значительные разрывы во времени образования натриевых и натрий-калиевых серых гнейсов. В этом случае (с участием гранитизации или без нее) образуются кислые породы с коровыми изотопными характеристиками (натриевые гнейсы Нук и натрий-калиевые граниты Коркут Гренландии с  $\Delta T \sim 500$  млн. лет). При значительном меньшем  $\Delta T$  образуются натрий-калиевые кислые породы с мантийными изотопными характеристиками (близко одновозрастные натриевые гнейсы Уйвак I и натрий-калиевые гнейсы Уйвак II Лабрадора). В силу высоких значений коэффициентов распределения Sr между плагиоклазом и расплавом в последнем при образовании натрий-калиевых кислых магм уменьшается содержание Sr. Коэффициенты распределения Rb и Ba в этих условиях много ниже, и эти элементы накапливаются в магме. Поскольку в данном случае мы имеем равновесие расплав — плагиоклаз-содержащий респит, натрий-калиевые кислые породы часто характеризуются отрицательной европиевой аномалией [2]. В натрий-калиевых расплавах накапливаются и элементы с очень низкими значениями комбинированных коэффициентов распределения: Zr, Nb, Ce, La, Y.

В целом можно заключить, что раннедокембрийские натриевые кислые породы характеризуются, как правило, мантийными изотопными характеристиками. Их источником, вероятнее всего, является базитовая (видимо, гранитизированная) кора, из которой при частичном плавлении могли возникнуть исходные для рассматриваемых пород магмы. Раннедокембрийские натрий-калиевые кислые магматические породы могут иметь мантий-

ные и коровые изотопные характеристики, но по источнику они являются также коровыми и выплавляются из пород, по составу близких к континентальной коре (гнейсы, гранитизированные базиты, трондьемиты и тоналиты). Различия "мантийных" и "коровых" гранитов хорошо фиксируются по различиям между натриевыми (мантийными) и натрий-калиевыми (коровыми) породами. Пока трудно предложить отличительные черты коровых и мантийных натрий-калиевых пород, поскольку источник их по существу один и тот же. Конечно, могут быть кислые магмы смешанных источников.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Бабанский А.Д., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А.* Эволюция щелочноземельных магм. М.: Наука, 1983. 96 с.
2. *Балашов Ю.А., Карпенко С.Ф., Филиппов Л.В.* Изотопы стронция, неодима, кислорода и редкоземельные элементы как индикаторы источников и эволюции гранитоидного магматизма. — *Геохимия*, 1982, № 12, с. 1705–1717.
3. *Богатиков О.А., Борсук А.М., Дмитриев Ю.И.* и др. Эволюция магматизма в истории Земли. — В кн.: *Петрология: МГК. XXVI сес. Докл. сов. геол. М.: Наука*, 1980, с. 3–13.
4. *Коваленко В.И.* Петрология и геохимия редкометаллических гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 207 с.
5. *Коваленко В.И., Богатиков О.А.* Источники гранитных магм и первичные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  — Докл. АН СССР, 1982, т. 267, № 5, с. 1196–1198.
6. *Коваленко В.И., Коваль П.В., Конусова В.В.* и др. К геохимии редкоземельных элементов в интрузивных породах известково-щелочной серии. — *Геохимия*, 1983, № 2, с. 172–188.
7. *Магматические горные породы* / Под ред. О.А. Богатикова. М.: Наука, 1983. 768 с.
8. *Мурбат С.* Граничные условия эволюции архейской коры по возрастным и изотопным данным. — В кн.: *Ранняя история Земли. М.: Мир*, 1980, с. 356–367.
9. *Питерман У.Е.* Изотопный состав стронция в позднеархейских — позднемеловых тоналитах и трондьемитах. — В кн.: *Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир*, 1983, с. 106–118.
10. *Ранняя история Земли* / Под ред. В. Уиндли. М.: Мир, 1980. 622 с.
11. *Рябчиков И.Д., Богатиков О.А., Бабанский А.Д.* Физико-химические проблемы происхождения щелочноземельных магм. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1978, № 8, с. 6–18.
12. *Рябчиков И.Д., Шрайер В., Абрахам К.* Состав флюидов в разрезах форстерит-кремнезем-вода и жадеит-диопсид-вода при параметрах верхней мантии. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1982, № 5, с. 13–21.
13. *Тарни Дж.* Геохимия архейских высокометаморфизованных гнейсов. Вывод о происхождении и эволюции докембрийской земной коры. — В кн.: *Ранняя история Земли. М.: Мир*, 1980, с. 407–421.
14. *Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы* / Под ред. Ф. Баркера. М.: Мир, 1983. 488 с.
15. *Andesites* / Ed. R.S. Thorpe. Chichester etc.: Wiley, 1982. 724 p.
16. *Chappell B.W.* Source rocks of I- q S-type granites. — In: *The relative contributions of mantle, oceanic crust and continental crust to magma genesis: Abstracts. L.*, 1983, p. 9–10.
17. *Gill J.B.* Orogenic andesites and plate tectonics — minerals and rocks — 16 / Ed. P.J. Wyllie. B. etc.: Springer, 1981. 390 p.
18. *Mitchell A.H.G., Beckinsale R.D.* Mineral deposits associated with calc-alkaline rocks. — In: *Andesites* / Ed. R.S. Thorpe, Chichester etc.: Wiley, 1982, p. 677–685.
19. *Mysen B.O.* The role of mantle anatexis. — In: *Andesites* / Ed. R.S. Thorpe. Chichester etc.: Wiley, 1982, p. 489–522.
20. *Patchett P.J., Konvo O., Hedge C.E., Tatsumoto H.* Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: Evidence from Hf-isotopes. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1981, vol. 78, p. 279–297.

21. Schairer I.F., Yoder H.S. The nature of residual liquids from crystallization, with data on the system nepheline-diopside-silica. — Amer. J. Sci., 1960, vol. 258A, p. 273–283.

22. Stern C.R., Wyllie P.J. Melting relations of basalt-andesite-rhyolite-H<sub>2</sub>O and a pelagic clay at 30 kb. — Contrib. Miner. and Petrol., 1973, vol. 42, p. 313–322.

23. Wyllie P.J., Huang W.-L., Stern C.R., Maaloe S. Granitic magmas: Possible and impossible sources, water contents and crystallization sequences. — Canad. J. Earth Sci., 1976, vol. 13, p. 1007–1019.

УДК 551.71 + 552.32 + 552.11

С.Б. ЛОБАЧ-ЖУЧЕНКО

## ОСОБЕННОСТИ ТОНАЛИТ-ТРОНДЪЕМИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ АРХЕЯ И ПРОБЛЕМА ИХ ГЕНЕЗИСА

Широкое распространение пород тоналит-трондъемитового состава среди архейских образований, которые обнажены на современном эрозионном уровне и соответствуют средней по глубинности части архейской земной коры, обусловило особый к ним интерес. Очевидно, что обоснованная реконструкция палеотектонических режимов в архее невозможна без выяснения геологии и петрологии тоналит-трондъемитовых серий.

В соответствии с классификацией, принятой в СССР [12], породы тоналит-трондъемитового состава отвечают тоналитам и плагиогранитам. Трондъемиты отличаются от тоналитов составом плагиоклаза [43], а плагиограниты от тоналитов — содержанием SiO<sub>2</sub> (рис. 1). На диаграмме АФМ тоналиты, трондъемиты и плагиограниты архея попадают в поле известково-щелочных пород, а на диаграмме Na<sub>2</sub>O—K<sub>2</sub>O—CaO (рис. 2) можно видеть их принципиальное отличие от обычных известково-щелочных серий, они образуют свой собственный, "трондъемитовый", тренд [34].

Тоналит-трондъемитовые серии формировались на протяжении всей геологической истории Земли. Породы этой серии, образованные в архее, принимают участие в строении гранито-зеленокаменных областей, большая часть которых стала фундаментом эпипрокемических кратонов, и гранито-гнейсовых и гранулитогнейсовых ареалов, представляющих более глубокие уровни архейской коры. По возрасту среди структур обоих типов встречаются раннеархейские (3,6–3,5 млрд. лет) и позднеархейские (2,9–2,7 млрд. лет) ассоциации, но наиболее древние значения возраста (3,8–3,7 млрд. лет) относятся к гранито-гнейсовым областям. Для сравнения кратко рассмотрены тоналиты и трондъемиты фанерозоя, становление которых происходило в различных тектонических обстановках: в океанах, в офиолитовых и островодужных комплексах, и на континентах, главным образом по их окраинам. Тоналиты и трондъемиты фанерозоя, возникшие в офиолитовых и островодужных комплексах, отличаются от архейских рядом геологических черт и особенностей состава.

Архейские тоналиты и трондъемиты (серые гнейсы) — преобладающие породы в древнейших срезах земной коры, содержащих незначительные по объему включения основных и супракристалльных пород, для которых

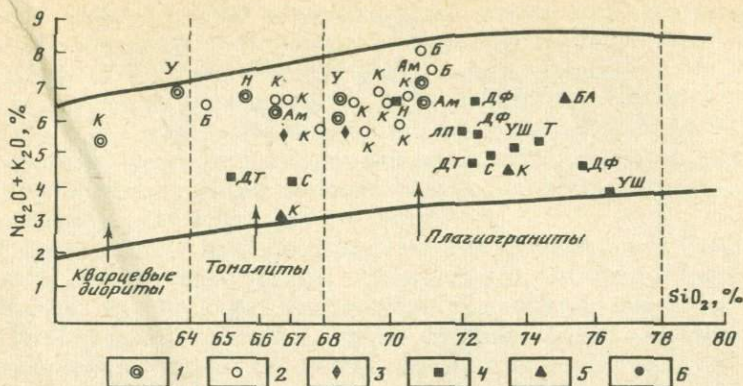


Рис. 1. Положение пород тоналит-трондjemитового состава на диаграмме  $\text{SiO}_2$  ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) [12]

1 — серые гнейсы архея: Ам — Амитсок, Н — Нук, И — Исуа, Ф — Фискенсет [23, 28], БХ — Биг Хорн [6], СЗ — Свaziленд [38, 41], К — Карелия, Ал — Алдан [20], У — Уивак [13], ЛШ — льюисский комплекс [28], Ш — шарьжалгайская серия Прибайкалья [20]; 2 — тоналиты и трондjemиты гранито-зеленокаменных областей: К — Карелия, Б — Барбертон [38], М — Миннесота [33]; 3 — плагиограниты офиолитовых комплексов [14, 37, 40]: БА — комплекс Бей оф Айленд [24]; 4 — тоналиты, трондjemиты и дацит-риолиты отстроводужных комплексов: ДТ — дациты Тонга [8], С — комплекс Спарты [29], ЛП — Литл Порт [24], ДФ — дациты и трондjemиты Фиджи [10], УШ — комплекс Уэст Шаста [7], Т — трондjemиты Туиллингейт [25], Н — трондjemиты Норвегии [5]; 5 — тоналиты и трондjemиты окраины континента [6]; 6 — плагиограниты габбро-плагиогранитных формаций Урала и Алтае-Саянской области [1, 30],  $n > 3000$

в силу значительного метаморфизма и многократных деформаций первичные соотношения с тоналитами и трондjemитами устанавливаются неоднозначно. Это положение можно проиллюстрировать на примере двух регионов. В настоящее время многие исследователи склоняются к рассмотрению включений основных и супракрустальных пород в качестве реликтов более древних формаций [13, 23]. В то же время для Гренландии показано единство гнейсов Амитсок и Исуа, с одной стороны, и супракрустальных пород Акилья и Исуа, с другой. Отсутствие в районе Исуа значительных геологических событий, более молодых, чем 3,6 млрд. лет, делает именно этот район важным для решения геологических и петрологических проблем. И хотя существует мнение [23] о том, что тоналито-гнейсы купола Исуа прорывают супракрустальные породы, геологическая карта этого района и проведенные структурные исследования [2, 42] не позволяют считать этот вопрос решенным и допускают его обратное толкование. Детальное картирование Алданского массива [11] позволило показать, что эндербито-гнейсы в основном относятся к инфракомплексу по отношению к супракрустальным породам древнейшей верхнеалданской серии.

Изучение изверженных и осадочных пород, слагающих гнейсовые ареалы, свидетельствует о большом разнообразии их геологического положения. Формационный состав супракрустальных пород, пространственно совмещенных с серыми гнейсами, и данные геологии показывают, что серые гнейсы входят в состав инфракомплекса зеленокаменных ассоциаций (например, в Карелии и др.) и инфраструктуры протоплатформы (на-

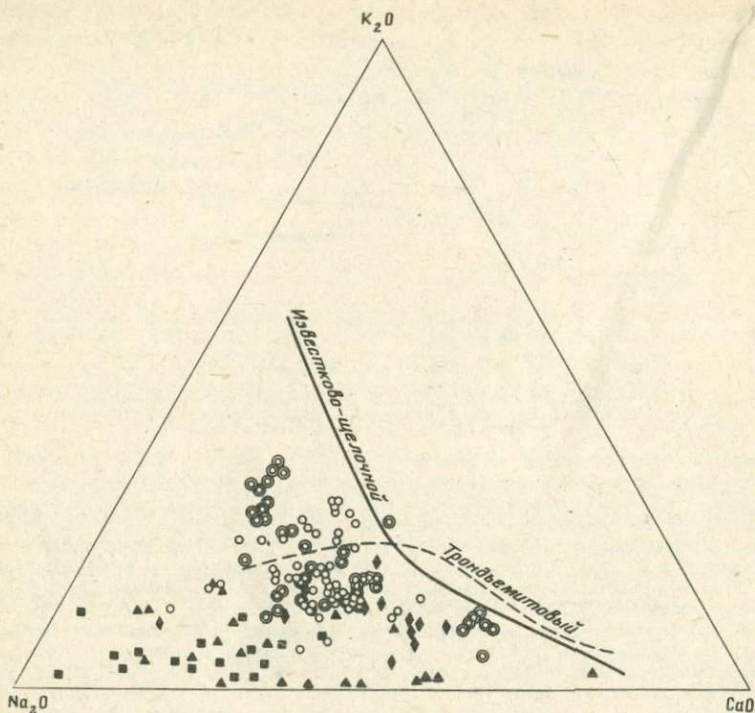


Рис. 2. Диаграмма  $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ . Известково-щелочной и трондjemитовый тренды по [34]

Условные обозначения см. на рис. 1

пример, центральная часть Алданского массива, древний гнейсовый комплекс Свазиленда), в некоторых структурах серые гнейсы находятся в переслаивании, возможно тектоническом, с граувакко-базальтовыми формациями, сходными с эвгеосинклинальными (шарьжалгайская серия Прибайкалья, зона линейной складчатости на Алдане) [20].

В гранито-зеленокаменных областях выделены три группы тоналитов и трондjemитов, различающихся по времени становления и геологическому положению. Тоналиты первой группы ("окаймляющие") окружают зеленокаменные пояса, тоналиты второй группы прорывают супракrustальные породы поясов, тоналиты третьей группы внедряются в гнейсы фундамента, но по возрасту являются самыми молодыми. Небольшие массивы и дайки второй группы внедряются после раннего метаморфизма, затрагивающего нижнюю, существенно базитовую часть разреза, и попадают в базальные конгломераты терригенной части разреза; встречаются и более поздние дайки плагиигранит-порфиров, которые секут надконгломератовую часть разреза [9]. Возможно, они являются комагматами дацитов и натровых риолитов, слагающих часть вулканических разрезов.

Тоналиты и трондjemиты третьей группы, расположенные в гнейсах фундамента, характеризуются иными геологическими чертами. Расплавы тоналитов внедрялись в сильно раздробленную раму, благодаря чему они

содержат многочисленные ксенолиты, часто незначительно перемещенные. Тоналитовые расплавы как бы проплавливали вмещающие породы. Вслед за кристаллизацией тоналитов по системе трещин происходил Si-метасоматоз с превращением их в трондьемиты. Составы минералов и их ассоциаций показывают, что кристаллизация тоналитов и процессы Si-метасоматоза происходили в условиях гранулитовой фации низких давлений. Для участков развития интрузивных тоналитов характерны положительные гравитационные аномалии и подъем границы Мохо.

Наиболее сложной представляется геология "окаймляющих" тоналитов. Тоналиты, обладающие ровным отрицательным магнитным полем, располагаются, как правило, между супракрустальными породами зеленокаменных поясов и комплексом пород фундамента, резко отличающегося своим магнитным полем; реже они слагают купольные структуры между небольшими зеленокаменными структурами. Все деформации и минеральные преобразования, наблюдаемые в базальтах, накладываются и на тоналиты. Таким образом, внедрение тоналитов происходило либо до, либо близко по времени к формированию базальтов, до их метаморфизма и деформаций. Положение тоналитов в основании зеленокаменных разрезов позволило ранее [9] рассматривать эти образования в качестве фундамента, что трудно объяснимо с учетом нахождения их в центральных частях гранитных блоков и куполов гранитоидов с иными физическими характеристиками и неразрывной пространственной связи тоналитов с зеленокаменными поясами.

Геология плагиогранитов офиолитовых комплексов совершенно другая. Тоналиты и трондьемиты в офиолитовых комплексах располагаются среди габбро и диабазовых даек, являются членами дифференцированных серий, составляют 2-3% от офиолитового разреза [14, 24, 37]. В островодужных системах они представлены в метаморфизованном и деформированном базитовом цоколе и в виде вулканических и плутонических членов собственно островодужной системы, образуют мелкие тела, крупные плутоны, мощные лавовые и пирокластовые толщи, составляют до 35% объема разреза. Вулканиды и интрузии трондьемитового состава в островодужных сериях в некоторых случаях [7, 8] имеют много сходных черт с зеленокаменными поясами, но большая часть натровых гранитоидов и вулканидов в этих структурах отличается от архейских по составу.

Фанерозойские трондьемиты, образованные на континентах, примером которых могут служить плутоны гор Кламаат [39, 6], геологически существенно отличаются от своих архейских петрографических аналогов. Трондьемиты входят в состав многофазных и зональных плутонов, варьирующих по составу от клинопироксенитов до меланократовых гранодиоритов, становление которых происходило после двукратного метаморфизма и деформаций. Геологические соотношения трондьемитов с более основными и более кислыми комагматами сходны, скорее, с интрузивными сериями протерозоя [32].

Весьма значительны различия в составе фанерозойских и архейских гранитоидов. Архейские натровые гранитоиды менее кислые и более щелочные (см. рис. 1), плагиограниты из офиолитовых комплексов и большая часть пород из островных дуг содержат больше кремнекислоты и меньше щелочей. Исключением являются трондьемиты Норвегии, точки

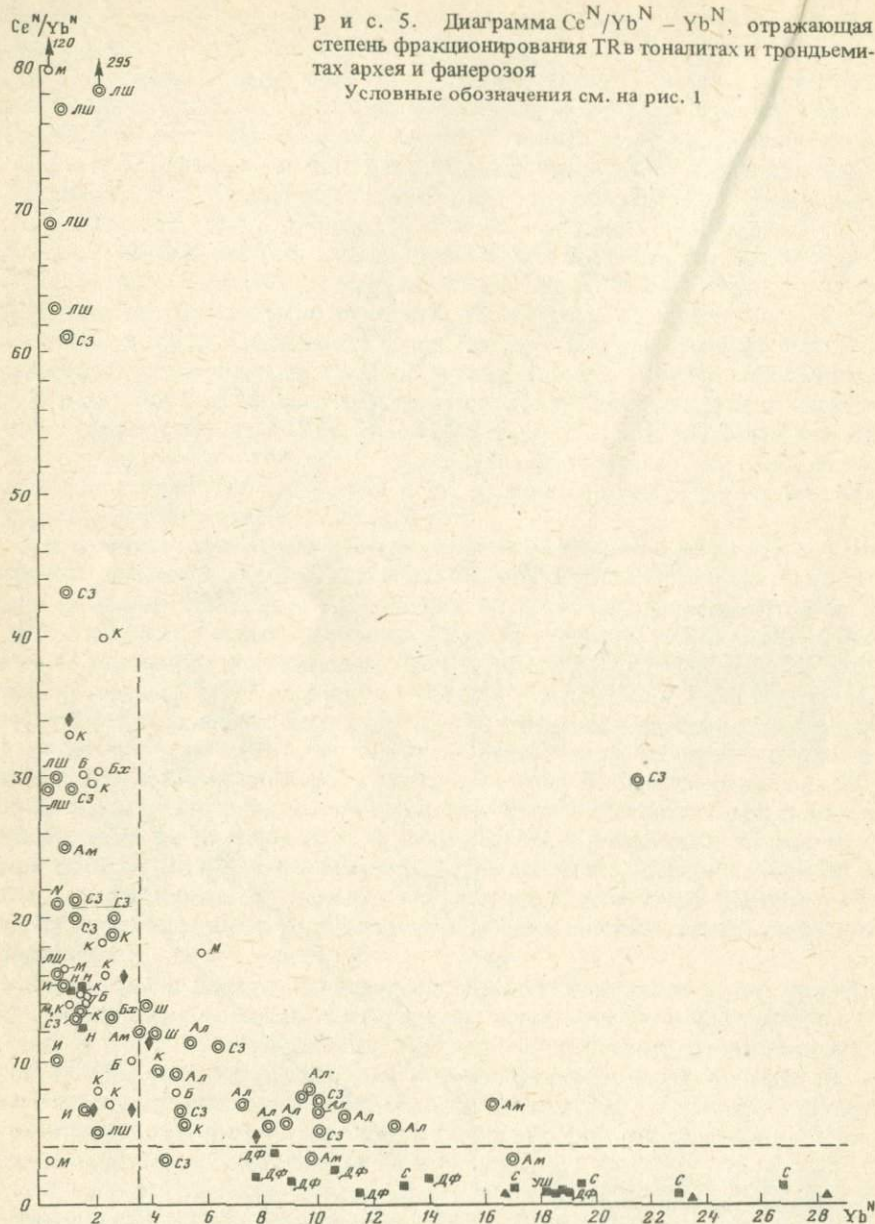
средних составов которых располагаются среди пород архея. Тоналиты и трондjemиты запада США близки породам архея по  $\text{SiO}_2$ , но континентальные содержат меньше щелочей. На диаграмме  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$  (см. рис. 2), на которой нанесены известково-щелочной и трондjemитовый тренды вариаций составов гранитоидов, архейские тоналиты, трондjemиты и серые гнейсы ложатся в виде изотропного поля вблизи натрового конца трондjemитового тренда. Гранитоиды офиолитовых и островодужных комплексов находятся ниже этого тренда, что отражает меньшие содержания  $\text{K}_2\text{O}$  и большие  $\text{Na}_2\text{O}$  в породах, сформированных в океанических обстановках. Поле средних составов континентальных фанерозойских тоналитов и трондjemитов расположено отдельно, что показывает существенно более кальциевый состав плагиоклаза по сравнению с двумя другими группами — архейской и океанической. На рис. 3 отражены различия между архейскими и фанерозойскими тоналит-трондjemитовыми сериями по степени мафичности-лейкократовости. Как отмечалось ранее [17, 18], архейские тоналиты и трондjemиты отличаются своей лейкократовостью. Исключение составляют трондjemиты Норвегии и гор Клатат, составы которых расположены среди лейкократовых пород архея.

Отмеченные различия в составе главных элементов, по-видимому, отражают различия в механизме и условиях образования расплавов. Хорошо исследованные примеры (плагиограниты офиолитовых комплексов и габбро-плагиогранитных формаций Урала [1, 30]) и экспериментальные данные позволяют предположить, что большая часть фанерозойских тоналитов и трондjemитов возникла в процессе фракционной кристаллизации, происходившей на меньших глубинах. Различиями в составе плагиоклаза в тоналитах и трондjemитах частично определяются вариации отношения  $\text{Rb}/\text{Sr}$ . В архейских натровых гранитоидах (рис. 4) концентрации как  $\text{Rb}$ , так и  $\text{Sr}$  выше. Поля архейских и фанерозойских тоналитов и трондjemитов практически не прерываются, за исключением трондjemитов Норвегии и гор Клатат. Необходимо отметить различия между серыми гнейсами и тоналит-трондjemитами гранито-зеленокаменных ассоциаций. Первые богаче  $\text{Rb}$  (как и  $\text{K}$ ), в них в среднем меньше  $\text{Sr}$  и, соответственно, выше значения  $\text{Rb}/\text{Sr}$ .

Рассмотрение данных о содержании некоторых наименее мобильных при метаморфизме элементов, используемых для расчетов петрогенетических моделей [3], подтверждает гетерогенность пород тоналит-трондjemитового состава. На рис. 5, отражающем степень фракционирования тяжелых и легких редкоземельных элементов ( $\text{TR}$ ), океанические тоналиты и плагиограниты характеризуются наименьшей степенью фракционирования и близки по характеру распределения  $\text{TR}$  к связанным с ними базитам. Исключением являются опять же трондjemиты Норвегии и гор Клатат. В отличие от офиолитовых и островодужных архейские тоналиты и трондjemиты очень гетерогенны. Серые гнейсы на этой диаграмме можно подразделить на три группы: 1)  $\text{Ce}^N/\text{Yb}^N > 60$  и очень низкое содержание  $\text{Yb}$ , 2)  $\text{Ce}^N/\text{Yb}^N = 4-45$  и низкая концентрация  $\text{Yb}$ , 3)  $\text{Ce}^N/\text{Yb}^N = 3-10$  и более значительная концентрация  $\text{Yb}$ . Гнейсы группы 2 сходны по степени фракционирования  $\text{TR}$  с тоналитами зеленокаменных поясов. Наблюдаемые вариации в степени фракционирования  $\text{TR}$  исключают близкие условия и единый механизм образования тоналит-трондjemитовых расплавов. Породы со значительным



Р и с. 5. Диаграмма  $Ce^N/Yb^N - Yb^N$ , отражающая степень фракционирования TR в тоналитах и трондьемитах архея и фанерозоя  
Условные обозначения см. на рис. 1



фракционированием требуют более глубоких условий и (или) источника с уже фракционированным распределением в сравнении с серыми гнейсами группы 3 на рис. 5.

Анализ TR только в гнейсах Амитсок и Исуа [44, 45] привел авторов к аналогичному выводу о различных источниках, степени и глубине плавления исходных расплавов.

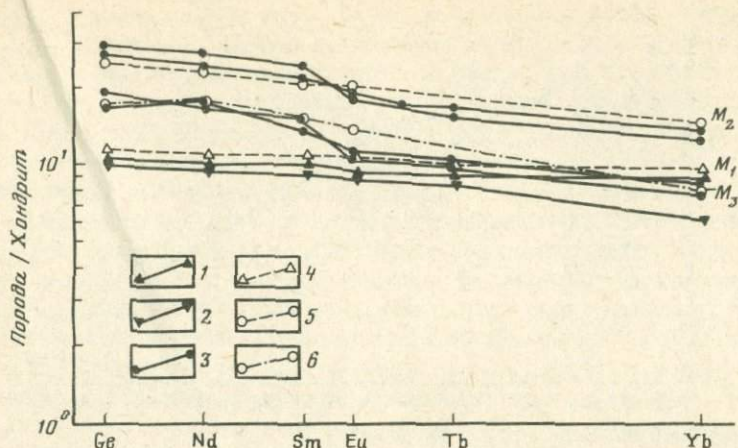


Рис. 6. Характер распределения TR в модельных расплавах и основных породах, находящихся в ассоциации с серыми гнейсами [20]

1 — метабазальт, Карелия; 2, 3 — основные кристаллические сланцы Прибайкалья (2) и верхнеалданской серии (3); 4–6 — модельные расплавы: M<sub>1</sub> — 25%-ное плавление перидотита (4), M<sub>2</sub> — выплавление из перидотита пикрита с последующим фракционированием (5), M<sub>3</sub> — 60%-ное равновесное плавление эклогита (6)

Геологическая и геохимическая гетерогенность тоналитовых пород архея подчеркивается геохимическими различиями основных пород, находящихся с ними в природных ассоциациях. Многократно показано, что низкие концентрации и плоское распределение TR в метабазальтах зеленокаменных поясов получается при частичном плавлении безгранатовых перидотитов. Близкий к метабазальтам зеленокаменных поясов характер распределения TR имеют основные кристаллосланцы шарьжалгайской серии (2 на рис. 6) из участков тонкого переслаивания с гранатовыми гнейсами (граувакками) и серыми гнейсами, в то время как основные кристаллосланцы из зон развития эндербитов в том же районе и из верхнеалданской серии (3 на рис. 6) имеют более высокие и более фракционированные концентрации TR. Они могут быть получены либо прямым плавлением эклогитов (M<sub>3</sub> на рис. 6), либо плавлением гранатовых перидотитов (M<sub>1</sub> и M<sub>2</sub> на рис. 6) с последующим фракционированием [20].

Существуют различные представления о происхождении расплавов тоналит-трондьемитового состава: переплавление более древнего сиалического материала, фракционная кристаллизация водосодержащих базальтовых магм, частичное плавление метабазальтов, содержащих воду, эклогитов, гранатовых перидотитов.

Тоналиты и трондьемиты, ассоциирующие с зеленокаменными поясами, характеризуются изотопным составом кислорода [21, 35] и стронция [26], противоречащим модели переплавления сиалического материала. Концентрации в тоналитах Ba и Sr исключают возможность их образования прямым плавлением перидотитов. Модель фракционной кристаллизации базальтовой магмы также, по-видимому, маловероятна в связи с отсутствием других членов дифференцированных серий, предполагаемых в соответствии с этой моделью. Наиболее приемлема для них модель частичного плавления мета-

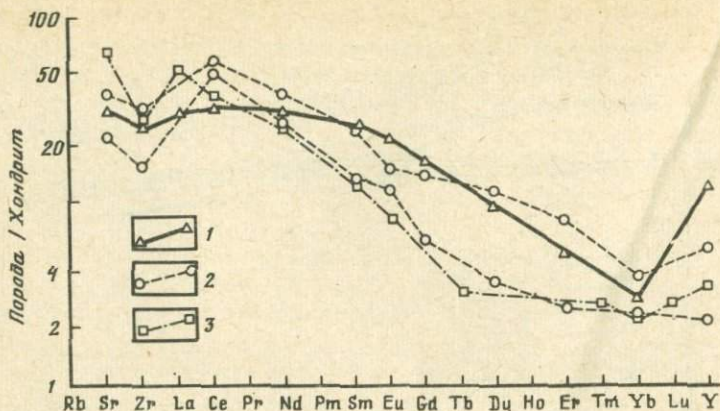


Рис. 7. Характер распределения TR, Rb, Sr и Y

1 — 5%-ная выплавка из гранатового перидотита, состав расплава и рестила по [22];  
 2 — поле тоналито-гнейсов Исуа [44, 45]; 3 — тоналит Карелии [20]

базальтовых пород (амфиболитов и эклогитов). Учитывая геохимические особенности архейских тоналитов и трондьемитов из зеленокаменных поясов (см. рис. 5, 6), можно заключить, что они нуждаются во фракционировании граната и роговой обманки, т.е. уровни выплавления расплавов были достаточно глубинными (не менее 30, скорее 50–60 км). В то же время на примере гранитоидов, интродуцировавших в гнейсы фундамента в Карелии, выявлена [19] роль метасоматических процессов в преобразовании тоналитов в трондьемиты. Аналитические данные по тоналитам согласуются с моделью 30%-ного неравновесного плавления гранулитов основного состава. Эта модель согласуется с геологией тоналитов; плавление, по-видимому, происходит в связи с поднятием мантийного диапира, отражающегося в значительной гравитационной аномалии.

Значительно сложнее обстоит дело с интерпретацией генезиса серых гнейсов. При рассмотрении этого вопроса следует учитывать геохимическую гетерогенность близких по составу и геологическому положению пород, свидетельствующих об их полигенности, и изотопный состав Sr. Ц. Питерман [27] показал, что точки трондьемитов, начиная с трондьемитов зеленокаменных поясов с возрастом 3 млрд. лет, ложатся на прямую, отвечающую одностадийной мантийной модели развития. В то же время часть точек, относящихся к древнейшим тоналитам, лежит выше этой линии и характеризуется более высокими значениями Rb/Sr. Если принимать наблюдаемые значения Rb/Sr за первичные, то истинный возраст будет лишь немного древнее. Данные по Лабрадору [36] и Карелии [9] убедительно показывают, что значительная часть Rb в тоналитах привнесена при более позднем K-метасоматозе, а в этом случае первичное значение Rb/Sr в этих гнейсах было ниже и породы имеют больший прирост  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

Если еще раз обратиться к возможным моделям образования тоналитов и трондьемитов, то следует отметить, что расплавы тоналитового состава могут быть получены прямым плавлением гранатовых перидотитов [22]. Расчет содержаний в подобных экспериментально полученных расплавах TR соответствует таковому в гнейсах Исуа (рис. 7).

Вопрос о составе протокры Земли в настоящее время неясен, что обусловлено главным образом отсутствием адекватной модели образования Земли. Более определенно можно говорить о том, что в период 4,5–4,2 млрд. лет протокры по аналогии с Луной была основательно переработана импактами. Опять же по аналогии с Луной можно ожидать, что какие-то реликты вещества коры могут сохраниться.

Отмеченные особенности древних гнейсов: их обилие в древних сечениях, особенности состава — богатство литофильными элементами в сравнении с более молодыми (в том числе и из зеленокаменных поясов) тоналитами, повышенные отношения изотопов Sr, многообразие в распределении TR — не противоречат предположению об участии в различной степени переработанного первично-корового силикатического материала. Образование древнейшей протокры могло произойти за счет плавления хондритового материала, содержащего воду, при импактных ударах [27]. Альтернативным может быть предположение о геохимически слоистой верхней мантии [16] и об образовании древнейших тоналитов из менее деплетированной мантии в сравнении с мантией, давшей тоналиты гранито-зеленокаменных ассоциаций.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Абрамович И.И., Груза В.В.* Фациально-формационный анализ магматических комплексов. Л., 1972. 238 с.
2. *Аллотт Я.* Древние супракrustальные породы с возрастом свыше 3760 млн. лет и ассоциирующиеся с ними полосчатые железистые кварциты, район Исуа, центральная часть Западной Гренландии. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 180–200.
3. *Арт Дж.Г.* Некоторые элементы-примеси в трондьемитах — их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий. — В кн.: Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983, с. 99–105.
4. *Баркер Ф.* Трондьемит: определение, геологическая обстановка и гипотезы образования. — В кн.: Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983, с. 9–18.
5. *Баркер Ф., Миллард Х.Т.* Геохимия трондьемитов из Норвегии и ассоциирующихся с ними пород. — В кн.: Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983, с. 374–383.
6. *Баркер Ф., Миллард Х.Т., Лишман П.В.* Четыре серии низкокальциевых кислых пород запада США. — В кн.: Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983, с. 306–319.
7. *Баркер Ф., Миллард Х.Т., Найт Р.Дж.* Предварительные данные по геологии девонских островодужных вулканических и интрузивных пород, район Уэст-Шафта, Калифорния. — В кн.: Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983, с. 384–395.
8. *Брайан У.Б.* Низкокальциевые дациты островной дуги Тонга-Кермадек: петрография, химизм и петрогенезис. — В кн.: Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983, с. 418–432.
9. Геология и петрология архейского гранито-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. Л.: Наука, 1978. 262 с.
10. *Гилл Дж.Б., Сторк А.Л.* Миоценовые низкокальциевые дациты и трондьемиты островов Фиджи. — В кн.: Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983, с. 456–470.
11. *Дук В.Л., Кицул В.И.* Основные черты тектоники раннего докембрия Алданского щита. — В кн.: Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986, с. 27–43.
12. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 103 с.

13. Коллерсон К.Д., Бриджуотер Д. Метаморфическая эволюция раннеархейских тоналитовых и трондьемитовых гнейсов района Саглек, Лабрадор. — В кн.: Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983, с. 157—203.

14. Колман Р.Г., Донато М.М. Еще раз об океанических плагиогранитах. — В кн.: Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983, с. 118—130.

15. Крылов И.Н., Левченко О.А., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П. Гетерогенность строения и развития архейской литосферы карельской гранит-зеленокаменной области. — В кн.: Геология докембрия: МГК. XXVII сес. Докл. сов. геол. М.: Наука, 1984, с. 14—21.

16. Ламберт Р.Ст.Дж. Архейские тепловые режимы, температуры коры и верхней мантии и поэтапная модель эволюции Земли. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 367—379.

17. Лобач-Жученко С.Б. Плагиограниты раннего докембрия — генетические связи и формационная принадлежность. — Тр. ИГиГ УНЦ АН СССР, 1979, вып. 155, с. 9—16.

18. Лобач-Жученко С.Б. Гранитообразование в становлении и эволюции земной коры Балтийского щита. — В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: Наука, 1980, с. 123—138.

19. Лобач-Жученко С.Б. Тоналит-плагиогранитные серии архея Карелии: геологические типы и петрогенезис. — В кн.: Петрология: МГК. XXVII сес. Докл. сов. геол. М.: Наука, 1984, с. 28—35.

20. Лобач-Жученко С.Б., Крылов И.Н., Арестова Н.А. и др. Геологические и геохимические типы ассоциаций тоналит-трондьемитовых серий архея. — В кн.: Природные ассоциации серых гнейсов архея. Л.: Наука, 1984, с. 1—22.

21. Лобач-Жученко С.Б., Салье М.Е., Синельникова И.М. и др. Изотопный состав кислорода в архейских породах тоналит-трондьемитового состава Карелии. — В кн.: Тез. симпоз. по стабильным изотопам. М., 1982, с. 18—19.

22. Майсен Б., Бетчер А. Плавление водосодержащей мантии. М.: Мир, 1979. 123 с.

23. Мақ-Грегор В.Р. Архейские серые гнейсы и происхождение континентальной коры: данные по району Готхоб, Западная Гренландия. — В кн.: Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983, с. 131—156.

24. Маллас Дж. Две контрастирующие трондьемитовые ассоциации из перемещенных офиолитов в Западном Ньюфаундленде: Первое сообщение. — В кн.: Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983, с. 339—353.

25. Пейн Дж.Г., Стронг Д.Р. Генезис трондьемитов Туиллингет, север центрального Ньюфаундленда: частичное плавление в корнях островной дуги. — В кн.: Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983, с. 354—373.

26. Питерман Ц.Е. Изотопный состав стронция в позднемеловых — позднемеловых тоналитах и трондьемитах. — В кн.: Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983, с. 106—117.

27. Сафронов В.С., Козловская С.В. Нагревание земли ударами формировавших ее тел. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 10, с. 3—17.

28. Тарни Дж., Уивер Б., Друри С.А. Геохимия архейских трондьемитовых и тоналитовых гнейсов Шотландии и Восточной Гренландии. — В кн.: Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983, с. 204—222.

29. Фелпс Д. Петрология, геохимия и происхождение кварц-диорит-трондьемитового комплекса Спарта, северо-восточный Орегон. — В кн.: Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983, с. 396—417.

30. Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. Петрология магматических гранитоидов. М., 1975. 288 с.

31. L'Amour C.J., Minster I.F. Quantitative models of trace element behaviour in magmatic processes. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 38, p. 1—25.

32. Arth J.G., Barker F., Peterman Z.E., Friedman I. Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas. — J. Petrol., 1978, vol. 9, p. 289—316.

33. Arth J.G., Hanson G.N. Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of northeastern Minnesota. — Geochim. et cosmochim. acta, 1975, vol. 39, p. 325—362.

34. Barker F., Arth J.G. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. — Geology, 1976, vol. 4, p. 596—600.

35. Barker F., Friedman J., Hunter D.R., Gleason J.D. Oxygen isotopes of some trond-

Hjemites, siliceous gneisses and associated mafic rocks. — *Precamb. Res.*, 1975, vol. 3, p. 547–557.

36. *Bridgwater D., Collerson K.D.* On the origin of Early Archaean gneisses: A reply. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1977, vol. 62, p. 179–191.

37. *Coleman R.G., Peterman Z.E.* Oceanic plagiogranite. — *J. Geophys. Res.*, 1975, vol. 80, p. 1099–1108.

38. *Condie K.C., Hunter D.R.* Trace element geochemistry of Archean granitic rocks from the Barberton region, South Africa. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 29, N 2, p. 389–400.

39. *Davis G.A., Holdaway M.J., Lipman P.W., Romey W.D.* Structure, metamorphism and plutonism in the south-central Klamath Mountains, California. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1965, vol. 76, N 8, p. 933–966.

40. *Dixon S., Rutherford M.S.* Plagiogranites as late-stage immiscible liquids in ophiolite and mid-ocean ridge suites: An experimental study. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1979, vol. 45, N 1, p. 45–60.

41. *Hunter D.R.* Crustal development in the Kaapvaal craton. Pt 1. The Archean. — *Precamb. Res.*, 1974, vol. 1, p. 259–294.

42. *James P.R.* Deformation of the Isua supracrustal belt, Southern West Greenland. — *Rapp. Grønlands. geol. unders.*, 1975, N 75, p. 87–96.

43. *O'Connor J.T.* A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. — *US Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1965, N 525-B, p. 79–84.

44. *O'Nions R.K., Pankhurst R.J.* Rare-earth element distribution in Archean gneisses and anorthosites, Godthab Area, West Greenland. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1974, vol. 22, N 4, p. 328–338.

45. *O'Nions R.K., Pankhurst R.J.* Early Archaean rocks and geochemical evolution of the Earth's crust. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1978, vol. 38, p. 211–236.

УДК 552.4:552.16

Н.Л. ДОБРЕЦОВ

## ОСНОВНЫЕ И УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЗМА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Выяснение раннедокембрийской истории Земли — одна из важнейших задач современной геологии, тесно связанная с общими задачами происхождения и эволюции Земли и других планет. В последние годы в этой области достигнут значительный прогресс, обусловленный, во-первых, полученными данными по сравнительной планетологии, прежде всего Земли и Луны, во-вторых, успехами геохронологических исследований и, в-третьих, детальным изучением вещественного состава древнейших пород Земли и Луны [1, 3, 6, 7, 12, 15]. Последнее было стимулировано прежде всего обнаружением специфических для архея вулканических коматиитовых серий [5, 16, 22], затем постановкой проблемы "серых гнейсов", аналогичных по составу современным дацит-андезитовым сериям и континентальной коре в целом [1], и, наконец, сопоставлением архейских зеленокаменных прогибов с протоокеанической корой [3, 5, 11 и др.]. Намечился прогресс и в расшифровке сложной тектонометаморфической истории древнейших комплексов и выявлении большой роли надвигов и тектоники малых плит в ранней истории Земли [3, 10].

Задача статьи — на фоне периодизации ранних этапов истории Земли

рассмотреть специфику магматизма каждого этапа в отношении важнейших групп пород (ультрамафитов, базальтов и андезитов) и наметить общую эволюцию вулканизма в истории Земли. Основой для решения этой задачи является систематизация накопленных данных с привлечением новейших материалов по архейским зеленокаменным прогибам и древнейшим офиолитовым комплексам, изученным в Сибири.

Сравнительная периодизация эволюции Луны и Земли намечена ориентировочно с учетом того, что мы знаем об эндогенной активности на Луне по теперь уже многочисленным изотопно-радиометрическим данным и о ранних этапах Земли по новейшим изотопно-геохронологическим определениям [6, 12–14]. Последние для пяти наиболее изученных древнейших кратонов Земли сопоставлены в табл. 1, начиная с рубежа 3750 млн. лет. К этому времени на Земле уже существовала довольно зрелая гнейсовая кора андезитового состава, представленная формациями Амитсок в Гренландии, Уйвак на Лабрадоре, приазовской на Украинском щите [13, 15], а также аналогичными по возрасту эндербитовыми сериями в Антарктиде (серия нейпир) [14], Австралии [21], вероятно, на Алданском щите [9, 10] и гранодиорит-порфиритовой "первично-коровой" формацией Балтийского щита [1, 4]. Составы этих формаций сопоставлены в табл. 2 с более молодыми андезитовыми формациями. На метаандезитовых формациях или рядом с ними (?) формировались древнейшие кремнисто-базальтоидные формации — Исуа в Гренландии, Нуллиак на Лабрадоре, которые, согласно специальным реконструкциям, отлагались в морских глубоководных условиях, сопоставимых с современными [13, 26 и др.]. Другими словами, к этому моменту Земля прошла уже значительный путь развития.

На Луне к рубежу 3750 млн. лет зафиксировано по изотопным данным не менее четырех этапов, в результате которых возникла первичная анортозитовая кора и начали формироваться астроблемы — впадины ранних морей и ранние кратеры. Поэтому многие авторы высказывали идею, что аналогичные этапы "лунного" периода эволюции существовали и на Земле, но почти полностью стертые в результате наложения многочисленных поздних этапов длительной эволюции Земли. В последнее время появились отдельные значения 4–4,1 млрд. лет [14], соответствующие, вероятно, этапу 4,2 млрд. лет на Луне. Более древние значения, соответствующие раннему периоду на Луне (4,4–4,6 млрд. лет), на Земле не известны, как не установлены точно возраст и продолжительность аккреции на Земле. Последний период на Луне с этапами 3500, 3200–3400 и 3000–3100 млн. лет, в которые происходило формирование габбро, поздних базальтов морей II типа и отмирание эндогенной активности, хорошо сопоставляется с аналогичными максимумами эндогенной активности на Земле 3550, 3250 и 3000 млн. лет. Подобные этапы известны на всех континентах (табл. 1), тогда как промежуточные максимумы 3450 и 3150 млн. лет устанавливаются более локально.

Обращает на себя внимание, что все вышеназванные, а также более поздние максимумы эндогенной активности в раннем докембрии и на Луне, и на Земле имеют довольно правильную периодичность через 200–250 млн. лет (см. табл. 2), более локальные промежуточные максимумы устанавливаются на Земле через 100–120 млн. лет. Эти интервалы хорошо соответствуют периодам эндогенной активности в фанерозое с главными миниму-

Таблица 1. Корреляция раннедокембрийских этапов эволюции литосферы

Этап, млн. лет	Гренландия [19, 24]	Лабрадор, Канада [19]	Лимпопо и Барбертон, Южная Африка [15]	Западная Австралия [20]	Украинский щит
2770 ± 200	Исуа Тоналитогнейсы	Кремнисто-базитовые формации Нуллиак Гнейсы Уйвак	Древнейший кратон	—	Ультрабазиты Тоналиты-плагиограниты Приазовья
3550 ± 50	Диориты-монзониты, деформация и метаморфизм	Деформация, ранний гранулитовый метаморфизм	Мафические дайки	Базальты	
3450 ± 50			Бассейн седиментации	Древнейшие гнейсы	
3250	Дайки Амералик	Дайки Саглек	Расслоенные габбро Мессине	Метабазиты	Зеленокаменные породы Приднепровья
3150 ± 50	Базальты, обломочные и хемогенные породы формации Малене		Деформации D <sub>2</sub> , гранулитовый метаморфизм	Гнейсы, гранулитовый метаморфизм	
2950 ± 50	Деформации, покровы, анортозиты, известково-щелочная серия Нук		Мафические дайки	Граниты, дайки	Тоналиты и гранито-гнейсы Приднепровья
2770 ± 50	Деформация и метаморфизм гранулитов и амфиболитов		Плутон Булаи, деформации D <sub>3</sub>		Деформации, метаморфизм, граниты
2650	—	Зеленокаменные вулканиты Йелонауайф, Рейни, ранние деформации	Комплексы Маток и Шил, деформации D <sub>1</sub> , надвиги	Коматииты и зеленокаменные вулканиты Калгурли	Криворожская серия
2550 ± 50	—	Кеноранская фаза деформаций и метаморфизм V <sub>1</sub> + V <sub>2</sub>	Постскладчатые граниты	—	Гранулитовый метаморфизм Побужья (?)
2200	—	Базитовые дайки	Постскладчатые базитовые дайки, плутон Махалаши	—	Метаморфизм криворожской серии

Таблица 2. Составы пород протокоры и андезитовых магм

Компонент	Протоко́ра			
	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	63,02	61,40	59,7	61,32
TiO <sub>2</sub>	0,52	0,53	0,63	0,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,48	16,70	17,76	16,65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,54	2,21	1,60	1,78
FeO	3,42	3,40	5,10	4,01
MnO	0,08	0,11	0,11	0,10
MgO	2,74	3,14	3,23	3,01
CaO	6,17	6,01	6,54	6,24
Na <sub>2</sub> O	4,10	3,00	3,41	3,43
K <sub>2</sub> O	1,39	2,63	1,93	1,99
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,52	0,91	—	0,74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,11	0,18	0,15
Сумма	100,01	100,15	100,0	100,0
Число анализов	83	274	100	—
Cr	—	—	—	—
Ni	—	—	—	—
Co	—	—	—	—
Rb	—	—	—	—
Sr	—	—	—	—
Ba	—	—	—	—
V	—	—	—	—
Zn	—	—	—	—

Примечание. 1–4 – средневзвешенные протоко́ры. Балтийского щита (1), Алданского щита (2), Анабадского щита (3) и в целом (1+2+3) (4) [6]; 5–7 – типичные представители протоко́ры: 5 – гранодиорит-порфиритовая формация [4], 6 – эндербиты кабактинской серии [14], 7 – гнейсы Уйвак, Лабрадор [1, 22]; 8 – гнейсы Амитсок, Гренландия [1]; 9–12 – андезитовые вулканы поясов родезийского (9),

мамы около 520, 420, 300, 100 и 10–0 млн. лет [7 и др.]. Поэтому они вряд ли являются случайными и отражают периодичность глубинных процессов, например процессов разрастания и отмирания астеносферы. Конечно, существует опасность увлечения этими интервалами и произвольной "подгонки" под кажущуюся закономерность, поэтому необходимы дальнейшее накопление определений и статистическая проверка этой гипотезы.

Более четко устанавливаются крупные периоды с интервалом 400–500 млн. лет, начинающиеся глобальной "вспышкой" базит-ультрабазитового магматизма. Этап около 3750 млн. лет отмечен формированием древнейших кремнисто-базитовых формаций Исуа, Нуллиак, ультрабазитов (вместе с тоналитами) в Приазовье (см. табл. 1). Через 500 млн. лет (около 3250 млн. лет) формируются базитовые серии на всех континентах – дайковые серии, расслоенные габбро, одновременно или несколько позже (3150 млн. лет) – metabазальты и коматиты наиболее распростра-

	Протоко́ра				Зеленокаменные пояса	
	5	6	7	8	9	10
	63,00	63,55	58,60	67,0	61,9	58,3
	0,98	0,71	0,9	0,45	0,70	0,93
	15,39	14,32	13,7	16,5	16,6	14,5
	2,42	3,10	—	1,33	—	—
	4,32	4,52	8,3	2,21	6,08	9,65
	0,10	0,16	0,2	0,05	—	—
	1,70	3,89	4,2	1,35	3,53	5,58
	4,45	4,73	6,2	3,05	3,74	6,80
	4,63	2,46	3,9	4,50	5,60	3,45
	1,76	1,92	1,9	2,05	1,65	0,79
	0,83	0,58	—	(1,39)	—	—
	0,29	0,27	0,12	0,12	—	—
	99,87	100,21	100,0	98,69	99,90	100,00
	20	—	35	9	—	—
	64	—	125	10	54	154
	28	—	75	12	35	73
	7	—	30	7	22	24
	29	—	32	70	48	24
	650	—	410	430	291	358
	570	—	390	378	310	237
	125	—	150	—	65	177
	115	—	230	57	—	—

кенийского (10), Абитиби (11) и Киватин (12) [5, 18, 22]; 13, 14 – андезит толеитовой и известково-щелочной серий современных островных дуг [11]; 15–17 – андезит островных дуг в среднем [22], Антильской дуги [19] и Новой Зеландии [29]; 18 – средний андезит земной коры [29]; 19 – средний состав континентальной коры [11].

ненных архейских зеленокаменных поясов. Еще через 500 млн. лет (после 3150 млн. лет) – еще один глобальный максимум формирования расслоенных габбро, зеленокаменных поясов, базит-кремнисто-железистых серий, датированных значениями 2650–2750 млн. лет.

Наконец, около 2100–2200 млн. лет – заключительный этап массового базитового вулканизма в раннем докембрии, после которого в интервале 200–1800 млн. лет – самая массовая в истории Земли вспышка гранитного магматизма и ультраметаморфизма, завершившаяся формированием глобальной системы докембрийских платформ (кратонов) на всей Земле (см. табл. 1). Каждый крупный период завершается мощной фазой деформаций (включая крупномасштабные надвиги) и метаморфизма. По мнению Б.Г. Лутца, гранулитовый метаморфизм оторван во времени от вулканизма и осадконакопления и связан с развитием соседнего мобильного пояса.

Наиболее сквозным для этих раннедокембрийских этапов, а также всей

Таблица 2 (окончание)

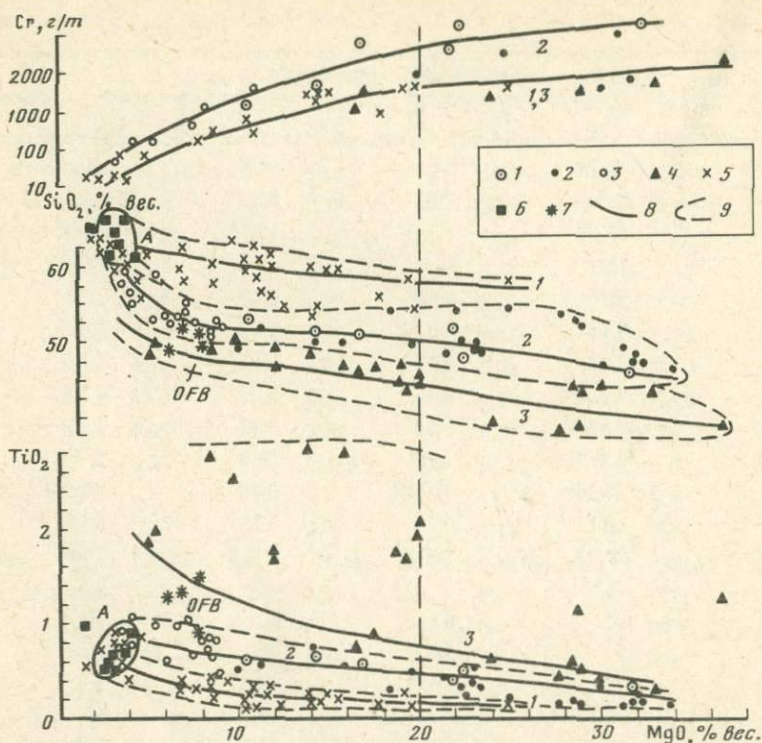
Компонент	Зеленокаменные пояса		Современные структуры	
	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	58,24	59,9	57,49	59,82
TiO <sub>2</sub>	1,08	0,85	0,81	0,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,8	15,60	15,71	17,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,07	2,20	3,55	2,62
FeO	6,20	6,20	5,82	2,88
MnO	0,18	0,14	0,18	0,12
MgO	4,25	3,73	3,35	3,79
CaO	6,13	6,08	7,94	6,90
Na <sub>2</sub> O	4,03	3,50	3,00	3,60
K <sub>2</sub> O	0,93	1,09	0,72	1,83
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	(1,30)	0,40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,31	0,11	0,21
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,01
Число анализов	374	152	43	70
Cr	113	134	60	20
Ni	121	120	16	20
Co	54	45	25	15
Rb	—	—	6	40
Sr	167	285	300	400
Ba	259	358	200	300
V	118	187	35	100
Zn	242	222	200	150

последующей истории Земли явился андезитовый и толеит-базальтовый магматизм, хотя его проявления обнаруживают тяготение к вышеуказанным вспышкам глобального базитового вулканизма. Состав андезитового вулканизма в среднем в разные периоды эволюции Земли существенно не менялся, во всяком случае не обнаруживается систематический тренд начиная с древнейших гнейсо-тоналитовых и эндрбитовых комплексов дацит-андезитового состава (табл. 2, рис. 1). Имеющиеся отклонения по SiO<sub>2</sub>, ΣFeO, MgO, Cr, Ni, связаны в основном с дифференцированностью серий от андезито-базальтов до дацитов. Но даже с учетом неточности усреднения состава дифференцированных серий все составы в табл. 2 оказались близки друг к другу и к среднему составу континентальной коры, а на диаграмме рис. 1 образуют компактное поле при 2,7–5,6% MgO, 57–64% SiO<sub>2</sub> (при 1–2 исключениях), 0,5–1% TiO<sub>2</sub>, 4–7% CaO, 16–17,5% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Повышенные содержания K<sub>2</sub>O и микроклина в древнейших метаандезитах (1,7–2,6%) часто объясняют гранитизацией [1]. Но с этим не согласуются пониженная глиноземистость многих из них (15,5% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), как и некоторых андезитов зеленокаменных поясов и островных дуг толеитовой серии (см. № 10, 12, 13 в табл. 3), а также посто-

Современные структуры				
15	16	17	18	19
57,3	59,15	54,3	59,5	64,7
0,58	0,70	0,82	0,8	0,55
17,4	17,57	17,5	17,20	16,04
—	1,91	—	—	1,98
8,1	5,30	8,80	6,10	2,00
—	0,18	—	0,15	0,08
3,5	2,60	4,71	3,42	1,82
8,7	7,66	8,49	7,03	4,42
2,60	2,63	3,50	3,43	3,98
0,70	0,62	1,10	1,60	2,69
—	(1,50)	(0,68)	0,40	(0,55)
0,12	0,11	0,10	0,15	0,16
100,0	99,93	100,0	100,0	100,0
—	132	—	—	31
40	17	85	50	10
20	3	28	20	10
15	—	28	20	5
10	13	14	25	60
215	284	430	310	300
100	174	200	200	350
90	96	92	—	150
—	110	200	—	20

яние содержаний Rb (25–70 ppm) и Sr (290–430 ppm) в большинстве составов в табл. 2, в том числе в коре в среднем и в предположительно гранитизированных породах, где содержание Rb и Sr должно, казалось бы, существенно меняться. Систематически меняется только величина Sr/Ba, которая в древнейших породах — гнейсах и зеленокаменных породах — около 1 или меньше 1 и заметно больше 1 в современных структурах типа островных дуг. Это можно объяснить перераспределением Ba и Sr при региональном метаморфизме, как и перераспределением Na и K в породах зеленокаменных поясов.

Близкое совпадение составов андезитовидов между собой и со средним составом континентальной коры, иллюстрируемое табл. 2 и рис. 1, противоречит наиболее распространенным гипотезам о различном их происхождении. Древнейшие андезитовиды (серые гнейсы и эндрбиты) произошли, по мнению А.А. Маракушева (устное сообщение) и других авторов [1, 3], в результате гранитизации первичной базальтоидной коры. Андезиты в зеленокаменных поясах трактуются как продукт дифференциации базальтоидной или коматиитовой магмы, а в фанерозойских островных дугах — как продукт переплавления океанической коры в зонах субдукции [11, 19].



Р и с. 1. Особенности состава базит-ультрабазитовых серий раннего докембрия и фанерозойских структур

1, 2 – коматиты архея (1 – средние составы, см. табл. 2, 2 – отдельные анализы преимущественно олондинской структуры Алданского щита); 3 – базальты и андезит-базальты, ассоциирующие с коматитами; 4 – пикриты, щелочные пикриты и ассоциирующие базальты зеленокаменных поясов (включая олондинскую структуру) и современных периокеанических структур; 5 – марианит-бонинитовая серия Марианской дуги [4] и вендских офиолитов Восточного Саяна; 6 – древнейшие породы андезитового состава (см. табл. 1); 7 – толеиты океанов и окраинных морей; 8 – тренды дифференциации марионитов – бонинитов (1), коматитов (2), нещелочных пикритов (3); 9 – поля составов коматитовой и марианит-бонинитовой серий. А – андезиты; OFB – океанические базальты

Остро дискутируется также вопрос о составе первичной коры – базальтоидном, позже гранитизированном или первично андезитовом или даже более кислом. Автор ранее [6] высказал гипотезу, что ранняя андезитовая кора формировалась так же, как современная океаническая кора, но из неистощенной богатой водой мантии. Эту модель по аналогии с океаническим (базальтовым) спредингом можно назвать "андезитовый спрединг". Это означает, что в зонах подъема частично расплавленной раннеархейской мантии, сходных с зонами современных срединно-океанических хребтов, формировался субслоистый разрез, сходный с офиолитами. Но в отличие от них он представлен внизу кумулятивными габбро-анортозитами или анортозитами (вместо кумулятивного дунит-пироксенит-габбрового комплекса), затем диоритами-тоналитами (вместо верхних габбро и дайкового комплекса в офиолитах) и, наконец, вверху – вулканитами андезитового

или базальт-андезит-дацитового состава, сменяемыми хемогенными железисто-кремнистыми осадками. Этим объясняется, во-первых, постоянная ассоциация древнейших гнейсово-эндербитовых комплексов с пластовыми телами анортозитов того же или близкого возраста [13], которая давно уже трактовалась как доказательство их генетической связи и аналогии с лунной ассоциацией анортозиты—высокоглиноземистые базальты [1, 3, 13]. Вместе с тем имеются прямые доказательства наличия древнейших вулканоплутонических ассоциаций диорит-гранодиорит-андезит-дацитового состава, например на Балтийском щите [4], которые соответствуют верхней части приведенного гипотетического разреза древнейшей протокоры.

Вероятно, процесс образования андезитовой протокоры протекал очень интенсивно и неравномерно, чему способствовали высокий тепловой поток, высокое и, вероятно, неравномерное содержание  $H_2O$  в мантии. В результате уже на ранней стадии обособились участки, где процесс новообразования и расширения коры продолжался при относительно истощенной (но еще относительно высоководной) мантии, где сформировались более основные коматиит-толеит-андезитовые серии, создававшие протоокеаническую кору зеленокаменных прогибов. В нижней их части, как, например, в Олондинской структуре Алданского щита [9], часто присутствуют кристаллические ультрабазиты и тела расслоенных габбро-ультрабазитов (коматиитов), что придает им еще большее сходство с офиолитами. Главное отличие — отсутствие или редкость мощных тел реститовых ультрабазитов (мантия еще не была так истощена), отсутствие дайкового комплекса и иной состав вулканитов (табл. 3), объясняемые другим составом и режимом спрединга.

Ранняя гетерогенность и высокая нагретость (пластичность) коры и мантии обусловили тектонику малых плит, крупные надвиги протоокеанической или переходной коры на древнейшие кратоны, гранулитовый метаморфизм и частичное плавление последних, их последующее всплывание и возникновение гранито-гнейсовых куполов и гранито-зеленокаменных поясов, характерных для архейских областей [7]. Другими словами, автор присоединяется к гипотезе, согласно которой все (или почти все) зеленокаменные области представляют остатки крупных покровов протоокеанической коры на блоки древней протоконтинентальной коры. Но независимо от этой гипотезы все большее число исследователей находят доказательства крупномасштабной покровной тектоники в раннем архее [3, 7, 10, 13, 22 и др.]. В этих условиях могли появляться локальные зоны субдукции и формироваться вторичные андезитовые магмы, сходные с таковыми в современных островных дугах.

Несмотря на различие этих обстановок ("андезитовый" спрединг и субдукция), общим в них является то, что выплавление происходит в мантии при высоком содержании амфибола, находившегося там в первичной неистощенной мантии или образовавшегося при погружении гидратированной океанической плиты. Даже в современных островных дугах симатического типа (Идзу-Бонинская, Марианская и др.) возникновение высоководной марианит-бонинитовой серии, сходной с коматиитовой [24], может объясняться не столько моделью субдукции, сколько частичным плавлением слабо истощенной амфиболсодержащей верхней мантии.

Таблица 3. Составы пород зеленокаменных прогибов, офиолитов и островных дуг

Компонент	Зеленокаменные прогибы А			
	Коматииты			
	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	46,12	50,43	51,44	51,65
TiO <sub>2</sub>	0,33	0,65	0,51	0,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,58	11,3	6,11	7,40
FeO	11,4	10,2	12,68	10,63
MnO	0,16	0,19	0,21	0,19
MgO	31,75	14,4	17,0	21,8
CaO	4,42	10,5	10,77	7,5
Na <sub>2</sub> O	1,16	2,34	1,23	0,39
K <sub>2</sub> O	0,06	0,00	0,04	0,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,00	0,06	0,03
Число анализов	14	1	3	7
Cr	1942	1460	2664	1950
Ni	1399	647	693	1400
Co	86	—	53	82
Rb	—	1	1,8	—
Sr	72	41	26	—
Ba	21	—	31	—
V	163	—	—	—
Zn	57	—	29	—
Число анализов	14	1	3	7

Примечание. 1, 6 — пояс Абитиби, Канада [5]; 2 — Мурро Тауншин, Канада [16]; 3, 7 — родезийский пояс, Южная Африка [23]; 4, 5 — олондинская серия, Алданский щит [9]; 8, 9 — пояса Калгурли и Голдфилд, Австралия [24]; 10 — пояс Западной Кении [20]; 11, 13, 14 — Восточный Саян; 12, 15 — Ньюфаундленд [23]; 16,

Сходство и различие трех типов базит-ультрабазитовых вулканических серий иллюстрируется табл. 3 и рис. 1. В качестве примера марианит-бонинитовых серий в табл. 3 и на рис. 1 использованы новые анализы из рифейско-нижнепалеозойских офиолитов Восточного Саяна, опубликованные анализы из Марианского желоба [2, 3] и нижнепалеозойских офиолитов Ньюфаундленда [23], которые ранее относились к коматиитам. Все проверенные нами постаршеиские "коматииты", согласно диаграмме рис. 1 по максимальному содержанию SiO<sub>2</sub> и минимальному — TiO<sub>2</sub> и содержанию элементов-примесей (прежде всего более высокому содержанию Rb и Sr), оказались бонинитами или пикритами, а не коматиитами. Структура "спинифекс" свидетельствует только о перегретом состоянии и быстром остывании магмы. Она установлена и в пикритовых, и в марианит-бонинитовых лавах, но в коматиитах наблюдается гораздо чаще. Пикритовые серии отличаются минимальными содержаниями SiO<sub>2</sub>, максимальными и переменными содержаниями TiO<sub>2</sub>. Коматииты по этим признакам занимают проме-

	Зеленокаменные прогибы А					
	Толейты					
	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	52,3	51,86	51,8	52,95	52,4	50,4
TiO <sub>2</sub>	0,75	1,28	0,65	1,01	0,97	0,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,1	15,9	14,3	14,4	15,1	13,7
FeO	11,8	11,5	11,7	11,45	10,7	13,0
MnO	0,20	0,21	—	—	—	—
MgO	6,21	6,24	7,54	7,25	6,85	8,48
CaO	10,9	9,30	11,9	10,5	11,05	11,6
Na <sub>2</sub> O	3,53	2,92	2,05	2,3	2,75	1,73
K <sub>2</sub> O	0,10	0,45	0,06	0,14	0,18	0,29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,15	—	—	—	—
Число анализов	11	530	—	13	337	—
Cr	453	195	338	407	367	410
Ni	151	142	122	150	170	101
Co	48	58	50	54	—	44
Rb	3,3	—	1,5	3	9	2,9
Sr	134	157	82	97	105	106
Ba	31	142	110	40	—	104
V	156	371	—	309	320	—
Zn	—	97	100	53	61	45
Число анализов	7	530	—	13	337	—

17, 20 — Марианская дуга [3]; 18 — о-в Гогона, Тихий океан [19]; 19 — "меймечиты" Камчатки [11]; 21, 22 — толейты островных дуг [11] и срединно-океанических хребтов [8].

жуточное положение, а по содержанию Cr, Ni систематически превышают, Rb, Sr — уступают породам пикритовой и марианит-бонинитовой серий (см. табл. 3, рис. 1).

В качестве примера коматиитовой серии на рис. 1, кроме средних составов различных коматиитов из Африки, Канады, Австралии, использованы анализы пород из олондинской серии Алданского щита по данным [9] и материалам автора. Как видно из рис. 1, базальты океанического типа расположены на продолжении пикритового тренда дифференциации, что подтверждает гипотезу их образования из исходной пикритовой магмы [7, 22 и др.]. Коматиитовые серии продолжают не только до базальтовых коматиитов; ассоциирующие толейты, менее часто андезиты, обнаруживают с ними петрохимическое и геохимическое родство. Марианит-бонинитовые серии дифференцированы до магнезиальных андезитов. Поэтому можно говорить о непрерывных базальт-пикритовых, базальт(андезит)-коматиитовых и андезит-бонинитовых сериях.

Таблица 3 (окончание)

Компонент	Офиолиты				
	Бониниты		Толейты		
	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	56,4	52,9	50,1	51,9	51,2
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,16	1,87	0,47	1,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,6	9,5	14,85	17,9	16,1
FeO	8,20	10,7	12,3	10,2	9,4
MnO	0,15	0,17	0,19	0,16	0,15
MgO	11,0	14,2	6,14	6,56	7,06
CaO	6,41	10,2	9,8	8,63	10,07
Na <sub>2</sub> O	3,47	2,00	3,36	3,44	4,15
K <sub>2</sub> O	0,42	0,12	1,13	0,61	0,42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,07	0,24	0,14	0,15
Число анализов	13	9	14	5	9
Cr	500	1300	200	125	170
Ni	150	330	47	41	54
Co	34	—	41	29	42
Rb	6	3	3	5	7,5
Sr	110	136	210	92	165
Ba	—	33	—	—	92
V	100	—	300	240	70
Zn	22	14	97	24	127
Число анализов	13	9	14	5	9

С петрологической точки зрения породы марианит-бонинитовой серии соответствуют котектике клинопироксен—ортопироксен, коматиитовой котектике клинопироксен—оливин и пикритовой (пикрит-базальтовой) котектике оливин—анортит, часто с повышенной щелочностью. Это объясняет систематические различия этих серий по содержанию SiO<sub>2</sub> и TiO<sub>2</sub>, которые в свою очередь связаны с условиями выплавления первых двух серий из амфиболсодержащей неистощенной мантии (при более высокой температуре для коматиитовой серии) и из безводной истощенной (или флогопитсодержащей менее истощенной) — для пикритовой серии.

Различия же по Cr, Ni и Rb, Sr связаны, вероятно, с общей эволюцией состава мантии, зависящей не только от его однонаправленного истощения. Обеднение мантии в отношении Cr и Ni на рубеже 1,9—1,8 млрд. лет подтверждается тем, что после этого рубежа не образуется крупных месторождений Cr и Ni (за исключением месторождений Ca—Ni), что позволило автору [7] предположить, что это связано с замедлением или прекращением обмена веществом в системе ядро—мантия. Наоборот, обогащение мантии Rb, Sr и некоторыми некогерентными элементами (U, Th, K, Hf, Zr) произошло на рубеже 2,5—2,6 млрд. лет и отражает какой-то важный этап глобального перемешивания мантии. Именно эти рубежи, а также ру-

Островные дуги и океаны						
Ультрабазиты				Толейты		
16	17	18	19	20	21	22
57,0	58,9	46,42	44,0	50,4	50,4	50,0
0,20	0,20	0,69	0,30	0,92	0,82	1,48
9,92	10,5	12,50	5,50	15,00	16,9	15,7
9,3	8,8	11,9	10,7	11,5	9,52	10,5
0,14	0,14	0,18	0,16	0,13	0,18	0,18
15,0	11,8	16,55	32,8	8,01	7,60	7,98
5,65	7,01	10,6	5,90	11,5	10,3	11,4
1,72	1,87	1,18	0,36	2,18	2,92	2,63
0,83	0,64	0,02	0,24	0,30	1,20	0,23
0,04	0,04	0,06	0,05	0,08	0,24	
15	12	—	5	12	49	200
1400	—	1500	1800	125	60	303
270	—	700	1400	50	30	113
43	—	55	110	41	30	42
11	—	—	10	6	25	1,6
115	—	—	130	95	400	130
45	—	—	30	21	250	23
—	—	—	100	299	250	314
32	—	—	20	93	60	100
2	—	—	5	8	49	200

беж 3,75 млрд. лет, фиксирующий начало "геологической" истории Земли, признаны автором [7] как наиболее важные и выделены поэтому на рис. 2. Кроме того, на рис. 2 показана как существенная граница 3,25 млрд. лет, с которой начинается массовое появление коматиитовых серий в зеленокаменных прогибах, а также проведены все другие границы с периодичностью около 0,2 млрд. лет (см. табл. 1), которые определяют локальные максимумы андезитового и базит-ультрабазитового вулканизма.

Таким образом, на рис. 2 в схематизированном виде отражена эволюция магматизма в истории Земли, основанная на вышеприведенных и других литературных данных. Самый ранний этап, древнее 3,75 млрд. лет, догеологический, определенные сведения о магматизме этого этапа пока отсутствуют. Второй этап, 3,75—3,25 млрд. лет, может быть назван анортозит-андезитовым, именно в этот период была сформирована главная масса андезитовой коры, модель которой изложена выше. Примером этого магматизма являются древнейшие комплексы Гренландии, Лабрадора, Южной Африки, Украинского щита (см. табл. 2), хотя анортозиты такого возраста установлены пока локально (в частности, в Гренландии) и мы лишь предполагаем их более широкое распространение в фундаменте древних

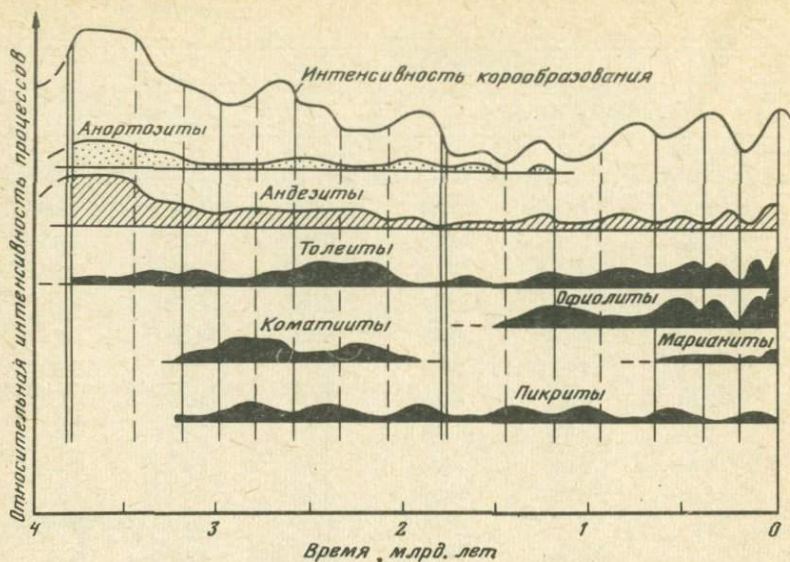


Рис. 2. Схема эволюции магматизма в истории Земли. Интенсивность корообразования по [7], офиолитов и ультрабазитов по [24]

кратонов, в частности в Анабарском и Алданском щитах Сибирской платформы. Вероятно, подчиненное значение в этот этап имели толеиты и пикриты (ультрабазиты в Приазовье, см. табл. 1), но их действительную роль оценить трудно из-за процессов гранитизации. Поэтому можно определить оценку магматизма этого этапа как модельную, в значительной мере гипотетическую.

В третий этап (3,25–2,6 млрд. лет) сочетаются андезит-коматиитовый ( $\pm$  пикриты) вулканизм зеленокаменных поясов, где создавалась протоокеаническая кора, и сиалический (дацит-андезитовый) магматизм в протоконтинентальных частях, как это установлено на Балтийском щите [1, 4]. Этому этапу соответствуют, вероятно, анортозиты Джугджуро-Становой и других древних складчатых областей. Четвертый этап (2,6–1,9 млрд. лет) сохраняет основные черты предыдущего этапа, но в нем заметно возрастает роль пикрит-базальтового вулканизма с постепенным убыванием роли андезитов и анортозитов. В частности, именно в этот этап были сформированы крупнейшие расслоенные плутоны Стиллутер, Бушвельд, Великая дайка, Музкоккс, Седбери, плутоны Кольского полуострова и др. В конце этого этапа (2,1–1,8 млрд. лет) произошла крупнейшая в истории Земли вспышка палингено-анатектического гранитообразования. Пятый этап, 1,8–0,7 млрд. лет, можно считать переходным к шестому, фанерозойскому (0,7–0 млрд. лет), основные черты которого хорошо известны. Возможно, пятый этап необходимо будет расчленить, так как период 1,8–1,4 млрд. лет отличается своеобразием, в частности замиранием базальтоидного и андезитового "геосинклиального" магматизма, появлением специфических рапакиви-габбро-анортозитовых ассоциаций. Начиная с рубежа 1,45 млрд. лет появляются типичные офиолитовые пояса, примером которых является Байкало-Муйский пояс, а с рубежа около 0,7 млрд.

лет — марианит-бонинитовая серия, пример которой этого возраста обнаружен в офиолитах Восточного Саяна.

Автор отдает себе отчет в гипотетичности построений в статье, но избежать этого при рассмотрении раннедокембрийских этапов, по-видимому, невозможно. В основу построений были положены данные о вещественном составе древнейших пород и изотопно-геохронологические определения. Проблемы, поднятые в статье, могут быть в дальнейшем проверены по мере накопления новых данных.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Богатиков О.А., Богданова С.В., Марков М.С. "Серые гнейсы" и проблема направленности в развитии континентальной земной коры. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 4, с. 8—22.

2. Богатиков О.А., Марков М.С., Новикова А.С., Штрейс Н.А. Особенности развития земной коры в раннем докембрии — факты и гипотезы. — В кн.: Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986, с. 11—17.

3. Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. 290 с.

4. Гранитоидные формации докембрия С-В части Балтийского щита/Батиева И.Д., Бельков И.В., Встрин В.Р. и др. Л.: Наука, 1978. 264 с.

5. Гудвин А.М. Архейский вулканизм на Канадском щите. — В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л., 1977, с. 9—34.

6. Добрецов Н.Л. Специфика раннедокембрийского метаморфизма и ранняя история Земли. — В кн.: Метаморфизм раннего докембрия. Апатиты, 1981, с. 19—31.

7. Добрецов Н.Л. Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 1981. 220 с.

8. Дмитриев Л.В., Шараськин А.Я. Основные черты магматизма дна океана. — В кн.: Проблемы петрологии. М., 1976, с. 173—159.

9. Другова Г.М., Харитонов А.Л., Бушмин С.А. и др. Структурно-метаморфическое развитие олондинского комплекса. — В кн.: Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали. Л.: Наука, 1983, с. 49—65.

10. Дук В.Л., Кицул В.И. Основные черты тектоники раннего докембрия Алданского щита. — В кн.: Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986, с. 27—43.

11. Лутц Б.Г. Геохимия океанского и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 248 с.

12. Неймарк Л.А., Искандерова А.Д., Чухонин А.И. и др. Об архейском возрасте метаморфических пород Станового хр. — Геохимия, 1981, № 9, с. 138.

13. Рид Г., Уотсон Дж. История Земли. Ранние стадии истории Земли. Л.: Недра, 1981. 240 с.

14. Собоотович Э.В., Ольховик Ю.А., Камнев Е.Н. Возраст горных пород земли Эндерби (Антарктида). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 4, с. 30—37.

15. Щербак Н.П., Каляев Г.И. Тектоника и стратиграфия раннего докембрия Украинского щита. — В кн.: Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986, с. 17—27.

16. Arndt N.T., Naldrett A.J., Pyke D.R. Komatiites and iron-rich tholeiitic lavas of Munko Township, NE Ontario. — J. Petrol., 1977, vol. 18, p. 319—369.

17. Brooks C., Hart S. An extrusive basaltic komatiite from a Canadian Archaean meta-volcanic belt. — Canad. J. Earth Sci., 1972, vol. 9, p. 1250—1253.

18. Brown G.M., Holland I.G., Sigarson H., Arculus R. Geochemistry of the Lesser Antilles volcanic island arcs. — Geochim. et cosmochim. acta, 1977, vol. 41, p. 785—801.

19. Cameron W.E., Nisbet E.G., Dietrich V.J. Boninites, komatiites and ophiolitic basalts. — Nature, 1979, vol. 280, p. 550—553.

20. Condie K., Harrison N.M. Geochemistry of the Archean Bulawayan Group. — Precamb. Res., 1976, vol. 3, p. 253—271.

21. De Lacter J.R., Libby W.G., Trendall A.F. The older precambrian geochronology of W. Australia. — Geol. Soc. Austral. Spec. Publ., 1981, N 7, p. 145—158.

22. Dobretsov N.L., Kepezhinskas V.V. Three types of ultrabasic magmas and their bearing on the problem of ophiolites. — Ophiolite, 1981, vol. 6, p. 221—236.

23. Gale G.H. Paleozoic basaltic komatiite and ocean-floor type basalts from Northeastern Newfoundland. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, vol. 18, p. 22–28.

24. Hallberg I.A. Archean mafic and ultramafic rocks from eastern Goldfield Region, Western Australia. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1972, vol. 15, p. 191–200.

25. Herrman A.G., Gunter B.D., Haskin L.A. et al. Major, minor and trace element compositions of peridotitic and basaltic komatiites from the Precambrian crust of Southern Africa. — Contrib. Miner. and Petrol., 1976, vol. 59, p. 1–12.

26. McGregor V.R. The early Precambrian gneisses of the Godthaab region. — Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1973, vol. 273, p. 343.

27. Taylor S.R. Geochemistry of andesites. — In: Origin and distribution of the elements/Ed. L.H. Ahrens. Pergamon press, 1968, p. 734.

28. Williams H., Malpas J. Sheeted dikes and brecciated dike rocks within transported igneous complex, Bay of Island, Newfoundland. — Canad. J. Earth Sci., 1972, vol. 9, p. 1216–1229.

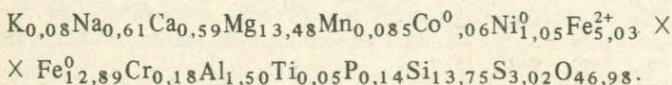
УДК 552.31

А.А. МАРАКУШЕВ

## МЕТАМОРФИЗМ И МАГМАТИЗМ В СВЯЗИ С РАЗВИТИЕМ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Петрогенетическая активность Земли, с которой связывается обновление ее внешних оболочек, замаскировала древнейшие геологические процессы, относящиеся к возрасту 4–5 млрд. лет [7]. О первом миллиарде лет существования нашей планеты можно судить только по данным изучения метеоритов и лунных пород, которые имеют соответствующий возраст и являются единственными каменными представителями процессов первичного расслоения планет земной группы. По данным о плотности планет, приведенным к нулевому давлению (для Земли эта плотность равна  $4,4 \text{ г/см}^3$ ), можно полагать, что планеты земной группы первоначально (до их внутреннего расслоения) были сложены однородным флюидным хондритовым веществом. Плотность (в  $\text{г/см}^3$ ) протопланетного вещества (за вычетом газов) возрастала с увеличением расстояния от Солнца в последовательности Меркурий (5,3), Земля (4,4), Венера (4,4), Марс (3,8) соответственно с последовательным понижением в их составе доли Fe и Ni относительно Si, Mg и Ca. По оценке [23], первоначальный (валовый) состав Земли (за вычетом газовой составляющей) выражается следующим образом (в пересчете его на 50 атомов кислорода [7]):  $\text{Ca}_{0,74}\text{Mg}_{14,27}\text{Fe}_{3,31}^{2+}\text{Fe}_{13,42}^0\text{Al}_{0,92}\text{Si}_{15,15}\text{O}_{50}$ .

Ближайшим аналогом этого состава в ряду метеоритов является богатый железом хондрит типа Н, описанный под названием Rose City в работе [30]:



В хондритах (особенно в их стекловатых типах, подвергшихся быстрой закалке) наглядно фиксируется (рис. 1) процесс первичного расщепления вещества на силикатные хондры (оливин-пироксеновые стекловатые капельки, сходные по составу с ахондритами) и матрицу, богатую Fe,

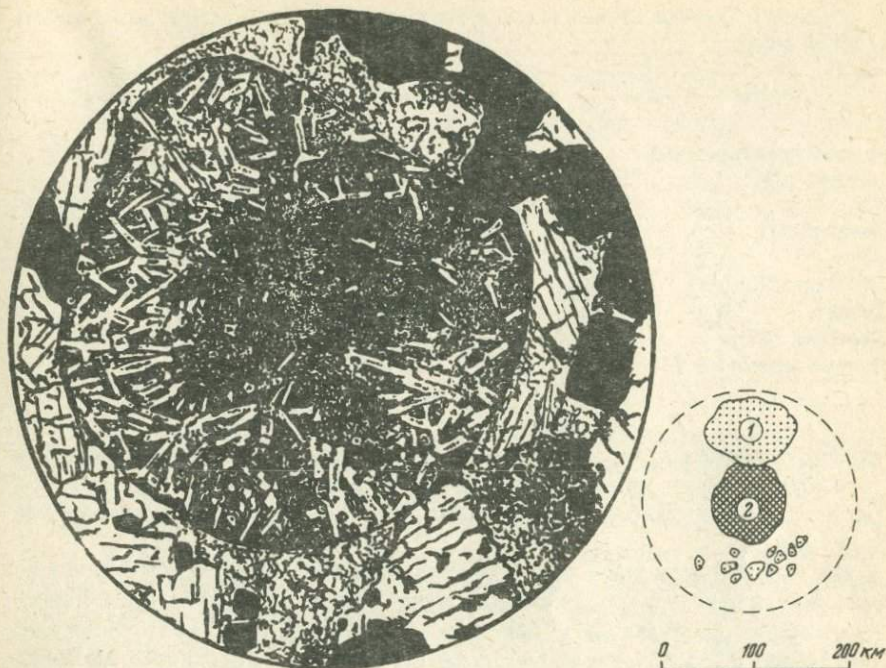


Рис. 1. Хондрит Саратов ( $d = 1,5$  мм)

Каплевидная хондра, микролитовая с краев и полностью стекловатая в центре, заключена в более раскристаллизованной матрице, сложенной металлическим железом (темные зерна), оливином, пироксеном и стеклом. Микролиты представлены оливином, удлиненные кристаллы которого росли внутрь от поверхности хондры. Зарисовка А.Н. Заварицкого и Л.Г. Кваши [2]

Рис. 2. Схема расслоения небольшой планеты в поясе астероидов [31]

1 — астероид Найза и более мелкие астероиды, сложенные силикатами — энстатитом, оливином, плагноклазом (предположительно сходен с обритами); 2 — астероид Герта, богатый металлической фазой (предположительно сходен с железными метеоритами или палласитами); аналогия проводится по цвету, поляризации и альбедо астероидов; пунктир — контур планеты, расслоенной на внешнюю, ахондритовую, и внутреннюю, богатую металлом, части

Ni, С. Матрица обычно раскристаллизована лучше, чем хондры, что связано с ее большей обогащенностью флюидными компонентами (H,  $CH_4$  и др.) по сравнению с хондрами.

Происхождение хондритов связывается с распадом слабодифференцированных планет земной группы в поясе астероидов [3], и, следовательно, хондритовая текстура (см. рис. 1) отражает начальную стадию расщепления протопланетного вещества. Это расщепление является основой последующего расслаивания планет на внутреннюю более флюидную зону, богатую железом (соответствует матрице хондритов), и внешнюю существенно силикатную (соответствует хондрам хондритов и ахондритам). Подобного рода начальное расслоение планет земной группы представляет важнейший этап их докембрийской истории. Оно наглядно выражено, например, во взаимном расположении богатых железом и существенно силикатных астероидов, образовавшихся в результате распада небольших

Таблица 1. Составы лунных пород и ахондритов (в числах атомов на 50 атомов кислорода)

Порода	K	Na	Ca	Mg
Лунный лейкократовый долерит [28]	—	0,45	5,78	0,34
То же	0,028	0,40	3,97	3,13
Эвкрит [21]	—	0,176	4,25	3,40
То же	—	0,239	3,63	4,12
Говардит [21]	—	0,118	3,40	5,54
То же	—	0,13	3,10	5,42
Диогенит [22]	—	0,015	0,24	12,58
Лунный перидотит [9]	0,002	0,020	0,28	16,21

планет, сложенных во внутренней части веществом, богатым железом (с высокой отражательной способностью), а во внешней — существенно силикатным веществом, отражательная способность которого значительно ниже (рис. 2).

На этой эволюционной стадии двухслойного строения Земли в ее внешней силикатной зоне обособилась Луна путем слияния мелких капель силикатного расплава под действием гравитационных сил солнечного притяжения. Обособление ее в виде самостоятельного спутника по механизму, предполагавшемуся еще Дж. Дарвиным, связывается с большой начальной скоростью вращения Земли (большим начальным моментом количества движения). "Скорость, с которой Луна удаляется от Земли, тем больше, чем дальше мы уходим в геологическое прошлое. В докембрии Луна должна была находиться очень близко к Земле" [1, с. 36]. Общий состав Луны по расчету [23] близок составу внешних оболочек Земли и определяется следующей формулой [7]:  $\text{Ca}_{0,71}\text{Mg}_{13,98}\text{Fe}_{4,33}^{2+}\text{Al}_{0,91}\text{Si}_{14,81}\text{O}_{50}$ . Этот состав сходен с ахондритами типа диогенитов. В дальнейшем внутренняя богатая железом и внешняя (силикатная) зоны развивались автономно. Расслоение внутренней зоны дало начало верхней мантии и углеродно-железному ядру, сохранившему еще отчасти свое жидкое расплавленное состояние. Предполагается [7], что в жидком ядре сосредоточен основной запас летучих компонентов, которые по мере развития консолидации Земли находят выход к ее поверхности, образуя вдоль тектонически ослабленных зон восходящие флюидные потоки. С окислением первично восстановленных флюидов может быть связано выделение энергии, необходимой для развития магматизма и метаморфизма, ведущих к обновлению внешних оболочек планет, их структурной эволюции. Все эти процессы свойственны только неполностью консолидированным планетам, обладающим запасом флюидных компонентов ( $\text{H}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$  и др.) в их недрах. При полной консолидации планет их эндогенная активность прекращается и одновременно теряется их магнитное поле (например, на Луне 1,2–2,5 млрд. лет назад).

С расслоением внешней (силикатной) оболочки связывается выделение первичной земной коры основного состава и подстилающей ее ультраосновной мантии. По аналогии с Луной, мощность коры которой состав-

Mn	Fe	Cr	Al	Ti	Si	P
—	0,16	0,005	11,93	0,013	12,78	—
0,072	4,72	0,092	4,61	0,780	14,59	0,037
0,092	2,53	0,079	7,45	0,025	14,15	—
0,105	3,86	0,124	5,70	0,088	14,61	—
0,132	3,50	0,034	5,43	0,007	14,58	—
0,13	3,80	0,152	4,95	0,051	14,86	—
0,13	3,78	0,170	0,18	0,015	16,35	0,002
—	1,73	0,527	4,28	0,078	12,20	—

ляет около 60 км [1], можно полагать, что первичная земная кора с возрастом порядка 4,5 млрд. лет была большей мощности (более 100 км), и разрез ее (сверху вниз) был аналогичен по составу следующему ряду лунных пород и метеоритов: лейкократовые базальты, оливиновые базальты и эвкриты, говардиты, диогениты. Подстилающая ее мантия была сходна, по-видимому, с пироксен-оливиновыми ахондритами типа уреилитов. Образцы ультраосновных лунных пород описаны в работе [9]. Все эти породы, состав которых приведен в табл. 1, имеют возраст, соответствующий первичному расслоению планет земной группы (4–5 млрд. лет). Петрохимически в этом ряду пород четко обособляются ультраосновные разновидности, что дает скачок составов, отражающий базит-гипербазитовое расслоение, в ходе которого произошло отделение мантийного вещества (рис. 3, 4, I). Это отделение хорошо воспроизводится в соответствующих расплавах экспериментально [7] под водно-водородным давлением. Древнейшие (4–5 млрд. лет) коровые породы (лейкократовые лунные базальты, эвкриты, говардиты, диогениты) образуют в общем единую магматическую серию, отражающую первичное скрытое и дискретное расслоение первичных кор планет земной группы. Диаграмма (рис. 3) наглядно отражает пироксен-плаггиоклазовый характер этой начальной неоднородности корового вещества, обусловленный накоплением нормативного плаггиоклаза, близкого к анортиту во внешних (приповерхностных) сферах планет.

Сходство лунных пород (см. рис. 3, 4, II) с ахондритами подчеркивалось многими исследователями [14] на основе аналогии состава этих образований и условий их формирования, которые определяются по минеральным парагенезисам. Кристаллизация в лунных породах оливина, хромовой шпинели, пироксенов, плаггиоклаза, ульвошпинели, ильменита, иногда тридимита и образование остаточного стекла, отвечают температурному интервалу 1065–1310°С [14]. Встречаются их стекловатые нераскристаллизованные и очень слабо раскристаллизованные разновидности. Составляющие их минералы — также типичные образования вулканических пород, составляющие зональные кристаллы: высокотемпературные (разупорядоченные) основные плаггиоклазы, пижониты, бедные кальцием авгиты. В породах прослеживается эффективное кристаллизационное фракциониро-

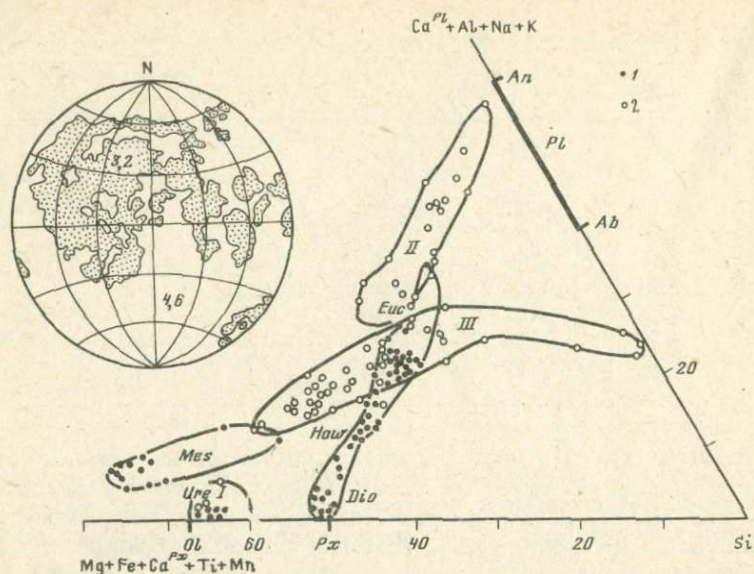


Рис. 3 Петрохимическая диаграмма ахондритов (1) и лунных пород (2), распространенность которых показана на схеме видимой поверхности Луны [7]

Ахондриты: Euc — эвкриты, Haw — говардиты, Dio — диогениты, Mes — мезосидериты, Ure — уреилиты; лунные породы: I — ультраосновные, II — основные, богатые плагиоклазом, III — титаножелезистые

вание элементов, как и в меланократовых лунных базальтах, например по составу пироксенов, отражающее быстрое охлаждение расплавов в вулканической обстановке. Это типичные плагиобазальты (с вулканическим стеклом), плагиодолериты и микроанортозиты (полностью раскристаллизованные типы). Полностью стекловатые типы пород (среднее из 10 образцов) близки по составу раскристаллизованным плагиодолеритам (в скобках — среднее значение по 6 образцам) [29], %at.: Si = 16,6 (16,0), Al = 10,6 (12,9), Fe (вместе с Ti, Mn, Cr, Ni) = 2,1 (1,2), Mg = 3,9 (2,1), Ca (вместе с K, P, S) = 5,5 (6,3), Na = 0,4 (0,3), O = 61,0 (61,2).

Первичная кора планет, обрисованная выше (см. табл. 1), подвергается растяжению и деструкции под воздействием восходящих флюидных потоков, стимулирующих развитие принципиально иных серий меланократовых пород (см. рис. 3, 4, III), обогащенных Fe и Ti. На Луне они приурочены к депрессиям (см. рис. 3, III), возраст которых 2,5–3,6 млрд. лет. Излияния базальтовых лав в лунных депрессиях происходили при температурах около 1145–1165°C и сопровождалась значительным флюидным выносом компонентов, особенно щелочей, и резким фракционированием компонентов, что обусловило специфический тренд изменения их состава. Расслоение давало последовательность слоев базальтовых пород (снизу вверх), аналогичную смене говардитов железистыми эвкритами и богатыми железом ахондритами (шерготтитами, наклитами). Необычный тренд магматической дифференциации, свойственный этой формации, отражает обогащенность пород железом, что, вероятно, связано с вовлечением в этот

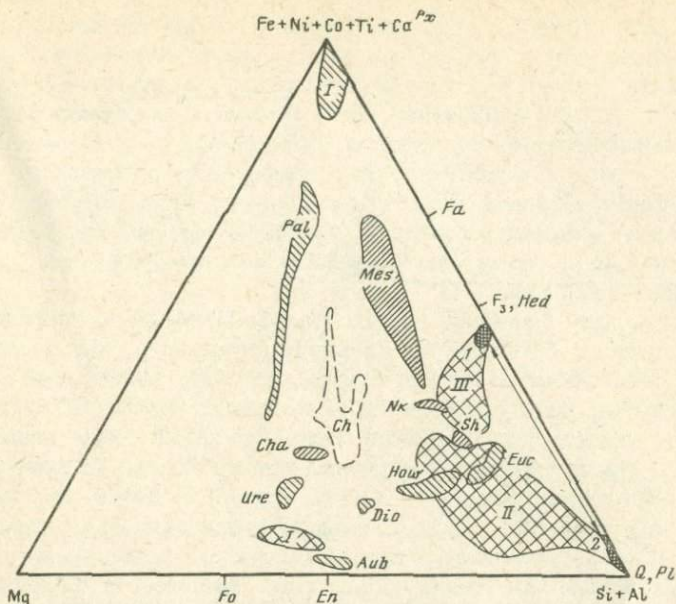


Рис. 4. Петрохимическая система метеоритов в сопоставлении с главными типами лунных пород [7]

Хондриты (Ch) и продукты расщепления хондритовых магм и первичного (4–5 млрд. лет) расслоения их материнских тел соответствуют матрице хондритов (Pal – палласиты, J – железные метеориты) и их хондрам (хондриты: Ure – уреилиты, Aub – обриты, Dio – диогениты, How – говардиты, Euc – эвкриты). Богатые железом хондриты более молодого возраста (до 1,2 млрд. лет), образовавшиеся в связи с обновлением первичных кор их материнских планетных тел; Cha – шассиниты, Sh – шерггитты, Nk – наклиты, Mes – мезосидериты. I–III – формации лунных пород (по рис. 3): I – гипербазитовая, II – лейкократовых долеритов с возрастом 4,6 млрд. лет, III – меланократовых базальтов (богатых железом и титаном) с возрастом 2,5–3,6 млрд. лет; 1, 2 – ферробазальты (1) и гранофиры (2), образовавшиеся в результате ликвации остаточных расплавов (соединены стрелками)

наложенный поздний магматизм материала внутренних зон планет, обогащенных, помимо Fe, также Ni, Pt и платиноидами.

В лунных базальтах, как и в хондритах, встречаются металлические и сульфидно-металлические неправильные выделения и шарики, отделившиеся от расплавов путем ликвации. Наличие в них закономерных прорастаний металла и сульфида (троилита) отражает эвтектическую кристаллизацию минералов из расплава. Химический состав металлической фазы из образца лунного реголита Apollo XI, 10084–18 [26] приводится ниже в сопоставлении с металлической фазой типичного эвкрита Juvinas (цифры в скобках), содержание Fe и Ni дано в % мас., остальных элементов – в г/т: Fe = 94,6 (96,5), Ni = 4,7 (2,9), Co = 0,52 (0,62), Cu = 340 (150), Au = 0,83 (0,76), Ir = 2,6 (0,9), W = 24 (21). Никель концентрируется к краям глобул, где его содержание может достигать 15 %. Эта зональность отражает кристаллизацию сульфидно-металлических расплавов с краев капель к центру.

Образование богатых железом меланократовых пород Луны несомненно связывается с вовлечением в петрогенезис глубинного мантийного

вещества этой планеты, о чем свидетельствуют обогащенность их Ni, Cr и приуроченность их к депрессиям, в которых устанавливаются аномалии силы тяжести (масконы), отражающие подъем мантийного вещества к поверхности. Однако несомненно также участие в их формировании остаточных ферробазальтовых расплавов, очень богатых Ti, которые расщепляются и дают, с одной стороны, ильменит-ферропироксениновые и ильменит-феррогаббровые расплавы, а с другой стороны, лейкократовые породы типа микроанортозитов и гранофировых микрогранитов, что показано на рис. 4 стрелками. Все кислые породы Луны имеют подобное ликвационное происхождение.

Лунные породы формации III (см. рис. 3, 4) проявляют определенные черты сходства с богатыми Fe ахондритами, такими, как шерготтиты, наклиты, мезосидериты, происхождение которых также связывается с обновлением внешних оболочек их материнских планет. Об этом свидетельствуют прежде всего низкие значения абсолютного возраста (в млрд. лет), которые имеют метеоритные аналоги богатых Fe лунных пород [31] — шерготтиты: Shergotty (1,34), Zagami (1,34) и др.; наклиты: Nakhla (1,37), Lafayette (1,33), Governador Valadares (1,33) и шассиньиты: Chassigny (1,39), Brachina (1,27).

Палеомагнитные измерения определяют значительно более низкую остаточную намагниченность для шерготтитов, равную 0,01 Э, по сравнению со средней величиной 0,11 Э для эвкритов [31]. Это дополнительно свидетельствует о формировании этих метеоритов на поздней стадии развития их материнских планетных тел (в условиях затухания напряженности магнитных полей).

На Земле не сохранилось даже реликтов пород первичной коры, аналогичных эвкритам или лунным породам, например по изотопным характеристикам. Первичная кора на Земле полностью заместилась новыми типами коры — континентальной (гранито-гнейсовой), составляющей древнейшие щиты и основания платформ, и океанической (базальтовой), находящейся в постоянном обновлении. Древнейшие датировки на Земле (3,6—3,8 млрд. лет) относятся к гранито-гнейсовому типу коры складчатого строения, развитие которого продолжается по настоящее время в ходе разрастания континентальных массивов за счет океанических впадин. Этот тип коры представляет высшую ступень эволюции внешних оболочек планет и не имеет аналогов на более примитивно развитых планетах, таких, как Луна и материнские планеты метеоритов. Зоны перехода от активных континентальных окраин или островных дуг к Тихому океану представляют наглядные примеры последовательного развития складчатых формаций, слагающих континентальную кору в ходе геосинклинального процесса, с течением геологического времени смещающегося в сторону океанической впадины.

Геосинклинальное развитие, при котором формируется складчатая континентальная земная кора, начинается в каждом возрастном цикле с образования эвгеосинклинальных прогибов со свойственной им офиолитовой формацией шаровых базальтов, глубоководных осадков и гипербазитов, подверженных дислокациям и метаморфизму натрового характера. Геологические условия нахождения офиолитовых комплексов позволяют считать их самыми древними элементами стратиграфических разрезов

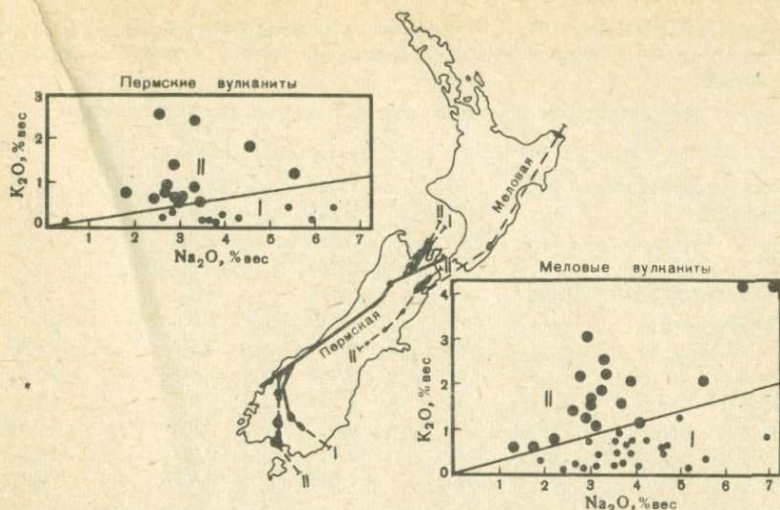


Рис. 5. Вулканические пояса Новой Зеландии пермского и мелового возраста и характеристика составляющих их основных вулканических и субвулканических пород по содержанию щелочей [17]

I — толеитовые базальты, спилиты, дунит-гарцбургитовые хромитоносные интрузивы (офиолитовый альпинитишный комплекс); II — лейкократовые и щелочные базальты и оливинит-клинопироксенитовые интрузивы с титаномagnetитовым оруденением

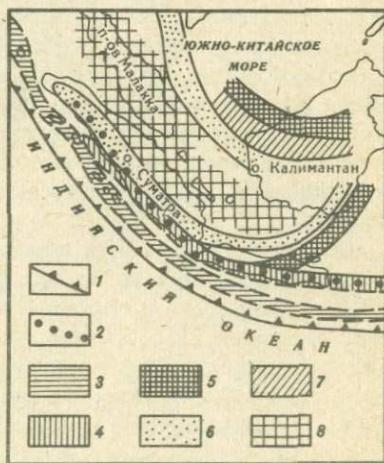


Рис. 6. Схема геосинклинального развития Индонезии, по [19], с изменениями

1 — глубоководный желоб; 2 — действующие вулканы; 3 — эвгеосинклинальный прогиб (существовал с третичного времени); 4 — современная геосинклинальная зона орогенического воздымания (магматическая дуга); 5-8 — реликты этих структур в древних формациях: 5 — меловой эвгеосинклинальный прогиб, 6 — меловая зона поднятия, 7 — пермский эвгеосинклинальный прогиб, 8 — триасово-юрская и пермская зоны поднятия

соответствующих гессинклинальных зон" [6, с. 154]. На рис. 5 отражено последовательное смещение офиолитовых формаций в сторону океана, связанное с разрастанием складчатой коры островных дуг. Офиолитовые формации развиваются в обрамлении островных дуг и горных континентальных окраин (геосинклинальных поднятий) со стороны океана.

Эта геологическая позиция эвгеосинклинальных прогибов (относительно поднятий) прослеживается как в молодых, так и в древних формациях (рис. 6). Петрологически офиолитовые формации отличаются особым

Таблица 2. Средние составы вулканических и плутоических пород докембрийского офиолитового пояса Абитибби в Канаде (в числах атомов на 50 атомов кислорода)

Порода	Fe	Mn	Mg	Si
Перидотитовый коматит [12]	2,65	0,046	15,23	13,65
Перидотит [11]	2,72	0,039	16,90	13,41
" [20]	3,87	0,050	17,88	13,42
" [11]	3,97	0,071	11,96	
Пироксенитовый коматит [12]	2,81	0,049	6,45	15,20
Пироксенит [20]	2,49	0,049	6,02	16,12
Базальт [12]	2,95	0,049	4,50	15,56
" [12]	3,66	0,064	2,40	15,85
Габбро [11]	3,74	0,048	2,61	15,45
" [20]	3,98	0,062	0,919	16,80
Дациит [10]	1,81	0,035	1,00	18,00
Риолит [10]	0,425	0,005	0,427	20,40

составом базальтов, крайне бедных К (см. рис. 5) и близких в этом отношении базальтам срединных океанических хребтов, и нередким вхождением в них коматитов (вулканических аналогов перидотитов и пироксенитов). Примером докембрийской офиолитовой формации может служить пояс Абитибби в Канаде, в котором прослеживается петрохимическое соответствие коматитов, образующих лавовые потоки в переслаивании с базальтами, их интрузивным аналогам — перидотитам и пироксенитам (табл. 2). Это соответствие определяет магматическую природу перидотитов и пироксенитов офиолитовых поясов, исключая все еще распространенные представления о них как о ресгитах, кумулатах или твердых мантийных породах, механически внедренных в офиолитовые пояса в виде пластин.

Породами, близкими к пироксенитовым коматитам (петрохимически и по геологической позиции), являются бониниты [15], или марианиты [25], являющиеся также характерным вулканическим членом офиолитовых формаций [16]. Связь их с ультрамафитовыми (коматитовыми) магмами особенно подчеркивается вхождением в состав бонинитов хромита (Бонинские острова, Новая Каледония и др. [24]), % мас.:  $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 59,14$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 5,53$ ,  $\text{FeO} = 19,72$ ,  $\text{MnO} = 0,32$ ,  $\text{MgO} = 11,47$ ,  $\text{TiO}_2 = 0,25$ ,  $\text{CaO} = 0,02$ ,  $\text{SiO}_2 = 0,91$ , сумма = 97,36. Хромит образует включения в клиноэнстатите, который характеризуется повышенным содержанием Ni (0,07 % NiO). Типичными бонинитами являются породы с обильными вкрапленниками клиноэнстатита (размером до нескольких миллиметров) и ортопироксена (более мелкие вкрапленники) с подчиненными им мелкими вкрапленниками клинопироксена, роговой обманки и магнетита, который образует сростания с роговой обманкой и представлен также мельчайшими зернами в стекловатой основной массе пород. Остаточные стекла в бонинитах богаты нормативными плагиоклазом и кварцем (табл. 3). В целом эти образования составляют своеобразную магматическую серию, в которой обогащенность пород кремнием сочетается с

	Al	Cr	Ca	Na	K	Ti	P
	1,90	0,063	1,63	0,206	0,031	0,043	—
	1,38	0,164	1,11	0,038	0,046	0,025	—
	0,419	—	0,634	0,018	0,004	0,040	0,003
	2,05	0,085	2,40	0,175	0,017	0,118	—
	4,14	—	3,11	1,37	0,019	0,139	—
	1,87	—	5,47	1,00	0,039	0,194	0,010
	4,73	—	3,36	1,26	0,042	0,143	—
	4,67	0,002	4,01	0,738	0,309	0,329	—
	5,16	0,011	2,61	3,21	0,040	0,350	—
	4,72	—	1,95	3,07	0,089	0,340	0,054
	5,21	—	1,50	2,02	0,201	0,268	0,079
	4,41	—	0,189	1,46	1,340	0,029	0,028

сильно магниезиальным составом, что, по-видимому, типично для дифференциатов ультрамафитовых (коматитовых) магм.

Происхождение бонинитов связывается, по всей вероятности, с фракционированием магниезиального оливина, сопровождающегося сильным эффектом концентрации в расплавах кремнезема. Оливин спорадически отмечается в бонинитах (см. табл. 3), несмотря на нормативно-кварцевый их состав. Оливин образует фенокристаллы в стекловатой основной массе этих пород, богатой кремнеземом, что свидетельствует о раннем отделении этого минерала от расплавов (выше температуры инконгруэнтного плавления пироксена).

Офиолитовые формации, в которых описаны бониниты, размещаются вдоль окраин Тихого океана (Бонинские острова, Марианский желоб, Новая Гвинея, Новая Каледония и др.), которые фиксируются положением глубоководных желобов, отделяющих океаническую структуру от окружающих его островных дуг и континентов. Прижелобная позиция офиолитовых поясов фиксирует положение эвгеосинклинальных прогибов (талассогеосинклиналей), развивающихся в сопряжениях континентальных и океанических литосферных плит. Эти подвижные пояса играют главную роль в эволюции земной коры. В результате развития складчатости и последующей орогенической инверсии эвгеосинклинальных прогибов формируются подводные хребты и эмбриональные (энсиматические) островные дуги, такие, как Марианская. На их основе формируются вулканогенно-терригенные геосинклинальные формации, образующие в ходе последующих складчатых движений и орогенеза более зрелые (энсиалические) островные дуги и горные окраины континентов (геоантиклинальные поднятия). При одновременном развитии эвгеосинклинальных прогибов располагаются перед геоантиклинальными поднятиями, отделяя их от океанических литосферных плит, что отражено на схеме геотектонического развития Индонезии (см. рис. 6) для третичного и более древнего периодов развития этой терри-

Таблица 3. Составы бонинитов и содержащегося в них остаточного стекла (в пересчете на безводное вещество, % мас.), их нормативный и модалый составы [24]

Бонинит, остаточное стекло	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Бонинские острова:											
оливиновый бонинит	56,66	0,20	11,54	2,36	6,57	0,22	14,33	6,99	0,85	0,27	0,01
бонинит	59,04	0,20	11,47	1,65	7,22	0,29	11,19	6,99	1,38	0,56	0,01
Новая Каледония:											
бонинит	60,10	0,23	9,21	1,34	6,06	0,16	16,67	3,54	1,98	0,65	0,06
остаточное стекло	66,93	0,29	18,87	—	2,90	0,05	0,50	4,02	4,55	1,89	—
Бининит, остаточное стекло	Q	Or	Ab	An	En	Fs	Wo	Mt	Il	Ap	C
Бонинские острова:											
оливиновый бонинит	10,67	1,48	6,77	25,17	33,41	9,54	3,03	3,20	0,36	0,02	—
бонинит	13,39	3,13	11,00	22,15	26,27	11,42	4,39	2,26	0,36	0,02	—
Новая Каледония:											
бонинит	9,52	3,66	15,99	13,70	39,63	9,49	1,12	1,86	0,42	0,14	—
остаточное стекло	21,64	11,17	38,49	19,94	1,24	4,94	—	—	0,55	—	2,03
Бонинит, остаточное стекло	Оливин	Клиноэстатит	Ортопироксен	Сапироксен	Роговая обманка	Хромит	Цеолит	Стекло			
Бонинские острова:											
оливиновый бонинит	4,0	6,8	20,7	25,7	—	0,4	1,6	40,1			
бонинит	—	1,2	16,1	35,3	—	—	—	47,4			
Новая Каледония:											
бонинит	—	29,2	20,8	5,8	5,9	0,1	—	38,0			

тории. Земная кора эвгеосинклинальных прогибов представлена типом, переходным от океанического к континентальному.

В результате раннего (догранитного) метаморфизма вулканогенные породы в офиолитовых поясах превращаются в спилиты, альбит-хлоритовые сланцы и натриевые амфиболиты, получает развитие глаукофановый и эклогитовый метаморфизм, приуроченный к глубинным разломам, с которыми связаны интрузии гипербазитов. Образование глаукофана, жадеита, рибекита, эгирина, лавсонита, цеолитов типично для этого метаморфизма и является прямым свидетельством высокой щелочности метаморфизирующих растворов. Под их воздействием гипербазиты подвергаются ранней серпентинизации без образования магнетита (немагнитные) с выделением брусита и с окислением железа, которое входит в серпентине в кремнекислородные тетраэдры, замещающая кремний. Эта специфика также связана с высокой щелочностью растворов.

В ходе эволюции этих структур в них формируются геоантиклинальные складчатые поднятия, что сопровождается изменением характера магматизма, который утрачивает сходство с базальтовым магматизмом срединных океанических хребтов. При этом он приобретает черты, сближающие его с магматизмом островных дуг и активных горных континентальных окраин — структур более высокого эволюционного уровня геосинклинального развития, в которые в конечном итоге перерождаются геосинклинальные прогибы вследствие инверсии и орогенического воздымания подвижных зон. Это связывается с коренным изменением характера магматизма и метаморфизма, которое возникает в ходе формирования складчатой структуры подвижных зон. Базальтовый (основной) вулканизм сменяется при этом андезитовым (средним) и более кислым (дацитовым, липаритовым), а в глубинной (плутонической) фации получает развитие гранитный магматизм, сопровождаемый интенсивным метаморфизмом осадочных и вулканических пород, в том числе и преобразованных в ходе раннего (догранитного) метаморфизма. С метаморфизмом стадии становления гранитов в складчатых поясах связывается особенно интенсивное разуплотнение их глубинных зон с увеличением мощности коры (в значительной части за счет дебазификации подстилающей ее мантии), чем и объясняется воздымание горных сооружений на активных окраинах континентов. Андезитовый тип вулканизма считается специфическим для складчатых поясов, он намечается уже в ходе их формирования и интенсивно развивается во все последующие стадии орогенического воздымания и эрозии складчатых сооружений, приобретая все более наложенный характер [6].

Аналогично в Алеутской дуге современный вулканический пояс накладывается на палеозойские и мезозойские складчатые сооружения, представляя своеобразную активизацию древних структур, связанную с орогеническим подъемом складчатых комплексов, дифференцированных по блокам. Блоки разобщены протяженными разломами, которыми и контролируется размещение вулканов. В их извержениях нормальные базальты играют подчиненную роль, уступая место их лейкократовым типам (богатым плагноклазом) и более кислым (богатым кремнеземом) породам: андезито-базальтам, андезитам, дацитам и липаритам.

Другой важный тип подвижных поясов приурочен к сочленениям океа-

нических литосферных плит. Они выделяются под названием срединных океанических хребтов — Восточно-Тихоокеанский, Атлантический, Индийский и др. Тектонически активные зоны срединных хребтов характеризуются высокой сейсмической активностью, к ним приурочены термические аномалии и проявления метаморфизма с превращением базальтов океанической коры в спилиты (альбитизированные и хлоритизированные базальты), зеленокаменные породы, зеленые альбит-хлоритовые сланцы и амфиболиты. С метаморфизмом связывается разуплотнение глубинных зон под этими структурами, вызывающее подъем подводных хребтов, тогда как растяжением (рифтом, спредингом) объясняется образование в этих хребтах прогибов, грабенов и трещин, вдоль которых извергаются молодые лавы преимущественно базальтов. Сочетание подводных горных сооружений (высотой до 4 км), сложенных метаморфическими породами или базальтами, с глубокими долинами, заполненными молодыми лавами, является характерной чертой строения срединных океанических хребтов. Базальты в срединных хребтах представлены шаровыми (подушечными) лавами, залегающими в рифтовых долинах в виде плоских куполов и небольших кратеров. В эти структуры внедряются перидотиты, которые превращаются при метаморфизме в серпентиниты. Совместно с метаморфизованными базальтами и глубоководными осадками серпентиниты составляют офиолитовую формацию срединных океанических хребтов, выделенную Х. Хессом [18] под названием эмбриональной. Это определяет формационное сходство срединных океанических хребтов с эвгеосинклинальными прогибами и энсиматическими островными дугами, отражающее залегание тех и других в сопряжениях литосферных плит — наиболее ослабленных зонах земной коры, к которым приурочены восходящие флюидные потоки и связанные с ними метаморфические и магматические проявления.

Эвгеосинклинальные прогибы, как и срединные океанические хребты, характеризуются развитием мелкофокусных землетрясений, подводными излияниями шаровых базальтов вдоль протяженных трещинных зон, внедрениями перидотитов и развитием метаморфизма сходного геохимического типа. Специфика вулканизма этих структур была выявлена Х. Куно [5], доказавшим сходство базальтов внешнего обрамления Японской островной дуги с базальтами океанических хребтов. Это вполне объясняется аналогией их геотектонической позиции (приуроченностью к сочленениям литосферных плит). Однако хребты приурочены к границам океанических плит, а эвгеосинклинальные прогибы свойственны сочленениям океанических и континентальных плит, что определяет черты их различия.

Геосинклинальные офиолитовые формации отличаются большой мощностью отложений и последующей историей развития с вовлечением их в формирование складчатых континентальных сооружений, что не свойственно срединным океаническим хребтам. В сочленениях океанических плит доминирует растяжение (спрединг) вследствие их интенсивной вулканической активности. Громадные массы базальтовых магм, внедряющиеся в эти структуры совместно с интрузиями гипербазитов, приводят к омоложению и расширению океанического ложа со скоростью порядка 3 см/год.

Подвижные пояса, приуроченные к сопряжениям литосферных плит,

играли главную созидательную роль в развитии как континентальных массивов, так и океанического ложа. В этом отношении их можно противопоставить внутриплитовым подвижным зонам, развитие которых связывается с деструкцией ранее сформированной коры. К этому типу относятся структуры внутренних морей, отделяющие островные дуги от континентов, формации континентальных траппов и глубинные разломы, которые усматриваются в линейном расположении щелочных вулканов на континентах и океанических островах.

Окраинные моря (Берингово, Охотское, Японское и др.) по своей природе сходны с трапповыми структурами и также образуются в результате растяжения, утонения и распада древней складчатой континентальной коры в тыловых частях горных континентальных окраин. Складчатые фрагменты древней метаморфической коры устанавливаются в Японском и других морях. Процессы растяжения, ведущие к деструкции (распаду) древней коры окраинных морей, иногда называют рифтингом (в отличие от рифта, которому свойственны линейные протяженные структуры на континентах и в срединных хребтах). Растяжение связывается с интенсивным развитием базальтового вулканизма и конвективного обновления складчатой континентальной коры, замещения ее базальтовой корой, сходной с океанической. Особенно наглядно этот процесс выражен в тыловой части молодой Марианской островной дуги, где в результате раздвижения более древних формаций в олигоцен-эоценовое время сформировались две океанические плиты — Филиппинская и Марианская, разделенные срединговой зоной поступления в эту структуру молодых базальтовых лав. Подобный механизм раскрытия краевых и междугубовых бассейнов обусловил [6] характерный изгиб островных дуг, отличающий их от прямолинейных горных континентальных окраин (лиминарных систем), сходных с островными дугами во всех других отношениях. С подобным процессом связано образование геосинклинальных котловин, к которым приурочено накопление вулканогенно-терригенных, терригенных и карбонатно-терригенных пород.

Вулканизм этих структур характеризуется антидромной последовательностью извержений, что определяет сходство его с вулканизмом континентальных траппов. Он может начинаться с извержений кислых или средних пород, сменяясь затем мощными базальтовыми излияниями и завершаясь образованием щелочных пород. Формирование краевых морей связывается с подъемом геоизотерм и входит в общую систему растяжения, прогибания и утонения складчатой континентальной коры, в результате чего на платформах образуются мощные и протяженные покровы плато-базальтов (траппов): Колумбия (средний миоцен) и Снейк в штате Айдахо (от плейстоцена до современного), Патагония (от миоцена до современного), Восточная Монголия (от миоцена до современного) и др. В этих формациях базальты сопровождаются незначительными объемами пирокластического материала, переслаивающегося с лавами, мощность которых 2—50 м. Излияния приурочены к протяженным трещинам и плоским щитовым вулканам. Переход от трещинного вулканизма к вулканам центрального типа сопровождается сменой базальтов субщелочными базальтами, трахибазальтами и другими щелочными породами.

Вулканы центрального типа характеризуются эволюцией от базальтов

к субщелочным базальтам и более щелочным породам. В этом отношении они аналогичны вулканам центрального типа океанического ложа, которые приурочены к цепям островов и подводных гор, имеющих в Тихом океане западное и северо-западное простирание, контролируясь, по-видимому, глубинными разломами, секущими разновозрастные зоны базальтов (меловые, эоцен-плиоценовые, олигоценые, миоценовые). Эти разломы ограничиваются океаническими плитами, не прослеживаясь в континентальные (такие разломы называются трансформными). Они отражают общий процесс тектонической активизации ложа Тихого океана, причем развитие вдоль них вулканизма сопрягается, по-видимому, с метаморфическими процессами. Об этом можно судить по значительному утолщению земной коры под вулканами (до 30 км под Гавайскими островами — вулкан Мауна-Лоа и др.).

Щелочной уклон в развитии базальтового вулканизма сопровождается появлением включений ультраосновных пород (дунитов, перидотитов), выносимых лавами из магматических очагов. Поэтому образование щелочных расплавов, по-видимому, связывается с магматическим замещением ультраосновных пород и происходит в соответствии с принципом кислотно-щелочного взаимодействия компонентов, разработанного Д.С. Коржинским [4]. Немаловажную роль в этих процессах играла десиликация расплавов, приводящая к образованию фельдшпатоидных магм, недосыщенных кремнеземом. Аналогами магматических очагов, питающих щелочные вулканы, служат концентрически-зональные трубообразные интрузивы с дунитовыми и перидотитовыми ядрами, широко распространенные, например, на Алданском щите (Кондерский, Чадский, Инаглинский, Арбарастахский, Горноозерский и др.). С возрастанием степени замещенности ультраосновных ядер в этих массивах основные породы во все большей мере вытесняются щелочными.

Щелочные породы являются своеобразными "мигматитами по ультраосновным породам", развиваясь в ходе их магматического замещения подобно тому, как коровые граниты развиваются в ходе магматического замещения кислых сиалических пород.

Таким образом, главную роль в эволюции земной коры играют подвижные пояса в сопряжениях литосферных плит: океанических (срединные хребты) и океанических с континентальными (геосинклинальные системы). Особое положение занимают наложенные области растяжения континентальной коры, с которыми связаны трапповые формации и магматизм окраинных морей, а также разломы, контролирующие размещение щелочных вулканов. На ранних этапах развития подвижных зон доминирует гипербазит-базитовый магматизм, свойственный режимам растяжения земной коры. На более зрелых стадиях развития подвижных зон (в обстановке сжатия) развиваются гранитный (в ходе магматического замещения складчатой сиалической коры) и щелочной (при замещении основными магмами гипербазитов) магматизм.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Ботт М. Внутреннее строение Земли. М.: Мир, 1974. 373 с.
2. Заварицкий А.Н., Кваша Л.Г. Метеориты СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 245 с.
3. Кинг Э.А. Космическая геология. Введение. М.: Мир, 1979. 378 с.
4. Коржинский Д.С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий. — Докл. АН СССР, 1959, т. 128, № 2, с. 383—386.
5. Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкост окраин континентов и островных дуг. — В кн.: Краины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970, с. 249—262.
6. Ломизе М.Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М.: Недра, 1983. 194 с.
7. Маракушев А.А., Безмен Н.И. Эволюция метеоритного вещества, планет и магматических серий. М.: Наука, 1983. 185 с.
8. Addicott W.O. Plate maps of circum-pacific completed — and CPMP plans new work. — Episodes, 1983, N 1 p. 28—29.
9. Anderson A.T. The texture and mineralogy of Lunar peridotite, 15445,10. — J. Geol., 1973, vol. 81, N 2, p. 219—226.
10. Anhaeusser C.R. Evolution of archean greenstone belts. — Geol. Soc., Austral. Spec. Publ., 1971, vol. 3, p. 57—70.
11. Arndt N.T. Thick, layered peridotite-gabbro lava flow on Munro Township, Ontario. — Canad. J. Earth Sci., 1977, vol. 14, p. 2620—2637.
12. Arndt N.T., Naldrett A.J., Pyke D.R. Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, Northeast Ontario. — J. Petrol., 1977, vol. 18, N 2, p. 319—369.
13. Bernice P. Deep sea drilling project. — Inform. Bull., 1970, vol. 22, N 1/2, p. 2—3.
14. Biggar G.M., O'Hara M.J., Peckett A., Humphries D.J. Lunar lavas and achondrites. — Proc. Lunar Sci. Conf., 1971, vol. 1, p. 617—643.
15. Bloomer S., Melchior J., Poreda R., Hawkins J. Mariana arc-trench studies: Petrology of boninites and evidence for aboninite series. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1979, vol. 60, p. 968—971.
16. Cameron W.E., Nisbet E.G., Dietrich V.J. Boninites komatiites and ophiolitic basalts. — Nature, 1979, vol. 280, p. 550—553.
17. Challis G.A. The  $K_2O : Na_2O$  ratios of ancient volcanic arcs in New Zealand. — N.Z. J. Geol. and Geophys., 1968, vol. 11, N 1, p. 12—18.
18. Hess H.H. Mid-oceanic ridges and tectonics of the sea-floor. — In: Submarine geology and geophysics/Ed. W.F. Whittard, R. Bradshaw. L., 1965, p. 317—333.
19. Katili J.A. Geochronology of West Indonesia and its implication of plate tectonics. — Tectonophysics, 1973, vol. 19, N 3, p. 195—212.
20. Lock N.P., Dawson J.B. Garnet-olivine reaction in the upper mantle: Evidence from peridotite xenolith in the Letseng-la-Terae kimberlites, Lesotho. — Trans. Roy. Soc. Edinburgh. Earth Sci., 1980, vol. 71, p. 47—53.
21. Mason B., Jarosevich E., Nelen J.A. The pyroxene-plagioclase achondrites. — Smithsonian Contrib. Earth Sci., 1979, N 22, p. 27—45.
22. McCarthy T.S., Erlank A.J., Wyllis J.P. On the origin of eucrites and diogenites. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, vol. 18, p. 433—442.
23. Olsen E., Bunch T.E. Empirical derivation of activity coefficients for the magnesium-rich portion of the olivine solid solution. — Amer. Miner., 1970, vol. 55, N 11/12, p. 1829—1842.
24. Sameshima T., Paris J.P., Black Ph.M., Heming R.F. Clinostatite-bearing lava from Nepoui, New Caledonia. — Amer. Miner., 1983, vol. 68, N 11/12, p. 1076—1082.
25. Sharaskin A.Y., Dobretsov N.L., Sobolev N.V. Marianites: The clinostatite-bearing pillow-lavas associated with ophiolite assemblage of Mariana trench. — In: Ophiolites: Proc. Intern. ophiolite symp. Cyprus, 1979, p. 473—479.
26. Spencer L.J. Origin of tektites. — Nature, 1933, vol. 131, p. 117—118.
27. Stoneley R.A. A note on the structural evolution of Alasca. — J. Geol. Soc., 1971, vol. 127, pt 6, p. 623—628.
28. Taylor S.R. Lunar science: A post-Apollo view. Pergamon press, 1975. 772 p.

29. Urey H.C. Diamonds, meteorites and the origin of the solar system. — *Astrophys. J.*, 1956, vol. 124, N 3, p. 623–625.

30. Wood J.A. Olivine and pyroxene compositions in type II carbonaceous chondrites. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1967, vol. 31, p. 2095–2108.

31. Zellner B., Leake M., Morrison D., Williams J.G. The E-asteroids and the origin of the enstatite achondrites. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1977, vol. 41, N 12, p. 1759–1767.

УДК 551.243

Ю.В. МИЛЛЕР

## ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ АРХЕЯ

Выяснение и анализ особенностей структурной геологии архея целесообразно проводить на основе представления о сдвиговом течении как механизме, определяющем дислокационный процесс подвижных областей. В работах последних лет, как советских, так и зарубежных, показано, что именно с этих позиций удастся максимально приблизиться к выяснению действительных пространственных и временных закономерностей развития деформации, найти удовлетворительное объяснение широкому кругу дислокационных явлений в фантастическом диапазоне масштабов: от вращения мельчайших порфиробластов — процесса, наблюдаемого под микроскопом, — до структурных особенностей, дешифрируемых на космо- и аэрофотоснимках [11, 14–16, 21, 24, 26, 27, 39, 30, 32–36]. Важнейшим элементом сдвиговой тектоники является крупная (картируемая в мелком масштабе) зона пластического сдвига, или, что то же самое, тектонический, лучше — литосферный поток [16–18]. Структура подвижных областей расшифровывается как результат однократного или неоднократного действия разноориентированных литосферных потоков.

Если с этих позиций проанализировать накопившуюся за последние десятилетия информацию, окажется, что в архее достаточно отчетливо выделяются два типа структурообразования. Один отвечает вертикальному литосферному потоку и реализуется преимущественно в гранито-зеленокаменных областях (тектонотип — Карельская гранито-зеленокаменная область), другой определяется неоднократным действием разноориентированных потоков при доминирующей роли горизонтального течения и проявляется как в гранит-зеленокаменных, так и в парагнейсовых областях, но особенно характерен для последних (тектонотипы — архейский блок Южной Гренландии, беломорский и алданский комплексы). Тезис о двух типах структурообразования в архее не является принципиально новым. В несколько иной формулировке, при иной или весьма близкой интерпретации фактов, он давно обсуждается в работах Д. Бриджводера, В. Макгрегора, К. Конди, Р. Парка и целого ряда других исследователей [8, 22, 25, 31]. Рассмотрим этот тезис на примере названных тектонотипов.

Начнем с Карельской гранито-зеленокаменной области и, в частности, с Большезерского-Хедозерского трога, который в деформационном отношении является простейшим и может выступать в качестве модели структур подобного типа (рис. 1). Это синклиналь, выполненная вулканогенно-терригенными образованиями гимольской серии лопия (верхний архей).

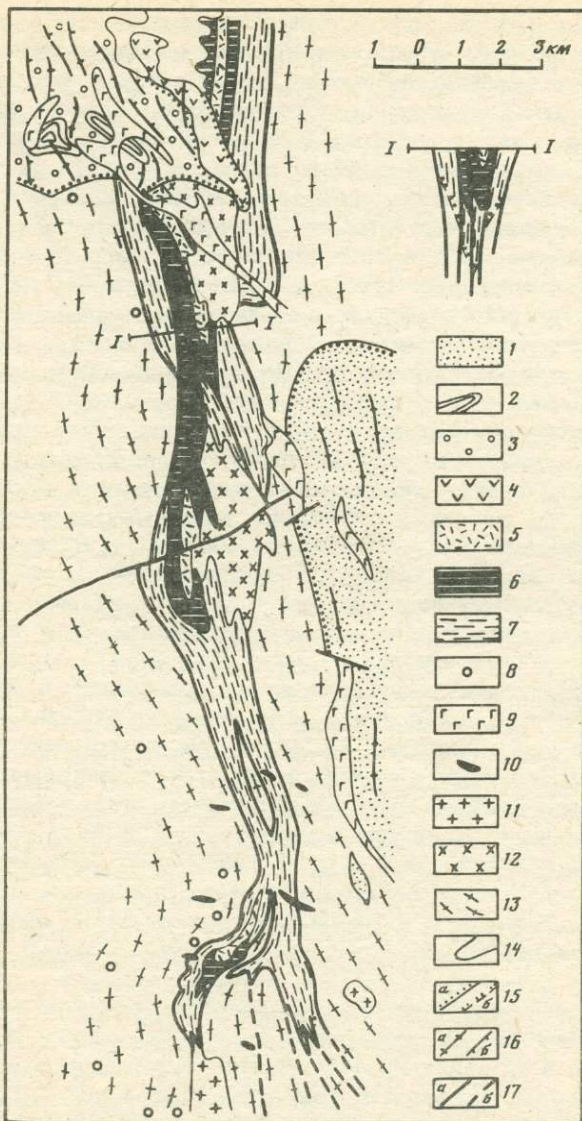


Рис. 1. Большезерско-Хедозерская структура. Составили Ю.М. Миллер и Р.И. Милькевич с использованием материалов М.М. Стеноря и В.И. Коросова.

1-8 - супрактральные породы: 1 - кварцевые песчаники ятулия ( $PR_1^3$ ), 2, 3 - сариолит ( $PR_1^2$ ); 2 - тонкослоистые метатUFFы, 3 - метаконгломераты и туфобрекчи; 4 - метадиабазы сумия ( $PR_1^1$ ); 5-7 - лопий ( $AR_2$ ): 5 - кислые метаэффузивы, 6 - метаандезиты, 7 - метаморфизованные флишевые железорудные отложения; 8 - реликты долопийского субстрата мигматитов ( $AR_1$  ?); 9-13 - интрузивные породы: 9 - габбро-диабазы ( $PR_2^3$ ), 10 - дайки габбро ( $AR_2$ ), 11 - микроклиновые граниты ( $AR_2$ ), 12 - метатранодииориты ( $AR_2$ ), 13 - гнейсо-граниты, гранито-гнейсы ( $AR_1$  ?); 14 - контакты стратиграфические нормальные; 15 - контакты трансгрессивные установленные (а) и предполагаемые (б); 16 - сланцеватость вертикальная (а) и крутонаклонная (б); 17 - разломы установленные (а) и предполагаемые (б)

Подошва—кровля разреза достаточно уверенно определяется по градационной слоистости, местами хорошо сохранившейся. Плоскостные элементы, определяющие и выражающие течение горных пород: многочисленные разломы, согласные с простиранием, разрывные контакты, локально дислоцированные в складки совместно с лопийскими образованиями, сланцеватость, осевые поверхности главной синклинали и мелких складочек постлойного сдвигового течения ориентированы круто или субвертикально. Специфика трога заключается в том, что в его обрамлении молодые гранитоиды, прорывающие лопий, играют резко подчиненную роль, соответственно в обрамлении отсутствуют гранито-гнейсовые купола и не проявляя краевая структурно-метаморфическая зональность, столь характерная для троговых комплексов. Отсюда породы, заключающие трог (различные гранито-гнейсы и гнейсо-граниты), заведомо являются комплексом основания. Это особенно хорошо видно на южном замыкании структуры, где на дневную поверхность выходят разбитое на клинья днище трога и базальные слои гимольской серии. В то же время непосредственного налегания гимольских пород на комплекс основания не наблюдалось. Среди гранито-гнейсов комплекса основания встречаются мигматиты, аналогичные установленным во многих гранито-зеленокаменных областях мира.

Традиционным является вопрос о том, что представляет собою субстрат мигматитов — породы, предшествующие заложению трога или одновозрастные троговому комплексу? По уровню метаморфических и структурных преобразований субстрат мигматитов резко отличается от пород трогового комплекса, никаких постепенных переходов между ними не существует. Такие соотношения и, что гораздо важнее, широкое развитие калишпатового порфиробластеза, который накладывается на комплекс основания в том числе на мигматиты, и не накладывается на троговый комплекс, позволяют в данном случае прийти к заключению, что в субстрате мигматитов мы видим реликты дотроговых образований. В других случаях вопрос может решаться иначе. Следует иметь в виду, что в условиях вертикального литосферного потока, отражающего перераспределение материала по вертикали, на современном эрозионном уровне мы вправе ожидать пространственное совмещение материала, поступившего с разных глубинных уровней.

По мере дальнейшего развития деформации трогового комплекса крутая система плоскостных элементов, отражающих течение пород в вертикальной плоскости, в условиях продолжающейся деформации и в результате контраста механических свойств деформируемых пород, плоскостной и (или) линейной реологической анизотропии становится неустойчивой и сама начинает сминаться в резко асимметричные крутошарнирные складки, характерные для областей вертикального течения материала. Такие складки различной степени сжатости, т.е. находящиеся на разных стадиях развития, закартированы во многих зеленокаменных трогах. Если обратиться к деталям строения, оказывается, что мы имеем дело со складчато-линзовой структурой, насыщенной крутыми разрывами. Контакты, согласные с простиранием толщи, заведомо тектонические, или есть основание считать их таковыми. Наоборот, шлообразные контакты, ориентированные под большими углами к общему простиранию, есть основание рассматривать как стратиграфические.

До сих пор, пользуясь особо благоприятными объектами, мы рассматривали структуру зеленокаменных трогов вне влияния гранито-гнейсовых куполов. Между тем гораздо чаще зеленокаменные трогии выполняют пространство между гранито-гнейсовыми куполами. Такая картина в частности наблюдается в районе Костомукши [3]. В результате развития гранито-гнейсовых куполов, во-первых, трогии утрачивают свою изначально линейную или близкую к линейной конфигурацию, во-вторых, течение материала, т.е. ориентировка сланцеватости, синскладчатых разрывов и доминирующих складок подчиняется очертаниям куполов, в-третьих, становление куполов часто сопровождается развитием в троговом комплексе краевой метаморфической и структурной зональности. В процессе наложения структурно-метаморфической переработки, связанной с гранито-гнейсовыми куполами, трогии обычно приобретают резко асимметричное строение. Краевая структурно-метаморфическая зональность специально исследована в Семчинском трогее, где изучение метаморфизма, выполнявшееся В.С. Байковой [1], С.Н. Рыбаковым [19], Р.И. Милькевич, было дополнено попыткой количественно оценить пластическую деформацию с помощью коэффициентов сплющивания лавовых подушек.

Структурная зональность, рассчитанная на ЭВМ (рис. 2), свидетельствует о том, что интенсивность пластической деформации, так же как и интенсивность метаморфизма, возрастает по мере приближения к южному борту трогая. В области повышенного метаморфизма наиболее отчетливо выступают особенности структурного парагенезиса, характерного для вертикального литосферного потока: 1) максимальное растяжение деформируемых объектов — в данном случае лавовых подушек — по вертикали, что отвечает направлению тектонического транспорта; 2) субвертикальная сланцеватость; 3) крутошарнирные асимметричные складки сдвигового течения, деформирующие эту сланцеватость; 4) крутая *B*-линейность. Таким образом, краевая структурно-метаморфическая зональность и осложняет троговую структуру, и в то же время выявляет наиболее характерные особенности этой структуры. И это понятно: чем выше метаморфизм и ниже вязкость, тем легче осуществляется течение горных пород и отчетливее проявляются деформационные эффекты, связанные с этим течением. Все рассмотренные структурные и метаморфические преобразования, включая развитие краевой структурно-метаморфической зональности, относятся к ребольскому тектоно-метаморфическому циклу с возрастом 2900—2700 млн. лет.

На примере Большезерско-Хедозерской структуры (см. рис. 1) удобно продемонстрировать закономерности развития Карельской гранито-зеленокаменной области как области полициклического развития: рассланцевание комплекса основания, предшествующее заложению лопийского трогая (доребольский цикл), сланцеватость и складки в самом трогее (ребольский цикл), в сумийско-сариолийской мульде (селецкий цикл) и в ятулийском трогее (свекофенский цикл) ориентированы примерно одинаково. Это значит, что Карельская гранито-зеленокаменная область, а точнее ее центральная часть, в деформационном отношении была весьма устойчивой: от одного тектоно-метаморфического цикла к другому на протяжении громадного промежутка времени течение осуществлялось и вновь возобновлялось в одинаково ориентированных плоскостях. Эта особенность с

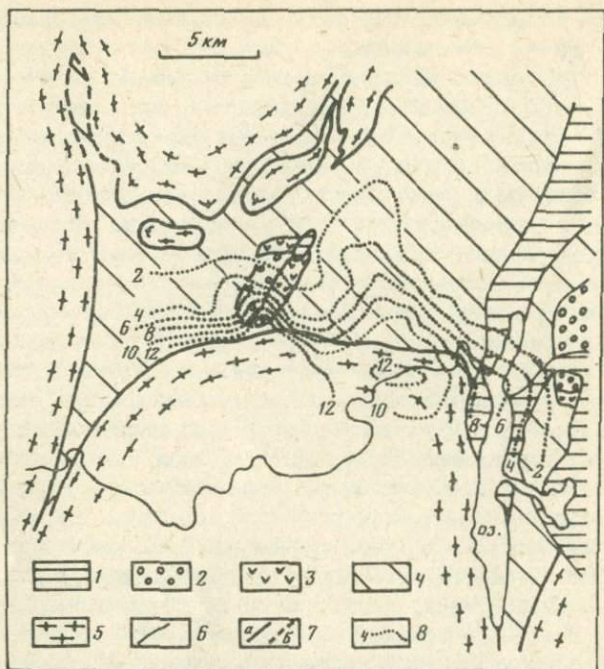


Рис. 2. Структурная зональность Семчинского трюга, выраженная в изолиниях деформированности лавовых подушек

1 — кварцевые конгломераты и метадиабазы ятулия ( $PR_1^3$ ); 2 — полимиктовые конгломераты сариолия ( $PR_1^2$ ); 3 — андезито-базальты сумия ( $PR_1^1$ ); 4 — подушечные и массовые метадиабазы, агломератовые, лапиллиевые и другие туфы метаандезитов и метаацитов, графитистые сланцы лошя ( $AR_2$ ); 5 — разновозрастные гранито-гнейсы, гнейсо-граниты, мигматиты; 6 — стратиграфические контакты; 7 — тектонические контакты установленные (а) и предполагаемые (б); 8 — изолинии деформированности лавовых подушек в коэффициентах сплюсживания  $K$  ( $K = l/h$ , где  $h$  — ширина подушки, принятая за 1,  $l$  — длина, измеренные в стандартных сечениях)

разными вариантами прослеживается во многих гранит-зеленокаменных областях, но простирание плоскости доминирующего течения при субвертикальном ее положении нередко сменяется или от цикла к циклу, или даже в пределах единого цикла, как это имеет место при наложении на линейные трюги гранито-гнейсовых куполов.

Иной тип структурообразования, свойственный преимущественно парагнейсовым областям, начинается в обстановке горизонтального перемещения (течения) материала, которое осуществляется двояким способом: в форме послойного и внутрислойного сдвигового течения и в форме глубинного покровообразования. На структуру, сформированную горизонтальным течением, накладываются дислокации, связанные с течением в вертикальной плоскости, как правило неравномерно проявленные по латерали. На этой стадии закладываются и развиваются зоны линейной складчатости и гранито-гнейсовые купола, но специфика результирующих структур определяется в первую очередь горизонтальным перераспределением материала: это так называемый горизонтальный тектонический режим в архее.

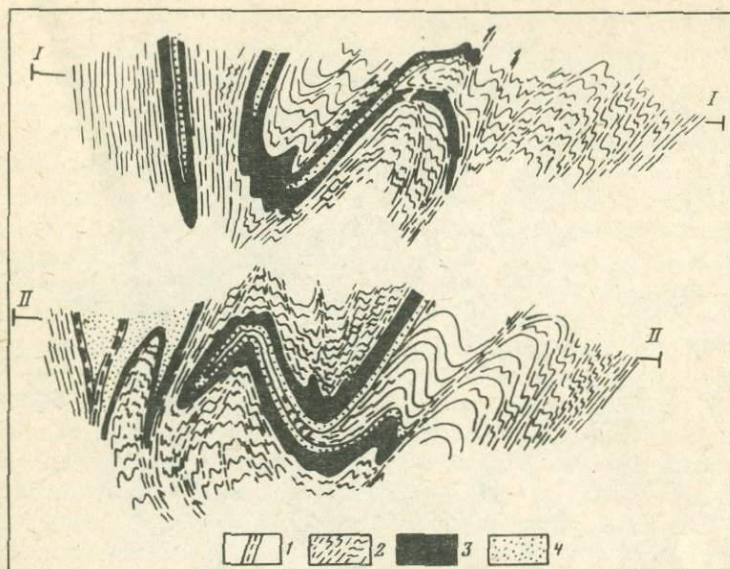


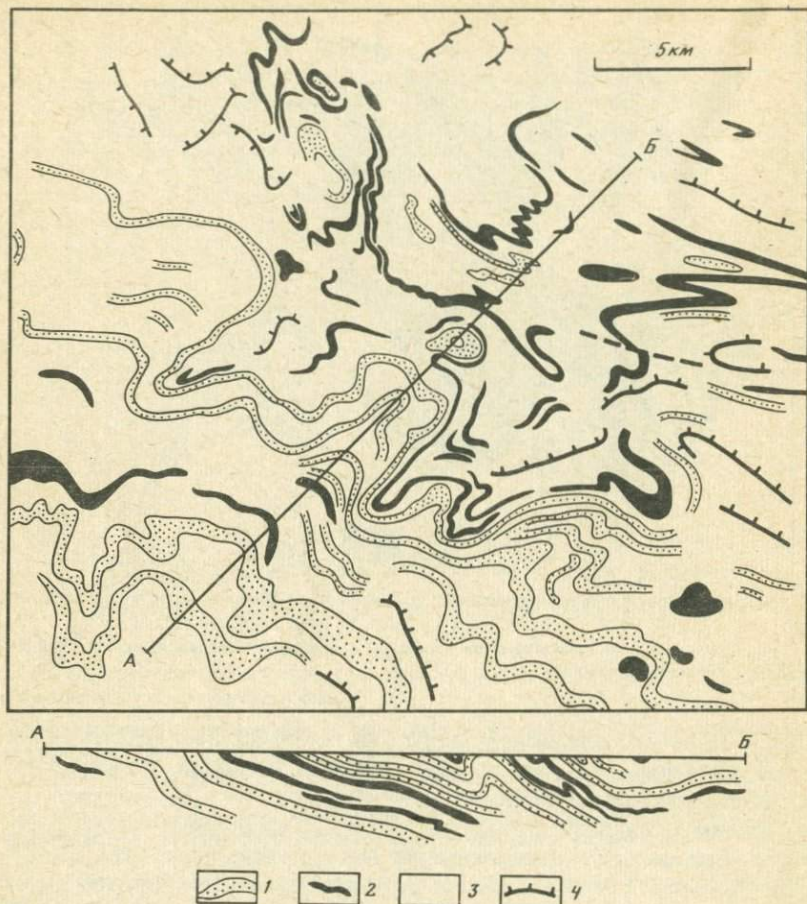
Рис. 3. Разрезы архейского комплекса района Баксефиорда, Южная Гренландия по [23]

1 — гнейсы нук; 2 — амитсоксские гнейсы; 3 — амфиболиты комплекса малене; 4 — гнейсы комплекса малене

Уже более 10 лет тектонотипом такого развития выступает архейский блок Южной Гренландии [22]. Образования региона испытали сложное, безусловно, полициклическое развитие.

По мнению большинства исследователей, покровообразование и синхронное с ним пологое рассланцевание были неоднократными [22, 23 и др.]. На разрезах отчетливо видны структуры главным образом одного, по-видимому III, тектоно-метаморфического цикла (рис. 3). На первой стадии цикла происходили пологое рассланцевание и покровообразование, сопровождавшиеся развитием изначально лежащих гигантских изоклиналей, которые хорошо маркируются амфиболитами комплекса малене. На второй стадии цикла эти структуры были переработаны в условиях течения материала в вертикальной плоскости, что привело к уплотненным куполам, сложным по конфигурации прогибам и крупным прямым складкам, которые наиболее отчетливо видны на разрезах. Возраст высокотемпературного метаморфизма, связанного с этим циклом, 2900–2800 млн. лет.

По существу, близкая структурная ситуация, но реализующаяся в типичной парагнейсовой области, наблюдается в беломорском комплексе, который также прошел сложный полициклический путь структурно-метаморфических преобразований. На карте Н.В. Горлова и др. [4] нашла отражение типичная интерференционная складчатость, обусловленная пересечением разновозрастных и разноплановых деформаций, относящихся, согласно [7], к ребольскому (северо-западные простирации) и свекофеннскому (северо-восточные простирации) циклам (рис. 4). В отличие от только что рассмотренного примера, в беломорских образованиях структуры го-



Р и с. 4. Фрагмент геолого-структурной карты центральной и северной частей Енского района (упрощено). Составили Н.В. Горлов, Г.Ф. Симонова, Р.З. Левковский по [4]

1 – глиноземистые гнейсы; 2 – амфиболиты; 3 – биотитовые, реже амфиболовые гнейсы; 4 – обобщенные элементы залегания сланцеватости

ризонального течения сравнительно слабо переработаны, в целом они ориентированы полого и представлены главным образом послойным и субпослойным рассланцеванием, складками послойного сдвигового течения, будинажем. Дегальные специализированные структурные исследования, сосредоточенные в большинстве случаев на небольших участках, не дали до сих пор прямых указаний на существование в беломорском комплексе тектонических покровов. В то же время анализ региональной структуры Беломорского блока позволил В.А. Глебовицкому выделить в пределах беломорид ряд пластин, несколько отличающихся друг от друга характером разреза и разделенных пологими сместителями, из которых наиболее крупные Чупинский, Толвандский, Пирингский (рис. 5). По своей морфологии и ориентировке в пространстве они близки к Лапландс-

кому надвику (рис. 5), по которому беломорские образования поддвинуты под гранулитовый комплекс Кольского полуострова, но в отличие от него имеют не протерозойский, а заведомо архейский возраст.

Этот же тип структурообразования проявился в алданском комплексе, который в настоящее время может рассматриваться как типичный пример архейской покровно-складчатой структуры. И дело здесь не только в надвигах типа тех, которые описаны в долине Тимптона [5]. Важнее другое: вся совокупность фактов, связанных со структурным несогласием<sup>1</sup> между верхнеалданской и федоровской сериями, находит удовлетворительное объяснение, если рассматривать это несогласие как изначально пологую поверхность сместителя, по которому совмещены два аллохтонных комплекса или аллохтон и условный автохтон. Об этом свидетельствуют следующие факты: 1) в основании федоровской серии отсутствуют образования, которые можно было бы рассматривать в качестве базальных; 2) и верхнеалданская, и федоровская серии примыкают к поверхности несогласия различными частями своих разрезов; 3) вблизи поверхности несогласия развиты крупные изначально лежащие изоклинали, относящиеся к покровному структурному парагенезису. Отнесение изоклиналей такого типа и покровов к единому парагенезису определяется развитием и тех, и других в результате больших сдвиговых деформаций, реализующихся в субгоризонтальной системе поверхностей [13].

Положение покровообразования в цепи структурных событий достаточно отчетливо: оно протекало на фоне интенсивного метаморфизма одновременно или с некоторым запаздыванием относительно структур послонного и внутрислойного течения. Позднее, когда горизонтальное перераспределение (течение) сменилось вертикальным, покров или система покровов, а также послонная кристаллизационная сланцеватость, осложненная мелкими и крупными лежащими складками послонного сдвигового течения, были деформированы Усть-Тимптонским куполом и обрамляющими его прямыми складками. Примером может служить Эмельджакская антиклиналь, в ядре которой обнажается верхнеалданская серия, отделенная деформированной поверхностью сместителя от залегающей в аллохтоне федоровской серии. Возраст тектоно-метаморфического цикла, определившего доминирующую структуру алданского комплекса, древнее 3100 млн. лет.

В заключение, помимо главных указанных различий рассмотренных типов структурообразования, отметим еще одно, имеющее важное значение для стратиграфии. В условиях первого типа структурообразования, даже при полициклическом развитии, нередко хорошо сохраняются первичные текстуры осадочных и вулканогенных пород, что позволяет судить о подошве—кровле разреза и достаточно уверенно реконструировать нормальный стратиграфический разрез. В условиях второго типа структурообразования, как правило, полностью утрачиваются все первичные текстуры, кроме слоистости или ее реликтов, а реконструкция нормального разреза

<sup>1</sup> Несогласие установлено в 1960 г. В.А. Груздевым в восточном крыле Усть-Тимптонского купола, в 1961 г. подтверждено Ю.В. Миллером в районе Эмельджака, в 1961—1962 гг. картировалось В.А. Груздевым, Ю.В. Миллером, Л.И. Шестаковой в полосе от Эмельджака до Канку, позднее изучалось В.Л. Дуклом [6] и А.Б. Котовым.

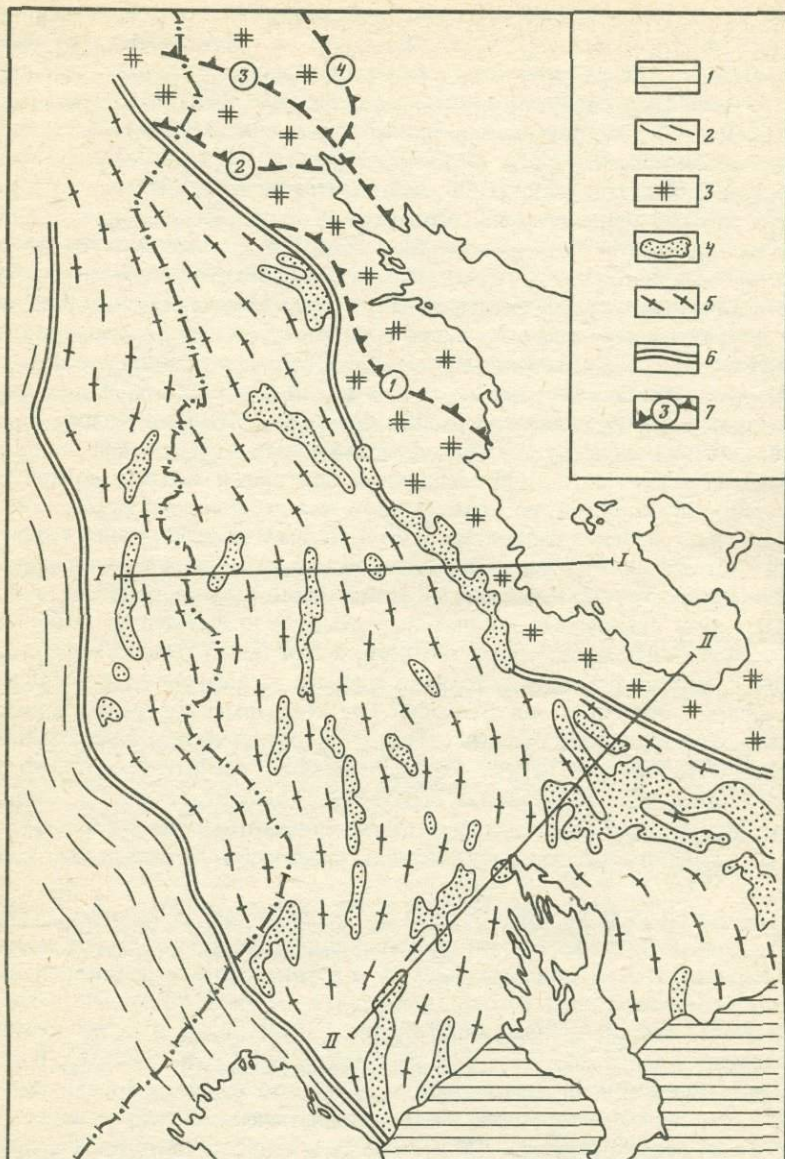
сталкивается с принципиальными трудностями, связанными главным образом с неравномерным перераспределением и преобразованием материала в условиях горизонтального потока: развитием покровов и тектонических пластин, формированием крупных и гигантских изоклинаей, внедрением по плоскостям пологих сместителей ортопород различного состава, которые после расщелачивания и метаморфической переработки не всегда отличимы от супраконтинентальных образований [20].

Естественно поставить вопрос: каковы принципиальные структурные соотношения областей с разными типами развития? Вопрос трудный. Во-первых, потому, что в разных регионах можно подозревать разные соотношения, хотя и этот тезис требует проверки. Во-вторых, потому, что области с разными типами структурного развития в общем случае являются полициклическими и для ответа на поставленный вопрос необходима строгая возрастная корреляция циклов: сравнивать разновозрастные структуры бессмысленно. В-третьих, как было продемонстрировано, в областях с разными типами развития циклы проявляются по-разному: в одних областях развитие начинается с горизонтального перераспределения (течения) материала и завершается течением в вертикальной плоскости — это так называемые полные деформационные циклы, в других — развитие и начинается, и завершается в условиях течения материала в вертикальной плоскости — это редуцированные циклы, поскольку в них отсутствует изначальное горизонтальное перераспределение материала [12–14].

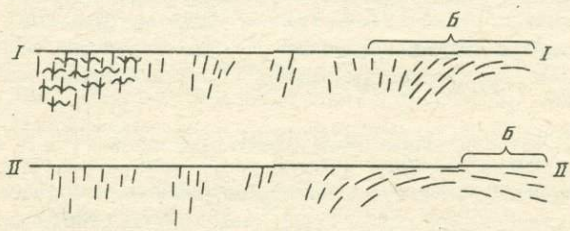
В настоящее время достаточно надежные соотношения можно продемонстрировать для Карельской гранито-зеленокаменной и Беломорской парагнейсовой областей. Если задать разрез через Карельскую гранито-зеленокаменную и Беломорскую парагнейсовую области на широте Костамукши (см. рис. 5, разрез I—I) и спроектировать на него доминирующие плоскости течения для ребольского тектонометаморфического цикла, получим следующую картину: на западе, в поясе Кухма, по данным финских геологов, и в районе Костамукши, по данным Ю.И. Лазарева и В.Н. Коженикова [8, 9], вертикальному литосферному потоку предшествует некоторое слабо развитое горизонтальное расщелачивание, далее наблюдается вертикальный литосферный поток в чистом выражении и на востоке, уже в пределах беломорского комплекса, течение в вертикальной плоскости постепенно сменяется горизонтальным. Южнее (разрез II—II) установлена близкая картина с той лишь разницей, что смена вертикального течения горизонтальным происходит здесь в пределах гранито-зеленокаменной области.

Рис. 5. Структурные соотношения между Карельской гранито-зеленокаменной и Беломорской парагнейсовыми областями в ребольское время (2900–2700 млн. лет)

1 — платформенный чехол; 2 — зона свекофенской складчатости (осадочно-вулканогенные толщи ладожской и сортавальской серий и их аналоги); 3 — Беломорская парагнейсовая область (гнейсы и амфиболиты беломорской серии); 4, 5 — Карельская гранито-зеленокаменная область: 4 — зеленокаменные трюги, выполненные осадочно-вулканогенными образованиями лопия, 5 — разновозрастные гранито-гнейсы, гнейсо-граниты, мигматиты, граниты, в том числе древнейшие первично-коровые (?) олигоклазовые гранитоиды, переработанные в ребольское и селецкое время; 6 — граница Карельской гранито-зеленокаменной области; 7 — пологие сместители (надвиги); 1 — Чупинский, 2 — Толвандский, 3 — Пирингский, 4 — Лапландский. На разрезы спроектированы плоскости доминирующего течения ребольского времени, Б — беломорский комплекс



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7



Если учесть тезис, выдвинутый В.А. Глебовицким о том, что вертикальные литосферные потоки, проявляющиеся в гранито-зеленокаменных областях, являются нисходящими, полученную картину следует интерпретировать как трансформацию горизонтального литосферного потока в вертикальный, а не наоборот. Такая трансформация происходит не строго в области тектонического шва, по которому сопряжены Карельский и Беломорский блоки, но существенно отклоняется от этого шва в ту и другую стороны. Отсюда вертикальный литосферный поток, характерный преимущественно для гранито-зеленокаменных областей, и соответствующие ему структуры проявляются в краевой части Беломорской парагнейсовой области, а горизонтальный литосферный поток и связанные с ним покровы могут получать локальное развитие в краевой части гранито-зеленокаменной области. Наконец, выделяется некоторая переходная зона, для которой характерны пологие и крутые надвиги и асимметричные складки от лежащих до прямых, а вся зона сочленения областей с разными типами структурообразования маркируется специфическим магматизмом [2].

Таким образом, с позиции сдвиговой тектоники область сочленения беломорид с карелидами, по крайней мере для ребольского цикла (2900—2700 млн. лет), должна рассматриваться как зона трансформации горизонтального литосферного потока в вертикальный нисходящий поток. Приведенные построения порождают целый ряд принципиальных вопросов. Действительно, если гранито-зеленокаменные области представляют собою области нисходящих литосферных потоков, а для такой трактовки есть, по-видимому, веские основания, то нельзя ли их рассматривать как области засасывания — прототип зон Беньюфа? Где комплементарные им восходящие потоки? Какую роль при этом играют рассредоточенные в пространстве точечные восходящие "струи" разуплотненного гранитизированного вещества, получающие характерное структурное выражение в виде гранито-гнейсовых куполов? Эти и многие другие связанные с ними вопросы требуют специального рассмотрения и далеко выходят за рамки настоящей статьи.

В чем же специфика структурной геологии архея? И вертикальные, и горизонтальные литосферные потоки проявлялись и в позднем докембрии, и в фанерозое. И в позднем докембрии, и в фанерозое, за редкими исключениями (корневые зоны покровов альпийского типа, возможно, некоторые рифты), максимальный метаморфизм проявлялся или по крайней мере начинался в обстановке горизонтального литосферного потока. В этом отношении пониженный метаморфизм в гранито-зеленосланцевых областях, повышенный — в парагнейсовых — не исключение, а скорее, подтверждение общей закономерности. По-видимому в архее не было дислокационных процессов или явлений, которые бы не проявлялись на более поздних этапах геологического развития. Таким образом, речь идет об интенсивности и масштабах проявления тех или иных процессов. Если так ставить вопрос, то для структурообразования в архее характерны следующие особенности.

1. Повышенная роль вертикальных литосферных потоков — в позднем докембрии и фанерозое нет областей, сопоставимых с гранито-зеленокаменными, которые определялись бы вертикальными потоками.

2. Выдержанность однотипных деформационных обстановок на громад-

ных территориях, или, что то же самое, относительно слабая тектоническая дифференциация.

3. В условиях существовавшего в архее термального режима Земли структурообразование, как правило, протекало синхронно с региональным метаморфизмом, что определяло аномально низкую вязкость пород. Это приводило к целому ряду деформационных эффектов, из которых наиболее существенны два. Во-первых, в этих условиях, т.е. при вязкости менее  $10^{17}$ – $10^{16}$  П [28], в широких масштабах осуществлялся диапиризм, облегчавший теплообмен в земной коре и выразившийся в развитии гранито-гнейсовых куполов. Во-вторых, и это главное, породы приобретали способность запечатлевать и сохранять информацию о многочисленных структурных преобразованиях. Именно поэтому архейские или, шире, раннедокембрийские метаморфические комплексы несут нам драгоценную информацию о многоэтапном, как правило полициклическом, развитии, ту информацию, сопоставимую с которой о более поздних стадиях развития Земли мы получить уже в принципе не можем.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Байкова В.С. Метаморфизм пород нижнего комплекса. — В кн.: Геология и петрология архейского гранит-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. Л.: Наука, 1978, с. 80–106.
2. Геология и магматизм зоны сочленения беломорид с карелидами. Л.: Наука, 1974. 183 с.
3. Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск, 1981. 143 с.
4. Горлов Н.В. Структура беломорид. Л.: Наука, 1967. 111 с.
5. Дук В.Л., Кицул В.И., Березкин В.И. Структура и метаморфизм раннего докембрия Алданского щита в бассейнах рек Тимптон и Сутам. — В кн.: Геодинамические исследования. М.: Соврадио, 1979, с. 7–29.
6. Дук В.Л., Салье М.Е., Байкова В.С. Структурно-метаморфическая эволюция и флогопитность гранулитов Алданского щита. Л.: Наука, 1975. 226 с.
7. Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 232 с.
8. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
9. Лазарев Ю.И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костамукшского месторождения. Л.: Наука, 1971. 192 с.
10. Лазарев Ю.И., Кожевников В.Н. Структурно-петрологическое изучение гранитизации. Л.: Наука, 1973. 126 с.
11. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы. — Тр. ГИН АН СССР, 1980, вып. 343, с. 105–146.
12. Миллер Ю.В. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов. — Геотектоника, 1973, № 5, с. 85–93.
13. Миллер Ю.В. Закономерности развития деформационных циклов. — В кн.: Структурная эволюция метаморфических комплексов. Л.: Наука, 1977, с. 121–137.
14. Миллер Ю.В. Тектоно-метаморфические циклы. Л.: Наука, 1982. 160 с.
15. Миллер Ю.В. Послойное и субпослойное течение пород и его роль в структурообразовании. — Геотектоника, 1982, № 6, с. 88–96.
16. Миллер Ю.В. Структурное развитие метаморфических комплексов: Современные представления. — Геотектоника, 1983, № 4, с. 6–13.
17. Паллаха Е.И. Закон и модель дислокационного процесса. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1978, № 5, с. 15–22.
18. Паллаха Е.И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.
19. Рыбаков С.И. Метаморфизм осадочно-вулканогенных формаций раннего докембрия Карелии. Петрозаводск, 1980. 135 с.

20. Эз В.В. Структурная геология метаморфических комплексов. М.: Наука, 1978. 191 с.

21. Bouchez J.L., Lister G.S., Nicolas A. Fabric asymmetry and shear sense in movement zones. — Geol. Rdsch., 1983, Bd. 72, N 2, S. 401–419.

22. Bridgwater D., McGregov V.R., Myers J.S. A horizontal tectonic regime in the archaean of Greenland and its implications for early crustal thickening. — Precamb. Res., 1974, vol. 1, N 2, p. 179–197.

23. Chadwic B., Allen P., Nutman K. Archean evolution in the Northwest of the Buksefjorden region, Southern West Greenland. — Precamb. Res., 1979, vol. 9, N 3/4, p. 199–226.

24. Davis G.H. Shear-zone model for the origin of metamorphic core complexes. — Geology, 1983, vol. 11, N 6, p. 342–347.

25. Drury S.A. Basic factors in archaean geotectonics. — In: Archean geochemistry. N.Y., 1978, p. 3–23.

26. Helmstaedt H., Dixon J.M. Superposed crenulation cleavages resulting from progressive deformation. — Tectonophysics, 1980, vol. 66, N 1/3, p. 115–126.

27. Lister G.S., Williams P.F. The partitioning of deformation in flowing rock masses. — Tectonophysics, 1983, vol. 92, N 1/3, p. 1–33.

28. Marsh B.D. On the mechanics of igneous diapirism, stoping and zone melting. — Amer. J. Sci., 1982, vol. 282, N 6, p. 808–855.

29. Meneilly A.W. Development of early composite cleavage in pelites from Donegal. — J. Struct. Geol., 1983, vol. 5, N 1, p. 83–97.

30. Olesen N.O. Heterogeneous strain of a phyllite as revealed by porphyroblast-matrix relationships. — J. Struct. Geol., 1982, vol. 4, N 4, p. 481–490.

31. Park R.G. Origin horizontal structure in high-grade archaean terrains. — Geol. Soc. Austral. Spec. Publ., 1981, N 7, p. 481–490.

32. Price R.A. The distinction between displacement and distortion in flow and the origin diachronism in tectonic overprinting in orogenic belts. — Intern. geol. congr., 24th session, sect. 3, 1972, p. 545–551.

33. Prince R.A. Large-scale gravitational flow of supracrustal rock, Southern Canadian Rockies. — In: Gravity and tectonics. N.Y. etc., 1973, p. 491–502.

34. Quinqu H. Cissalement synmetamorphe des schistes bleus de L'île de Groix: Implications géodynamiques. — In: 7<sup>e</sup> Reun. annu. Sci. terre, Lyon, 1979, P., 1979, p. 388.

35. Simpson C. Strain and shape-fabric associated with ductile shear zones. — J. Struct. Geol., 1983, vol. 5, N 1, p. 61–72.

36. Williams G.D. Rotation of contemporary folds into the X-direction during overthrust processes in Laksefjord, Finnmark. — Tectonophysics, 1978, vol. 48, N 1/2, p. 29–40.

УДК 551.243

В.В. ЭЗ

## ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

По мере расширения круга вопросов, которыми занимается тектоника, все меньшая доля приходится на структурную геологию, которая нередко вообще исчезает из поля зрения. А ведь именно структурная геология дает важнейший фактический материал для решения более общих проблем тектоники. Для древнейших же глубоко метаморфизованных комплексов, где нет остатков организмов, а радиологический метод определения возраста пока очень груб и применим для датировки далеко не всех процессов, правильное понимание геологической структуры, т.е. формы и пространственных соотношений геологических тел, понимание происхождения этих соотношений является необходимым условием не только опре-

деления относительного возраста разных геологических тел и геологических процессов, но и решения практически любых геологических задач.

Почти по каждому принципиальному вопросу строения и развития раннего докембрия существуют разнообразные, нередко взаимоисключающие предположения. Причина этого в разном понимании тех реальных геологических соотношений, выяснение которых является ключевым для решения поставленных вопросов. Связано последнее, как правило, с недооценкой специфики структуры метаморфических комплексов вообще и глубоко метаморфизованных раннедокембрийских образований в особенности.

40 лет назад вопроса о тектонике метаморфических комплексов, тем более раннедокембрийских, не существовало. Все видели, что в обнажениях этих толщ часто встречаются сложные, сильно сжатые складки, но на этом представления о внутренней структуре этих толщ обычно и кончались. Если надо было, на геологических разрезах условно рисовали сжатые складки, не претендуя на точное соответствие их действительности. В 50-е годы геологической съемкой среднего масштаба стали покрываться обширные пространства выходов докембрийских метаморфических комплексов и, естественно, встал вопрос об их расчленении. Поскольку комплексы эти слоисты, не возникало сомнения, что они имеют в основном осадочное происхождение, а плоскостные текстуры пород наследуют осадочную слоистость. Отсюда следовало, что расчленять древнейшие комплексы надо так же, как и более молодые неметаморфизованные толщи, т.е. по стратиграфическому принципу. Во всяком случае таковы были официальные требования к составителям геологических карт, и не выполнять их было нельзя. Поскольку, однако, палеонтологических данных для определения относительного возраста в этих комплексах нет, верх и низ разреза определялись большей частью по гипсометрическому положению в соответствии с ориентировкой плоскостных текстур. В этих условиях основной задачей геологов представлялось выявление черт первичного осадочного строения, замаскированных метаморфизмом. О том, что среди расслоенных метаморфических образований могут быть и первично неслоистые, например интрузивные, что расслоенность и плоскостные текстуры могут быть и новообразованными, тогда было почти никому неизвестно.

Такой подход позволял с теми или иными натяжками проводить какие-то геологические границы. При этом оказалось, что, несмотря на явные сложные складки в обнажениях, проведенные таким образом границы обрисовывают на картах довольно простые структуры. Только почему-то не удавалось достигнуть единства взглядов ни на характер этих простых структур, ни на строение стратиграфического разреза, который у разных исследователей каждого конкретного региона оказывался совершенно не похожим на разрезы, описываемые другими, но, как правило, необычайно изменчивым по простиранию.

В те же годы начали распространяться и другие взгляды. Источником их были очень детальные геологические съемки. Пока съемки велись в таких масштабах, что между осмотренными обнажениями оставалось во много раз большее неосмотренное пространство, была возможность довольно произвольной интерполяции данных на неизученной площади, которая позволяла построить весьма различные модели структуры. Ес-

тественно, что всегда создавалась такая модель, которая соответствовала представлениям автора. При проведении же весьма детальных съемок хорошо обнаженных районов, когда для вольной интерпретации фактов возможностей почти не оставалось, выявились такие черты строения древних глубоко метаморфизованных комплексов, которые ранее и не предполагались. Среди них в первую очередь следует назвать большую величину деформаций, которые испытали древнейшие комплексы, в результате чего складки бывают сжаты до неузнаваемости, а границы разного происхождения, в том числе и разрывные, часто приобретают субпараллельное положение. Это создает новую расслоенность рассматриваемых толщ, которая усиливается образованием новых плоскостных текстур деформационно-метаморфического происхождения и формированием новых пород в узких параллельных зонах концентрации деформаций.

Очень большие деформации в разное время протекали в одних и тех же объемах пород в разных направлениях. Это приводило к неоднократному наложению одна на другую систем складок разной ориентировки, к возникновению при каждой смене направления деформации новообразованных текстур, новой расслоенности и новых разрывов другой ориентировки. В неметаморфизованных толщах эти явления редки и широкому кругу геологов они мало известны. Во всех комплексах, испытавших региональный метаморфизм, они, наоборот, проявлены очень интенсивно. Особенно ярко они выражены в раннедокембрийских комплексах.

Проводившееся в последние годы разными организациями детальное изучение структуры древнейших комплексов значительно расширило наши представления. Во всяком случае, сейчас не приходится сомневаться в том, что трудность решения принципиальных вопросов геологии раннедокембрийских комплексов, метаморфизованных в гранулитовой и высокотемпературной амфиболитовой фациях, в значительной мере обусловлена характером их структуры. Благодаря легкости протекания в этих условиях больших остаточных деформаций и большой скорости процессов изменения исходного минерального и химического состава эти комплексы претерпели глубокую и неоднократную тектонометаморфическую переработку, что создало геологические структуры, весьма непохожие на привычные структуры неметаморфизованных фанерозойских толщ складчатых областей. Было бы, однако, преждевременно утверждать, что сейчас достигнуто единство мнений о характере структуры древнейших комплексов. Разногласия, имеющие принципиальное значение, существуют по следующим вопросам: 1) обязательно ли образование сланцеватости и иных плоскостных текстур связано со значительной деформацией? 2) какова природа видимой сейчас расслоенности метаморфических пород: что в ней первичное, а что новообразованное? 3) как образуются лежащие складки — так же, как и прямые, т.е. в результате изгиба, только не горизонтально, а вертикально вытянутых тел и текстур, или некоторым неизвестным еще путем прямо в горизонтально лежащей толще? 4) если наблюдается система мелких складок, обязательно ли на том же этапе деформации образовывались соответствующие крупные складки? По существу же все эти вопросы, как мы увидим далее, сводятся к одному: обязательна ли для деформационных геологических структур и текстур пород соответствующая деформация объемов земной коры, в которых образовались эти структуры?

В том, что существуют кливаж, сланцеватость и развивающаяся по ним полосчатость (которую следовало бы называть новообразованной слоистостью), секущие по отношению к слоистости или образующиеся вообще в неслоистых массивных породах, — в этом никто не сомневается. Мнения расходятся в вопросе о том, обязательно ли это всегда или есть сланцеватость, которая в принципе параллельна слоистости, поскольку, как многие полагают, она наследует осадочные текстуры. От последнего мало отличается по своим геологическим последствиям представление о том, что сланцеватость, всегда имеет деформационное происхождение, но самая первая в истории развития метаморфической толщи сланцеватость образуется путем вертикального раздавливания слоев с еще не нарушенным первичным горизонтальным залеганием.

Доказательством деформационного происхождения сланцеватости является уже то, что она не встречается в толщах с ненарушенным залеганием. Хотя, действительно, описываются механизмы, ориентирующие минеральные зерна в процессе накопления и уплотнения осадков, но они придают текстуре лишь малую степень упорядоченности, притом только в некоторых типах пород. Поэтому, когда зерна пластинчатых минералов одинаково расположены буквально в каждом кубическом миллиметре породы (даже если она первично интрузивного происхождения), такая ориентировка зерен не является унаследованной от первичной по той причине, что в большинстве исходных пород не было соответствующей текстуры, которую можно было бы наследовать.

Отсутствие сланцеватости в недислоцированных, горизонтально лежащих толщах делает весьма сомнительным и предположение об ее образовании путем вертикального раздавливания таких толщ. И хотя в описаниях очень часто встречаются утверждения, что наблюдалась сланцеватость, параллельная слоистости, однако, как правило, не приводится доказательств ни того, что это слоистость, ни того, что эти две текстуры действительно параллельны полностью, а не только в крыльях очень тесно сжатых складок (что обычно для новообразованных текстур), но и в их замках.

Сомнения в истинности утверждений, что сланцеватость и слоистость параллельны, увеличиваются, если учесть, сколь различно бывают ориентированы геологические границы на картах одного и того же района, составленных по стратиграфическому принципу разными авторами. Каждый автор такой карты исходил при этом из предпосылки, что сланцеватость параллельна слоистости и, следовательно, стратиграфическим границам. Но одна и та же сланцеватость не может быть одновременно параллельна границам, идущим под углом друг к другу. Очевидно, что в наблюдениях, которые приводят к выводу о параллельности сланцеватости и слоистости, есть какой-то дефект.

К вопросу о происхождении сланцеватости тесно примыкает и вопрос о природе расслоенности древних метаморфических комплексов. Сейчас, как будто, никто не отрицает, что в этих комплексах встречается чередование новообразованных уплотненных субпараллельных тел различного состава, которые внешне напоминают слоистость, имея, однако, совсем иное происхождение. Равным образом сейчас хорошо известно, что метаморфизм и тектонические деформации могут превра-

тить, например, основную интрузивную породу в имеющую вторично слоистое строение и притом более кислую, т.е. опять-таки внешне похожую на исходно осадочную. Однако оценки относительного значения этих явлений разные. Одни считают их локальными, второстепенными, не вносящими существенных осложнений в геологическое строение. Согласно другой точке зрения, именно этими явлениями определяются основные черты строения метаморфических комплексов, особенно древнейших.

Это различие взглядов имеет принципиальный характер. Если все осложнения лишь локальны, второстепенны, а переработка толщ невелика, значит больших сложностей в выявлении первичной последовательности пород ожидать не приходится. Если переработка очень велика, если сейчас мы видим ранее не существовавшие породы и эти породы образуют тела, которых раньше не было, и границы этих тел, соответственно, совсем новые границы, не наследующие границы первичных тел, то в этих условиях создание сколько-нибудь детальной модели первичного, додеформационного и дометаморфического строения оказывается невозможным. О том, что тогда было, можно лишь строить более или менее достоверные предположения в самом общем виде.

Сейчас приводится все больше и больше убедительных описаний вторичного происхождения тех геологических тел, которые на первый взгляд выглядят нормальными членами слоистого стратиграфического разреза. Поэтому никакие суждения о происхождении параллельного чередования плоских геологических тел, наблюдаемого в глубоко метаморфизованных толщах, не могут быть сделаны без решения вопроса о происхождении всех встречаемых в разрезе типов пород, что невозможно без совместного исследования их структурных соотношений, петрографических и геохимических характеристик, позволяющих понять историю преобразований пород и таким путем выявить их природу. Когда без веских доказательств утверждается, что такой-то глубоко метаморфизованный комплекс сложен первично вулканогенно-осадочными породами, или метапесчаниками, или метапелитами, обычно это означает, что происхождение пород просто не исследовалось. Хотя изучение природы горных пород не относится к области тектоники, но без правильного представления о ней бессмысленно говорить о структурах (и, наоборот, не изучая структурные соотношения, нельзя правильно понять первичную природу пород — все приходится изучать комплексно).

В описаниях тектоники докембрия обычны выражения типа "комплекс слагает куполовидную (или, наоборот, чашеобразую) структуру". А какие именно поверхности обрисовывают такую структуру — это обычно не сказано. Но бессмысленно говорить о форме, не задаваясь вопросом о природе поверхностей, которые имеют эту форму. Видимо, по аналогии с неметаморфизованными осадочными толщами предполагается, что деформирована первичная слоистость. Но в условиях неоднократных глубоких деформационно-метаморфических преобразований простая форма стратиграфических поверхностей не сохраняется. Следовательно, если есть поверхности, обрисовывающие простую структуру, их природа сама по себе не очевидна и ее надо выяснять.

Новообразованная расслоенность метаморфических комплексов имеет разное происхождение. Вследствие очень больших деформаций исходно

пластообразные тела и слоистые толщи, в зависимости от направления деформаций, были в одних случаях смяты в очень сильно сжатые складки с практически параллельными крыльями, раздавленными замками и пластообразными ядрами, в результате чего такую складчатую структуру легко принять за первичную моноклиналь, в других случаях оказывались разбитыми на линзы, смещенные одна относительно другой, в результате чего породы, которые раньше соприкасались, становились разобщенными, а породы, которые никогда рядом не залежали, были приведены в соприкосновение.

Вследствие очень больших деформаций тела самой различной формы и происхождения нередко становились настолько сплюснутыми, что приобретали форму сильно вытянутых линз, которые часто невозможно отличить от пластов. Так происходило, в частности, с интрузивными телами, а чаще — с тектоническими обломками этих тел. Совместное действие метаморфизма и тектонических деформаций изменяло как их форму, состав и текстуру, так и соотношения с вмещающими породами. В результате даже комплексы с большим содержанием интрузивных образований приобретали облик слоистых.

Существенная роль в формировании структуры, состоящей из тектонических чешуй и линз, также создающих новую расслоенность, принадлежит многочисленным разрывным нарушениям нескольких порядков, первично параллельных друг другу или принявших такое положение в ходе большой деформации.

Разрывы обнаруживаются по срезанию сложных структур более простыми линиями, а более крупные из них — еще и по различию набора пород в крыльях разрыва, по разной степени и уровню преобразований пород и разному стилю структуры в крыльях. Разрывы, связанные с лежащими складками, от миниатюрнейших до имеющих многокилометровую протяженность, по своему пространственному положению могут быть названы покровами, а образуемые ими структуры — покровными чешуями. Но из этого еще не следует, что они имеют тот же генезис, что и обычные покровы, формирующиеся в приповерхностных частях коры.

Поскольку поверхности разрывов, даже если они искривлены последующими деформациями, имеют значительно более простую форму, чем срезаемые ими смятые в складки более ранние границы, именно линии разрывов, особенно самых поздних, оказываются наиболее легко прослеживаемыми геологическими границами и именно они обычно и бывают изображены на геологических картах. Но их разрывная природа далеко не всегда бывает при этом выявлена, и границы чаще всего принимаются за нормальные стратиграфические.

Другим следствием очень большой величины деформаций была концентрация деформаций и вещественных изменений (например, гранитизации, окварцевания, низкотемпературного диафореза) в узких частых параллельных зонах. Таким путем возникали — иногда в одном и том же объеме пород, неоднократно и каждый раз в новом направлении — новые плоские тела и новые плоскостные текстуры, создавая новую расслоенность разного масштаба, от микроскопической до состоящей из тектонометаморфических пластин толщиной в десятки и сотни метров. Это

могло приводить к чередованию в одном разрезе пород, образовавшихся на разных уровнях метаморфизма.

Совершенно очевидно, что когда новообразованные границы принимаются за стратиграфические, ни к чему, кроме искаженного представления о действительности, это привести не может. Поскольку эти новые границы редко отделяют естественные сочетания пород, а чаще нарушают их, не удивительно, что разные исследователи проводят эти границы в одном и том же районе по-разному. Так как протяженность новообразованных тел значительно меньше, чем слоев морских осадков, вполне естественно, что когда чередование этих тел принимается за нормальную стратиграфическую последовательность, изменчивость такого "разреза" оказывается чрезвычайно высокой.

Теперь о распространенном мнении, что в древнейших комплексах широко развиты мелкие складки, которые не связаны генетически ни с какими крупными складками, и потому их изучение ничего не дает для понимания и изображения на карте крупных структур. На протяжении всей истории геологической съемки существовали и использовались на практике определенные представления о соотношениях между мелкими, наблюдаемыми в обнажениях, и более крупными, картируемыми структурами. Если в районе съемки в сотнях обнажений видно лишь горизонтальное залегание, делается вывод, что и структура в целом также характеризуется горизонтальным залеганием, может быть, осложненным разрывами. Если в обнажениях повсюду наблюдаются мелкие складки, можно предположить, что и на карте тоже будет вырисовываться складчатая структура. По крайней мере, этому учит нас весь опыт изучения неметаморфизованных толщ. Однако, когда речь идет о структуре метаморфических комплексов, оказывается, что такую точку зрения на мелкие структуры разделяют далеко не все. Связано это с некоторыми объективно существующими особенностями структуры, которые нередко бывают неправильно поняты.

Дело в том, что морфология наиболее типичных складок древнейших метаморфических комплексов позволяет отнести их структуру к типу голоморфной складчатости, характеризующейся равным развитием антиклиналей и синклиналей и равномерным заполнением пространства складками. Но последнее оказывается не вполне очевидным, когда высокая степень сжатости складок сопровождается полной переработкой во многих породах деформированной слоистости с заменой ее новой плоскостной текстурой, параллельной осевым поверхностям складок. В этом случае хорошо выраженные замки складок сохраняются лишь в породах, испытавших наименьшую переработку, да и в них замки сопряженных складок часто оказываются оторванными и удаленными друг от друга в ходе интенсивного раздавливания сминаемых толщ. Тогда создается впечатление, что структура представляет собой чередование участков с параллельным залеганием и участков со складками. Но это параллельное залегание следует не зеркалу складчатости, а осевым поверхностям складок. Это и позволяет обнаружить, что залегание, кажущееся недеформированным, является вторичным по отношению к смятым в складки текстурам. Поскольку в этом случае складки встречаются далеко не на всей площади выходов, притом легко обнаруживаются лишь небольшие склад-

ки, видимые в обнажениях, образцах и шлифах, из этого нередко делается вывод, что на некоторых этапах развития структуры формировались только мелкие складки, которые по малости своей не могли исказить доскладчатых соотношений в сминаемых толщах. Особенно часто такое предположение высказывается относительно наиболее ранних этапов развития структуры, результаты которых трудно восстановить из-за того, что они искажены наложенными деформациями.

Когда говорится, что формировались только мелкие складки, обычно не расшифровывается, какая именно модель структуры имеется в виду. Можно полагать, что говорить о структуре, состоящей из только мелких складок, следует лишь в том случае, если эти складки имеют плоское зеркало. Мелкие складки такого типа встречаются в природной обстановке. Чаще всего они бывают образованы жилами в массивных однородных породах и отражают в целом однородную деформацию этих пород. Как правило смятые в складки поверхности участвуют одновременно в складках нескольких порядков. В обнажениях можно видеть складки от самых мельчайших до измеряемых метрами, и все они находятся между собой в закономерных соотношениях, имеют одинаково направленные осевые плоскости и шарниры и отражают приблизительно одинаковую интенсивность деформаций. Складки каждого порядка осложнены своими разрывами, в связи с чем наиболее крупные из складок получают столь сильно нарушенными, что их трудно бывает распознать. Вероятно, в этом и состоит причина появления представлений о существовании только мелких складок.

Образование подавляющей части складок древнейших комплексов происходило так же, как и формирование голоморфной складчатости в фанерозойских складчатых областях, т.е. в результате выхода из неустойчивого равновесия толщи различных по своим механическим свойствам слоев, подвергающихся сжатию вдоль слоистости. Это подтверждает несомненная зависимость размеров складок от мощности и свойств сминаемых слоев, которая хорошо согласуется с расчетной и с данными опытов по воспроизведению складок в лабораторной обстановке, а также то, что складки образуют системы, характеризующиеся однообразной ориентировкой складок.

Хотя большинство геологов придерживаются именно такого взгляда на то, что является непосредственной причиной образования голоморфной складчатости в фанерозойских складчатых областях, однако не все его разделяют. Главная причина сомнений заключается, видимо, в том, что при таком способе образования складчатости степень сжатости складок определяется степенью укорочения толщи вдоль исходного положения слоистости, а такое укорочение больших масштабов очень трудно объяснить. Все предложенные объяснения представляют собой пока лишь гипотезы. Неудивительно, что есть исследователи, которые считают такое объяснение еще менее приложимым к чрезвычайно сильно сжатым складкам в метаморфических комплексах, для образования которых смятые в складки объемы должны были при этом уменьшить свои размеры вдоль слоистости в несколько раз (и, соответственно, увеличить размеры поперек слоистости). Многим столь большая деформация кажется невероятной. Поэтому время от времени предпринимаются попытки объяснить

образование деформационной структуры, не прибегая к адекватной деформации толщи, что практически выливается в поиски возможностей формирования маленьких складок без больших, чтобы процесс шел сам собой по типу давно отвергнутого механизма образования "пассивных складок", т.е. чтобы складки образовывались не в результате сгуживания слоев, а за счет их утонения и в той мере, в какой идет это утонение. Таким образом, предполагается, что для образования складок не обязательно слоистое строение: согласно этим представлениям, оно нужно только для их обнаружения. При этом игнорируется, что характеристики формы и размера природных складок согласуются только с продольным укорочением как причиной складкообразования. В их числе — наличие слоев, смятых в складки без изменения исходной мощности, связь размеров складок с мощностью и свойствами слоев, дисгармонические соотношения внутри смятых толщ как результат различия механических свойств и т.д.

К тому же типу относятся и сложности с интерпретацией лежащих складок. Если образование прямых складок связано с укорочением вдоль слоистости горизонтально наложенных толщ, то, рассуждая по аналогии, образование лежащих складок должно было происходить в основном в условиях вертикального укорочения толщ с субвертикальной текстурой при возможности удлинения по горизонтали в направлении, перпендикулярном этим текстурам. При этом безразлично, являются ли текстуры новообразованными или это бывшие горизонтальные слои, приведенные предшествующими деформациями в вертикальное положение: в обоих случаях образованию лежащих складок должны были предшествовать деформации иного направления. Это вполне естественно, поскольку лежащие складки рассматриваемых комплексов, как и прямые, имеют все упомянутые выше признаки образования в условиях продольного укорочения, а если ему подвергается горизонтально наложенная толщина, то лежащие складки при этом не получаются.

Изучение истории деформаций метаморфических комплексов показало, однако, что во многих случаях наиболее ранним распознаваемым этапом деформаций было образование лежащих складок и параллельной их осевым поверхностям, т.е. субгоризонтальной сланцеватости. Из этого ряд исследователей делают вывод, что данный этап деформаций является и самым первым, а отсюда возникает необходимость как-то объяснить образование лежащих складок и горизонтальной сланцеватости непосредственно в горизонтально наложенной толще. О малой вероятности такого возникновения сланцеватости уже говорилось выше. Не предложено рационального объяснения и образованию лежащих складок. Чтобы как-то увеличить возможность отыскания такого объяснения, делаются попытки представить лежащие складки как обладающие специфическим строением, в частности малыми размерами, спорадическим развитием и устойчивой резкой асимметрией. Последняя будто бы должна исключать образование этих складок в условиях укорочения вдоль изгибаемых текстур, поскольку в обычных складках продольного укорочения зеркало складок параллельно исходной слоистости, а в асимметричных складках одного направления зеркало проходит под углом слоистости, тем более острым, чем резче асимметрия складок.

О только малых размерах лежащих складок и их спорадическом раз-

вити можно повторить то, что говорилось выше о мелких складках вообще: такое представление возникло в связи с высокой степенью сжатости складок и, соответственно, с трудностью их обнаружения. Что же касается устойчивой асимметрии складок, то она вовсе не очевидна. Есть много описаний конкретных комплексов, где приведены убедительные данные о том, что среди лежачих складок есть и складки с амплитудой, измеряемой километрами, и много симметричных складок, а асимметрия в равной мере направлена в обе стороны, как этого и следует ожидать при осложнении крупных складок мелкими. А в этом случае нет никаких оснований не рассматривать лежачие складки как обычные складки продольного укорочения. Есть и другая возможность образования лежачих складок — в результате последующего поворота прямых складок на  $90^\circ$ , но это вообще лишает их какой-либо исключительности.

Образование тесно сжатых лежачих складок вызывает много недоумений потому, что представить уменьшение в несколько раз в вертикальном направлении больших объемов земной коры (с соответствующим удлинением по горизонтали), видимо, еще труднее, чем примириться с горизонтальным сокращением (и вертикальным утолщением) такого же масштаба, хотя оба явления равноценны, поскольку одно является необходимым дополнением другого.

Живучесть представлений о простой структуре раннего докембрия, наверное, обусловлена тем, что трудно осознать ту большую подвижность, ту изменчивость земной коры, которая была свойственна раннему докембрию. Это просто удивительно, что сейчас, когда столь широко распространены идеи тектоники плит, согласно которым перемещение блоков на тысячи километров считается чуть ли не само собой разумеющимся, сохраняется боязнь признать большие деформации внутри плит (в этом отношении концепция тектоники плит оказывается гораздо более механистичной, гораздо менее способной представить земную кору в ее развитии, чем те воззрения, против которых она выступает). Только боязнь признать большие деформации продолжает толкать на поиски возможностей обойтись без признания больших деформаций при объяснении происхождения сложных мелких структур (которые видны в обнажениях и от которых никуда не денешься), поиски способов формирования мелких структур без возникновения соответствующих крупных форм.

Детальное изучение древнейших комплексов показывает, что в результате тектонометаморфической переработки первичные соотношения между исходными геологическими телами оказались большей частью уничтоженными. Сейчас эти комплексы состоят в основном из новообразованных тел, сложенных ранее не существовавшими породами, характер и положение границ которых отражает взаимоотношения, получившиеся в ходе тектонометаморфической переработки. Тем не менее все еще очень распространен формально-структурный подход к изучению древнейших комплексов. Принципы такого подхода (пусть и не сформулированные, но явно подразумевающиеся) сводятся к следующему. Всякое чередование плоскопараллельных тел можно без доказательств считать первичной слоистостью, все параллельные контакты — нормальными, первичными стратиграфическими контактами. Изучение мелких структурных форм и текстур пород — занятие совершенно излишнее, поскольку они

не имеют никакого структурного значения, так как могут формироваться где угодно и как угодно, как бы сами собой. Исследование происхождения пород и их текстур, происхождения геологических тел и природы границ этих тел при таком подходе оказывается совершенно ненужным.

Существует и совсем своеобразное отношение к структуре интересующих нас комплексов. Суть его в том, что делается вид, будто никакой структуры нет. Есть возраст, есть формационный состав, геохимическая и металлогеническая специализация, мощность, а структуры нет. Так, по крайней мере, можно думать, читая многие работы по геологии докембрия, где о структуре не говорится ни слова, как будто она столь элементарна, что очевидна и без описания. Как без изучения структуры определить хотя бы, например, мощность, остается при этом загадкой, поскольку определение мощности является лишь тогда тривиальной задачей, когда слоистость четко выражена, а структура проста, чего в этих комплексах нет.

Не способствует познанию структуры древнейших комплексов и незаслуженно высокая оценка возможностей дешифрирования космо- и аэроснимков при изучении этих комплексов. В оправдание такого подхода обычно приводятся соображения вроде того, что сначала необходимо изучить более крупные черты, а потом уже заниматься деталями, и опасения, что при детальном исследовании можно за деревьями не увидеть леса. Опасения эти необоснованные, ибо существуют достаточно строгие методы генерализации детальных данных, а вот обратное действие невозможно: без дополнительных наблюдений мелкомасштабную карту переделать в детальную нельзя, а наоборот — можно. Более того, чем детальнее исходные карты, тем выше качество карт, полученных путем их генерализации, — это известно каждому, кто проводил съемки и составлял карты.

Детальные съемки всегда обнаруживают сложную структуру древнейших комплексов, но, к сожалению, ими невозможно охватить большие площади. Дешифрирование же материалов съемок с больших расстояний в лучшем случае позволяет выявить те структурные формы, которые относятся к реальной структуре древнего докембрия приблизительно так, как, например, крупные пологие мезозойские структуры Тянь-Шаня относятся к его сложной палеозойской структуре.

Опыт изучения древнейших глубоко метаморфизованных комплексов показывает, что к ним нельзя подходить с теми же мерками, что и к неметаморфизованным фанерозойским образованиям. Изучая последние, мы стараемся выявить последовательность образования пород, мощности осадочных и вулканогенных толщ, их фациальный состав, формационную принадлежность, современное распределение мощностей и фаций в пространстве и, по-возможности, пытаемся реставрировать их исходное состояние. Это — привычный круг вопросов. Неудивительно, что те же самые вопросы хочется решить и при исследовании глубоко метаморфизованных докембрийских толщ. Но специфика раннего докембрия в том, что о нем мы не знаем того, что известно о неметаморфизованном фанерозое. Многие привычные понятия оказываются неприменимыми к раннедокембрийским комплексам или применимыми с оговорками. Например, понятие о простирании складок, вполне ясное для прямых и наклонных складок с суб-

горизонтальными шарнирами, теряет смысл для весьма обычных в этих комплексах лежащих складок и требует уточнения для наклонных складок, направление погружения шарниров которых не совпадает с простиранием осевых поверхностей.

Фанерозойские образования обычно сложены естественно выделяющимися комплексами. При этом могут быть неясны возрастные соотношения между комплексами, время их формирования или последующих преобразований, отсчитываемое по той или иной геохронологической шкале. В раннедокембрийских комплексах чересполосица зон наложенных процессов и обилие разрывов со смещением разрушают эти ранее существовавшие комплексы. Поэтому при попытке восстановления их стратиграфии приходится помнить, что в таких условиях нельзя наблюдать сплошной стратиграфический разрез.

Из большой величины деформаций в раннем докембрии следует вывод о большой подвижности коры, об изменчивости любых контуров. Там, где происходят столь большие деформации, неприменимо понятие о блоках или зонах с четкими устойчивыми границами. В частности, не может быть вертикальных границ на всю мощность коры, которые бы не искривлялись и не смещались с течением времени.

Основное отличие образований раннего докембрия от образований фанерозоя и позднего докембрия, возможно, даже не столько в характере структур, сколько в происхождении пород, которыми образованы эти структуры. В частности, есть основания полагать, что насыщенность раннего докембрия магматическими, в том числе интрузивными образованиями выше, чем это сейчас представляется. Главная же сложность состоит в том, что эти комплексы образованы ранее не существовавшими породами, слагающими ранее несуществовавшие тела. Поэтому в строении раннего докембрия просто не закодирована та информация, которую нам хотелось бы получить. Отсюда ясно, что бесполезно пытаться втиснуть данные, имеющиеся о раннем докембрии, в рамки привычных представлений, выработанных для метаморфизованного фанерозоя.

Изучая фанерозойские образования, мы узнаем в основном, что происходило в верхних частях коры. Изучая поднявшиеся с больших глубин раннедокембрийские образования, мы получаем информацию главным образом о том, что происходило в нижних частях коры. Отсюда вытекает трудность сопоставления данных геологии фанерозоя и раннего докембрия.

Различие содержания раннедокембрийской и фанерозойской геологии таково, что для правильного понимания строения раннего докембрия необходима значительная перестройка стиля геологического мышления, необходимо преодолеть психологический барьер, мешающий правильно осмыслить известные уже факты. Только после этого появится необходимая основа для того, чтобы поставить вопрос о геологических закономерностях развития структуры раннего докембрия, о том, как развитие структуры сочетается с историей других эндогенных процессов.

## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

Понятие о геодинамических обстановках в современной трактовке сложилось сравнительно недавно, после появления концепции тектоники литосферных плит. Строгого определения понятия нет, но оно представляется интуитивно ясным, поскольку каждая из перечня известных обстановок "обладает строго определенным глубинным строением и характеризуется формированием свойственного только данной обстановке ансамбля тектонических структур, магматических, метаморфических и осадочных комплексов и связанных с ними полезных ископаемых" [7, с. 8].

Следует оговорить и понятие "ранний докембрий". Традиционно в ранний докембрий включается дорифейский интервал развития Земли. Такой трактовки будем придерживаться и мы. Надо только иметь в виду, что по продолжительности ранний докембрий намного превышает поздний рифей—венд и даже поздний докембрий—фанерозой. Возраст Земли ныне принимается равным примерно 4,6 млрд. лет и, по существующим представлениям, не может превышать 5,5 млрд. лет. Рубеж раннего и позднего докембрия определяется в 1,65 млрд. лет. Таким образом, ранний докембрий охватывает не менее двух третей интервала развития планеты.

Геологическая история Земли может быть прослежена лишь с 3,8 млрд. лет назад. Этой цифрой, полученной различными методами, датируются древнейшие образования Гренландии. Геологический смысл датировок методом ионных проб, показывающих значения 4 и даже 4,2—4,4 млрд. лет, пока не ясен. С учетом этого к раннему докембрию должны быть отнесены геологические образования, отвечающие интервалу около 2,2 млрд. лет, также намного превосходящему рифей—фанерозой.

Уже исходя из продолжительности раннего докембрия, можно полагать, что в это время сформировались главная масса континентальной коры и основные черты ее структуры. Главным предметом дискуссий становятся механизмы формирования коры в раннем докембрии, их сходство и различия с современными процессами корообразования. Некоторые из этих дискуссионных проблем рассмотрены в статье.

**Ранняя континентальная кора.** Когда возникла первая в истории Земли кора континентального типа? Многие исследователи относят это событие к рубежу раннего и позднего докембрия. Предполагается, что только в рифее начинается платформенно-геосинклинальная стадия и только с этого рубежа кора платформ может сопоставляться с континентальной [11]. Другие считают, что континентальная кора формируется в ходе всей геологической истории, нарастая в объеме.

Древнейшие комплексы, датированные достоверными значениями, обнаружены в Гренландии. Это супракрустальные толщи Исуа и гнейсы Амитсок. При совпадении радиометрических датировок геологические данные говорят об относительной древности комплекса Исуа [22]. Гнейсы Амитсок, как и другие подобные гнейсы Южной Африки, Западной Австралии, Карелии и т.д., включаются в так называемый комплекс се-

рых гнейсов. Комплекс сложен кварц-полевошпатовыми гнейсами тоналит-трондьемитового состава.

Средние составы серых гнейсов и современной континентальной коры очень близки [1] и несколько различаются лишь содержаниями  $K_2O$  и  $Al_2O_3$ . Обилие крупных субгоризонтальных разрывов, разделяющих покровные пластины, говорит о "плавуности" серогнейсовой коры. Эта кора была уже в некоторой степени расслоена, поскольку тоналиты часто прорваны палингенно-анатектическими гранитами калиевой специализации, в том числе и рапаквивоподобными [23]. Мощность коры, по расчетам разных исследователей, составляла 20—40 км. Таким образом, серогнейсовая кора, сформированная в раннем архее (древнее 3,3 млрд. лет назад), сопоставима с континентальной.

**Зеленокаменные пояса.** Комплексы, слагающие зеленокаменные пояса, еще 15—20 лет назад считались древнейшими геологическими образованиями Земли. И сейчас некоторые исследователи придерживаются этой точки зрения. К настоящему времени пояса хорошо изучены в связи с высокой золотоносностью многих из них.

Обычно при характеристике комплексов приводится разрез пояса Барбертон, принятого за тектонотипический. В этом поясе снизу вверх последовательно сменяют друг друга следующие толщи [19].

1. Ультрамафитовая толща. Коматииты и недифференцированные базальты. Содержание последних увеличивается вверх по разрезу. Редкие прослои кислых туфов.

2. Мафито-фельзитовая толща. Толеитовые базальты с прослоями кислых лав, туфов и порфиров. Пакеты кремнистых пород с подчиненными глинистыми сланцами и известняками.

3. Аргиллитовая толща. Чередование граувакк и глинистых сланцев флишевого типа. Пакеты джеспилитов, туфов, агломератов.

4. Песчаная толща. Преимущественно грубообломочные породы молассового облика. Конгломераты, гравелиты, песчаники, в меньшем количестве джеспилиты и глинистые сланцы.

По мнению М. и Р. Вильюнов, первыми детально описавших ультрамафитовую толщу, она подстилается тоналитовыми гнейсами. Однако ввиду отсутствия стратиграфического контакта между этими единицами такая точка зрения часто оспаривается. Комплексы, сходные с описанным, характерны для ряда поясов Индии (Жолар, Холенарсипур), Западной Австралии (Варравуна, Калгурли) и других регионов, хотя каждый из них имеет индивидуальные черты.

Разрезы большинства зеленокаменных поясов полнее описанного. В них ультрамафитовая толща подстилается метатерригенной. В поясе Тати [30] это мощные слюдяные кварц-полевошпатовые породы (метааркозы). Во многих поясах верхняя часть мафито-фельзитовой толщи обнаруживает известково-щелочной тренд в отличие от бимодальной нижней. Комплексы поясов провинции Слейв на 80% сложены осадочными породами. Молассовая толща в большинстве поясов отсутствует.

Зеленокаменные комплексы слабо метаморфизованы. Причины этого до сих пор вызывают горячие дискуссии. Неравномерна и дислоцированность толщ. В последнее время выявляется огромная роль чешуй, надвигов и покровов в строении поясов.

Наиболее типичные пояса сформированы в позднем архее, в интервале 3300—2600 млн. лет назад. Более древний комплекс Исуа, ранее относившийся к зеленокаменным, отличен от них по ряду важных характеристик. Отнесение к поясам нижнепротерозойских структурных форм, как мы увидим далее, весьма спорно. Подразделение поясов на древние и молодые с примерной возрастной границей между генерациями на рубеже около 3 млрд. лет назад [36 и др.] сохраняет свое значение, хотя не всегда четко выражено в характере разрезов комплексов.

**Условия формирования зеленокаменных поясов.** Надежные радиометрические данные показали, что развитие зеленокаменных поясов началось позже образования первых порций серогнейсовой коры, опровергнув господствовавшую около четверти века концепцию зеленокаменных ядер роста континентов. Однако споры о природе поясов не утихли.

Некоторые исследователи, сопоставляя ультрамафитовую толщу с древней океанической корой, по-прежнему считают, что заложение поясов происходило в энзиматической обстановке. Другие — приводят данные в пользу энсиалической природы поясов. К настоящему времени таких данных накоплено много. Вот некоторые из них.

1. В чередовании с перидотитовыми коматитами в разрезах групп Варравуна и Онвервахт обнаружены карбонаты, эвапориты и косослоистые песчаники мелководного генезиса [32].

2. В шельфовой обстановке накопились, видимо, аркозовые песчаники, составляющие нижнюю часть разреза в поясах Тати, Вумба, Майтенгве и др. [30]. Состав толщи свидетельствует о непосредственной близости источника сноса, представленного кислыми интрузивными или метаморфическими породами.

3. В группе Саргур, начинающей разрез одноименного древнего пояса, обломочные породы содержат около трети материала, образованного при разрушении кислых пород [38].

4. В основании разрезов многих молодых поясов обнаружены конгломераты [29, 24 и др.].

5. В граувакках группы Фиг-Три зафиксированы высокие значения  $K/Na$ , а в конгломератах Модис преобладает галька нормальных и калиевых гранитов [33]. Эти данные говорят также о высокой зрелости континентальной коры в области сноса, которой не обнаруживают тоналиты, связанные с развитием пояса.

6. Вулканизм поясов в целом сходен с вулканизмом современных рифтовых зон [5].

Эти данные показывают, что зеленокаменные пояса заложались на серогнейсовой коре вследствие ее дробления или утонения. Вывод полностью применим к молодой генерации поясов. Менее ясен вопрос в отношении древней генерации. Однако некоторые из перечисленных факторов, относящиеся к древним поясам, и общее сходство разновозрастных зеленокаменных комплексов позволяют предполагать общность механизма их возникновения.

**Стадийность развития зеленокаменных поясов.** Проблема тектонической природы зеленокаменных поясов была хорошо сформулирована А.Ф. Грачевым и В.С. Федоровским [5] в заголовке статьи: "Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги?" Авторы пришли к выво-

ду, что вулканизм поясов может сопоставляться только с вулканизмом современных рифтовых зон, и, вслед за Е.М. Крестиним, А.В. Синецким и др., сочли зеленокаменные пояса древними рифтовыми зонами. Канадские геологи (Дж. Маг-Глинн, Дж. Хендерсон, А.М. Гудвин и др.) еще с конца 60-х годов трактовали пояса как островные дуги.

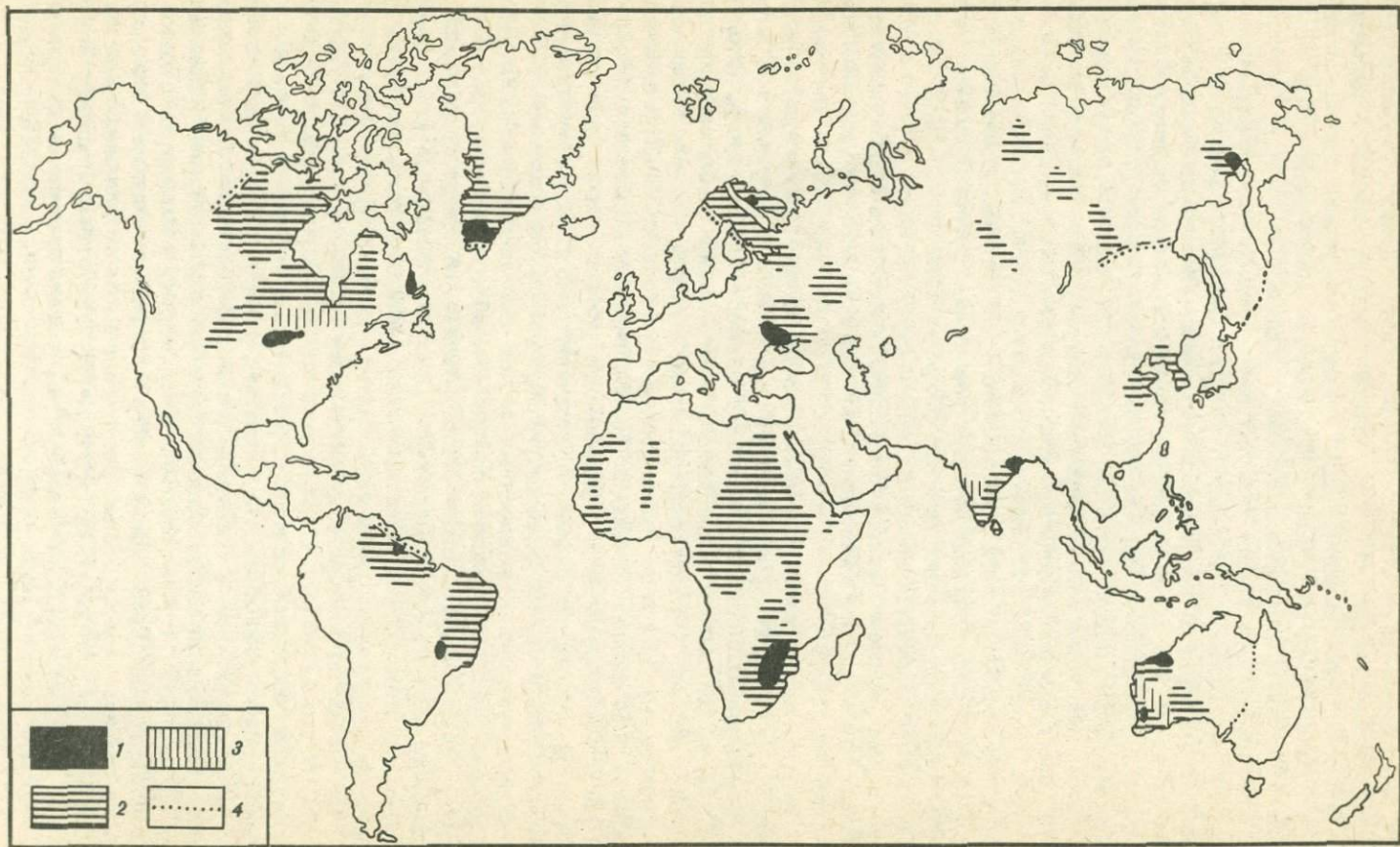
Сходство ранней стадии развития поясов с рифтогенной несомненно. Толеитовые базальты, слагающие главную часть мафито-фельзитовой толщи, указывают на то, что рифтогенез приводил к новообразованию океанической коры. Это подтверждается детальным изучением терригенной части разреза. Грауваккам свойственны турбидитовые текстуры [34, 14]. Осадки континентального склона описаны в поясе Барбертон [25], а в супергруппе Тимискаминг установлен непрерывный латеральный ряд от континентальных толщ к ламинитам подножья континентального склона [28].

А.Ф. Грачев и В.С. Федоровский в подтверждение своей точки зрения обращают особое внимание на отсутствие в разрезах зеленокаменных поясов андезитов, типичных пород островодужных серий. Между тем андезиты в них присутствуют в значительных количествах (до 20–30%) [20, 6]. Этот вопрос подробно освещен в недавней сводке К. Конди [8]. Дополним его данные указанием на широкое развитие андезитов в Карелии и упоминанием своеобразного известково-щелочного комплекса Марда в Западной Австралии [27].

Вместе с тем андезиты распределены в поясах неравномерно, и их содержание в вулканитах обнаруживает связь с общим структурным рисунком зеленокаменных областей. Андезитов сравнительно мало в изолированных поясах, расположенных беспорядочно среди куполов тоналитов и плагиогранито-гнейсов. К такого рода областям относятся массивы Трансвааль, Зимбабве, Пилбара и др. Выбор изолированного пояса Барбертон, где андезитов первоначально вообще не было обнаружено, в качестве типового и послужил основанием к отрицанию присутствия этих пород в толщах. Напротив, содержание андезитов увеличивается в областях с упорядоченным линейным структурным рисунком, которые были названы [2] областями сгущения зеленокаменных поясов. Это зоны Абитиби, Дхарвар, Калгурли (рис. 1). Возможно, подобные же области расположены в Карелии, а также в Африке (одна из них находится на северо-западе массива Зимбабве, а другая протягивается от оз. Виктория в северную часть Заира). Видимо, в этих областях зеленокаменные пояса на средней и поздней стадиях своего развития имели наибольшее сходство с островными дугами.

Не находя доказательств существования островных дуг, А.Ф. Грачев и В.С. Федоровский [5, с. 22–23] отрицают роль субдукции и применимость концепции тектоники плит для расшифровки геодинамических обстановок раннего докембрия. Надо отметить, однако, еще одну особенность зеленокаменных поясов — связь их развития с формированием огромных масс гранодиоритов-плагиогранитов. Подобная же связь отмечена Дж. Тарни с соавторами [12] для бассейна "рокас вердес" и Патагонского батолита Южного Чили. Связь возникновения последних с субдукцией несомненна, а геодинамическая обстановка формирования батолита известна под названием обстановки невадского типа [7]. Очевидно, для позднего архея такие обстановки были более характерны, чем для протерозоя–фанерозоя.

Заключительная стадия развития зеленокаменных поясов связана со



складко- и чешуеобразованием, формированием посткинематических гранитоидов и иногда с накоплением мощных моласс. Она протекает безусловно в обстановке столкновения континентальных блоков.

Таким образом, зеленокаменные пояса проходили в своем развитии своеобразный цикл Уилсона. Рифтовая стадия сменялась островодужной и затем стадией столкновения континентов. Своеобразие циклов заключалось в том, что не во всех поясах рифтогенез приводил к образованию океанов, а островодужная стадия чаще протекала в обстановке невадского типа.

**Геоструктурные области нижнего протерозоя.** Рубеж архея и протерозоя ознаменовался широкими проявлениями складчатости (в том числе наложенной), метаморфизма и посткинематического магматизма. В эту эпоху, известную под названием кенорской, произошла консолидация крупных сиалических масс.

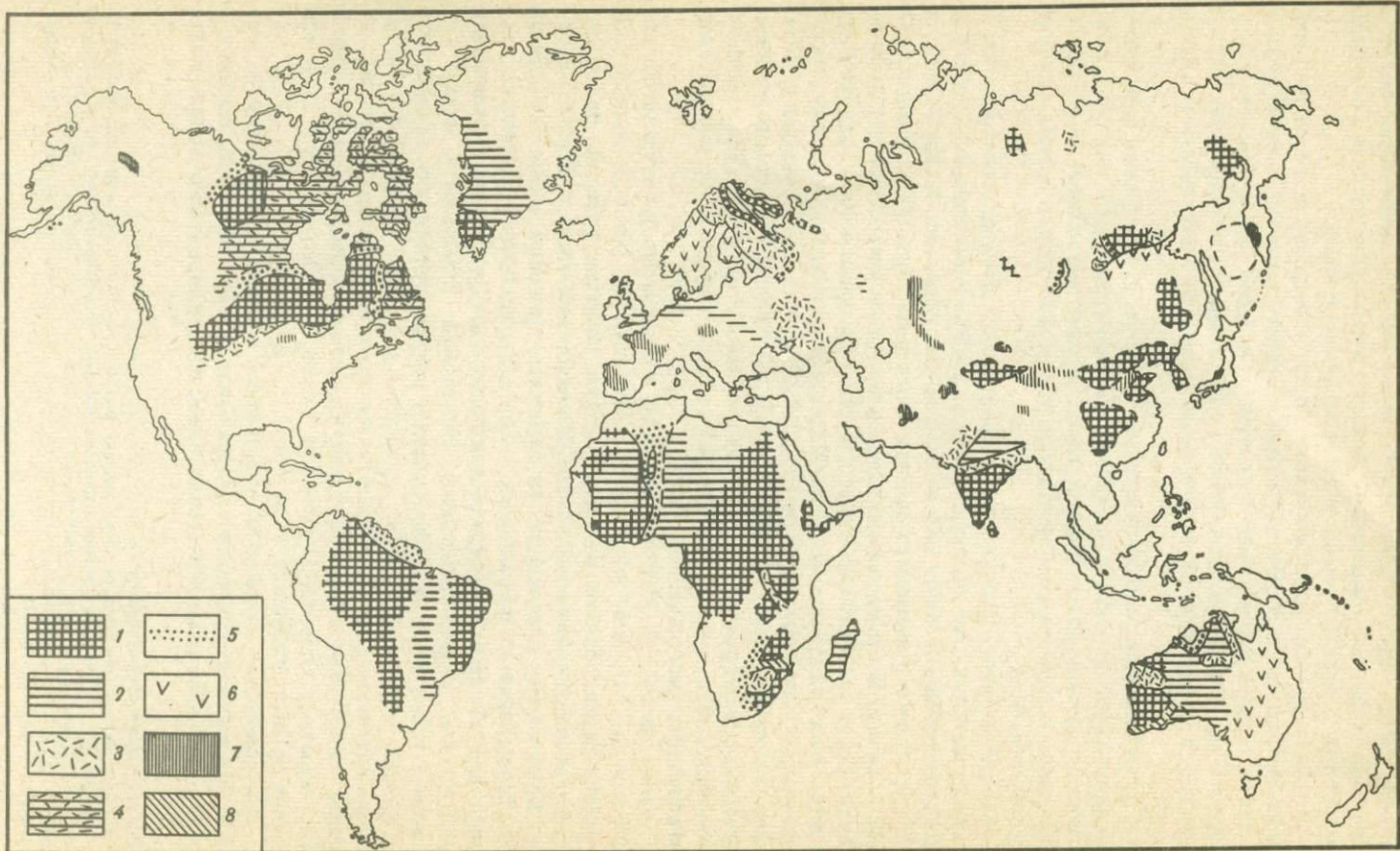
Геоструктурные области нижнего протерозоя принципиально отличны от верхнеархейских. Это преимущественно крупные изометричные и линейные формы, сложенные почти нацело осадочными породами. В зарубежной литературе к ним применяется нейтральный термин "бассейны", в отечественной — многие из толщ, их слагающих, относятся к протоплатформенному чехлу. Среди бассейнов наиболее известны Трансвааль, Хамерсли-Набберу, Гурон. Выступы древнего основания среди полого залегающих толщ, малые градиенты изменения мощностей, слабые проявления вулканизма бимодального типа говорят об энсиалической их природе. С учетом палеотектонических реконструкций могут быть выделены Ятулийский, Криворожско-Воронежский и другие бассейны, ныне представленные серией грабенов, разделенных выступами основания.

В интервале 2300—2100 млн. лет назад возникли геоструктурные области иного типа. Это узкие линейные и ломаные пояса, располагающиеся близ границ древних блоков разного строения. Наиболее известны пояса Циркум-Унгава (включающий в себя Лабрадорский трог) и Печенга-Варзуга. Комплексам, слагающим эти граничные троговые пояса, свойственна трансгрессивная направленность — от мелководных обломочных толщ рифтовых зон через сланцевые и турбидитовые образования континентального склона и его подножья к толеитовым базальтам и даже офиолитам океанского дна, завершающим разрез. Вулканизму присущ антидромный тренд. По этим признакам, а также полному отсутствию островодужных серий и слабому проявлению гранитообразования эти пояса существенно отличны от зеленокаменных, в класс которых их иногда [5] включают. Отметив особенности поясов, Г. П. Леонов [9] назвал часть из них авлакогеосинклиналиями.

Одновременно с поясами развивались области свекофенского типа. Для них характерны сложные латеральные ряды комплексов, отвечающих разным геодинамическим обстановкам. Олистостромовые толщи конти-

Р и с. 1. Схема структуры архея

1 — выступы нижнеархейских пород, возраст которых доказан надежными методами; 2 — области вероятного распространения нижнеархейских пород, перекрытых энсиалическими зеленокаменными поясами и маломощными чехлами; 3 — области сгущения зеленокаменных поясов; 4 — участки предполагаемого отсутствия архейских сиалических пород



нентального склона сменяются граувакками и сланцами его подножья. Мощные лептиты отвечают островным дугам и активным окраинам континентальных блоков. Примечательны обилие гранитоидов нескольких генераций и петельчатый структурный рисунок. Кроме типовой Свекофенской области, к этому классу относятся Кетилский пояс, возможно, Становая область и часть Мозамбикского пояса (рис. 2).

В конце раннего протерозоя (1900–1650 млн. лет назад) формируется серия вулканоплутонических поясов глобальных размеров [3]. Эти пояса протягиваются близ границ древних платформ и складчатых поясов современной структуры. Бимодальная серия вулканитов с преобладанием риолитов тесно ассоциирует с посткинematическими гранитоидами (в том числе рапакиви) и толщами высокозрелых кластолитов. По аналогии с Андским поясом надо полагать, что вулканоплутонические пояса середины протерозоя (часть из них завершает свое развитие в раннем рифее) занимали окраинно-континентальную позицию (рис. 3).

Сиалические блоки, разделявшиеся активными зонами, меняли конфигурацию. Типичных платформенных чехлов нижнепротерозойского возраста нет. Фиксируются преимущественно ареальные изометричные площади диасхизиса (тектонотермальной переработки древних толщ). На границе раннего протерозоя и рифея все сиалические массы сливаются в единый суперконтинент — Пангею — в результате процесса, названного А.А. Богдановым кратонизацией.

**Периодичность развития структуры осадочной оболочки в раннем докембрии.** Первые 800 млн. лет существования Земли как планеты геологически не документированы. Суждения о них находятся в компетенции астрономии и планетологии и очень противоречивы (см., например, [12, 37]). В интервале 3800–3300 млн. лет назад возникла серогнейсовая кора.

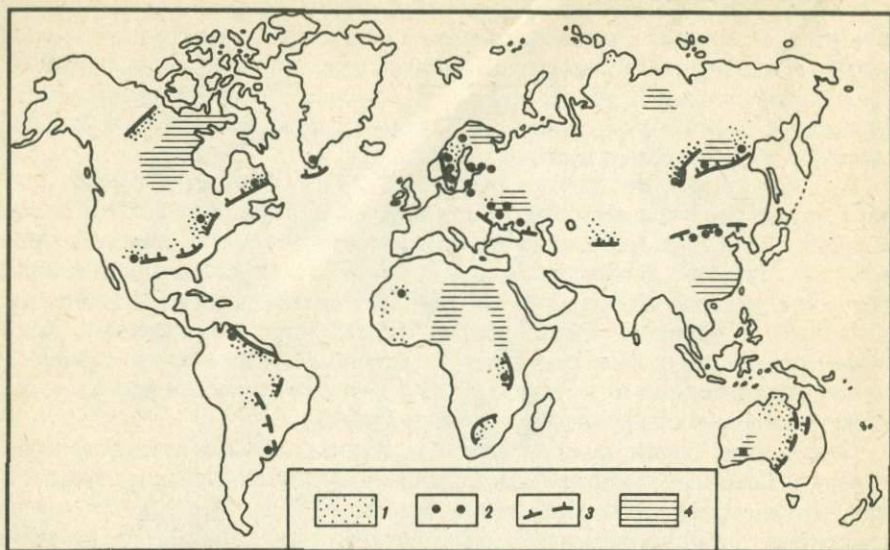
Серые гнейсы на всей площади выходов довольно однородны, слагают изометричные участки и содержат ксенолиты амфиболитов. Из последнего факта и хорошей обоснованности модели двустадийного плавления обычно следует вывод, что серогнейсовой коре предшествовала базальтовая, т.е. кора океанического типа. Этот вывод хорошо согласуется с выявленными недавно особенностями строения группы Исуа.

Для анализа структуры архея очень важным является выбор постулата о природе зеленокаменных поясов. Изложенные данные заставляют нас принять постулат об энсиалическом заложении поясов и последующем прохождении ими цикла Уилсона. Принятие постулата ведет к очень важным следствиям.

Тонкие геохимические исследования [37] показывают, что к концу архея сформировано около 85% объема современной континентальной коры, которая при небольшом приросте в течение протерозоя—фанерозоя участвовала в коровом круговороте. Обычно главной эпохой корообразо-

Р и с. 2. Схема структуры середины раннего протерозоя (2300–2000 млн. лет назад)

1, 2 — щитовые массивы: 1 — стабильные участки, 2 — участки, переработанные диасхизисом и покрытые маломощными чехлами; 3, 4 — бассейны (4 — переработанные диасхизисом); 5 — граничные троговые пояса; 6 — области свекофенского типа; 7 — выступы дорифейских пород неясной природы; 8 — линейные зоны диасхизиса



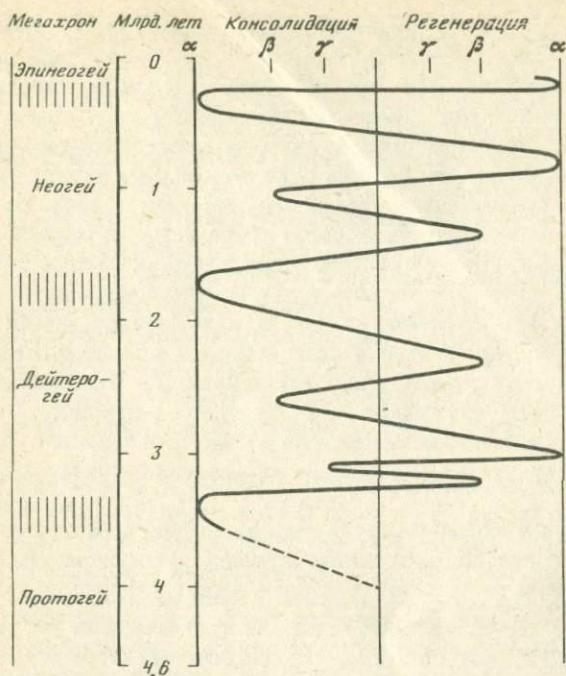
Р и с. 3. Размещение вулканоплутонических поясов середины протерозоя

1 — вулканоплутонические комплексы; 2 — граниты рапакиви; 3 — предполагаемые границы пракоинтоинентов; 4 — области проявления диастрофизиса, синхронно го формированию пояса

вания считают поздний архей. Однако, принимая энсиалическую природу зеленокаменных поясов, надо принять и тот факт, что большая часть площадей их распространения сложена более древней серогнейсовой корой [31]. В этом случае логично полагать, что прирост континентальной коры в позднем архее вряд ли превышал таковой за протерозой—фанерозой. Тогда около 70% континентальной коры возникло уже в раннем архее.

Эти представления близки модели А. Рингвуда о ранней дегазации мантии и раннем выплавлении континентальной коры как следствиях лавинообразной конвекции при выделении аккреционного тепла. Правда, в этой модели продолжительность процесса оценивается в  $10^4 - 10^5$  тыс. лет и относится ко времени образования планеты. Иная модель тепловой эволюции рассчитана А.С. Мониным и О.Г. Сорохтиным [10]. Они показали катастрофический характер разогрева первоначально холодной Земли в интервале 4000—3000 с максимумом 3600—3400 млн. лет назад. Эти представления хорошо согласуются с изложенными.

Заложение и развитие зеленокаменных поясов привело к дроблению сиалических блоков, их разобщению при увеличении числа и соответствующем уменьшении размеров. С учетом палинспастических построений тип структуры позднего архея может быть определен как дисперсный. На рубеже архея и протерозоя зеленокаменные пояса замыкаются, размеры континентальных блоков увеличиваются, а их количество сокращается. Это приводит к абсолютному преобладанию энсиалических бассейнов, а структура нижней части раннего протерозоя должна рассматриваться как компактная. Новая эпоха дробления отмечается в интервале около 2300—2100 млн. лет назад, и вслед за ней наступает эпоха кратонизации, сопровождающая объединением сиалических масс в Пангею.



Р и с. 4. График периодичности развития структуры стратисферы

Как мы видим, начиная с позднего архея эпохи разобшения континентальных блоков периодически чередуются с эпохами их слияния, объединения, что фиксируется в чередовании этажей с дисперсным и компактным типами структуры. Исходя из этой закономерности, можно с полным основанием предполагать, что в конце раннего архея, в эпоху, предшествовавшую развитию зеленокаменных поясов, континентальная кора тоже характеризовалась компактным типом структуры.

Закономерности развития структуры осадочной оболочки в раннем докембрии становятся более ясными при анализе тектонической истории Земли в полном объеме. Ранжирование эпох тектогенеза с учетом масштабов и форм его проявления позволяет представить эту историю в форме графика (рис. 4). На нем показано чередование эпох консолидации и регенерации, т.е. слияния и разобшения континентальных блоков. В эпохи  $\alpha$ -консолидации, отличительной чертой которых является развитие вулканоплутонических поясов глобальных масштабов, все сиалические массы сливаются в Пангеи. Апогеи этих эпох приходятся на рубежи раннего и позднего протерозоя, палеозоя и мезозоя. Эпохи  $\alpha$ -регенераций, для которых характерны ультрамафитовые, офиолитовые и островодужные ассоциации, знаменуют максимальное разобшение сиалических блоков с максимумами в позднем архее, позднем рифее и современности. Эпохи  $\beta$ -консолидаций и  $\beta$ -регенераций имеют меньшее значение и область проявления, а  $\gamma$ -локальны [15].

**Структура докембрия и тектоника литосферных плит.** Изложенные данные показывают, что униформистский вариант тектоники литосферных

плит, предполагающий непрерывный и постепенный рост объема континентальной коры за счет океанической, вряд ли приемлем. Главная масса континентальной коры сформировалась в архее, вероятнее всего в раннем. В геологической истории Земли мы фиксируем не столько обрастание континентов все более молодыми складчатыми областями, но, скорее, процессы взламывания, разобщения сиалических блоков и их последующее объединение при сравнительно небольшом латеральном наращении.

Такого рода периодичность хорошо согласуется с теорией концентрационной (химико-плотностной) конвекции, разработанной А.С. Мониним и О.Г. Сорохтиным [4]. Эти исследователи вскрыли механизм циклических изменений структуры конвекции и показали, что при одноячейковой структуре конвекции континентальная кора образует единый суперконтинент в области нисходящего течения, а при двуячейковой — Пангея раскалывается и происходит дрейф континентов. Эта модель, разумеется, интегральна, поскольку учитывает лишь самые общие черты конвекции. Однако она прекрасно согласуется с самыми общими чертами структуры стратисферы и ее развития.

Очевидно, одноячейковая структура конвекции присуща эпохам  $\alpha$ -консолидаций (кратонизаций), а двуячейковая —  $\alpha$ -регенераций. Рассмотрим кратко латеральные ряды главных структурных элементов этих эпох.

В раннем докембрии фиксируется лишь одна эпоха  $\alpha$ -регенерации — поздний архей. Именно она привлекла внимание исследователей в период экспансии идей тектоники плит. Было обнаружено сходство вулканитов зеленокаменных поясов с вулканитами разных участков современных океанов [17, 19]. Появился целый ряд плитотектонических моделей (К. Толбот, Дж. Дьюи, К. Бурке и др.). У. Файф [26] разработал модель тектоники миниконтинентов, в которой размеры конвективных ячеек в поперечнике достигают около 100 км. Для океанической коры позднего архея ныне принимается коматиитовый состав [21], что хорошо объясняет проявления субдукции при большой скорости движения плит [18].

Представляется, что учет неравномерности размещения зеленокаменных поясов и их разнотипности позволяет представить структурный план позднего архея несколько иначе. В областях с неупорядоченным расположением поясов часть последних находится в аллохтонном залегании. Пояса разделены полями (часто куполами) реоморфизованных гранито-гнейсов, среди которых обычно различают реликты серых гнейсов. Очевидно, что такие области можно рассматривать в целом как пракоинтенты с наложенными на них интракратонными формами. Области сгущения зеленокаменных поясов, по-видимому, маркируют границы пракоинтентов (см. рис. 1). Они обнаруживают наибольшее сходство с современными зонами перехода от океана к континенту. Именно здесь уверенно диагностируются островодужные серии, полярность, среди гранито-гнейсов преобладают гранодиориты и плагиограниты, связанные с развитием поясов.

Области сгущения зеленокаменных поясов расположены близ ослабленных зон литосферы, вдоль которых в протерозое—рифее происходили неоднократное раскрытие и последующее закрытие океанских бассейнов. Искать крупные площади распространения позднеархейской океанской коры бесперспективно, ибо практически вся она переработана в зонах субдукции. Количество выделенных областей сгущения невелико, но вряд ли

оно может быть увеличено на порядок. В этом случае надо полагать, что плиты в позднем архее были соразмерны современным. Латеральный ряд структур также был сходен с современным. Существенное отличие континентального сегмента заключалось в его большей раздробленности малыми линейными формами с океанской (коматитовой) корой.

В эпоху кратонизации, отвечающую концу раннего протерозоя, элементов переходного сегмента мы не улавливаем. Этот факт отмечался еще Г. Штилле [16]. На краях континентов, граничивших непосредственно с океанами, формировались вулканоплутонические пояса. Слияние всех континентальных масс в Пангею привело к "всплыванию" суперконтинента и его высокому стоянию в начале рифея [13]. Существенного латерального прироста континентальной коры в эту эпоху не отмечается (за исключением небольшого приращения в областях свекофеннского типа), но в зонах субдукции древняя континентальная кора, возможно, наращивается снизу.

В эпохи  $\beta$ -регенераций разобщение сиалических блоков имеет сравнительно небольшие масштабы, хотя и доходит до стадии новообразования океанской коры. В модели Д. Пайпера [35], основанной на палеомагнитных данных, показано, что в интервале 2400–800 млн. лет назад все сиалические массы на поверхности планеты находились в состоянии единого суперконтинента. По-видимому, разобщение этих масс, на что определенно указывают геологические данные, в интервале 2300–2100 млн. лет назад просто не улавливается палеомагнитными исследованиями ввиду их небольшой точности. О сравнительно небольшой степени раздвижения говорит и отсутствие в разрезах граничных троговых поясов островодужных серий. В эпохи  $\beta$ -консолидаций происходило объединение сиалических масс в ряд небольших континентов, в пользу чего свидетельствуют малые размеры вулканоплутонических поясов (например, возникших на рубеже архея и протерозоя поясов Доминион в Южной Африке и сумийского в Северной Карелии).

Здесь уместно отметить одну особенность анализа структуры докембрия вообще и раннего докембрия в частности. Современная нам эпоха характеризуется широкой гаммой геодинамических обстановок. По-видимому, это же было свойственно любому интервалу геологической истории. Однако при изучении докембрия мы оперируем очень длительными интервалами времени, как бы прессуя их. При этом отчетливее выявляются тенденции развития. Становится ясным, что различные эпохи отличаются друг от друга, скорее, не характером геодинамических обстановок, в первом приближении постоянным, а характером их сочетания в латеральных рядах.

Механизмы тектоники плит действуют, по крайней мере, в течение 3 млрд. лет, т.е. с эпохи позднеархейской  $\alpha$ -регенерации. Однако форма их проявления меняется в связи с изменениями структуры мантийной конвекции. Возможно, подобным же образом меняются и скорости движения плит. О.Г. Сорохтин [4] провел интересный расчет. Приняв современные скорости спрединга и мощность океанской коры за средние (с коэффициентом на эволюцию), он вычислил, что за геологическую историю должно было выделиться в 5 раз больше океанской коры, чем выделилось в действительности (с учетом ее перехода в континентальную в зонах субдукции). Наибольшие скорости спрединга можно предполагать для эпох  $\alpha$ -ре-

генераций (позднеархейской, позднерифейско-раннепалеозойской и мезозойско-кайнозойской). Общая их продолжительность составляет едва ли 1000 млн. лет, т.е. около 20% интервала существования Земли. Не говорит ли это о том, что скорости спрединга в другие эпохи были на порядок меньшими? В этом случае замеченное О.Г. Сорохтиным противоречие легко разъясняется.

Это предположение хорошо объясняет переход от архея к протерозою, столь впечатляющий исследователей. Действительно, в раннем протерозое давно отмечены отсутствие островодужных ассоциаций, высокая зрелость кластолитов, преобладание энсиалических прогибов — т.е. черты, не свойственные позднему архею. Очевидно, при перестройке структуры конвекции, начавшейся в раннем протерозое, скорости спрединга и субдукции могли уменьшиться. Равнозначная, но противоположная по значению граница проходит внутри позднего рифея и расположена симметрично названной с осью симметрии, проходящей на рубеже раннего и позднего докембрия (см. рис. 4). Длительное существование протерозойского суперконтинента при его периодическом раздвижении небольших масштабов говорит о большей устойчивости во времени одноячейковой структуры конвекции, чем двуячейковой. Такая устойчивость, возможно, связана с совместным действием концентрационной и тепловой конвекции. Стационарность последней препятствует переходу одноячейковой структуры в двуячейковую.

Основная масса континентальной коры (предположительно около 70% современного объема) возникла во второй половине раннего архея. Последующая тектоническая история представляется в виде крупномасштабных горизонтальных смещений сиалических блоков, их периодического слияния в Пангеи и разобращения этих суперконтинентов. Латеральный прирост континентальной коры сравнительно невелик и осуществляется преимущественно в конце эпох  $\alpha$ -регенерации.

Геодинамические обстановки раннего докембрия (в особенности позднего архея) в принципе сходны с современными. Некоторые различия (коматиитовый состав океанской коры, преобладание обстановок невадского типа и др.) связаны с эволюционным фактором. Сочетания обстановок в латеральных рядах и относительная роль тех или других обстановок периодически изменялись. Эти изменения хорошо интерпретируются в рамках концепции концентрационной мантийной конвекции и объясняются периодичностью изменения структуры конвекции.

Проявления механизмов тектоники литосферных плит надежно фиксируются с рубежа около 3 млрд. лет назад. Однако форма их проявления также периодически меняется.

Противопоставление раннего докембрия позднему или рифею—фанерозою некорректно. Снятие периодической составляющей тектогенеза позволяет глубже понять единую эволюционную линию развития планеты.

1. *Богатилов О.А., Богданова С.В., Марков М.С.* "Серые гнейсы" и проблема направленности в развитии континентальной земной коры. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 4, с. 8–22.
2. *Борукаев Ч.Б.* Сравнительная тектоника щитов Лаврентии и Гондваны. — Геология и геофизика, 1979, № 3, с. 13–24.
3. *Борукаев Ч.Б.* Структурная позиция докембрийских вулканоплутонических поясов. — В кн.: Структурные элементы земной коры и их эволюция. Новосибирск: Наука, 1983, с. 47–59.
4. Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика/Под ред. О.Г. Сорохтина. М.: Наука, 1979. 416 с.
5. *Грачев А.Ф., Федоровский В.С.* Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги? — Геотектоника, 1980, № 5, с. 3–24.
6. *Гудвин А.М.* Архейский вулканизм на Канадском щите. — В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977, с. 139–153.
7. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
8. *Конди К.* Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
9. *Леонов Г.П.* Историческая геология. Основы и методы. Докембрий. М.: Изд-во МГУ, 1980. 342 с.
10. *Монин А.С., Сорохтин О.Г.* Тепловая эволюция Земли при объемном механизме дифференциации ее недр. — Докл. АН СССР, 1982, т. 266, № 1, с. 63–67.
11. *Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П.* и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии. — Геотектоника, 1976, № 5, с. 6–23.
12. Ранняя история Земли/Под ред. Б. Уиндли. М.: Мир, 1980. 620 с.
13. *Семихатов М.А.* Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с.
14. *Фролов В.Т.* Пример архейского флиша Австралии. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973, с. 85–87.
15. *Штилле Г.* Избранные труды. М.: Мир, 1964. 887 с.
16. *Штилле Г.* Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. М.: Мир, 1968. 255 с.
17. *Энгель А.Э.Д., Энгель Ц.Г.* Происхождение континентов. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972, с. 76–87.
18. *Яншин А.Л., Монин А.С.* О тектонике катархея и архея. — Докл. АН СССР, 1983, т. 273, № 4, с. 954–957.
19. *Anhaeusser C.R.* The evolution of the early Precambrian crust of Southern Africa. — Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1973, vol. 273, N 1235, p. 359–388.
20. *Anhaeusser C.R.* Archean metallogeny in Southern Africa. — Econ. Geol., 1976, vol. 71, N 1, p. 16–43.
21. *Arndt N.T.* Role of a thin, komatiite-rich oceanic crust in the Archean plate-tectonic process. — Geology, 1983, vol. 11, N 7, p. 372–375.
22. *Bridgwater D., Allaart J.H., Baadsgaard H.* et al. International field work on Archaean gneisses in the Godthaabsfjord, Isua area, southern West Greenland. — Rep. Geol. Surv. Greenland, 1979, N 95, p. 66–71.
23. *Bridgwater D., Collerson K.D.* The major petrological and geochemical characters of the 3600 m.y. Uivak gneisses from Labrador. — Contrib. Miner. and Petrol., 1976, vol. 54, N 1, p. 43–59.
24. *Chadwick B., Ramakrishnan M., Viswanatha M.N.* The stratigraphy and structure of the Chitradurga region: An illustration of cover-basement interaction in the late Archean evolution of the Karnataka craton, southern India. — Precamb. Res., 1981, vol. 16, N 1/2, p. 31–54.
25. *Eriksson K.A.* Transitional sedimentation styles in the Moodies and Fig Tree groups, Barberton Mountain Land, South Africa: Evidence favoring in archean continental margin. — Precamb. Res., 1980, vol. 12, N 1/4, p. 141–160.
26. *Fife W.S.* Archean tectonics. — Nature, 1974, vol. 249, N 5455, p. 338.
27. *Hallberg J.A., Johnston C., Bye S.M.* The archaean Marda igneous complex, Western Australia. — Precamb. Res., 1976, vol. 3, N 2, p. 111–136.
28. *Hyde R.S.* Sedimentary facies in the archaean Timiskaming Group and their tecto-

nic implications, Abitibi greenstone belt, northeastern Ontario, Canada. — *Precambr. Res.*, 1980, vol. 12, N 1/4, p. 161–195.

29. *Joliffe A.W.* Stratigraphy of the Steep Rock Lake Group; Steep Rock Lake, Ontario. — *Geol. Assoc. Canada Spec. Pap.*, 1966, vol. 3, p. 75–98.

30. *Key R.M., Litherland M., Hepworth J.V.* The evolution of the archaean crust of north-east Botswana. — *Precambr. Res.*, 1976, vol. 3, N 4, p. 375–413.

31. *Kröner A.* The Precambrian geotectonic evolution of Africa: Plate accretion versus plate destruction. — *Precambr. Res.*, 1977, vol. 4, N 2, p. 163–213.

32. *Kröner A.* Precambrian crustal evolution and continental drift. — *Geol. Rdsch.*, 1981, Bd. 70, H. 2, S. 412–428.

33. *Krupicka J.* Early Precambrian rocks of granitic composition. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1975, vol. 12, N 8, p. 1307–1315.

34. *Kuenen Ph.H.* Turbidites in South Africa. — *Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Afr.*, 1963, vol. 66, p. 191–195.

35. *Piper J.D.A.* Proterozoic palaeomagnetism and single continent plate tectonics. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1983, vol. 74, N 1, p. 163–197.

36. *Radhakrishna B.P.* The two greenstone groups in the Dharwar craton. — *Ind. Miner.*, 1975, vol. 16, N 1, p. 12–15.

37. The origin and evolution of the Earth's continental crust/Ed. S. Moorbath, B.F. Windley. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*, 1981, vol. 301, N 1461, p. 185–487.

38. *Venkataramana P.* Chemical remnants of the archaean protocrust in the Sargur schist belt of Karnataka craton, India. — *Precambr. Res.*, 1982, vol. 19, N 1, p. 51–74.

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие . . . . .	3
<i>Ю.А. Косыгин.</i> Основные проблемы раннего докембрия . . . . .	5
<i>О.А. Богатиков, М.С. Марков, А.С. Новикова, Н.А. Штрейс.</i> Особенности развития земной коры в раннем докембрии — факты и гипотезы. . . . .	11
<i>Н.П. Щербак, Г.И. Каляев.</i> Тектоника и стратиграфия раннего докембрия Украинского щита . . . . .	17
<i>В.Л. Дук, В.И. Кицул.</i> Основные черты тектоники раннего докембрия Алданского щита . . . . .	27
<i>Н.В. Аксаментова, С.В. Богданова, Р.А. Гафаров.</i> Тектоника дорифейского фундамента Русской и Сибирской плит. . . . .	43
<i>П.М. Горяинов, Е.Е. Федоров.</i> Докембрийская геодинамика и модель континентальной коры Кольского полуострова . . . . .	54
<i>М.С. Марков, Л.Ф. Добржинецкая, К.Х. Авакян, И.К. Кацура.</i> Области развития серых гнейсов . . . . .	72
<i>А.Ф. Грачев, В.С. Федоровский.</i> Зеленокаменные пояса — главные коробразующие структуры раннего докембрия. . . . .	84
<i>М.З. Глуховский, Е.В. Павловский, В.М. Моралев.</i> Кольцевые структуры и гранито-гнейсовые купола. . . . .	94
<i>Г.И. Макарычев, И.П. Палей, М.Д. Гесь, В.Ф. Морковкина.</i> Докембрий фанерозойских складчатых поясов в свете стадийного развития земной коры (на примере Монголии). . . . .	106
<i>Н.А. Божко, В.Е. Хаин.</i> Раннепротерозойский этап развития земной коры . . . . .	123
<i>Ф.П. Митрофанов, В.Я. Хильцова, А.Б. Вревский.</i> Состав, структура и процессы архейской литосферы . . . . .	135
<i>Н.А. Штрейс, А.С. Новикова.</i> Сравнительная тектоника архейских кратонов Южной Африки и Западной Австралии . . . . .	144
<i>О.А. Богатиков, В.И. Коваленко, И.Д. Рябчиков.</i> Мантийные и коровые граниты: сходство и различия . . . . .	157
<i>С.Б. Лобач-Жученко.</i> Особенности тоналит-грандьемитовых комплексов архея и проблема их генезиса. . . . .	172
<i>Н.Л. Добрецов.</i> Основные и ультраосновные породы раннего докембрия и эволюция вулканизма в истории Земли . . . . .	183
<i>А.А. Маракушев.</i> Метаморфизм и магматизм в связи с развитием земной коры. . . . .	198
<i>Ю.В. Миллер.</i> Особенности структурной геологии архея . . . . .	214
<i>В.В. Эз.</i> Особенности структурной геологии раннего докембрия . . . . .	226
<i>Ч.Б. Борукаев.</i> Геодинамические обстановки в раннем докембрии . . . . .	238

УДК 551.71

Косыгин Ю.А. Основные проблемы раннего докембрия. — В кн.: Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986.

Статья посвящена ряду основных проблем раннего докембрия: пространства, занимаемого породами раннего докембрия и его нижней границы; роли геофизики в изучении структуры нижнедокембрийских толщ флюидных систем раннего докембрия; появления организмов и их расселения; времени, охватываемого ранним докембрием. Сделаны выводы о распространении раннего докембрия вплоть до центра Земли, о целесообразности выделения зон и областей с различными сейсмическими и электрическими свойствами не только субгоризонтальных, но и различно ориентированных в пространстве. о важной роли флюидных систем в установлении закономерностей размещения нефтяных и газовых месторождений, о необходимости изучения латеральных биостратиграфических процессов и о необоснованности определения возраста Земли в 4,5–5 млрд. лет.

УДК 551.24:242.052 (94)

Богатиков О.А., Марков М.С., Новикова А.С., Штрейс Н.А. Особенности развития земной коры в раннем докембрии — факты и гипотезы. — В кн.: Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986.

В статье освещено состояние проблемы строения земной коры в архее. Современные данные о природе древнейшей коры свидетельствуют в пользу первичности базальтовой коры кратонов. Вместе с тем нерешенным остается вопрос о типе коры в архее за пределами кратонов. Правомочно ли сравнивать офиолиты фанерозоя с архейскими разрезами мафит-ультрамафитов. По-видимому, геодинамические обстановки фанерозоя существенно отличались от раннедокембрийских. Эта проблема тесно связана с решением ряда вопросов о природе зеленокаменных поясов, о типах связей этих структур с геосинклинальными системами фанерозоя, о их месте в строении оболочек земной коры.

Ил. 1, библиогр. 12 назв.

УДК 551.242.055+551.71/72

Щербак Н.П., Каляев Г.И. Тектоника и стратиграфия раннего докембрия Украинского щита. — В кн.: Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986.

Украинский щит состоит из мегаблоков: Вольно-Подольского, Белоцерковско-Одесского, Кировоградского, Приднепровского и Приазовского. Границами их являются глубинные разломы: Немировский, Тальновский, Криворожский и Орехово-Павлоградский. Наиболее древние комплексы пород обнаружены в западной части Приазовского блока. Здесь встречены ультрабазиты и тоналиты с возрастом  $3700 \pm 100$  млн. лет. Последующие структурно-возрастные комплексы: приднепровский, криворожский, коротенский и др. — тоже датированы достаточно определенно. Выделяются палеотектонические элементы — литосферные блоки, представляющие собой реликты архейско-протерозойских островных дуг, микроконтинентов и рифтогенной области. В строении земной коры щита выделены слои: гранитный, гранито-базитовый и базитовый.

Ил. 1, библиогр. 16 назв.

УДК 551.24:551.71 (571.56)

Дук В.Л., Кицул В.И. Основные черты тектоники раннего докембрия Алданского щита. — В кн.: Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986.

Раннедокембрийские образования Алданского щита формировались в течение трех крупных мегациклов эндогенной активности: алданского (I, II цик-

лы), станового (III, IV циклы), тасмилинско-удоканского (V цикл). Выделяются инфра- и супракрустальные комплексы. Во время формирования всех комплексов (в том числе и древнейших) существовала дифференцированность тектонических и термодинамических режимов. На рубеже 3 млрд. лет (III цикл) произошла поляризация структур с увеличением площадей относительно стабильных структур. В IV цикле (2 млрд. лет) для западной части щита характерен режим зон диасхизиса с интенсивным интрузивным основным и гранитоидным магматизмом, структурной и метаморфической переработкой алданского комплекса. Проявление активных эндогенных процессов завершилось формированием в разобленных разнотипных структурах толщ тасмилинской, субганской и ярогинской серий и интрузивных пород (V цикл).

Ил. 3, библиогр. 29 назв.

УДК 551.24:551.71 (47)

Аксаментова Н.В., Богданова С.В., Гафаров Р.А. Тектоника дорифейского фундамента Русской и Сибирской плит. – В кн.: Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986.

Проанализированы новые геолого-геофизические данные о строении погребенного дорифейского фундамента Русской плиты на примере ее западных и восточных районов и проведены некоторые аналогии с данными о строении фундамента Сибирской плиты. Выявлены идентичность архейских и ранне-протерозойских комплексов по составу и возрасту, а также сходство структурных форм фундамента Русской плиты и истории их развития до 1,8 млрд. лет. Показана роль архейских неоднородностей протоконтинентальной коры в оформлении структуры фундамента. Характерными структурными элементами фундамента Русской плиты являются гранулитовые массивы и пояса, гнейсо-сланцевые пояса, группирующиеся в системы концентрически-кольцевого типа. Существенным отличием западных районов Русской плиты является широкое распространение показателей зрелой континентальной коры – вулканоплутонических комплексов анортозит-рапакиви-гранитной формации. Отсутствие последних на востоке заставляет предполагать незавершенность процесса формирования континентальной коры в раннем докембрии.

Ил. 3, библиогр. 21 назв.

УДК 551.24:242.052 (94)

Горяинов П.М., Федоров Е.Е. Докембрийская геодинамика и модель континентальной коры Кольского полуострова. – В кн.: Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986.

В становлении континентальной коры Кольского полуострова намечается рубеж (2,8 млрд. лет), который предполагает два этапа. Первый этап приводит к аккреции эмбриональных тоналит-серогнейсовых овалов, мозаично рассеянных среди образований первично базитовой коры, в структуры типа кратонов. Их возникновение, находившееся в тесной причинно-следственной связи с изменением тектоно-энергетической решетки, резко изменяет стиль тектонических структур второго этапа. Первый этап завершился формированием структурно-вещественных комплексов коллид, второй – беломоро-свекокарелид. Использование концепции стадийного развития в сочетании с намекаемой геодинамической системой позволяет связать формирование структур докембрийской континентальной коры с переработкой структур океанической коры в процессе горизонтальных движений и синтектонической сиализации. Сохранение же всеми главнейшими элементами этой системы своих относительных координат, т. е. отсутствие признаков перемещения плит относительно глубинных разломов делает приемлемой предлагаемую модель только в случае увеличения радиуса Земли.

Ил. 6, библиогр. 43 назв.

УДК 551.055:552.42

Марков М.С., Добржинецкая Л.Ф., Авакян К.Х., Кацура И.К. *Области развития серых гнейсов.* — В кн.: Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986.

Детальное изучение древнейших пород Балтийского щита и сопоставление их с аналогичными образованиями различных докембрийских областей мира позволяют выделить два типа серых гнейсов. К первому из них относятся самые ранние плагиогранитоиды в истории древних щитов, которые прорывают и гранитизируют базитовые комплексы. Ко второму — глубинные расчлененные магматические комплексы с большим количеством дифференциатов тоналит-трондьемитового состава. Области развития серых гнейсов обоих типов в дальнейшем являются областями тектонического скупивания, покрообразования и неоднократного проявления гранитного магматизма и постепенно превращаются в зоны стабилизированной континентальной коры.

Табл. 1, ил. 5, библиогр. 30 назв.

УДК 551.24:242.052 (94)

Грачев А.Ф., Федоровский В.С. *Зеленокаменные пояса — главные корообразующие структуры раннего докембрия.* — В кн.: Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986.

В архее и раннем протерозое обнаруживаются однотипные геодинамические системы (гранито-зеленокаменные области), важнейшим компонентом которых являются зеленокаменные пояса, образующие единый структурный парагенез с гранито-гнейсовыми куполами, возникшими по границам поясов. Яркая особенность таких систем: зеленокаменные пояса включают большие объемы мантийных пород, в то время как латерально связанным с ними купольным зонам свойственна иная петрологическая тенденция — развитие гранитоидов. Рифтогенная модель генезиса зеленокаменных поясов позволяет непротиворечиво объяснить сообщество таких различных комплексов. Зеленокаменные пояса представляют собой структуры, регулирующие тектоническую позицию зон и областей становления континентальной коры с контрастно выраженным "гранитным" слоем.

Табл. 2, ил. 2, библиогр. 15 назв.

УДК 551.243.13:551.24+553.2

Глуховский М.З., Павловский Е.В., Моралев В.М. *Кольцевые структуры и гранито-гнейсовые купола.* — В кн.: Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986.

Анализ геолого-геофизической информации о строении фундамента Сибирской и других древних платформ в сочетании с результатами дешифрирования космических снимков позволяет выделять кольцевые структуры двух классов. К первому классу относятся структуры большого диаметра (500—3800 км), рассматриваемые как нуклеары, т. е. ядра роста континентов, где процессы формирования континентальной коры протекали более интенсивно, чем в окружающих интернуклеарных областях. Структуры второго порядка (50—400 км) рассматриваются как гранито-гнейсовые овалы и купола, в процессе формирования которых происходила миграция рудных компонентов в периферические зоны.

Ил. 7, библиогр. 11 назв.

УДК 551.24+551.72 (519.3)

Макарычев Г.И., Палей И.П., Гесь М.Д., Морковкина В.Ф. *Докембрий фанерозойских складчатых поясов в свете стадийного развития земной коры (на примере Монголии).* — В кн.: Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986.

Дан анализ строения ряда докембрийских выступов Западной Монголии. Показано длительное стадийное формирование континентальной коры. Формационные комплексы докембрийского разреза принадлежат разным стадиям становления континентальной коры. Установлена связь минеральных парагенезов основных гранулитов с ультрабазит-габброидным комплексом, испытавшим два этапа гранитизации. Петрохимические данные позволяют рассматривать этот комплекс как протофиолитовую ассоциацию первичной коры океанического типа.

Ил. 6, библиогр. 28 назв.

УДК 551.71

Божко Н.А., Хаин В.Е. Раннепротерозойский этап развития земной коры. — В кн.: Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986.

Статья посвящена раннепротерозойскому этапу развития земной коры Европы, Азии, Америки, Африки, Индостана и Австралии. Постулируется существование зрелой континентальной коры на площадях современных древних платформ уже в конце архея. Рассматриваются подвижные зоны раннего протерозоя: авлакогены, интракратонные геосинклинали и зоны негеосинклинальной тектонотермальной переработки архейской коры и их металлогения. Делаются выводы об энциалической природе этих структур.

Ил. 6, библиогр. 18 назв.

УДК 551.71+551.72+551.14

Митрофанов Ф.П., Хильтова В.Я., Вревский А.Б. Состав, структура и процессы архейской литосферы. — В кн.: Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986.

Приведены новые данные по раннему докембрию, подтверждающие первично сиалический состав земной коры. В период 3,2–2,6 млрд. лет структура и состав архейской литосферы эволюционизировали по-разному в различных сегментах, что обусловило выделение двух типов мобильных областей в эпиархейских кратонах (гранито-зеленокаменные и гранулитозеленокаменные области). Предлагается геодинамическая модель развития этих областей.

Табл. 2, ил. 3, библиогр. 7 назв.

УДК 551.24:242.052 (94)

Штрейс Н.А., Новикова А.С. Сравнительная тектоника архейских кратонов Южной Африки и Западной Австралии. — В кн.: Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986.

Сравнительный анализ тектоники докембрийских образований кратонов позволяет выделить по крайней мере четыре стадии проявления контрастного структурообразования, обусловленного процессами скучивания и гранитоидного магматизма. На разных кратонах они проявились неравномерно. На Капвальском кратоне хорошо сохранился крупный остаточный синклиниорий Барбертон, связанный со скучиванием пород, предшествовавшим стадии наиболее древнего гранитоидного магматизма натрового ряда. На кратоне Пилбары как бы застыли в развитии деформации второй стадии тектонического развития явлений нижнеархейского куполообразования. Кратоны Йилгарн и Зимбабве являют примеры латеральных перемещений третьей стадии, завершившихся обширными телами аллохтонных массивов гранитоидов калиевой специализации.

Ил. 4, библиогр. 19 назв.

Богатиков О.А., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д. Мантийные и коровые граниты: сходство и различия. — В кн.: Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986.

Раннедокембрийские (> 2,5 млрд. лет) натриевые кислые магматические породы (КМП) характеризуются мантийными изотопными характеристиками. Источником их магм, вероятнее всего, является базитовая (местами гранитизированная) кора. Натрий-калиевые КМП имеют мантийные и коровые изотопные характеристики. Источником их магм являются породы, по составу близкие к континентальной коре (гнейсы, гранитизированные амфиболиты, гранулиты, трондjemиты, тоналиты). Различия гранитоидов с мантийными и коровыми характеристиками фактически являются различиями между натриевыми (мантийными) и натрий-калиевыми (коровыми) породами. Натрий-калиевые КМП с мантийными и коровыми изотопными характеристиками могут быть идентичными по составу в связи с близостью вещественного состава источника их магм. Исключается образование кислых магм, находящихся в равновесии с минералами мантии.

Табл. 1, ил. 8, библиогр. 23 назв.

Лобач-Жученко С.Б. Особенности тоналит-трондjemитовых комплексов архея и проблема их генезиса. — В кн.: Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986.

Рассмотрены гранитоиды тоналит-трондjemитового состава в гранито-зеленокаменных и гранулитогнейсовых областях архея. В первом типе выделены три группы гранитоидов: "окаймляющие" тоналиты, окружающие зеленокаменные пояса, интрузии в зеленокаменные породы и в гнейсы фундамента; они различаются масштабами проявления и составом; геохимические особенности согласуются с моделями плавления и фракционной кристаллизации основных пород. В гранулитогнейсовых ареалах выявлены также различия для тоналитогнейсов в геологическом положении, ассоциациях пород, геохимии гранитоидов и связанных с ними основных пород; показано, что особенности состава серых гнейсов не противоречат различным механизмам и источникам при выплавлении тоналитов. Архейские тоналиты и трондjemиты существенно отличаются по составу от фанерозойских трондjemитов океанических структур (офиолитовых и островодужных комплексов).

Ил. 7, библиогр. 45 назв.

Добрецов Н.Л. Основные и ультраосновные породы раннего докембрия и эволюция вулканизма в истории Земли. — В кн.: Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986.

Обсуждена периодизация ранних этапов истории Земли на основе новейших геологических и геолого-геохронологических данных и сопоставления с этапами эволюции Луны. В пределах этих этапов сопоставлено распространение анортозитовых, андезитовых, базальтовых и ультрабазитовых формаций. Последние расчленены на пикритовую и коматитовую серии: коматитовая серия в фанерозое сменяется марианит-бонинитовой одновременно с проявлением типичных офиолитов. Особенности состава этих формаций показывают, что наиболее сквозной и постоянной по составу является андезитовая формация, генезис которой представляет важнейшую петрологическую проблему. Специфическими для раннего докембрия являются анортозитовая и коматит-базальтовая формации, но последняя в зеленокаменных поясах имеет много общего с формациями окраинных морей и симатических островных дуг.

Табл. 3, ил. 2, библиогр. 28 назв.

УДК 552.31

Маракушев А.А. **Метаморфизм и магматизм в связи с развитием земной коры.** — В кн.: Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986.

Приведен обзор процессов петрогенезиса на различных стадиях развития земной коры. Выделены три главных типа магматизма: 1) отвечающего полному плавлению мантийного вещества и последующей автономной дифференциации магм, 2) связанного с развитием складчатой континентальной коры и ее метаморфической дегазификацией, 3) обусловленного магматическим замещением ультраосновных пород, определяющим развитие магм щелочного характера. Метаморфизм является эффективным фактором дегазификации глубинных зон подвижных поясов, с которым связывается их орогеническое воздымание, образование срединных океанических хребтов и, возможно, цепей вулканических островов. Главную роль в развитии земной коры играют подвижные пояса в сочленениях океанических литосферных плит и в сочленениях океанических плит с континентальными. Менее важную роль играют внутриплитовые подвижные зоны в тылу островных дуг и во внутренних частях континентов, а также разломы, контролируемые размещением щелочных вулканов.

Табл. 3, ил. 6, библиогр. 31 назв.

УДК 551.243

Миллер Ю.В. **Особенности структурной геологии архея.** — В кн.: Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986.

В архее выделены два типа структурообразования. Первый — отвечает вертикальному литосферному потоку, второй — начинается с горизонтального и завершается вертикальным литосферным потоком. Для обоих типов характерно полициклическое развитие. В целом структурообразование в архее характеризуется повышенной ролью вертикальных литосферных потоков, выдержанностью однотипных деформационных обстановок на больших площадях, одновременностью деформации и метаморфизма, что определяет аномально низкую вязкость пород и служит причиной широкого развития диапиризма и способности пород запечатлеть и сохранять информацию о многочисленных структурных событиях.

Ил. 5, библиогр. 36 назв.

УДК 551.243

Эз В.В. **Особенности структурной геологии раннего докембрия.** — В кн.: Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986.

Глубоко метаморфизованные раннедокембрийские комплексы испытали большие деформации, причем в разное время направления деформации одних и тех же объемов пород были различны. В результате произошло сплющивание тел различной исходной формы почти до состояния пластин и смятие пластообразных и слоистых тел в складки, иногда настолько тесно сжатые, что их можно принять за ненарушенные слои. Эти деформации концентрируются в узких частых параллельных зонах и создают новообразованную расслоенность разного масштаба.

УДК 551.24:551.71

Борукаев Ч.Б. **Геодинамические обстановки в раннем докембрии.** — В кн.: Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986.

В раннем архее сформировано около 70% объема континентальной коры. Последующая тектоническая история представляется в виде крупномасштабных горизонтальных смещений континентальных блоков, их периодического объединения в Пангею, раздробления суперконтинента и дрейфа континентов при сравнительно небольшом латеральном наращивании в основном в ослаб-

ленных зонах литосферы. Геодинамические обстановки раннего докембрия (в особенности позднего архея) в принципе сходны с современными. Некоторые различия связаны с эволюционным фактором. В тектонической истории периодически изменяются лишь сочетания обстановок в латеральных рядах и их относительная значимость. Периодичность тектогенеза связана с нестационарностью концентрационной конвекции и изменениями ее структуры. Снятие периодической составляющей тектогенеза позволяет выявить единую эволюционную линию развития планеты.

Ил. 3, библиогр. 38 назв.

**ТЕКТОНИКА  
И ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ  
РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ**

*Утверждено к печати  
Межведомственным тектоническим комитетом  
АН СССР*

Редактор *Д.А. Варламов*  
Редактор издательства *А.В. Копп*  
Художник *А.А. Кущенко*  
Художественный редактор *В.Ю. Кученков*  
Технические редакторы *Н.М. Бурова, Г.П. Каренина*  
Корректор *Л.А. Агеева*

Набор выполнен в издательстве  
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 31383

Подписано к печати 26.05.86. Т – 03585  
Формат 60 X 90 1/16. Бумага офсетная № 2  
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная  
Усл.печ.л. 16,5. Усл.кр.-отт. 16,7. Уч.-изд.л. 20,4  
Тираж 600 экз. Тип.зак. 371. Цена 3 р. 10 к.

Ордена Трудового Красного Знамени  
издательство "Наука"  
117864 ГСП-7, Москва В-485,  
Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

## В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовятся к печати книги:

**Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И.** **Фундамент тихоокеанских активных окраин.**

18 л.

В книге охарактеризованы три типа земной коры, образующих фундамент тихоокеанских окраин. Главное внимание уделено происхождению мафической коры и ее соотношениям с другими типами кор и современными структурами активных окраин. Мафическая кора — результат деятельности древних активных окраин. Она наращивает континенты, но в сиалическую не превращается. Последняя сложена докембрийским веществом и многократно активизирована в ходе тектонической эволюции и тихоокеанского обрамления.

Для геологов и геофизиков, изучающих переходные зоны от континента к океану.

**Лебедев Е.Л.** **Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.**

18 л.

В книге рассмотрены возраст вулканогенного пояса, стратиграфия и этапность его развития, влияние вулканизма на климат. Приведены особенности расчленения и прослеживания разновозрастных вулканогенных толщ. Рассмотрена эволюция меловых флор пояса, отражающая этапность развития флор возвышенных местообитаний. На материале Охотско-Чукотского пояса показана возможность широкого применения палеоботанического метода для расчленения и корреляции мощных наземных вулканогенных толщ контрастного состава.

Для геологов, палеовулканологов, палеоботаников.

**Чайковский В.К.** **Геология металлогении фундамента Русской платформы.** 16 л.

Книга посвящена рассмотрению истории дорифейского рудообразования в связи с геологическим развитием фундамента Русской платформы. На основе обширного геологического, главным образом литературного материала исследований наиболее доступных изучению поднятий и выступов кристаллического фундамента рассмотрены и установлены соотношения между геологическими процессами формирования земной коры и рудообразованием на протяжении около 3 млрд. лет начального периода геологической истории.

Для геологов, тектонистов, литологов.

**Металлогения и геохимия угленосных и сланцесодержащих толщ СССР. Геохимия элементов.**

20 л.

В монографии обобщен опыт геолого-геохимического изучения в СССР редких элементов и цветных металлов в углях, горючих сланцах и вмещающих их породах за последние 25 лет. Для 58 элементов, содержания которых в каустобиолитах находятся в пределах чувствительности анализов, рассмотрены общие вопросы геохимии, содержания в торфах, углях и горючих сланцах, формы нахождения, критерии оценки полезных и вредных компонентов, поведение при переработке твердых топлив и возможности попутного или специального извлечения.

Для специалистов, занимающихся изучением и разведкой каустобиолитов и осадочным рудообразованием.

**Геология рифта Таджура — наблюдения с подводных аппаратов.**

20 л.

Книга представляет собой результаты исследований молодого рифта Таджура (Аденский залив), проведенных в рейсе нис "Академик Мстислав Келдыш". На основании геофизических, геологических, геохимических данных и прямых наблюдений из подводных обитаемых аппаратов представлена полная картина истории развития рифта, его тектоники, магматизма, гидротермальной деятельности, седиментогенеза. Приводятся карты рифта, подводные фотографии.

Для геофизиков, вулканологов, палеонтологов, литологов, геохимиков.

**М и х а й л о в И.М. Потенциальная энергия пластовых флюидов.**

7 л.

Книга посвящена выяснению условий сохранения и закономерностям распределения залежей углеводородов. Вопрос решается с позиций изучения соотношений энергетических уровней пластовых флюидов: рассказано об источниках и величинах потенциальной энергии пластовых вод и нефтяных углеводородов; рассмотрено соотношение энергетических уровней флюидов в пластах-коллекторах и породах-покрышках. Основное внимание при этом уделяется использованию результатов изучения соотношения энергетических уровней флюидов в практике нефтегазопроисковых работ.

Для гидрогеологов, геохимиков, тектонистов, геологов-нефтяников.

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ  
ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ  
МАГАЗИНОВ "КНИГА-ПОЧТОЙ" "АКАДЕМКНИГА":

Магазины "Книга-почтой":

252030 Киев, ул. Пирогова, 4  
197345 Ленинград, Петрозаводская, 7  
117192 Москва, Мичуринский пр-т, 12

Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга-почтой":

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97  
/"Книга-почтой"/  
370005 Баку, ул. Коммунистическая, 51  
/"Книга-почтой"/  
232600 Вильнюс, ул. Университето, 4  
690088 Владивосток, Океанский пр-т,  
140 /"Книга-почтой"/  
320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина,  
24 /"Книга-почтой"/  
734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95 /"Кни-  
га-почтой"/  
375002 Ереван, ул. Туманяна, 31  
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289  
/"Книга-почтой"/  
420043 Казань, ул. Достоевского, 53  
/"Книга-почтой"/  
252030 Киев, ул. Ленина, 42  
252142 Киев, пр-т Вернадского, 79  
252030 Киев, ул. Пирогова, 2  
277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148  
/"Книга-почтой"/  
343900 Краматорск, Донецкой обл., ул.  
Марата, 1 /"Книга-почтой"/  
660049 Красноярск, пр-т Мира, 84  
443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2/"Кни-  
га-почтой"/  
191104 Ленинград, Литейный пр-т, 57  
199164 Ленинград, Таможенный пер., 2  
196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16  
220012 Минск, Ленинский пр-т, 72 /"Кни-  
га-почтой"/  
103009 Москва, ул. Горького, 19-а  
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7  
630076 Новосибирск, Красный пр-т, 51  
630090 Новосибирск, Морской пр-т, 22  
/"Книга-почтой"/  
142284 Протвино, Московской обл.,  
ул. Победы, 8  
142292 Пушкино, Московской обл., МР,  
"В", 1  
620161 Свердловск, ул. Мамина-Сибир-  
яка, 137 /"Книга-почтой"/  
700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1  
700029 Ташкент, ул. Ленина, 73  
700070 Ташкент, ул. Руствели, 43  
700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6  
/"Книга-почтой"/  
634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18  
634050 Томск, Академический пр-т, 5  
450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 /"Книга-  
почтой"/  
450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49  
720000 Фрунзе, бульвар Дзержинского,  
42 /"Книга-почтой"/  
310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87  
/"Книга-почтой"/

3 р. 10 к.

4603