



---

**ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ  
ФОРМИРОВАНИЯ  
ЗЕМНОЙ КОРЫ  
И РУДООБРАЗОВАНИЯ  
В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ ПРИ ОГГГ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ  
ДОКЕМБРИЯ

# ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И РУДООБРАЗОВАНИЯ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

Ответственные редакторы

Ф. П. Митрофанов, В. А. Глебовицкий



ЛЕНИНГРАД  
ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1985



5151

Книга представляет собой тематически подобранный сборник статей и является межведомственным отчетом по заданию 05.01.Н8 проблемы ГКНТ 0.50.01. В ней обсуждается проблема эндогенных режимов формирования земной коры в раннем докембрии, рассматриваются принципы и методы выявления взаимосвязи между магматизмом, метаморфизмом, деформациями и рудогенезом, дается описание состояния и эндогенных режимов развития разных типов докембрийских структур. Названные общие проблемы разбираются не только в теоретическом аспекте, но и на примере отдельных крупных регионов СССР.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов по общей тектонике, геологии докембрия, петрологии магматических и метаморфических пород и металлогении.

Рецензенты

В. Г. КУШЕВ, В. М. ШЕМЯКИН

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемый вниманию читателей сборник статей включает в себя материалы всесоюзного совещания по проблеме «Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии», которое происходило в Воронеже 12—14 сентября 1983 г. Одновременно эта книга является отчетом об исследованиях по заданию ГКНТ 05.01.Н8 «Изучить эндогенные режимы метаморфизма и магматизма и процессы формирования земной коры в раннем докембрии».

Почти все геологические образования раннего докембрия относятся к категории глубинных, преобразованных эндогенными процессами деформаций, метаморфизма и магматизма. Эти процессы во многом определяют древнейшее рудообразование, а также оказывают влияние на экзогенные преобразования коры. Всем комплексом геологических знаний сейчас доказывается специфичность процессов раннего докембрия (3.8—1.6 млрд. лет) в сравнении с таковыми позднего докембрия (1.6—0.6 млрд. лет) и фанерозоя (моложе 0.6 млрд. лет), обусловленная уменьшением энергетических ресурсов Земли.

Советская геолого-петрологическая школа занимает ведущее место в мире в изучении древнейшего петрогенезиса и рудогенеза. Традиционно у нас сильно структурное и физико-химическое направления петрологии. Научные школы А. А. Полканова, Д. С. Коржинского, В. С. Соболева, Н. Г. Судовикова известны всему миру и во многом определяют развитие современной мировой петрологической мысли. На основе научных разработок этих школ эндогенные парагенезисы основных структурных единиц докембрия СССР сейчас изучены достаточно хорошо, определены термодинамические факторы их образования, устанавливаются взаимосвязи процессов в рамках эндогенных циклов. Это позволяет, с одной стороны, наметить решение таких общих проблем геодинамики, как палеогеотермический анализ главнейших структур литосферы, а с другой — подойти к типизации эндогенных режимов геологического развития.

Между тем, что касается экспериментального моделирования процессов, флюидного, геохимического и изотопного изучения вещества, анализа внутрифазовых превращений и термодинамики породо- и рудообразующих минералов, то эти направления в со-

ветской петрологии имеют еще недостаточную экспериментальную базу и требуют своего развития.

Особого внимания заслуживают сейчас современные данные о том, что в развитии любых геологических структур существуют не только пространственно-временные связи процессов, например в рамках циклов, но и глубинные причины, определяющие многие типы соотношений между стилем деформаций, физико-химическими условиями метаморфизма, особенностями состава изверженных пород, а следовательно, и условиями и уровнем генерации магм.

Хотя сведения об этом в настоящее время еще отрывочные и не характеризуют всего разнообразия существующих причинных связей, тем не менее они показывают, что эндогенные преобразования земной коры следует рассматривать с позиции энергетических взаимосвязей различных слоев литосферы и астеносферы. Именно характер тепло- и массопереноса в этих слоях должны определять сущность разнообразных геологических явлений.

Как известно, в настоящее время наилучшие комплексные геодинамические и геотермические модели, построенные, в частности, на решении уравнений теплопроводности, созданы в обоснование идей тектоники плит для двух главных типов структур литосферы — зон рифтогенеза (или спрединга) и зон субдукции (или зон Заварицкого—Бениоффа). Эти модели, в частности модель зон субдукции, хорошо согласуются с результатами геолого-петрологического анализа эндогенных парагенезисов сдвоенных ортогеосинклинальных систем геологического прошлого. Во всяком случае об этом можно сейчас определенно говорить для фанерозоя и части рифея, когда формировались эклогит-глаукофансланцевые комплексы типа максютовского на Урале. Хотя сейчас установлено, что сдвоенные метаморфические пояса раннего докембрия развивались в более высокотемпературных режимах, чем в неогее, принципиальная модель парного взаимодействия блоков с энсиалическим и энсиматическим характером развития может работать и в этих режимах. Об этом говорится здесь не только и даже не столько для того, чтобы показать приемлемость моделей тектоники литосферных плит к структурам раннего докембрия, сколько для того, чтобы подчеркнуть возможность и необходимость в настоящее время комплексного геолого-петрологического модельного анализа раннедокембрийских глубинных процессов, чему в современной петрологии, как это показывают материалы XXVII сессии МГК, уделяется еще не очень много внимания.

Выделение и изучение естественных эндогенных парагенезисов, характерных для главных типов структур раннего докембрия и зон их сочленения, изучение термодинамического и флюидного режимов их формирования, детальные данные по структурам и вещественному составу возникающих при этих процессах метаморфических и магматических пород обеспечи-

вают фактическую базу для создания таких комплексных моделей развития раннедокембрийских структур. При этом должны быть использованы все современные экспериментальные данные по процессам деформаций пород, по условиям и энергетическим эффектам фазовых переходов на разных уровнях глубинности, по процессам магматизма и метаморфизма, по составу и эволюции флюидных потоков.

Одним из главных направлений должна являться периодизация эндогенных процессов, выявление цикличности и характерных рубежей в их истории, когда происходили кардинальные изменения общего геотермического фона и латеральной контрастности эндогенных режимов. Опыт исследований древнейших структур литосферы показал, что такие рубежи существуют уже в архее, когда, например, в отдельных поясах начали формироваться высокобарические гранулиты сутаменского типа и когда появились первые эклогито-гнейсовые комплексы, такие как беломорский на Балтийском щите. Появление таких геотермических обстановок, которые приводят к формированию названных ассоциаций пород, отражает, по-видимому, взаимодействие сформировавшихся к тому времени более или менее значительных разнородных литосферных плит на их конвергентных границах. Эта идея хорошо объясняет появление таких специфических структур литосферы и комплементарных по отношению к ним зон, но сама еще нуждается в серьезном обосновании на базе физико-химического моделирования процессов массообмена в литосфере.

Интуитивно ясно, что вся совокупность процессов в парных структурах может быть связана с проявлением конвекции или адвекции в мантии. Поэтому обращает на себя внимание факт малой изменчивости термодинамических режимов метаморфизма и магматизма в высокобарических поясах в течение весьма длительных периодов времени (около 1 млрд. лет), как например, в Беломорско-Лапландской зоне на Балтийском щите. Такая устойчивость режимов может свидетельствовать о большей консервативности структуры мантийной конвекции в раннем докембрии в сравнении с таковой в более поздние геологические времена. Кроме того, исследование вещественной латеральной неоднородности главнейших структур раннего докембрия и ее связи с глубинным строением коры и мантии показывает, что эти структуры, в том числе и такие, которые отличаются длительной устойчивостью эндогенных режимов, имеют очень глубокие корни в мантии, о которых говорится в статье С. Б. Лобач-Жученко и ее соавторов.

Таким образом, важной задачей является анализ эндогенных режимов в пределах древнейших поясов высокобарического метаморфизма, их комплексное физико-химическое моделирование, сравнительный анализ геотермических состояний литосферы на разных уровнях на основании изучения взаимосвязанных процессов магматизма и метаморфизма.

Формирование эколито-гнейсовых поясов позднего архея— раннего протерозоя означает начало проявления процессов взаимодействия плит литосферы, подобных тем, которые наблюдаются в неогее на их конвергентных границах. При этом вполне возможно, что образование эколито-гнейсовых поясов в позднем архее и раннем протерозое надолго предопределяет специфику режимов глубинного петрогенезиса и тектонических режимов дальнейшего развития данного участка литосферы. Правомерно даже предположение, что их формирование определило появление многих мобильных поясов неогее, разделяющих древние платформы.

Об этом говорят некоторые специфические особенности раннего докембрия мобильных структур в сравнении с одно-возрастными образованиями фундаментов эпикарельских кра-тонов.

Итак, в настоящее время задача состоит не только в выявлении факта латеральной неоднородности древнейших структур литосферы, но и в оценке характера и степени этой неоднородности и ее значения для последующего геологического развития. В этом направлении уже делались определенные усилия, а результаты частично изложены и в настоящем сборнике, и в других публикациях.

Гранит-зеленокаменные области исследованы в этом плане достаточно подробно. Так, А. Гудвин еще в 1972 г. выявил изменчивость в горизонтальном направлении состава слагающих трюги вулканогенно-осадочных толщ по мере приближения к границе этой области в провинции Сьюперитор в Канаде с расположенным на севере гранулитогнейсовым ареалом, представляющим относительно стабильную область. Подобные изменения устанавливаются в СССР в Карельской и Олёмкинской гранит-зеленокаменных областях. Вместе с тем на всех этих пространствах устанавливаются сходные высокоградиентные режимы генерации магм и регионального метаморфизма. Лишь в редких случаях, как например в зоне Колмозеро—Воронья на Кольском полуострове и на востоке Олёмкинской области, осуществляется переход к умеренноградиентным режимам метаморфизма (кианит-силлиманитовый тип), да и здесь возможен более молодой возраст такого метаморфизма по отношению к собственному метаморфизму гранит-зеленокаменной области.

В пределах гранулитогнейсовых областей типа Алданской и поясов типа Анабарского, Лимпоно и других при значительной изменчивости вещественного состава средний геотермический градиент меняется от 35 до 25°/км, и даже к середине и к концу архея в поясах высокобарического гранулитового метаморфизма его значение не опускается ниже 20°/км. В эколито-гнейсовых поясах раннего протерозоя средний геотермический градиент достигает величин 17—13°/км, из чего следует, что общее заключение о направленной геотермической эволюции литосферы, которая сводится к снижению фонового теплового потока, под-

тверждается сейчас исследованием всего раннедокембрийского периода эволюции Земли.

Этим во многом определяется большая значимость изложенных ниже материалов, которые существенно дополняют многочисленные геолого-геохимические данные о развитии древнейших структур земной литосферы, приведенные в докладах и трудах XXVII сессии Международного геологического конгресса.

*В. А. Глебовицкий, Ф. П. Митрофанов*

# 1. ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ХАРАКТЕРНЫХ ДОКЕМБРИЙСКИХ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ И РУДНЫХ АССОЦИАЦИЙ

*В. А. Глебовицкий, Н. И. Московченко, Ф. П. Митрофанов*

## ПРОБЛЕМА ЭНДОГЕННЫХ РЕЖИМОВ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ДОКЕМБРИИ

Понятие об эндогенных режимах было введено В. В. Белоусовым в 1975 г. [1]. Необходимость и своевременность постановки проблемы эндогенных режимов определяется успехами в областях геологии, генетической, экспериментальной и теоретической петрологии, а также в области физики Земли, которые были достигнуты за два последних десятилетия.

Для понимания генетических взаимосвязей между глубинными процессами в позднепротерозойских и фанерозойских подвижных поясах большую роль сыграла разработка гипотезы тектоники плит, проблем эволюции метаморфических поясов и офиолитов, изучение пород дна океана и тектоники активных окраин континентов. Участие в разработке тектоники плит многих специалистов разного профиля сказалось на общем состоянии дел и позволило подойти к построению количественных геотермических моделей на основании решения уравнений теплопроводности. Такие модели дали возможность объективно и прямо оценить масштабы и способы тепло- и массообмена в литосфере.

Одной из краеугольных идей тектоники плит является представление о комплементарности двух главных типов глобальных структур литосферы: зон рифтогенеза (или спрединга) и зон субдукции (или зон Заварицкого—Бениоффа), что отражает возникновение в мантии конвективных ячеек. Каждый из этих типов структур характеризуется своими геотермическими особенностями. В зонах спрединга возникают интенсивные положительные термические аномалии, связанные с подъемом из мантии значительных масс магмы, продуцирующих новую океаническую кору. Зоны поддвижения океанических плит под континентальные, напротив, характеризуются отрицательными термическими аномалиями, связанными с быстрыми нисходящими движениями вещества. Учитывая, что существует такая связь между режимами вертикальных тектонических движений и геотермическим состоянием литосферы, попытаемся с этих позиций

подойти к проблеме и обратимся к термическим моделям зон субдукции и некоторым следствиям из нее [20].

Интенсивность отрицательной термической аномалии вблизи зоны субдукции зависит от скорости погружения и от фонового теплового потока. Над зонами субдукции, в 250—300 км от их выхода на поверхность, на окраине континентальной плиты, в тыльной части островной дуги положительная аномалия достаточно высокой интенсивности возникает в том случае, когда предполагается конвективный механизм теплопередачи (например, с помощью поднимающихся магматических масс). По существу только такая теплопередача может объяснить проявление нормального регионального метаморфизма, сопровождаемого гранитизацией коры. Развитие тепловой конвекции в зоне расплава, обладающей достаточной вертикальной протяженностью, вызывает значительные вариации геотермического градиента по вертикали: в верхней части литосферы он возрастает с глубиной, затем в толще, насыщенной расплавом, он снижается до адиабатического в силу стока поступающего из недр тепла на плавление горных пород, а ниже — снова повышается до уровня, определяемого величиной теплогенерации и теплопроводности пород мантии. При интенсивном развитии субдукции по выполаживающимся на глубине поверхностям возможно возникновение отрицательного геотермического градиента вблизи нее. Благодаря фазовым переходам типа базальт  $\rightleftharpoons$  эклогит под действием давления поддвигающейся плиты не только происходит дополнительная генерация тепла, объясняющая отчасти появление положительных термических аномалий в тыльных частях островных дуг, но и возникают под ними породы, более плотные, чем окружающая мантия. Уплотнение вещества под островными дугами может вызываться и реститообразованием в процессе выплавления андезитовых и базальтовых магм из лерцолитового или пиролитового субстрата. Тот и другой эффект объясняет постоянное появление интенсивных положительных гравитационных аномалий на активных окраинах континентов.

Рассмотрим теперь некоторые закономерности распределения минеральных фаций и петрохимических типов изверженных пород в метаморфических поясах, являющихся по существу термальными структурами геологического прошлого, обратив прежде всего внимание на латерально дифференцированные ортогеосинклинальные системы, в пределах которых формируются так называемые сдвоенные пояса альпийского типа. В офиолитовых поясах, которые часто рассматриваются как места интенсивной переработки океанической литосферы в процессе ее поддвижения под континенты и которые являются симатическими частями ортогеосинклиналей, появляются фации высокобарического метаморфизма (глаукофан-лавсонитовая, глаукофан-гранатовая, цоизит-кианит-кварцевых сланцев и др.). По направлению к сиалическим зонам они исчезают, сменяясь фациями нормального регионального метаморфизма, сопровождающегося гранитизацией

коры и проявляющегося при умеренном и низком давлении или при умеренных и высоких геотермических градиентах соответственно. Ранее было показано [22, 4], что геотермическое состояние сиалических зон зависит от тектонических режимов их эволюции: тектоническое сгущение во время шарьяжеобразования, вызывая дополнительный эффект погружения, снижает вертикальный градиент температуры, что и объясняет эмпирически установленную закономерность связи кианит-силлиманитового (а не андалузит-силлиманитового) зонального метаморфизма со структурами, где широко проявлено тектоническое покровообразование, например с альпидами Европы и Гималаев, поздними каледонидами Аппалачей и Скандинавии и т. д. [5].

Выведенный на основании обобщения петрологического материала по метаморфическим комплексам термический профиль ортогеосинклинальной системы [6] удивительно напоминает модельные разрезы конвергентных границ литосферных плит [20], где осуществляется поддвижение океанической литосферы под континенты. Для того чтобы глубже разобраться в значении этого сходства, вспомним некоторые общие особенности магматизма офиолитовых поясов и смежных с ними сиалических зон, а также отождествляемых с ними островных дуг.

Можно выделить по меньшей мере две разновидности офиолитов ультраосновного состава: дунит-гарцбургитовую ассоциацию магматических пород и ассоциации кумулятивных лерцолитов, первые из которых трактуется как отторженцы истощенной мантии, а вторые — как дифференциаты толеитовых магм, поднимающихся в зонах рифтогенеза и генерирующих новую океаническую кору. При этом в качестве признака спрединга дна океана и тождественности габброидов (или базальтоидов) второго «слоя» офиолитовой триады океанической коре рассматривается формирование комплекса субпараллельных даек основного состава [9]. Если эти габброиды и могут быть сопоставлены с океанической корой, то третий «слой» не имеет аналогов в океане. Специфический облик придают ему ассоциации вулканогенных пород основного состава, богатых натрием и титаном (спилиты). По поводу их происхождения велась длительная дискуссия, рассматривать которую мы не имеем возможности. Затронем лишь одну сторону проблемы в связи с некоторыми данными экспериментальной петрологии по парциальному плавлению основных и ультраосновных пород в условиях полного или частичного насыщения водой [25, 23, 24 и др.], которые позволили ограничить поле устойчивости роговой обманки в субликвидусной области (рис. 1). Оказывается, этот минерал, концентрирующий в себе Na и Ti, устойчив до давления 25—30 кбар (80—100 км). А это значит, что зарождающиеся в силу переохлаждения зоны субдукции на таких значительных глубинах магмы должны обогащаться указанными элементами по сравнению с магмами, возникающими в других ситуациях, например в зонах спрединга, на меньших глубинах. Обратим внимание на то, что геотерми-

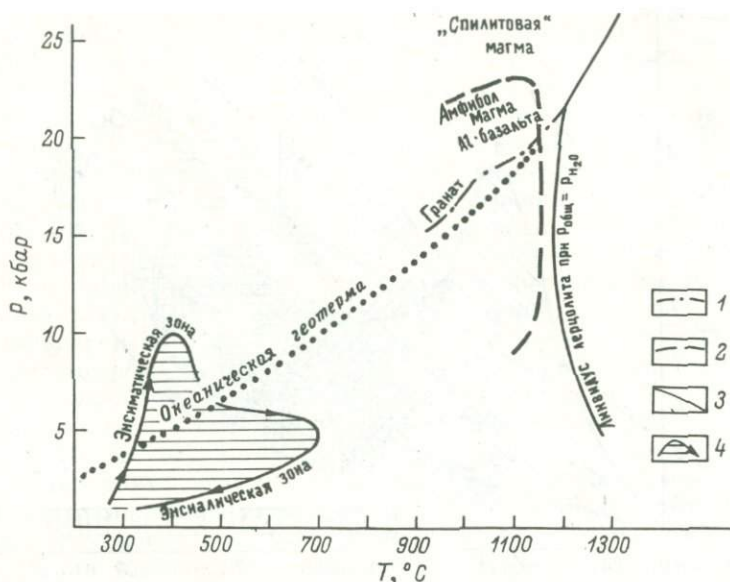


Рис. 1. Геотермические режимы метаморфизма и генерации магм в двойных поясах альпийского типа.

1 — нижний по давлению предел устойчивости гранит-клинопироксенового парагенезиса в субликвидусной области лерцолита; 2 — предел устойчивости роговой обманки в субликвидусной области лерцолита; 3 — кривая ликвидуса лерцолита; 4 — предельная кривая эволюции и область вариации условий метаморфизма в поясах альпийского типа.

ческие режимы генерации высоконатриевых («спилитовых») магм и метаморфизма в офиолитовых поясах сходны (рис. 2). Очевидно, что флюиды, взаимодействующие с расплавами на уровне их генерации, еще в большей степени должны обогащаться натрием, и, поднимаясь на уровень метаморфизма, они должны определять его геохимическую специфику как в пределах самого офиолитового пояса, так и в смежной энсиалической зоне, что объясняет формирование установленных А. А. Маракушевым [11] рядов раннегеосинклинальных метаморфических формаций А и Б<sub>1</sub>. В пределах сиалических зон под действием потоков таких флюидов осуществляется натриевая гранитизация, очень характерная для метаморфических поясов альпийского типа [22].

С точки зрения рассматриваемых моделей находят себе объяснение и некоторые общие особенности вулканизма активных континентальных окраин, в частности появление известково-щелочных серий островных дуг, отличающихся повышенной глиноземистостью в средней, андезитовой, своей части. Родоначальные их магмы зарождаются на значительных глубинах, причем уровень их генерации ограничен как сверху, так и снизу, располагаясь на глубинах порядка 70 км [22], что отвечает геотермическим режимам вблизи зон субдукции.

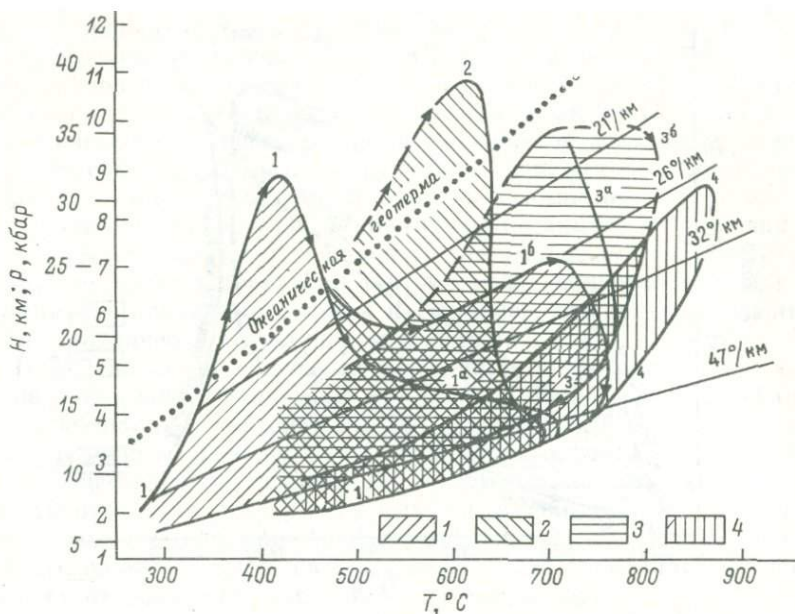


Рис. 2. Вариации термодинамических условий в разновозрастных метаморфических поясах.

1 — неогей; 2 — конец раннего протерозоя — рифей; 3 — поздний архей — ранний протерозой; 4 — ранний архей.

Итак, существуют совершенно определенные тектонические и физико-химические связи между эндогенными процессами, проявленными в смежных зонах латерально дифференцированных ортогеосинклинальных систем. Эти связи находят удовлетворительное объяснение с позиции концепции тектоники литосферных плит, а точнее той ее части, в которой трактуется взаимодействие плит на их конвергентных границах. Несомненно, что определяющим является скорость вертикального движения. Но появление положительных или отрицательных термических аномалий в земной коре и верхней мантии и связанные с этим режимы глубинного петрогенезиса не являются решающим аргументом в пользу рассматриваемой концепции, так как любое быстрое вертикальное перемещение вещества литосферы независимо от его природы вызовет переохлаждение или наоборот разогрев тектонически активной зоны.

Обратим внимание еще на одну важную сторону проблемы эндогенных режимов. Это тектонические и физико-химические условия гранитизации в сиалических зонах. На примере ряда конкретных регионов показано [4, 8, 22 и др.], что рассматриваемые процессы, включающие полное или частичное плавление метаморфизующихся толщ и метасоматическое их замещение, синхронны с наиболее ранними из наблюдающихся в данном

тектоно-метаморфическом цикле деформациями, сущность которых сводится к горизонтальному пластическому течению и неравномерному радиальному сжатию, что в ряде случаев приводит к формированию гранитных и гранито-гнейсовых куполов. Такие соотношения можно интерпретировать как результат подъема разуплотненных гранитизированных масс из нижних частей коры при инверсии плотностей в гравитационно неустойчивой системе. Ввиду того что эти явления распространены очень широко, можно утверждать, что плотностная инверсия является одним из ведущих механизмов массопереноса в литосфере.

В то же время широкое проявление процессов магматического и метасоматического замещения свидетельствует об участии в массопереносе потоков ювенильных флюидов (сквозьмагматических растворов, по Д. С. Коржинскому). Работами последних лет по изучению газовой составляющей горных пород и флюидных режимов глубинного петрогенезиса подтверждено их существование [10, 12, 19]. Во-первых, было установлено, что во многих зональных комплексах над зоной ультраметаморфизма происходит концентрация водорода во флюиде, что связано с поглощением воды гранитоидными расплавами на фронте магматического замещения и большей подвижностью  $H_2$  по сравнению с  $H_2O$  и  $CO_2$  при движении их по капиллярам в горных породах. Следовательно, существование водородного максимума свидетельствует о существовании флюидного потока. Во-вторых, выяснилось, что гранитоиды характеризуются большими отношениями  $CO_2/H_2O$  по сравнению с гнейсами субстрата, что связано с селективным растворением  $H_2O$  в магме. Так как скорость движения пузырьков  $CO_2$  в расплаве больше скорости диффузии растворенной воды, фронтальная часть флюидной колонны должна обогащаться углекислым газом, что и выражается в обогащении им жильного материала мигматитов. Значит, этот факт также свидетельствует о существовании потоков сквозьмагматических растворов.

Имеется, правда, пока еще ограниченный фактический материал, свидетельствующий о том, что состав флюидного потока сильно меняется от места к месту. В частности, значительно варьирует величина отношения  $S/H$  [10, 12]. А это значит, что происходят резкие изменения и степени окисления (ввиду разного сродства к кислороду водорода и углерода), и водности флюидных систем. Такие изменения физико-химической обстановки могут серьезно повлиять на характер проявления эндогенных процессов, в частности метаморфизма. Развитие в основании метаморфизирующегося сегмента зоны гранитизации приводит к термостатированию системы благодаря стоку тепла на плавление гранитоидов на уровне температуры магмы, генерирующей в данных условиях. А эта температура определяется параметрами состава флюида, в частности его водностью. Таким образом, уровень термостатирования является одним из основных параметров эндогенных режимов развития земной коры.

Выше мы рассмотрели некоторые общие закономерности взаимосвязи и физико-химических условий проявления эндогенных процессов в сопряженно развивающихся зонах латерально дифференцированных ортогеосинклинальных систем, или в метаморфических поясах альпийского типа. Существуют вместе с тем подвижные зоны, развивающиеся на континентальной коре независимо от офиолитовых поясов. Их нельзя интерпретировать как активные континентальные окраины ввиду отчетливой интракратонности. Вместе с тем они во многом похожи на сиалические зоны сдвоенных метаморфических поясов альпийского типа, в частности возникновением несильных положительных термических аномалий, обнаруживающих отчетливую связь с очагами гранитизации или с крупными диапироидными плутонами. Гранитоиды в отличие от сиалических зон поясов альпийского типа характеризуются отчетливо выраженной калиевой геохимической специализацией.

Рассмотренные здесь связи между эндогенными процессами в ортогеосинклинальных и обособленных (парагеосинклинальных) системах прослеживаются в течение всего неогоя, по крайней мере со среднего рифея (1300 млн. лет), когда начинали формироваться эклогит-глаукофансланцевые комплексы типа максютовского на Южном Урале. Более древние эпохи отличаются прежде всего характером эндогенных процессов в симатических зонах. На рис. 2 отражены вариации условий (заштрихованные поля) и эволюционные кривые регионального метаморфизма различных геологических эпох. По сравнению с ортогеосинклиналями неогоя максимумы давления в более древних эпохах смещены в высокотемпературную область, что при прочих равных условиях может свидетельствовать о большем фоновом тепловом потоке в то время [20]. Действительно, легко показать, что возрастание фонового потока тепла должно уменьшать интенсивность отрицательной термической аномалии в зонах быстрых нисходящих движений, так что фации глаукофан-лавсонитовых, глаукофан-гранатовых, а затем и кианит-цоизит-кварцевых сланцев и пиргарнитовая субфация фации альмандиновых амфиболитов исчезают. Соответственно глаукофансланцевые, эклогит-глаукофансланцевые, эклогито-сланцевые, а затем и эклогитогнейсовые комплексы не формируются.

Среднетемпературные и высокобарические эклогито-сланцевые комплексы, тесно связанные с эклогито-гнейсовыми комплексами, развиты исключительно в докембрийском основании фанерозойских подвижных поясов и формировались в течение всего протерозоя. Наиболее древние из них имеют возраст порядка 1800 млн. лет (эклогито-сланцевые толщи зерендинской серии Кокчетавской глыбы). Они знаменуют ранние этапы развития подвижной области, локализуясь либо в сиалической ее части (эклогитогнейсовые комплексы), либо на границе с субсиматической частью (эклогито-сланцевые комплексы). Низкоградиентный режим формирования обнаруживает отчетливую связь с быстрыми нисхо-

дьящими движениями, которые предопределены проявленной ранее магматической базификацией первично сиалической коры [13]. Обращает на себя внимание часто выявляющееся соответствие между геотермическими режимами магмогенерации в мантии и регионального метаморфизма в коре, о чем говорят некоторые характерные ассоциации пород, например среднетемпературных и высокобарических кристаллических сланцев, эклогитов и габброидов — продуктов дифференциации высокоглиноземистых базальтовых магм. Такие соответствия, как отмечалось выше, свойственны и офиолитовым поясам, а также более древним субсиматическим структурам раннего протерозоя и архея, к чему мы вернемся несколько позже.

Перед тем как перейти к рассмотрению эндогенных режимов развития раннедокембрийских подвижных областей, обратим внимание на то, что предельные кривые эволюции, ограничивающие всю область  $P$ - $T$  пространства, отражающую полные вариации условий метаморфизма соответствующего возраста, подобны кривым эволюции для позднего докембрия и фанерозоя, но смещены в высокотемпературную область. Знаменательно не только это смещение, но и заметно меньшее разнообразие геотермических обстановок в раннем докембрии, что объясняется относительно слабой латеральной дифференцированностью древней литосферы по геотермическим режимам глубинного петрогенезиса. Особенно это относится к гранит-зеленокаменным архейским областям, в пределах которых средний вертикальный градиент температуры составляет примерно  $46$ — $47^\circ/\text{км}$ , близок к максимальному градиенту в более поздние эпохи и крайне незначительно меняется от места к месту. Большим разнообразием геотермических состояний характеризуются гранулитогнейсовые области архея (рис. 3), но и они оказываются слишком слабо дифференцированными по сравнению с раннепротерозойскими, а тем более с позднепротерозойскими и фанерозойскими подвижными областями. Таким образом, в целом подтверждается установленная ранее общая тенденция к снижению со временем фонового теплового потока и повышению степени латеральной дифференцированности литосферы. Неясными пока остаются временные и пространственные соотношения между гранит-зеленокаменными и гранулитогнейсовыми областями и время латеральной дифференциации последних.

В пределах некоторых гранулитогнейсовых ареалов выделяются супракрустальные образования, имеющие возраст больший, чем 3600 млн. лет (например, ассоциация Акилия в Западной Гренландии), т. е. сопоставимый с возрастом древнейших супракрустальных пород и тоналитовых гнейсов гранит-зеленокаменных областей. Если эти комплексы пород действительно синхронны, то можно прийти к заключению, что в древнейшие из известных нам эпох геологического развития вертикальные градиенты температуры незначительно менялись по площади: от  $27$ — $28$  до  $36$ — $37^\circ/\text{км}$  (рис. 3). Исследование геологии и петрологии Алдан-

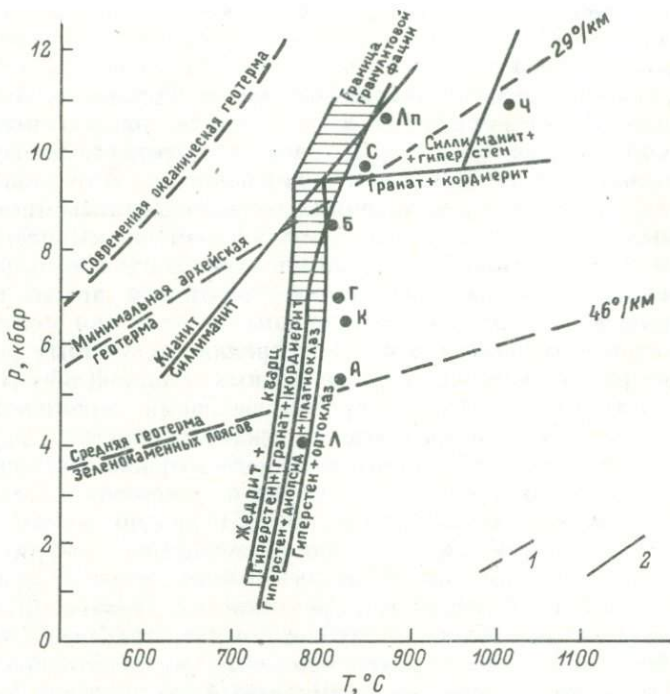


Рис. 3. Условия формирования гранулитово-гнейсовых поясов и ареалов.

1 — геотермы; 2 — линии важнейших минеральных равновесий.

ского ареала [7] показало, что выявленные здесь максимальные вариации геотермических режимов глубинного петрогенезиса, приводящего к формированию гранулитов сутамского типа, с одной стороны, и алданского типа, с другой, возникли не в самые ранние периоды геологической истории, а во время второго цикла. Но все же это произошло в архее, так как и более молодой по отношению ко всем типам гранулитов становой комплекс [17, 15] имеет архейский возраст. Каковы же причины такой дифференциации?

Около 20 лет назад было подмечено [17], что в нижних частях архейского разреза южного обрамления Алданского массива, в отличие от внутренних его частей, широко распространены породы основного и ультраосновного состава. Этим объясняется тот факт, что В. И. Шульдинер [21] при расчетах установил здесь андезит-базальтовый, а не андезитовый средний состав архейской земной коры. В последние годы Н. И. Московченко и Н. Н. Красников [14] обнаружили, что это смещение составов в сторону базальта произошло благодаря магматической базификации первично сиалической коры, т. е. путем насыщения толщ интрузиями основных пород. Это вызвало утяжеление низов

коры, быстрое погружение базифицированной зоны и снижение вертикального градиента температуры. Изучение соотношений между рассекающей Алданский массив зоной линейной складчатости (Тимптоно-Гонамский антиклинорий), в южной части которой распространены гранулиты сутацкого типа, и расположенным западнее Нимнырским блоком, где широко развиты породы предполагаемого сиалического (в частности тоналитового) фундамента супракрустального архея, показало, что комплексным этому погружению является воздымание последнего, которое сопровождается интенсивной его гранитизацией. Такое механическое перемешивание литосферы было достаточно широко распространенным способом массообмена и преобразования коры.

Геотермические режимы зон погружения, подобных тем, в которых формируются гранулиты сутацкого типа, по-видимому, хорошо выдерживаются на больших глубинах. Об этом свидетельствует формирование в мантии очагов высокоглиноземистых базальтоидных магм, существование которых подтверждается ассоциацией с чогарским комплексом гранулитов высокоглиноземистых основных ортопород [21] и анортозитов джугджурского комплекса.

Есть и другие примеры формирования архейских высокобарических гранулитов в зонах погружения предварительно магматически базифицированной сиалической коры. Это гранулиты льюисского комплекса Шотландии, беломорского комплекса Карелии и др. [4]. В последнем случае выявлено, что геотермическая обстановка метаморфизма не отличалась от той, которая существовала при формировании сутацкого и чогарского комплексов.

Таким образом, устанавливается, что в архее, как и в течение всей геологической истории, со временем происходит все более существенная латеральная дифференциация термодинамического режима глубинного петрогенезиса. К концу этого периода геологической истории в некоторых регионах (например, в Беломорье [8]), формируются эклогито-гнейсовые комплексы при температуре около  $700^{\circ}$  и давлении 10 кбар и более. Такие комплексы пород нашли широкое развитие в раннем протерозое в связи с общим остыванием литосферы. Их приуроченность к зонам предварительной, базификация первичной сиалической коры выступает всегда отчетливо [4, 13]. Однако магматизм, синхронный с региональным высокобарическим метаморфизмом, изучен еще слабо, что препятствует прослеживанию геотермического режима эволюции литосферы на глубину, а значит, и решению конкретных вопросов проблемы эндогенных режимов.

Для всего архейского периода эволюции характерно формирование гранулитовых комплексов пород, сопровождающееся интенсивной чарнокитизацией. Такой факт свидетельствует о термостатировании архейских термальных структур при очень высоких температурах, что было связано с особым флюидным режимом глубинного петрогенезиса. Ф. А. Летников [10, 18] считает, что эндогенные процессы в архее проявлялись при низкой фуги-

тивности воды и высокой фугитивности водорода и  $\text{CO}_2$  в флюиде. По-видимому, это частично объясняет широкое распространение гранулитов в архее, но не доказывает, что указанные свойства флюида выдерживались в глобальных масштабах. Наряду с термальными структурами, термостатированными на уровне гранулитовой фации, существуют такие, в которых максимальный метаморфизм достигает субгранулитовых условий, а чарнокиты вообще не появляются, несмотря на широкое проявление гранитизации (например, парагнейсовые пояса гранит-зеленокаменных областей). Во всяком случае изучение флюидного режима глубинного петрогенезиса в архейских термальных структурах является одним из главных вопросов проблемы эндогенных режимов.

Возрастание степени латеральной дифференцированности термодинамических режимов глубинного петрогенезиса в раннем протерозое выявляется уже при сравнительном анализе условий формирования гранулитов в подвижных поясах этого возраста. Крайнюю позицию в ряду этих комплексов занимают гранулиты ладожского и лапландского типов. Что касается первых, то они представляют наиболее высокотемпературную зону метаморфических поясов, развивающихся на месте преимущественно парагнейсовых тектонических структур. Они никогда не сопровождаются чарнокитообразованием, что означает термостатирование на субгранулитовом уровне, как и в парагнейсовых поясах гранит-зеленокаменных областей. Весьма характерна их ассоциация с интрузивными андеритами, синхронными с региональным метаморфизмом и являющимися продуктами дифференциации высокоглиноземистых андезито-базальтовых магм [14]. Их появление свидетельствует о существовании в литосфере вертикально протяженной расплавленной зоны, являющейся средой конвективной теплопередачи и обуславливающей появление в земной коре положительной термической аномалии. Можно предположить, что геотермический градиент в подобных зонах непостоянен по вертикали.

Гранулиты лапландского типа, отражающие своим появлением наиболее низкоградиентные режимы глубинного петрогенезиса, имеют четкую приуроченность к зонам разломов, которые по крайней мере в определенные периоды эволюционного развития существуют в режимах быстрого поддвигания [2]. Термодинамические условия метаморфизма оцениваются здесь следующим образом: температура около  $800^\circ\text{C}$  и давление примерно 10—12 кбар, что отвечает таким низким геотермическим градиентам, которые никогда не устанавливаются в архее (рис. 2). Гранулиты лапландского типа ассоциируются с комплексами синхронных с ними габбро-анортозитов, которые являются продуктами дифференциации высокоглиноземистых андезито-базальтовых магм [16]. Этот факт важен не только потому, что он свидетельствует о выдержанности по вертикали вплоть до уровня магмогенерации геотермических режимов глубинного петрогенезиса, но и потому, что внедрение больших магматических масс вносит серьезные

искажения в температурное поле метаморфического пояса, вызывая повышение температуры вблизи интрузивных массивов [16] и по существу обуславливая появление гранулитов рассматриваемого типа.

Формирование эколито-гнейсовых комплексов при температурах фации альмандиновых амфиболитов и при давлении 9—11 кбар происходит в пределах подвижных зон, в которых древняя сиалическая кора прошла магматическую базификацию на ранних стадиях эволюции. Соответствующие факты устанавливаются достаточно достоверно [4]. Однако синхронный с метаморфизмом магматизм обычно исследован слабо, что не позволяет в настоящее время делать широкие обобщения по степени устойчивости геотермических режимов глубинного петрогенезиса на протяжении всей мощности литосферы, а значит, и об эндогенных режимах развития раннепротерозойских подвижных поясов. Ясно лишь то, что среди метаморфических поясов, в строении которых принимают участие эколито-гнейсовые комплексы, есть такие, которые характеризуются стабильностью этих режимов во всем объеме литосферы. А это значит, что их формирование связано не только с явлениями внутрилитосферного тепло- и массообмена, но и с энергетическими взаимодействиями литосферы с более глубинными слоями мантии.

Последняя проблема, которую необходимо обсудить здесь, это взаимосвязи между эндогенными процессами на самых ранних стадиях геологической истории. Анализ эволюции геотермических режимов глубинного петрогенезиса определенно свидетельствует о направленном снижении во времени фонового теплового потока и увеличении степени латеральной тектонической дифференцированности литосферы. Можно предполагать, что в начале геологической истории внешние оболочки Земли находились в интенсивно и равномерно нагретом состоянии. В то же время изучение геологии гранит-зеленокаменных и гранулитогнейсовых областей показывает, что самыми древними образованиями континентов являются кислые тоналитовые гнейсы, а если в низах разреза и устанавливается большое количество основных пород, то при детальном изучении оказывается, что это является следствием последующей магматической базификации сиалической коры. Большинство исследователей приходят к заключению, что древнейшие тоналиты являются продуктами магматической дифференциации первичной мантии. Ранее нами было показано на основании анализа данных экспериментальной петрологии [4], что при наличии стационарного флюидного потока и высокого вертикального градиента температуры возможно фракционное выплавление тоналитового расплава из лерцолитовой мантии без появления существенного количества базальтоидов. Ясно также, что небольшие изменения режима фракционного плавления или состава перидотитового субстрата могут определить смену тоналитовых расплавов анортозитовыми, что объясняет появление в основании разрезов древнейших комплексов пород существенно

плагноклазовых кристаллических сланцев, как, например, в пределах Сутамского блока Алданского гранулитогнейсового ареала [7]. Высокоградиентными же режимами глубинного петрогенезиса можно объяснить и генерацию родоначальных магм для коматиит-базальтовых серий вулканитов древних зеленокаменных поясов. Важно, как установил А. Б. Вревский [3], что генерация магм для различных составляющих названной серии, происходит хотя и на разных глубинах, но при одинаковых геотермических режимах, что свидетельствует об устойчивости последних во всем объеме примитивной литосферы. Отсюда может следовать, что древние зеленокаменные пояса не представляют собой термически аномальных зон, а развиваются в фоновых тепловых режимах.

Итак, геотермическое состояние подвижных областей, определяющее характер и тип взаимосвязей между эндогенными процессами, энергетические взаимодействия между корой и мантией и в конечном итоге — эндогенные режимы развития земной коры, зависят от режимов вертикальных тектонических движений. Если для древнейших эпох геологического развития характерно проявление эндогенных процессов на фоне слабодифференцированного интенсивного теплового потока, то начиная с позднего архея все более заметно проявляется латеральная дифференциация как тектонических, так и геотермических режимов глубинного петрогенезиса, причем эти режимы оказываются тесно связанными между собой. Хотя в настоящее время нет еще фактического материала для всеобъемлющей характеристики эндогенных режимов, принципиально ясно, что есть структуры литосферы, в пределах которых взаимосвязанные эндогенные процессы отражают в основном внутрилитосферные явления массо- и теплообмена, а есть структуры, эндогенные процессы которых отражают энергетические взаимодействия литосферы в целом с более глубинными уровнями мантии. К первым, как правило, относятся положительные термические аномальные зоны, ко вторым — отрицательные. Важно подчеркнуть, что к структурам второго типа относятся симатические зоны как неогей, так и протогей.

### Л и т е р а т у р а

1. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., 1975. 262 с.
2. Былинский Р. В., Глебовицкий В. А., Болгурцев К. Н., Завенеская Г. А. Морфология разделов Мохровичича и Конрада восточной части Балтийского щита. — Геотектоника, 1980, № 2, с. 24—31.
3. Вревский А. Б. Архейский супракrustальный пояс Полмос—Порос: петрология и этапы развития. — Автореф. ... канд. геол.-минер. наук. Л., 1983. 24 с.
4. Высокоградиентные режимы метаморфизма в развитии земной коры / Г. М. Другова, В. А. Глебовицкий, В. Л. Дук, В. И. Кицул, Т. Е. Савельева, И. С. Седова, Н. Я. Семенов. Л., 1982. 232 с.
5. Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., 1973. 127 с.

6. Глебовицкий В. А. Принципы и методы палеогеотермического анализа. — В кн.: Геотермометры и палеотемпературные градиенты. М., 1981, с. 6—11.
7. Глебовицкий В. А., Дук В. Л., Кидул В. И., Митрофанов Ф. П., Шарков Е. В., Эз В. В. Взаимосвязь эндогенных процессов в развитии структуры земной коры в раннем докембрии. — В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л., 1980, с. 38—45.
9. Коулмэн Р. Г. Офиолиты. М., 1979. 261 с.
10. Летников Ф. А., Леонтьев А. Н., Гантимуров Г. П. Флюидный режим гранитообразования. Новосибирск, 1981. 155 с.
11. Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических пород. М., 1965. 322 с.
12. Мигматизация и гранитообразование в различных термодинамических режимах. / В. А. Глебовицкий, Т. Ф. Зингер, И. К. Козаков, А. Б. Котов, М. М. Мануйлова, Ф. П. Митрофанов, К. В. Орловская, Л. М. Саморукова, И. С. Седова. Л., 1984.
13. Московченко Н. И. Высокобарические комплексы докембрия в складчатых поясах фанерозоя. Л., 1982. 160 с.
14. Московченко Н. И., Красников Н. Н., Семенов А. П. Эндегенная эволюция структурно-вещественных комплексов зоны сочленения алданид и становид. — В кн.: Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистралы. Л., 1983, с. 97—127.
15. Неймарк Л. А., Искандерова А. Д., Чухонин А. И., Миронюк Е. П., Ронина Е. Е. Об архейском возрасте метаморфических пород Станового хребта (по данным уран-свинцового метода). — Геохимия, 1981, № 9, с. 1386—1396.
16. Прияткина Л. А., Шарков Е. В. Геология Лапландского глубинного разлома. Л., 1979. 127 с.
17. Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Крылова М. Д., Неелов А. Н., Седова И. С. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л., 1965. 290 с.
18. Флюидный режим земной коры и верхней мантии. / Ф. А. Летников, И. К. Карпов, А. И. Киселев, Б. О. Шкандрий. М., 1977. 216 с.
19. Флюидный режим метаморфизма. / Ф. А. Летников, В. А. Глебовицкий, И. С. Седова, Н. В. Вилор, М. А. Ярошук, В. М. Кострыкина, В. А. Макрыгина, Г. М. Другова, А. П. Семенов. М., 1980. 192 с.
20. Цикличность и направленность процессов регионального метаморфизма / В. А. Глебовицкий, Г. М. Другова, Н. И. Московченко, О. И. Володичев, Л. В. Климов, Л. А. Прияткина, И. С. Седова, Р. И. Милькевич, Ю. В. Миллер, Т. Е. Савельева. Л., 1978. 285 с.
21. Шульдинер В. И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. М., 1982. 226 с.
22. Эволюция метаморфических поясов альпийского типа (Центральный Памир) / В. А. Глебовицкий, Г. М. Другова, М. С. Дюфур, Е. И. Кравцова, Ю. В. Миллер, И. С. Седова. Л., 1981. 280 с.
23. Allen G. C., Boettcher A. L., Marland A. Amphiboles in andesite and basalt. I: Stability as function of  $T-P-f_{CO_2}$ . — Amer. Miner., 1975, vol. 60, N 6, p. 1069—1085.
24. Cowthorn R. G., O'Hara M. Y. Amphibole fractionation in calc-alkaline magma genesis. — Amer. J. Sci., 1975, vol. 276, N 3, p. 309—329.
25. Mysen B. O., Boettcher A. L. Melting of natural hydrous mantle. I: Phase relations of natural peridotite at high carbon dioxide and hydrogen. — J. Petrol., 1975, vol. 16, pt. 3, p. 520—548.

## ЭВОЛЮЦИЯ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА ГЛУБИННОГО ПЕТРОГЕНЕЗИСА В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

Широкое внедрение в практику геохимических исследований методов газового хроматографического анализа горных пород и минералов [4, 7, 8] позволило оценить основные моменты эволюции флюидного режима эндогенных процессов. Особое значение в плане исследований приобрели работы по изучению реликтов наиболее древних архейских пород, несущих информацию о самых ранних этапах формирования земной коры. Высокая степень преобразования архейских пород под воздействием более поздних процессов гранитизации и связанных с ней метасоматических явлений значительно усложняет выбор объектов исследования, ибо даже незначительное проявление наложенных процессов весьма искажает информацию о флюидах, заключенных в горных породах [4]. Поэтому выбор объектов исследования всегда сопровождался детальным петрографическим контролем и тщательной отбраковкой проб для анализа. Основными объектами исследования явились породы архея Алдана, Прибайкалья и в меньшей мере Западной Австралии.

Сложность определения абсолютного возраста ультраосновных и основных пород общеизвестна, ибо К-Аг метод фиксирует время проявления более поздних процессов и вообще мало информативен. Для основных пород возрастные датировки получены Rb-Sr методом, а U-Pb метод ввиду отсутствия в этих породах циркона (или его крайне незначительных количеств в основных разностях) неприемлем.

Таким образом, о возрасте изученных нами пород можно судить относительно более поздних, наложенных на них процессов, изотопные и геологические датировки которых достаточно обоснованы.

Ультраосновные породы наиболее хорошо сохранились в архее Прибайкалья. По минеральному составу эти породы отвечают оливиновым пироксенитам со слабой серпентинизацией и широко проявленной флогопитизацией, связанной с более поздними процессами гранитизации. Крайне незначительное развитие серпентинизации в этих породах является характерной чертой многих архейских гипербазитов (особенно интрузивных), подчеркивающих «сухость» флюидных систем, характеризующихся низким  $P_{H_2O}$  [7]. Для этих пород типична прямая зависимость степени преобразования (серпентинизации, амфиболизации, флогопитизации, биотитизации и т. д.) от интенсивности рассланцевания, ибо плотные, нерассланцованные породы изменены весьма слабо и метасоматически породы образуются в основном вдоль сланцеватости. Поэтому наименее измененные породы слагают массивные центральные части тел, окаймленные «рубашкой» рассланцованных и метасоматически измененных пород. Характерно, что если такое тело под действием тектонических напряжений переме-

щается в сланцево-гнейсовом субстрате, то рассланцованная облочка иногда отделяется от массивного ядра, и оно в виде отдельных будин может залегать в породах более кислого состава. Именно такие массивные блоки или отдельные будины после тщательного петрографического изучения и были объектами для газового хроматографического анализа, когда определялись  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $CO$ ,  $CH_4$ ,  $H_2$  и  $N_2$ .

Поскольку описанные породы подвергались гранулитовому метаморфизму, возраст которого, по данным Е. В. Бибиковой [2], лежит в интервале 2700—2600 млн. лет, то они явно древнее и в петрохимическом отношении наиболее близки к перидотитовым коматиитам [2]. Судя по всем геологическим данным, они являются интрузивными породами. Повсеместное проявление процессов флюогпитизации, даже при строгом петрографическом контроле, не дает оснований для утверждения о том, что мы получаем флюидный анализ исходной ультраосновной породы, ибо слюды являются наиболее емкими минералами в отношении флюидной фазы. Тем не менее отдельные, наиболее корректные в отношении чистоты пробы указывают на высокий восстановительный характер флюидов (см. таблицу), сопоставимый с таковыми характеристиками для нодулей лерцолитов, вынесенных из мантии кайнозойскими базальтами [7].

Поскольку объем выборки, представленной неизменными породами, невелик, то расчет средних и статистических характеристик для многокилометровой полосы не будет конкретным, поэтому мы ограничились указанием верхних и нижних диапазонов колебания содержаний флюидных компонентов и их соотношений. Но и из этих данных очевидно, что по сравнению с более молодыми породами данного типа [7] базиты, и особенно гипербазиты, характеризовались высокими уровнями восстановленности флюидов. По сравнению с меланократовым габбро, оливиновые пироксениты характеризуются более высокими содержаниями  $CO$ ,  $CH_4$  и особенно  $H_2$ , при максимальном уровне окисленности флюидов. В них больше сумма всех газов по отношению к  $H_2O$ , количество которых всегда меньше в пироксенитах по сравнению с габбро. Из сопоставления этих генетически близких пород вытекает, что уже в архее формирование ультраосновных и основных расплавов происходило под воздействием существенно отличных по степени окисленности флюидов, хотя их генетическое родство, судя по близким значениям  $H : C$ , очевидно.

Восстановительный флюидный режим, характерный для архейского этапа базит-гипербазитового магматизма, обусловил благоприятные условия для образования сульфидов в массе расплава и формирования затем уникальных по масштабам скоплений сульфидов в коматиитах и перидотитах архея. Именно восстановительный флюидный режим, а вовсе не специфический петрохимический состав, обусловили экстракцию рудных компонентов из расплава в сульфиды с последующим их осаждением.

Метаморфические породы представлены довольно широко

Флюидная характеристика архейских пород Прибайкалья (в мл/г породы)

Порода (кол-во проб)	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	CO	CH <sub>4</sub>	H <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> /H <sub>2</sub> O	CO/CO <sub>2</sub>	K <sub>в</sub>	Σ <sub>газ</sub>	Σ <sub>газ+H<sub>2</sub>O</sub>	H/C
Оливиновые пироксениты (14)	4.23 -0.4	2.3 -0.65	0.84 -0.13	0.02 -0.005	5.5 -0.7	0.9 -0.05	1.29 -0.59	0.61 -0.16	1.1 -0.24	6.42 -1.02	10.65 -1.64	5 -1.5
Меланократо- вое габбро (11)	6.3 -1.3	2.6 -0.15	0.72 -0.08	0.005	1.02 -0.23	0.38 -0.06	0.6 -0.15	0.4 -0.1	0.5 -0.15	4.72 -0.52	11.02 -1.82	7.35 -1.3
Меланократо- вые сланцы по габбродам (27)	2.03	1.5	0.6	—	1.17	0.14	0.57	0.4	0.5	3.4	5.43	4.3
Гранулиты (64)	2.8	1.26	0.4	0.01	1.2	0.08	0.4	0.3	0.4	2.9	5.7	8.2
Элдербиты (40)	3.4	1.1	0.2	—	0.6	0.1	0.2	0.17	0.18	2.0	5.4	11.3

в виде различных сланцев и амфиболитов, и при их изучении опять встает проблема тщательности отбора проб на флюидный анализ, не затронутых более поздней гранитизацией. При этом конвергентность петрографических признаков всегда дает возможность усомниться в первичности плагиоклазов или амфиболов в меланократовых архейских сланцах и особенно в амфиболитах. Тем не менее выборка по этим породам достаточно велика (27 проб), и полученные данные позволяют оценить флюидный режим метаморфизма.

Из сопоставления цифр, приведенных в таблице, вытекает, что процесс метаморфизма в условиях гранулитовой фации протекал в относительно восстановленных условиях, когда преобладает сумма газов над H<sub>2</sub>O, при H<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O=0.57. Это обстоятельство обусловило устойчивость исходных парагенетических ассоциаций, когда в меланократовых сланцах по габброидам сохраняются пироксены, иногда даже в реликтах оливин при подчиненном развитии более поздних амфиболов. Иными словами, как уже ранее подчеркивалось нами [5, 3], «сухость» парагенетических ассоциаций архейских гранулитов обусловлена не только высокими *P* и *T*, но в значительной мере специфическим флюидным режимом. При этом необходимо подчеркнуть, что в нашу выборку были включены лишь двупироксен-роговообманковые и роговообманковые сланцы без биотита или с крайне незначительным его количеством, ибо природа биотита до сих пор дис-

куссионна, в большинстве случаев он более поздний. Таким образом, для Шарыжалгая устанавливается преемственность по флюидному режиму от магматических до метаморфических пород, когда стиль всех эндогенных процессов по флюидным параметрам был единым. Эта отличительная черта раннего архея является глобальной и устанавливается в разных типах пород [2, 6, 8]. Вместе с тем необходимо подчеркнуть и черты различия на фоне установленной закономерности. Так, для Сутама и Ларбы (Алдан) при сохранении отмеченных выше закономерностей характерны относительно низкие содержания  $\text{CO}_2$  и  $\text{CO}$  и меньший коэффициент восстановленности флюидов по сравнению с Шарыжалгаем [8]. Что касается факта различной степени восстановленности флюидов в этих двух регионах, то можно полагать, что если для Шарыжалгая отбор был более строгим, то по Алдану анализу подвергались породы, частично затронутые более поздними процессами.

Тем не менее региональная, а возможно и возрастная, гетерогенность архейской коры несомненна, ибо анализ отдельных образцов из Западной Австралии отчетливо указывает на значительно более высокую окисленность флюидов, хотя они и датируются по широкому спектру оценок возрастом более 3 млрд. лет. Все это указывает на то, что уже в архее в достаточно узком временном интервале существовали блоки континентальной коры с разной степенью зрелости.

Гранулиты и эндербиты характеризуют самые ранние этапы гранитизации, которые последовали за метаморфизмом пород. В возрастном отношении — это по сути единый этап, который исходя из данных U-Pb определений по цирконам датируется для Шарыжалгая интервалом 2600—2700 млрд. лет [2].

Наиболее ранними породами этапа гранитизации являются плагиогнейсы и плагиомигматиты. При этом отмечается четкая преемственность по темноцветным минералам от исходного субстрата; так, по двупироксеновым сланцам развиваются дупироксеновые гнейсы и мигматиты, соответственно также и по пироксен-амфиболовым и т. д. Процесс гранитизации заключается в том, что преимущественно по плоскостям сланцеватости развиваются кварц и плагиоклаз (№ 32—40) при резко подчиненном количестве калиевого полевого шпата. На этой стадии формируются плагиогранулиты, которые затем претерпевают частичное плавление, и при кристаллизации расплавов формируются тела эндербитов.

Для раннего этапа гранитизации характерна еще достаточно высокая восстановленность флюидов ( $K_B=0,4$ ), но существенно возрастает роль  $\text{H}_2\text{O}$  по отношению ко всем остальным газам, что отражается в замещении пироксенов амфиболами, а иногда биотитом. Но образование этих минералов протекает при относительно высоком  $P_{\text{H}_2}$ , о чем говорят анализы амфиболов ( $K_B=2,7$ ) и биотитов ( $K_B=1,62$ ) из этих пород, когда в них  $\text{H}_2 > \text{H}_2\text{O}$ . Иными словами, на этапе архейской гранитизации устанавливается высо-

кий уровень общей восстановленности флюидных систем, свойственный ранним этапам формирования земной коры.

Как следует из полученных данных (см. таблицу), расплавление плагиоэндритов и их последующая кристаллизация протекали на фоне окисления флюидов и снижения уровня их восстановленности. Это прежде всего отразилось на повышении доли  $H_2O$  во флюиде и увеличении Н/С-отношения до 11,3, что привело к вытеснению двупироксеновых ассоциаций амфибол-биотитовыми.

Из сделанного сопоставления последовательно образующихся типов пород и результатов наших исследований следует, что в отличие от прежних представлений флюидный режим эндогенных процессов во все геологические эпохи не оставался постоянным, и на рубеже раннего и позднего архея, а для некоторых районов архея и протерозоя в глобальном масштабе произошла смена восстановительного флюидного режима на окислительный [4, 8].

Вся история развития Земли как космического тела знаменовалась отступлением в глубь мантии фронта восстановленных флюидов [4]. Инверсия флюидных эндогенных систем от восстановленных к окислительным явилась тем благоприятным фактором, который компенсировал убыль тепловой энергии в верхних частях литосферы при снижении геотермического градиента по мере формирования Земли как космического тела. Иными словами, постепенное повышение количества  $H_2O$  во флюидах сделало возможным выплавление в этих условиях магматических расплавов на фоне падения температуры субстрата. Эта тенденция отчетливо устанавливается при сопоставлении степени окисленности флюидов в породах базит-гипербазитового ряда, гранитоидах и метаморфических породах (рис. 1). Это обстоятельство во многом предопределило «сухость» процессов метаморфизма и гранитообразования и широкое развитие двупироксеновых и пироксен-гранатовых парагенетических ассоциаций в широком спектре раннеархейских пород, которые в более поздние эпохи вытеснялись амфибол-биотитовыми или биотит-мусковитовыми парагенезисами. Иными словами, с позднего архея, а для отдельных типов пород — с протерозоя, во всем объеме коры преобладали окисленные флюидные системы, за исключением зон глубинных разломов, глубоко дренирующих мантию, вдоль которых иногда синхронно с магматическими расплавами поступали существенно восстановленные флюиды.

Начиная от среднего архея во всех флюидных системах происходило монотонное увеличение содержания  $H_2O$  по отношению к остальным газовым компонентам на фоне общепланетарного процесса инверсии флюидного режима эндогенных флюидных систем от восстановленных к окисленным. Сравнение флюидных анализов гранитов и изофациальных им гнейсов докембрия Прибайкалья однозначно указывает на то, что процессы гранитизации протекали под воздействием более восстановленных флюидов,

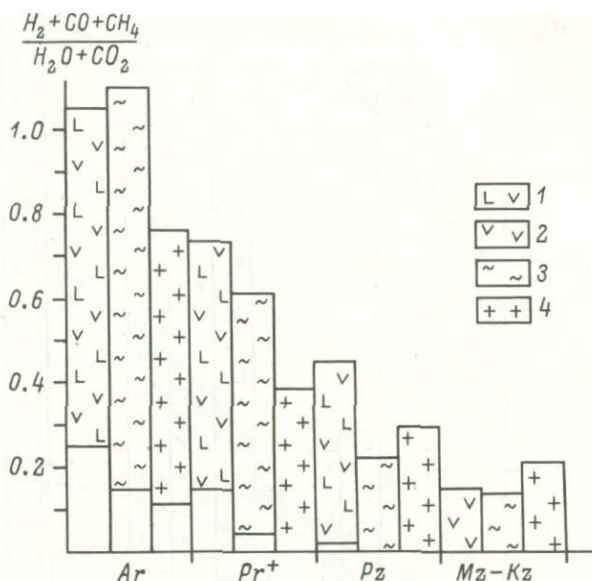


Рис. 1. Изменение степени восстановленности флюидов в различные геологические эпохи.

1 — базит-гипербазитовые комплексы; 2 — базитовые комплексы; 3 — метаморфические породы гранулитовой и амфиболитовой фаций; 4 — гранитоиды.

в то время как плавление и кристаллизация гранитоидов проходили в существенно окислительных условиях при резком повышении доли воды по сравнению с водородом [4].

Основа всех флюидных эндогенных систем — углерод и водород. На их базе возникают соединения с кислородом, серой, хлором, азотом, бором и т. д., поэтому весьма информативным оказалось сравнение мольных количеств углерода и водорода в анализируемых флюидах (рис. 2). Из сделанного сопоставления очевидно, что в архее и протерозое все эндогенные магматические флюидные системы, как мантийные, так и коровые, характеризовались очень близкими значениями Н/С-отношений, т. е. имели один тип флюидных систем при различных уровнях их окисленности. Из палеозойских пород по этому параметру близки базиты и гипербазиты, но от них резко отличаются граниты. Следовательно, если для архея и протерозоя можно говорить о едином типе флюидов для всех магматических систем одной геологической эпохи, то в палеозое намечается различие между базитами и гипербазитами и особенно резкое между ними и гранитами. Исходя из коровой природы гранитов и глубин генерации базит-гипербазитовых расплавов, можно утверждать, что в палеозое (а для некоторых регионов и раньше) произошло разделение мантийных и коровых флюидных систем, магматические очаги в мантии и коре возникали и эволюционировали под воздействием различных флюидных систем.

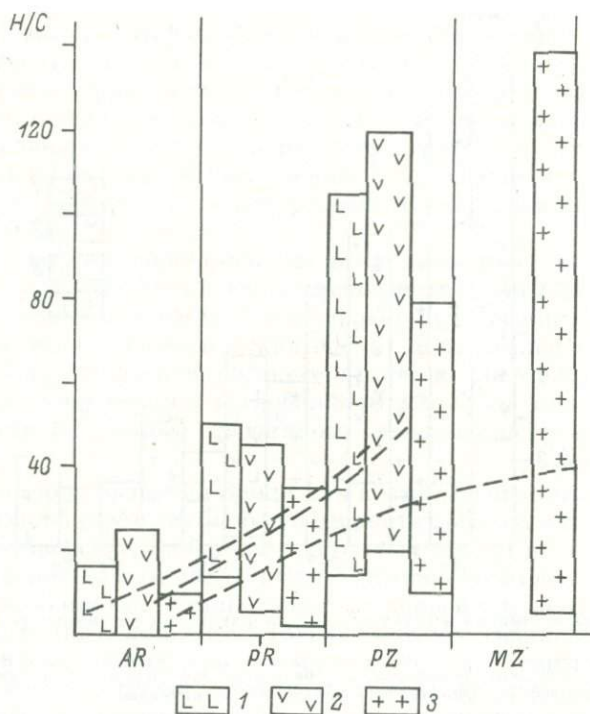


Рис. 2. Изменение Н/С-отношений во флюидах в различные геологические эпохи. 1 — ультраосновные породы; 2 — основные породы; 3 — гранитоиды.

Из сделанного сопоставления очевидно однонаправленное возрастание Н/С-отношения во флюидах, т. е. то, что с течением геологического времени происходило истощение верхних частей литосферы по углероду и отступление «углеродного фронта» в глубь мантии. Сказанное хорошо иллюстрируется данными по Прибайкалью (рис. 3), где сопоставление архейских, протерозойских и кайнозойских базальтов со сравнительно небольшого района указывает на возрастание Н/С-отношения с 3 в архее до 18 и 12 в более поздние геологические периоды.

Механизм этого явления рассматривался ранее [7] и заключается в том, что с ростом  $T$  и  $P$  и снижением  $P_{O_2}$  углерод способен входить в силикатные анионы с образованием смешанных сополимеров типа  $(Si, C) O_4^{2-}$ . С увеличением полимеризации силикатов и уменьшением  $P$  и  $T$  на фоне роста  $P_{O_2}$  происходит уменьшение количества углерода в силикатах и переход его в самостоятельную фазу (графит, алмаз), карбиды или же во флюид. Отсюда следует, что если взять за основу базит-гипербазитовый состав протокоры, то ранние этапы развития Земли характеризовались интенсивным выносом углерода из мантии в земную кору и на ее поверхность, а накопление углерода в экзосфере (по терминологии

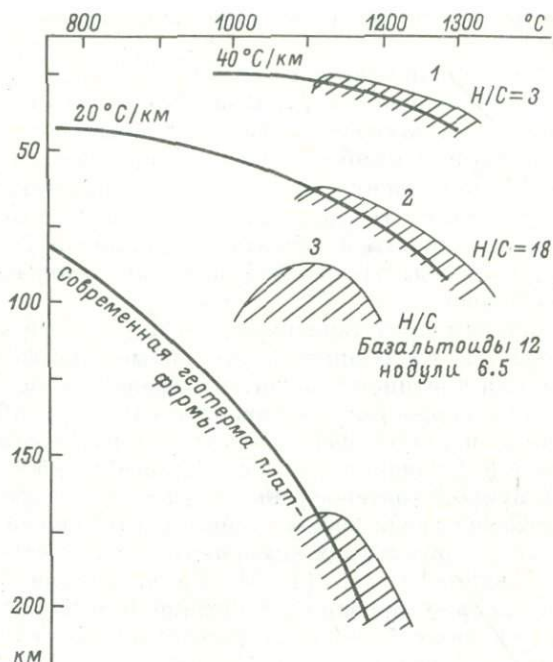


Рис. 3. Изменение N/C-отношения в базитах Прибайкалья.

1 — архейская геотерма и область выплавления базальтоидных магм; 2 — то же самое для протерозоя; 3 — область генерации базальтовых расплавов под Байкальским рифтом.

В. И. Вернадского) явилось благоприятным фактором зарождения и развития здесь жизни. Исходя из этого, можно полагать, что подобная эволюция флюидного режима характерна для планет земного типа и процесс интенсивного выноса углерода в экзосферу, характерный для раннеархейского этапа развития Земли, мы сейчас наблюдаем на Венере, а учет этого явления может служить основанием прогнозирования процесса появления биосферы на планетах подобного типа.

Анализ геологического материала позволил Д. С. Коржинскому обосновать тезис о мантийной природе гранитизирующих флюидных систем. Поскольку процесс выноса гранитизирующих компонентов из мантии протекал в планетарных масштабах, то было высказано предположение [4], что этот процесс должен привести к обеднению подкорового субстрата щелочами, флюидными компонентами и кремнеземом. Иными словами, учитывая объемы кислых пород в коре (гранитоидов и гнейсов), следует полагать, что им будет отвечать эквивалентная мощность дегранитизированной верхней мантии. Ниже какого-то определенного для каждого региона уровня следует вновь ожидать в мантии повышения содержания щелочей, кремнезема и флюидных компонентов.

Позднее этот тезис был наглядно проиллюстрирован на примере базальтов [1].

Если сделанные ранее выводы об отступлении в глубь мантии «углеродного» и «щелочного» фронтов находят свое геологическое подтверждение в приуроченности ультраосновных—щелочных пород, карбонатитов и кимберлитов к зонам наиболее глубинных разломов, то предположение об истощении дегранитизированной мантии по кремнезему геологически не доказано, хотя находки в кимберлитах стишовита и коэсита, возможно, и указывают на появление форм свободного кремнезема в зонах генерации соответствующих расплавов.

По современным представлениям, в строении верхних частей Земли выделяются следующие структурные элементы: кора — океаническая или континентальная литосфера — и подстилающая их зона низких скоростей прохождения Р и S сейсмических волн, относимая к астеносфере. Исходя из разработанной нами модели эволюции флюидного режима Земли был обоснован тезис о флюидной природе астеносферного слоя и на геологическом материале показана связь между степенью массопереноса из мантии в земную кору флюидных компонентов и характером дебазификации ее верхних частей [4, 5]. На основании полученных данных было сформулировано положение о различной степени зрелости литосферных блоков, характеризуемых целым набором геологических и геофизических параметров.

Сопоставление мощности астеносферы для всех континентов (вычисленные К. Г. Леви) с возрастом соответствующих литосферных блоков показало, что чем раньше начался процесс дебазификации верхних частей литосферы и чем интенсивнее он проявился, тем меньше в этом литосферном блоке мощность астеносферы, вплоть до полного его вырождения (рис. 4).

Исходя из такой концепции вводится понятие о различных уровнях зрелости литосферы, определяемое в первую очередь интенсивностью эндогенной дебазификации ее верхних частей, относимых к земной коре, степенью истощения ниже поверхности Мохоровичича, мощностью и глубиной астеносферного слоя. В геологическом аспекте о зрелости литосферных блоков можно судить по характеру эндогенных процессов, проявленных в земной коре.

Полученные расчетным путем зависимости находятся в хорошем соответствии с рассмотренной выше флюидной моделью эволюции Земли и флюидной природой астеносферного слоя. Действительно, вынос в земную кору из мантии флюидных и неогерентных элементов должен приводить к ее истощению по этим компонентам и кристаллизации пород, из которых эти компоненты выносились. Все это должно приводить к увеличению мощности литосферы и отступлению в глубь верхней границы астеносферы при уменьшении ее мощности. Отступление астеносферы на глубину обуславливает повышение жесткости надастеносферного слоя, переход его в литосферу и увеличение глубины проникновения разломов на нижние горизонты литосферных блоков, до ее

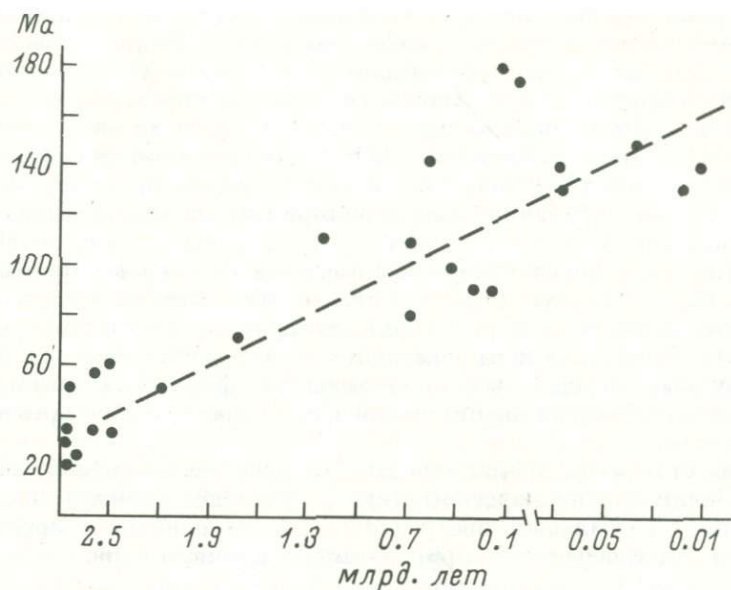


Рис. 4. Сопоставление мощности астеносферы и возраста геологических блоков.

астеносферы. В силу этого обстоятельства по мере увеличения мощности астеносферы мантийный магматизм будет развиваться в ряду: толеитовые базальты, трахибазальты, ультраосновные и ультраосновные—щелочные породы, карбонатиты, кимберлиты.

Тектоническая активизация зрелого литосферного блока может привести к тому, что флюидные компоненты будут мигрировать вдоль региональных зон повышенной проницаемости из астеносферного слоя. Следствием такого явления будет флюидизация субстрата, его частичное плавление и воздымание астеносферных выступов в массе относительно холодной литосферы. На достоверность такого вывода указывает интенсивная флюидная деятельность в зонах рифтогенеза в пределах литосферных блоков. Исходя из изложенного и сделанного ранее [1, 5] вывода о флюидной природе астеносферы тезис о различной зрелости литосферных блоков представляется достаточно обоснованным. Для зрелого литосферного блока характерно неоднократное проявление процессов гранитизации и гранитообразования, что находит свое выражение в широком развитии гранито-гнейсовых куполов и почти полной дебазификации верхних частей коры. Для него также характерны проявление полихронных процессов метаморфизма и развитие наиболее глубинных производных мантийного магматизма: ультраосновных, ультраосновных-щелочных, щелочных пород, кимберлитов и карбонатитов. Как уже указывалось выше, зрелые литосферные блоки характеризуются мощной литосферой и минимальными мощностями астеносферы.

Таким образом, сопоставление данных по петрологии, флюидной геохимии и глубинной геофизике дает основание для вывода о том, что под блоками со зрелой литосферой находится астеносферный слой, в котором захоронены наиболее древние, возможно архейские, флюидные системы с высокими уровнями восстановленности флюидов и минимальными Н/С-отношениями. В силу этого обстоятельства магматические системы, возникшие на их основе и проникшие по разломам в верхние горизонты земной коры, имеют специфический состав и флюидные параметры, во многом сближающие их с породами архейского этапа формирования земной коры. Сюда в первую очередь можно отнести кимберлиты, карбонатиты, комплексы пород норильского типа, ультраосновные—щелочные породы и зоны регионального K-Si метасоматоза, характеризующие нередко восстановительным флюидным режимом, широким набором и значительной концентрацией некогерентных элементов.

Таким образом, понимание закономерностей флюидной эволюции Земли как космического тела в архейское время позволило прийти к глобальным построениям, ввести понятие о зрелости литосферы и обосновать природу астеносферного слоя.

#### Л и т е р а т у р а

1. Белоусов В. В. Эндогенные режимы и мантийный магматизм. — Геотектоника, 1983, № 6, с. 3—13.
2. Геология гранулитов / Отв. редактор Ф. А. Летников. Иркутск, 1981, с. 98. (Путеводитель экскурсии).
3. Летников Ф. А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск, 1975. 214 с.
4. Летников Ф. А., Леонтьев А. Н., Гантимура Т. П. Флюидный режим гранитообразования. Новосибирск, 1981. 183 с.
5. Летников Ф. А. Эволюция флюидного режима эндогенных процессов. — ДАН СССР, 1982, т. 262, № 6, с. 1438—1439.
6. Литвиновский Б. А., Летников Ф. А. Единая направленность эволюции флюидного режима базитовых и гранитоидных магм. — В кн.: Вопросы генетической петрологии. Новосибирск, 1981, с. 111—131.
7. Флюидный режим формирования мантийных пород / Отв. ред. Ф. А. Летников. Новосибирск, 1980. 143 с.
8. Флюидный режим метаморфизма / Отв. ред. Ф. А. Летников. Новосибирск, 1980. 192 с.

*А. А. Кременецкий, Л. Н. Овчинников*

#### ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ РИФТОГЕННЫХ СТРУКТУР ДОКЕМБРИЯ (НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРО-ЗАПАДА КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА)

В последние годы во всем мире заметно активизировался интерес к изучению геологии, петрологии и геохимии докембрийских зеленокаменных (супракрустальных) поясов, позволяющих,

с одной стороны, выявлять закономерности геологического строения и эволюции континентальной коры на ранних этапах развития Земли, с другой — более эффективно осваивать сырьевые ресурсы этих структур, поскольку именно с ними связаны промышленные месторождения сульфидных медно-никелевых руд и стратиформные колчеданные залежи, содержащие медь, цинк и серебро, а также месторождения железистых кварцитов, редкометалльных пегматитов и гидротермальные месторождения золота.

Отличительными признаками супракрустальных поясов, как известно, являются: линейный (10 : 1), протяженный (до 1000 км) и синформный характер структур, выполнение их стратифицированными метаосадочно-вулканогенными комплексами (в том числе бимодальными метаэффузивными сериями, ассоциирующими с коматиитами и джеспилитами), зональный метаморфизм преимущественно в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой (реже амфиболитовой) фациях умеренного давления и, наконец, широкий диапазон возраста (3.8—1.7 млрд. лет) пород, слагающих эти структуры.

Вместе с тем имеются указания, что зеленокаменные пояса в ряде случаев обнаруживают пространственную и даже структурно-генетическую связь с гранито-гнейсовыми куполами, образуя гранит-зеленокаменные области, в которых на долю супракрустальных комплексов приходится не более 10—20 %. Происхождение гранит-зеленокаменных поясов энергично обсуждается в литературе. В монографическом исследовании К. Конди [16] дан подробный анализ тектонических моделей, в которых, с одной стороны, допускается взаимодействие первичной океанической коры с более поздними тоналит-трондьемитовыми диапировыми плутонами, с другой — постулируется наличие первичной сиалической коры и ее последующий рифтинг.

Существование этих и подобных им взаимоисключающих представлений связано в первую очередь с невозможностью прямого изучения глубинного геологического строения докембрийских зеленокаменных структур и, следовательно, установления специфических особенностей проявления формирующих их тектонических, магматических и метаморфических процессов.

Значительную трудность представляет определение структурных и возрастных взаимоотношений между зеленокаменным комплексом и окружающими их гнейсами и гранитами, так как контакты между ними на поверхности либо не обнажены, либо имеют тектонический или интрузивный характер. И, наконец, практически не решенной до сих пор остается проблема состава, строения и возможных изменений фундамента, на котором закладывался и развивался пояс. Согласно сейсмическим исследованиям глубинных зон гранит-зеленокаменных областей [4, 16] мощность коры в этих районах варьирует от 30 до 42 км, при этом под высокоскоростным экраном зеленокаменных поясов на глубинах 5—15 км, как правило, фиксируются зоны пониженных скоростей (с вертикальным размахом 3—8 км), тогда как для окру-

жающих блоков кристаллического фундамента сейсмические разрезы отличаются последовательным нарастанием скорости с глубиной.

В восточной части Балтийского щита зеленокаменные комплексы известны давно и выделялись ранее под названием «сланцеватых поясов» и «грабен-синклиналей»; наиболее крупным из них являются Печенгско-Варзугский пояс на Кольском полуострове, Ветренный Пояс в Карелии, пояс Кухмо в Финляндии. Печенгско-Варзугский пояс является наиболее изученным; развит он среди архейских гранито-гнейсов вдоль субширотной тектонической зоны, трассируя ее через весь Кольский полуостров на 600 км от Варангер-фьорда (Норвегия) до Белого моря при максимальной ширине 40—50 км. Сложен пояс протерозойскими зонально-метаморфизованными вулканогенными (80%) и осадочными (15%) комплексами (интрузивные тела составляют всего 5%), образование которых в последнее время связывают с рифтогенной стадией этапа протоактивизации платформ [11, 12].

Полное пересечение этого пояса Кольской сверхглубокой скважиной СГ-3 в Печенгском рудном районе позволило впервые построить объемную петролого-геохимическую модель строения и развития зеленокаменного пояса (блок площадью 2500 км<sup>2</sup> до глубины 12 км), выявить природу взаимодействия его с погруженным архейским фундаментом и на этом основании дать ответ на некоторые из поставленных выше вопросов.

**Глубинное строение и условия образования Печенгской структуры.** Систематическое геологическое изучение Печенгской структуры на поверхности было начато в 20—30-е годы финскими геологами (Х. Хаузен, К. Вегман, Г. Вййрюнен) и продолжено советскими исследователями А. А. Полкановым (1935 г.), Н. А. Курылевой (1948 г.), Л. Я. Харитоновым и др. (1958 г.), В. Г. Загородным и др. [10], Э. Я. Поляк и др. (1966 г.), М. А. Гиляровой (1967 г.), Г. И. Горбуновым (1968 г.), И. В. Литвиненко и др. [20], Л. И. Увадьевым (1968 г.), Г. П. Колесниковой (1972 г.), А. А. Предовским (1974 г.), Г. Г. Дук [9], А. А. Глаголевым и др. [5], М. С. Русановым [21] и др. В результате этих работ было установлено, что Печенгская структура представляет собой грабен-синклиналь, вытянутую на 70 км в северо-западном направлении.

Слагающие структуру нижнепротерозойские породы развиты в двух резко неравнозначных по ширине зонах: северной (до 30 км) и южной (до 10 км), разделенных глубинным Порьяташским разломом (рис. 1).

Южная зона сложена перемежающимися пачками метаосадочных (филлиты, метаалевролиты, метапесчаники), метавулканогенных (основные и кислые метатUFFы, метадиабазы) и субвулканических (андезитодацитовые метапорфириты) образований, которые на юго-западе тектонически контактируют с зонально-метаморфическими породами тундрового комплекса (тальнинская свита PR<sub>1</sub>) и куполовидными гранитоидными массивами Шуониявр—

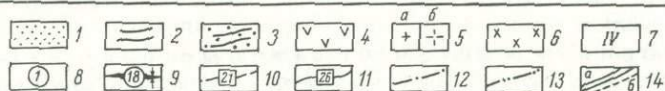
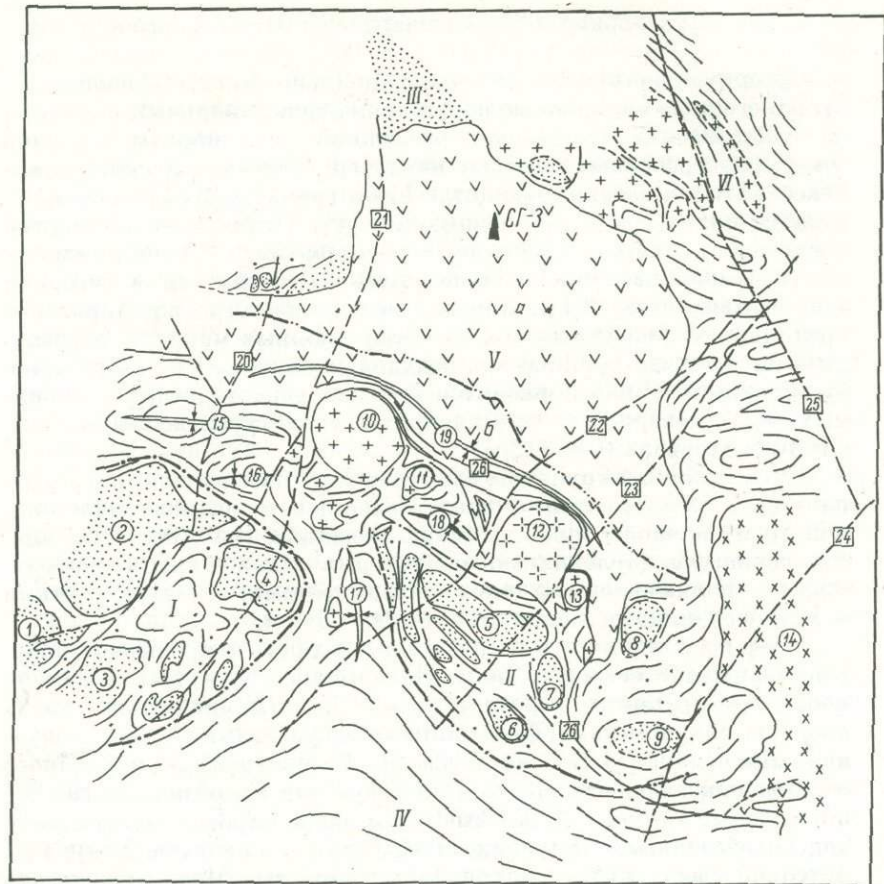


Рис. 1. Структурная схема Печенегско-Аллареченского района по О. Л. Беляеву и В. Г. Загородному [2].

1 — нижнеархейский комплекс; 2 — кольско-беломорский (AR<sub>2</sub>) и тундровый (PR<sub>1</sub>) комплексы; 3 — они же, развитые в пределах блок-антиклинорий структур древнейшего фундамента; 4 — печенегский комплекс; 5 — впадомикроклиновые граниты (а) и гранодиориты (б); 6 — порфириновые граниты; 7 — крупные структурные элементы: Хихнаярвинский (I) Аллареченско-Аннамский (II) и Борисоглебский (III) блок-антиклинорий, северное крыло Лоттинского синклинория (IV), Печенегский синклинорий (V) с северной (а) и южной (б) зонами, Няссыско-Титовская (VI) зона; 8 — блоки древнейшего фундамента (цифры в кружках): Харриярвинский (1), Руннийский (2), Койокский (3), Хихнаярвинский (4), Пулдишский (5), Копосовская (6), Валдашский (7), Одежянский (8), Аннамский (9); массивы гранитов-гранодиоритов: Шуониярвинский (10), Руоссельский (11), Каскельярвинский (12), Кеудшерайвинский (13), Западнолицкий (14); 9 — оси синклинальных структур: Кораблеско-Шуортинской (15), Вырнимской (16), Вышярской (17), Руоссельярской (18), Пороярвинской (19); 10 — зоны разрывных нарушений: Пороярвинская (20), Куотсярвинская (21), Ламмаская (22), Хитоярвинская (23), Лицко-Арагубская (24), Няссыско-Титовская (25); 11 — Касейюкская система крутых надвигов и взбросо-надвигов (26); 12 — границы блок-антиклинорий; 13 — граница между северной и южной зонами Печенегской структуры; 14 — геологические границы (а — достоверные, б — условные).

Руоссель—Каскельяр (диорит-плагиогранитная формация PR<sub>1</sub>) [1].

Северную зону слагают полифациально метаморфизованные вулканогенные и осадочные породы с центриклинальным падением на ЮЗ  $\angle$  30—50°. В отличие от южной зоны породы северной зоны трансгрессивно залегают на плагиогнейсах кольского комплекса (AR<sub>2</sub>) и ассоциирующих с ними гранитоидах гранодиорит-тоналит-плагиогранитной формации [1]. Отличительной чертой последних является интенсивный реоморфизм в PR<sub>1</sub>. Максимальная вертикальная мощность печенгского комплекса в северной зоне составляет 8—9 км. Комплекс отчетливо стратифицирован и традиционно подразделяется на четыре полных макроритма, каждый из которых начинается осадконакоплением и завершается вулканизмом. Ниже приводится краткая характеристика глубинных пород северной зоны Печенгской структуры, вскрытых скв. СГ-3 в интервале 0—6842 м.

В основании структуры залегают так называемая первая осадочная толща, представленная в разрезе маломощной (9 м) пачкой сильнометаморфизованных гравелитистых плагиопесчаников (телевинская свита), а в обнажениях на поверхности — полимиктовыми метаконгломератами, метагравелитами и метапесчаниками мощностью до 50—200 м.

Первая вулканогенная толща непрерывной полосой окаймляет северную зону Печенгской структуры и как на поверхности, так и в разрезе скв. СГ-3 (маярвинская свита) сложена сильнометаморфизованными эффузивами с резко подчиненными (менее 1 %) метатуфами. Реконструкция первичного состава показала, что среди метаэффузивов преобладали (97 %) нормальные андезитобазальты (в том числе пироксен-оливиновые андезитобазальты и трахиандезитобазальты — не более 2 %); значительно реже (3 %) встречались андезиты. Мощность толщи 1000—1300 м.

Вторая и третья осадочные толщи (кувернииньокская и лучломпольская свиты) имеют соизмеримые мощности (100—150 м), близкое строение (внизу — метатерригенные, сверху — карбонатные образования) и, наконец, одинаковый состав метаосадочных пород (аркозовые метапесчаники — доломитовые песчаники и доломиты, в т. ч. песчаные), что указывает на однотипные условия их образования.

Вторая вулканогенная толща имеет непостоянную мощность — 700—1000 м в центре структуры и 100—300 м — на ее флангах. Главными ее членами в разрезе скв. СГ-3 (пирттиярвинская свита) являются метаэффузивы трахибазальтового (32 %), щелочного базальтового (25 %) и трахиандезитобазальтового (25 %) составов; реже присутствуют толеитовые метабазальты (в том числе оливиновые) и метапикритобазальты (10 %), а также метаандезиты и метатрахиандезиты (7 %). Второстепенными являются метатуфы смешанного состава (1 %).

Третья вулканогенная толща также имеет умень-

шающуюся мощность от центра структуры (2000 м) к ее западному и восточному флангам (300—700 м). В разрезе скв. СГ-3 (заполяринская свита) она на 95 % сложена толеитовыми метабазами — оливиновыми, нормальными и низкощелочными; 5 % приходится на метатуфогенно-осадочные породы и основные метатуфы. Метаэффузивы представлены массивными и шаровыми лавами, реже лавобрекчиями. Отдельные покровы отчетливо дифференцированы: в центре — нормальные, а в эндоконтактах — оливиновые метабазалы.

Четвертая осадочная толща отличается от предыдущих максимальной мощностью (1000—1500 м в центре структуры и 200—400 м на флангах) и наличием никеленосных базит-гипербазитовых интрузий. В разрезе скв. СГ-3 (ждановская свита) метаосадочные породы толщи по литолого-геохимическим признакам подразделяются на четыре ритмичнослоистые пачки (гравийно-песчанистую — 2619—2805 м, песчано-алевропелитовую — 2155—2619 м, туфогенно-алевропелитовую — 1203—2155 м и пелитово-туфогенную — 1059—1203 м), которые в свою очередь образуют два гетерогенных ритма: нижний — терригенный (с преобладанием песчанистого материала) и верхний — туфогенно-терригенный (тонкоритмичные метаалевролиты и метапелиты с существенной примесью туфогенного материала). Изредка в разрезе присутствуют метаэффузивы (толеитовые метабазалы, метаферробазалы и резко подчиненные метаандезито-базалы с суммарной мощностью 90 м), аналогичные по химизму вулканитам третьей и четвертой вулканогенных толщ.

Четвертая вулканогенная толща имеет наибольшие мощности (3000—3500 м) и площадь развития на поверхности, целиком выполняя ядро Печенгской структуры в ее северной зоне. В строении ядра выделяется серия мелких брахисинклиналей, разделенных крутопадающими разломами (Луоттинский, Ламасский, Кучинтундровский, рис. 1) вдоль узких синклинальных перегибов и являющихся оперяющими к Порьиташскому глубинному разлому. В разрезе скв. СГ-3 (матертинская свита) преобладающим развитием (87 %) пользуются толеитовые метабазалы — оливиновые, нормальные и низкощелочные, слагающие покровы массивных и шаровых лав; последние, с учетом данных по поверхности, образуют четыре структурных яруса мощностью по 800—1200 м. Для верхних ярусов, кроме того, характерны кальдероподобные структуры, выполненные мощными покровами шаровых лав с центриклинальным залеганием и трассируемые кольцевыми и коническими дайками габбро-долеритов и жерловыми фациями туфоагломератов [21]. Подчиненными по объему являются метапикриобазалы и метапикриты, образующие непрерывный ряд, ассоциирующий с метапериодитами и метапироксенитами. Благодаря этому, а также наличию в этих породах «спинифекс»-структур и сходству их состава с зеленокаменными архейскими породами Южной Африки они были отнесены к коматитам [22], однако от эталонных коматитов

печенгские метапикриты отличаются более высокими содержаниями Ti и Fe. Второстепенными членами толщи являются лавы дацитового и дацито-липаритового составов и их туфы, развитые только на поверхности. Метатуфогенно-осадочные породы представлены алевропелитовыми, реже литокластическими туфами и резко подчиненными метатуффитами, имеющими пространственную и генетическую связь с переслаивающимися покровами метаэффузивов.

Интрузивные образования в разрезе скв. СГ-3 развиты среди вулканитов первой, третьей и четвертой вулканогенных толщ, а также в метаосадочной ждановской (продуктивной) свите. Контакты интрузий с вмещающими метаосадочными породами согласные, с вулканогенными породами — тектонические. Видимая мощность отдельных тел редко превышает 200 м, протяженность (на поверхности) достигает 10 км. По совокупности геолого-петрографических и минералого-геохимических признаков интрузивные породы подразделены нами на четыре комплекса:

1) доматертинский комплекс метагаббро-диабазов представлен редкими телами апогаббро-диабазовых амфиболитов, развитых исключительно в первой толще метавулканитов и изофациально с ними метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации; 2) синматертинский комплекс габбро-диабазов развит по всему разрезу скв. СГ-3, но по степени метаморфизма (зеленосланцевая фация), минеральному составу и геохимическим признакам идентичен толеитовым базальтам третьей и четвертой вулканогенных толщ; 3) синматертинский комплекс габбро-верлитов, с которым связаны все медно-никелевые месторождения Печенгского района, по вещественному составу и характеру дифференциации идентифицируется с ультраосновными эффузивами четвертой (матертинская свита) толщи; 4) постматертинский комплекс гранодиоритов (андезитодацитовых метапорфиритов) в разрезе скв. СГ-3 представлен единственным субвулканическим телом (с видимой мощностью 111 м), трассирующим тектонический контакт между третьей осадочной и третьей вулканогенной толщами. Отдельные интрузии синматертинского комплекса представлены, как правило, одним из ее дифференциатов (перидотитом, пироксенитом, габбро или эссекситовым габбро), реже усеченным или полным рядом дифференциатов. Полный ряд наблюдается в крупных телах, залегающих на поверхности в четвертой осадочной (продуктивной) толще, где по направлению от подошвы к кровле перидотиты сменяются сначала пироксенитами, а затем габбро и, наконец, эссекситовыми габбро [21]. Наличие двух типов дифференциации вулканитов матертинской свиты — незначительной в ее нижней части и резко ритмичной в верхней (от пикритов к толеитам) — позволяет заключить, что комагматичные им интрузивные комплексы формировались в аналогичной последовательности: габбро-диабазы — габбро-верлиты. Такая последовательность хорошо согласуется и

с геологическими взаимоотношениями этих комплексов, установленными на поверхности [10]. По вещественному составу породы постмартертинского комплекса наиболее близки к андезитодацитовым метапорфиритам, развитым на поверхности в зоне Порьиташского разлома, но в отличие от последних характеризуются более высоким средним содержанием  $\text{SiO}_2$  (67.8 %) и, таким образом, относятся к единому ряду дифференциации от андезито-дацитовых до дацитовых порфиритов.

Под печенгским комплексом (на глубине 6842 м) Кольская скважина вскрыла и к настоящему времени пересекла более чем на 5 км (до отметки 12 064 м) метаморфические образования архейского фундамента. Основной объем разреза архейского комплекса слагают плагиогнейсы, гнейсы и мигматиты по ним (66 %), образующие мощные (до 1800 м) толщи лейкократовых плагиогнейсов и гнейсов и переслаивающиеся с ними менее мощные (до 780 м) толщи мезо-, меланократовых плагиогнейсов с высокоглиноземистыми минералами. Реконструкция первичной природы этих образований позволяет отнести преобладающие лейкократовые биотитовые плагиогнейсы и гнейсы к продуктам кислого (дациты, риолиты) и среднего (андезиты) архейского вулканизма, а мезо-, меланократовые плагиогнейсы с высокоглиноземистыми минералами — к терригенно-осадочным (алевролиты, пелиты) образованиям.

Амфиболиты и амфиболовые сланцы составляют соответственно 24 и 6 % объема архейского комплекса, относительно равномерно насыщая вышеуказанные толщи плагиогнейсов в разрезе скв. СГ-3. По совокупности геолого-петрографических и минералого-геохимических признаков породы данной группы подразделены нами на два ряда: первый — Fe-Mg-амфиболиты → Fe-амфиболиты → Si-амфиболиты и второй ряд — Al-Mg-амфиболиты → актинолитовые сланцы → тальк-актинолитовые сланцы. Первый ряд амфиболитов соответствует вулкано-плутонической ассоциации толеитового типа, включающей соответственно оливиновые базальты → нормальные базальты (габбро) → андезито-базальты; при этом не исключено, что часть пород этого ряда (Fe-амфиболиты) являются продуктом магматизма печенгского комплекса. Второй ряд амфиболовых пород представлен субвулканической ассоциацией: пироксеновые базальты → пироксениты → оливиновые пироксениты и полностью относятся к архейским образованиям.

Гранитоиды в разрезе скв. СГ-3 составляют всего 4 % объема архейского комплекса; они образуют относительно крупные тела (до 14 м) и мелкие жилы (до 1 м) и подразделяются на син-, средне- и постскладчатый комплексы.

Метаморфические породы архейского комплекса из разреза скв. СГ-3 по ряду петролого-геохимических признаков и возрастному датированию (2.7—2.8 млрд. лет) коррелируются с плагиогнейсами кольской серии ( $\text{AR}_2$ ), обрамляющими на поверхности северную зону Печенгской структуры, и на этом основании

включаются в блок архейского фундамента, глубоко погруженный под протерозойский зеленокаменный пояс. Вместе с тем выполненное нами [15] детальное литолого-геохимическое изучение пород печенгского комплекса позволило существенно уточнить традиционные схемы его стратиграфического и формационного расчленения. В частности, было показано, что метатерригенные породы так называемой первой осадочной толщи (телевинская свита) отчетливо наследуют минеральный и химический составы подстилающих их плагиогнейсов архейского фундамента и к тому же изофациально метаморфизованы с ними. Это, а также слабая дифференцированность метаосадков телевинской свиты позволяют рассматривать их в качестве коры выветривания, формировавшейся в пониженных частях проторельефа архейского фундамента. Таким образом, отложения телевинской свиты фиксируют допеченгский этап стабилизации тектонического режима фундамента. Все это вместе с отмечаемыми на поверхности фактами непосредственного налегания метаэффузивов первой вулканогенной толщи на архейский фундамент ставит под сомнение отнесение телевинской свиты к собственно печенгскому комплексу, а, следовательно, и включение ее в «первую осадочную» толщу.

Вторая и третья осадочные толщи, как уже отмечалось выше, идентичны по строению и составу слагающих их отложений. Незначительная мощность терригенных осадков обеих свит, их выдержанность по падению и простиранию, а также наличие в их составе карбонатных фаций однозначно указывают на формирование их в условиях мелководных континентальных лагун.

Резко иными условиями осадкообразования отличается четвертая осадочная толща. Преобладающие в ее разрезе тонкоритмичные метаалевролиты и меташелиты содержат существенную примесь туфогенного материала. Состав последнего, а также редких эффузивных покровов, присутствующих в разрезе толщи, аналогичен таковым подстилающей третьей и перекрывающей четвертой вулканогенных толщ, что указывает на синхронное формирование этих толщ в течение одного тектоно-магматического цикла. Большая мощность и флишoidalный характер отложений четвертой осадочной толщи, наличие органики и состав солей, растворенных в ее подземных водах указывают на морской режим осадконакопления, а присутствие туфового материала и сингенетичных сульфидов — об активном влиянии вулканизма на седиментацию.

Таким образом, среди метаосадочных пород северной зоны печенгского комплекса следует выделять три разновозрастные формации: первая — граувакковая (телевинская свита) — сформирована в допеченгский этап стабилизации тектонического режима архейского фундамента; вторая — карбонатно-терригенная (кувернерийская и лучломпольская свиты) — фиксирует этап деструкции фундамента и заложения на нем Печенгской структуры и третья — туфогенно-терригенная (ждановская свита) — характеризует этап последующей тектоно-магматической активизации фундамента.

Выделение двух последних этапов хорошо подтверждается и особенностями химического состава вулканогенных толщ печенгского комплекса. Так, по уровням содержаний и трендам распределения петрогенных элементов метавулканиды первой и второй толщ, обнаруживая черты сходства между собой, идентифицируются соответственно как андезито-базальтовая и трахибазальтовая формации. Аналогичную близость составов проявляют между собой метаэффузивы третьей и четвертой толщ — толеито-базальтовая и пикрито-базальтовая формации соответственно. При этом для пространственно-сопряженных пар этих вулканогенных формаций устанавливается закономерная периодичность химических типов дифференциации: кремнекислотный в нижних членах пар (т. е. в андезито-базальтовой и толеито-базальтовой формациях) и щелочно-кремнекислотный в верхних парах (трахибазальтовой и пикрит-толеитовой). Выявленная периодичность свидетельствует о наличии двух последовательных этапов вулканизма: первый — андезито-базальтовый, включающий андезито-базальтовую и трахибазальтовую формации и второй — пикрито-базальтовый (толеито- и пикрито-базальтовая формации). Различия в химизме однотипных пород этих этапов вулканизма отчетливо фиксируются и по характеру распределения элементов-примесей. Более высокие уровни концентрации Hf, Pb, Mo и более низкие Sr, B, Zr, Zr, Co и Ni характерны, например, для пород первого этапа и сближают их с вулканическими сериями континентальных рифтов, а вулканиды второго этапа — с более глубинными образованиями типа океанических рифтов. Структурно-генетическая интерпретация этих этапов подтверждается и резко различными трендами фракционирования редкоземельных элементов.

Так, фигуративные точки пород андезито-базальтового этапа вулканизма в координатах диаграммы La—Eu последовательно смещаются в направлении от континентальных к островодужным составам, тогда как вулканиды пикрит-базальтового этапа развиваются от островодужных составов к океаническим. Выявленные геохимические тренды, а также тенденции уменьшения кремнекислотности и общей щелочности в первых порциях расплавов каждой из четырех вулканогенных формаций свидетельствуют о едином антидромном характере развития вулканизма в Печенгской структуре и, следовательно, о последовательном перемещении родоначальных магматических очагов из нижних зон сиалической коры в мантию.

**Модель формирования протерозойских рифтогенных структур.** Рассмотренные особенности строения, состава и эволюции метаосадочно-вулканогенных и метайнтрузивных образований печенгского комплекса указывают на то, что образование их происходило в рифтогенных линейных структурах, заложенных на консолидированном архейском основании (внутриконтинентальный подвижный Печенгско-Варзугский пояс). В истории развития этого пояса, как уже отмечалось, отчетливо выделяются два разорванных во

времени этапа: андезитово-базальтовый вулканизм и пикрит-базальтовый вулканизм.

Анализ геологического строения метаморфических комплексов, обрамляющих Печенгскую структуру с северо-востока [3] и юго-запада [2, 17], позволяет, кроме того, выделить и кратко охарактеризовать этапы, непосредственно предшествующие заложению Печенгской рифтогенной структуры.

Консолидированный архейский фундамент восточной части Балтийского щита, как известно, имеет блоковое строение с отчетливо выраженной северо-западной ориентировкой структур: с севера на юг в его пределах выделяются Мурманский, Кольско-Норвежский, Беломорско-Лапландский и Центрально-Карельский мегаблоки (кратоны). Каждый из них имеет длительную и автономную историю геологического развития [6], однако слагающие их структурно-вещественные комплексы, несмотря на различия в составе, возрасте, степени метаморфизма и долевым соотношении исходных терригенно-эффузивных образований, обнаруживают единую для всех блоков тенденцию последовательного развития на кислой протоконтинентальной коре [1, 19]. В раннекарельское время (лопийская активизация) вдоль границ этих мегаблоков были заложены линейные троговые зоны: Колмозеро-Вороньетундровская и Печенгско-Варзугская на Кольском полуострове и Ветреный Пояс в Карелии. В результате троговые зоны получили генеральную северо-западную ориентировку с высоким (10 : 1) отношением длины к ширине. В геодинамической истории развития указанных зон можно выделить три крупных этапа — предрифтовый, рифтовый и послерифтовый (рис. 2).

Предрифтовый этап включает две стадии тектонического режима (рис. 2, а). Первая, ранняя, связана с растяжением троговых зон и заполнением их незначительным количеством вулканогенных образований и преобладающими терригенными отложениями, в связи с чем указанные формации имеют ярко выраженный миогеосинклинальный облик (свита Талья, серия Колмозеро—Воронья). Однако сходство это формальное и не должно использоваться в качестве признака, указывающего на геосинклинальный режим развития троговых докембрийских структур. Во вторую стадию троговые зоны испытали сжатие и сопровождающие его складчатость и зональный метаморфизм (от серицит-хлоритовой зоны фации зеленых сланцев до силлиманит-мусковитовой зоны эпидот-амфиболитовой фации), например в метатерригенных образованиях свит Талья—Тольпвыд, обрамляющих Печенгскую структуру с юго-запада и юго-востока. В северо-восточном обрамлении структуры также отмечаются фрагменты близких по составу и степени метаморфизма метасадочных пород (восточнопеченгская свита), что указывает на более широкое площадное распространение предрифтовых структур в нижнем протерозое.

Завершился предрифтовый этап консолидацией зонально-метаморфизованных отложений троговых зон, которые, по-видимому,

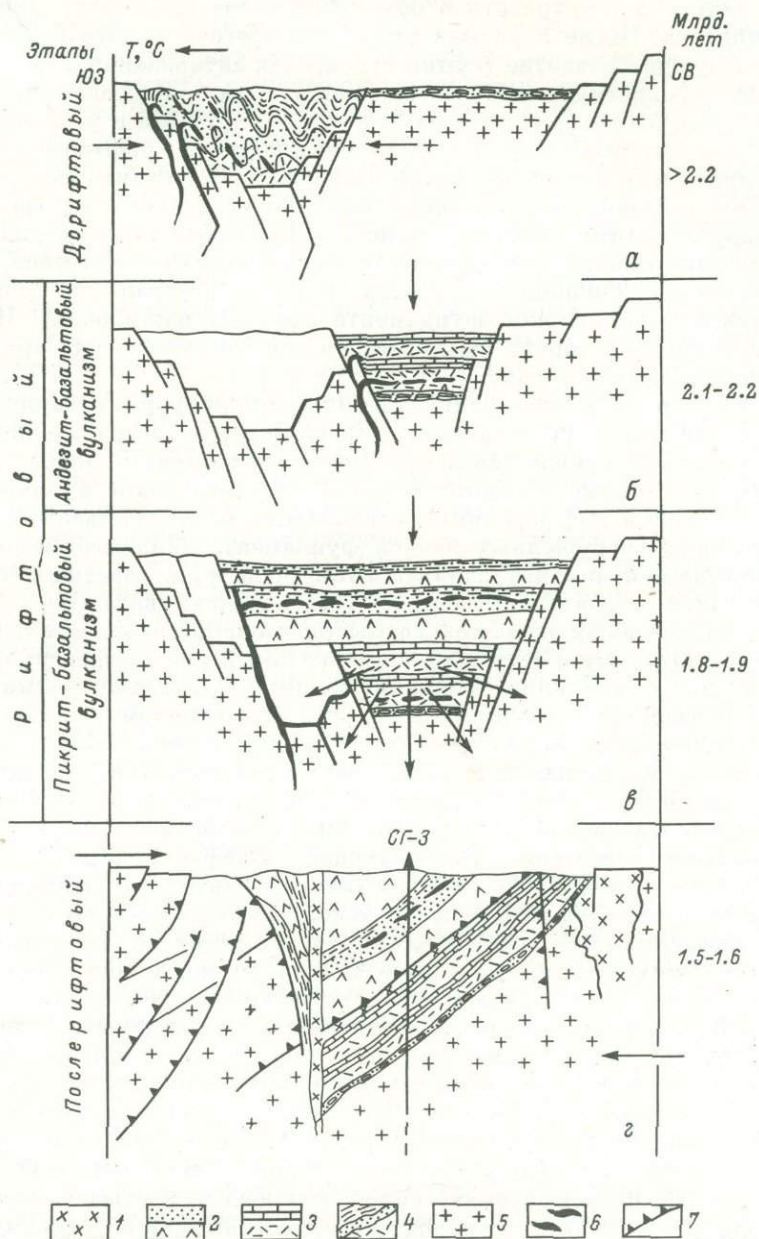


Рис. 2. Схема развития протерозойской рифтогенной структуры.

1 — субвулканические андезитодациты и интрузии порфириовидных гранитов; 2—3 — метасадочно-вулканогенные образования и рифтогенных структур (PR<sub>1</sub>—PR<sub>2</sub>), связанные с пикрит-базальтовым (2) и андезито-базальтовым (3) этапами вулканизма; 4 — метатерригенный комплекс (AR<sub>2</sub>—PR<sub>1</sub>) предрифтовых троговых структур; 5 — плагиогнейсы и гнейсы архейского фундамента; 6 — всбросы и надвиги.

и следует рассматривать в объеме самостоятельного тундрового комплекса. После перерыва отдельные троговые пояса испытали последующее развитие (сумий-суйсарская активизация), наиболее полно проявленное в Печенгско-Варзугском и Ветреном поясах. Этот этап рассматривается нами как р и ф т о в ы й и подразделен на две стадии: рифтово-континентальную и рифтово-океаническую. Отличительной чертой этапа является то, что связанные с ним тектонически активные зоны закладываются на границе между жесткими блоками архейского фундамента и консолидированными отложениями предшествующего (тундрового) этапа, т. е. происходит смещение троговых зон по латерали в сторону опускающихся блоков фундамента при его растяжении. Ниже рассмотрим историю развития рифтового этапа на примере Печенгской структуры.

Начало рифтово-континентальной стадии формирования Печенгской структуры связано с расколами и незначительными блоковыми перемещениями архейского фундамента, сопровождавшими раскрытие глубинного магматического очага и излияние однородной недифференцированной магмы непосредственно на поверхность погруженных блоков фундамента (андезито-базальтовый этап вулканизма), заливая в том числе и его участки с сохранившейся корой выветривания (телевинская свита, рис. 2, б).

Последующая эволюция магмы (обогащение расплавов щелочными металлами и летучими компонентами) и ее дифференциация привели к излиянию вулканитов последовательно ритмичной трахибазальтовой формации. В целом механизм образования этих формаций можно определить как синтексисный [7], согласно которому внедрение мантийной базитовой магмы в «холодную» кислую кору сопровождалось подплавлением и ассимиляцией корового материала и, следовательно, «раскислением» ее первоначального состава. Последующая дифференциация такого расплава привела к обособлению андезитов. Вулканическая деятельность этой стадии сопровождалась образованием комагматического комплекса габбро-диабазовых (доматертинских) интрузий, внедрившихся в породы первой вулканогенной толщ.

В итоге обе генетически связанные между собой формации — андезито-базальтовая и трахибазальтовая — образуют совместно с осадочными породами второй и третьей толщ единую последовательную осадочно-вулканогенную ассоциацию, которая может быть отнесена к карбонатно-терригенному трахибазальт-андезито-базальтовому формационному ряду. На этом основании объем нижнепеченгской (луостаринской) серии должен быть ограничен подошвой первой вулканогенной и кровлей третьей осадочной толщ (Дук, 1977). Метаморфизм пород этой серии обусловлен тепловыми потоками, сопровождающими этап деструкции фундамента и заложения на нем Печенгской структуры и выразился формированием низкотемпературной зональности андалузитового типа по  $P-T$ -параметрам не выше биотит-актинолитовой зоны зеленосланцевой фации.

После перерыва, оцениваемого нами в ~200 млн. лет, тектоно-магматическая деятельность возобновилась с более мощной силой (рифтово-океаническая стадия), вследствие чего отдельные блоки фундамента вместе с консолидированными на них осадочно-вулканогенными образованиями андезито-базальтового этапа испытали еще более глубокое погружение в архейский фундамент (рис. 2, в), а в сферу магматического очага были вовлечены мантийные порции недифференцированной толеитовой магмы. Извержения последней, прорвав отложения нижнепеченгской серии, сформировали ритмичную толеит-базальтовую формацию с максимальной мощностью (около 2.0 км). Дальнейшая эволюция мантийного очага на глубину до 90—150 км привела к появлению в нем так называемой коматиитовой магмы, способной давать дифференциаты от ультраосновного до основного и даже кислого состава. В итоге были сформированы последовательно ритмичная пикрит (коматиит)-толеитовая формация и сопровождающие ее интрузии габбро-диабазового и никеленосного габбро-верлитового (синматертинских) комплексов. Вулканы рифтово-океанической стадии в целом близки по химизму породам толеит-коматиитовой ассоциации, широко представленной в докембрийских зеленокаменных поясах на Балтийском (Ветреный Пояс) и других шитах мира (Украинском, Южно-Африканском, Канадском, Австралийском), что, таким образом, указывает на глобальный характер этого типа магматизма (а соответственно и металлогении) в докембрии.

Толеит-базальтовая и пикрит (коматиит)-толеитовая формации печенгского комплекса вместе с ассоциирующими осадочными отложениями ждановской свиты объединяются в единый туфогенно-терригенный пикрит (коматиит)-базальтовый формационный ряд. Указанные образования, представленные в разрезе скв. СГ-3 заполярнинской, ждановской, матертинской и развитой на поверхности коллояурской свитами, мы предлагаем рассматривать в объеме верхнепеченгской (никельской) серии.

Рифтово-океаническая стадия завершилась зональным зеленосланцевым метаморфизмом пород верхнепеченгской серии, повторным прогрессивным метаморфизмом предшествующих нижнепеченгских образований и регрессивным метаморфизмом погруженного фундамента в изолированных условиях эпидот-амфиболитовой фации.

После рифтового этапа в разрезе скв. СГ-3 зафиксирован субвулканическим телом дацитовых метапорфиритов, приуроченным к межформационному Лучломпольскому разлому (4563—4784 м) и относящимся к постматертинскому вулканоплутоническому комплексу. Субвулканические члены этого комплекса трассируют сочленяющиеся на глубине пологий Лучломпольский и крутопадающий Порьяташский разломы (рис. 2, г), а эффузивные — образуют в южной зоне Печенгской структуры ритмичную базальт-андезитовую формацию, близкую по своему строению и составу к серии орогенных областей фанерозоя. Эта формация вместе с ассоциирующими осадочно-туфогенными отложениями

пороярвинской и каплинской свит составляет терригенно-туфогенный базальт-андезитовый формационный ряд, объединяемый в южнопеченгскую (порьиташскую) серию.

В северной зоне Печенгской структуры орогенная активизация послерифтового этапа выразилась образованием взбросово-надвиговых перемещений, а в северо-восточном обрамлении — внедрением порфиroidных гранитов Лицко-Арагубского комплекса, пересекающих четко видной полосой Кольско-Норвежский блок в субмеридиональном направлении (рис. 1). Жильные тела этого комплекса, представленные также порфиroidными гранитами, отмечаются и в разрезе Кольской скважины, где они секут гнейсово-мigmatитовые образования фундамента. С этой стадией магматизма связан калиевый метасоматоз, наиболее интенсивно проявившийся в подошве печенгского комплекса (микроклинизация амфиболитов первой вулканогенной толщи) и вдоль тектонических зон, секущих и ограничивающих печенгский комплекс на поверхности (биотитизация metabазитов).

В других супракрустальных поясах, например Колмозеро-Вороньегундровском, с послерифтовым этапом связано образование полей редкометальных пегматитов с преимущественно субширотной ориентировкой вмещающих их разрывных структур.

**Рифтогенный метаморфизм и его следствия.** Как уже отмечалось выше, практически под всеми протерозойскими супракрустальными поясами Балтийского щита на глубинах от 5 до 15 км фиксируются зоны пониженных скоростей [4]. Фиксируются они и под зеленокаменными структурами Канадского щита, сопровождаемая при этом зонами повышенной электропроводности [25, 26]. Здесь следует отметить, что, несмотря на решительный прогресс в детализации глубинных сейсмических разрезов, представление о природе глубинных неоднородностей сводится, тем не менее, к традиционному утверждению о том, что физическая неоднородность пород (в том числе трещиноватость и пористость) с глубиной уменьшается и поэтому наблюдаемые вариации скорости объясняются преимущественно изменением вещественного состава глубинных пород. Именно такой подход был использован при интерпретации данных ГСЗ в районе, намеченном для бурения Кольской сверхглубокой скважины. Так, по сейсмическим данным здесь предполагалось [20] вскрыть «гранитный» слой на глубине 4,5 км, а на глубине 7 км — пересечь границу Конрада (рис. 3, а). Фактически вместо ожидаемого «гранитного» слоя Кольская скважина вскрыла основные породы протерозоя, а вместо «базальтового» слоя — архейский гнейсовый фундамент (рис. 3, б). Петрофизические исследования керна показали, что уменьшение скорости в так называемом гранитном слое вызвано изменением физических свойств пород. В частности, общая пористость преобладающих в разрезе основных пород увеличилась от 0,6—1,0 до 2—3 %, а количество открытых трещин — от 0,01—0,04 до 0,25—0,7 м/м [13]. На рис. 4 показаны кривые изменения  $V_p$  в образцах кислых и основных пород, имеющих постоянный хими-

ческий состав на всем протяжении разреза Кольской скважины.<sup>1</sup> Керн, поднятый со средних и особенно больших глубин, вследствие техногенного разуплотнения показывает в нормальных условиях нереально низкие значения скорости (2.5—3.5 км/с, рис. 4, б), которые не могут служить предметом дальнейшего анализа. После введения соответствующих поправок на давление (измерения  $V_p$  при  $P=0-15$  кбар) и температуру (график изменения  $T$  по разрезу, см. рис. 4, а), а также на доленое участие этих пород в разрезе скв. СГ-3 полученная нами экспериментальная кривая  $V_p'$  до 12 км была сопоставлена с наблюдаемыми кривыми акустического каротажа и вертикального сейсмопрофилирования (рис. 4, в). Расхождения между лабораторными и каротажными кривыми обусловлены тем, что измерения на керне фиксируют только общую пористость пород, тогда как акустический каротаж — пористость и зоны открытой трещиноватости. Как видно из этого рисунка, на глубине 4.5 км в кровле разуплотненной зоны печенгского комплекса фиксируется резкое понижение скорости  $V_p$  (от 6.9—7.2 до 6.4 км/с); зона разуплотнения продолжается и в подстилающем архейском фундаменте — 6 км/с по керну и 5.5 км/с по акустическому каротажу. Образование указанной зоны разуплотнения одни исследователи [4] связывают с процессами диафтореза или гранитизации, а другие — перераспределением напряжений в массиве, приводящем к чередованию в глубинном его разрезе разгруженных и перегруженных пород. Вычисленное Е. В. Карусом и др. [14] увеличение объема разгруженных пород до 0.08 % получено при допущении, что разгрузка составляла 0.4 кбар, однако, как будет показано ниже, общий объем пород фактически увеличился не менее чем на 1 %, что требует величины разгрузки порядка 5 кбар, т. е. значения, заведомо превосходящего давление, когда-либо существовавшее в этих породах. Поэтому предложенный механизм разуплотнения не согласуется с фактическими данными.

По нашему мнению, образование глубинных зон разуплотнения определено главным образом палеогеодинамическими факторами, в частности спецификой термодинамических условий развития рифтогенных структур и взаимодействием их с погруженным архейским фундаментом. При этом решающую роль мы отводим процессам метаморфизма, сопровождающим развитие указанных структур.

Метаморфическая зональность дистен-силлиманитового типа в породах печенгского комплекса впервые была охарактеризована В. Г. Загородным и др. [10] как одноэтапная и включала зеленосланцевую, эпидот-амфиболитовую и амфиболитовую фации, границы которых секут стратиграфические границы осадочно-вулканогенных толщ, образуя неправильные концентрические зоны на поверхности. Позднее Г. Г. Дук [9] выделила два этапа метамор-

<sup>1</sup> Определения упруго-плотностных характеристик по образцам керна выполнены Г. А. Ефимовой, Г. П. Кременецкой, В. И. Старостиним и А. П. Трофимовым.

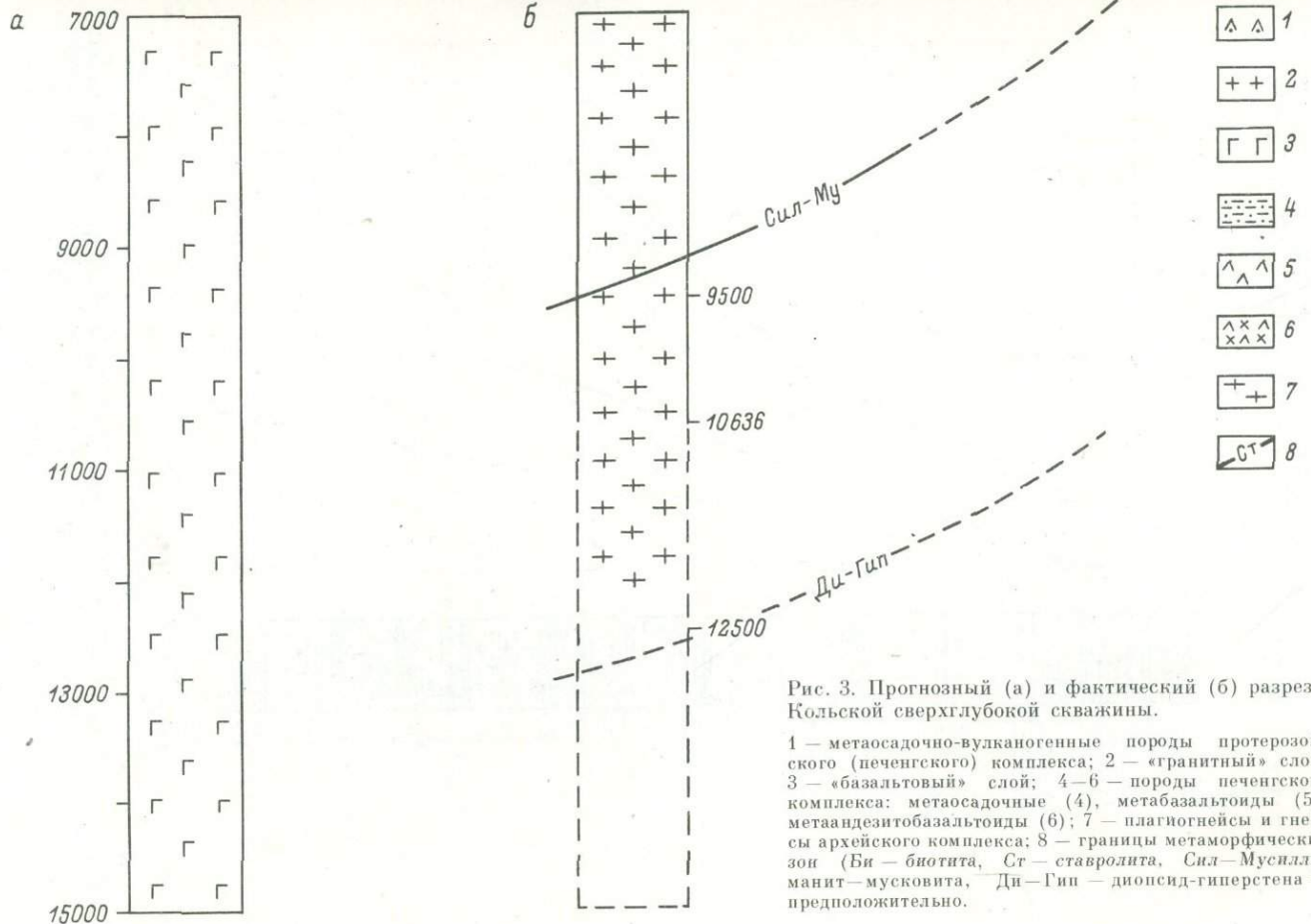
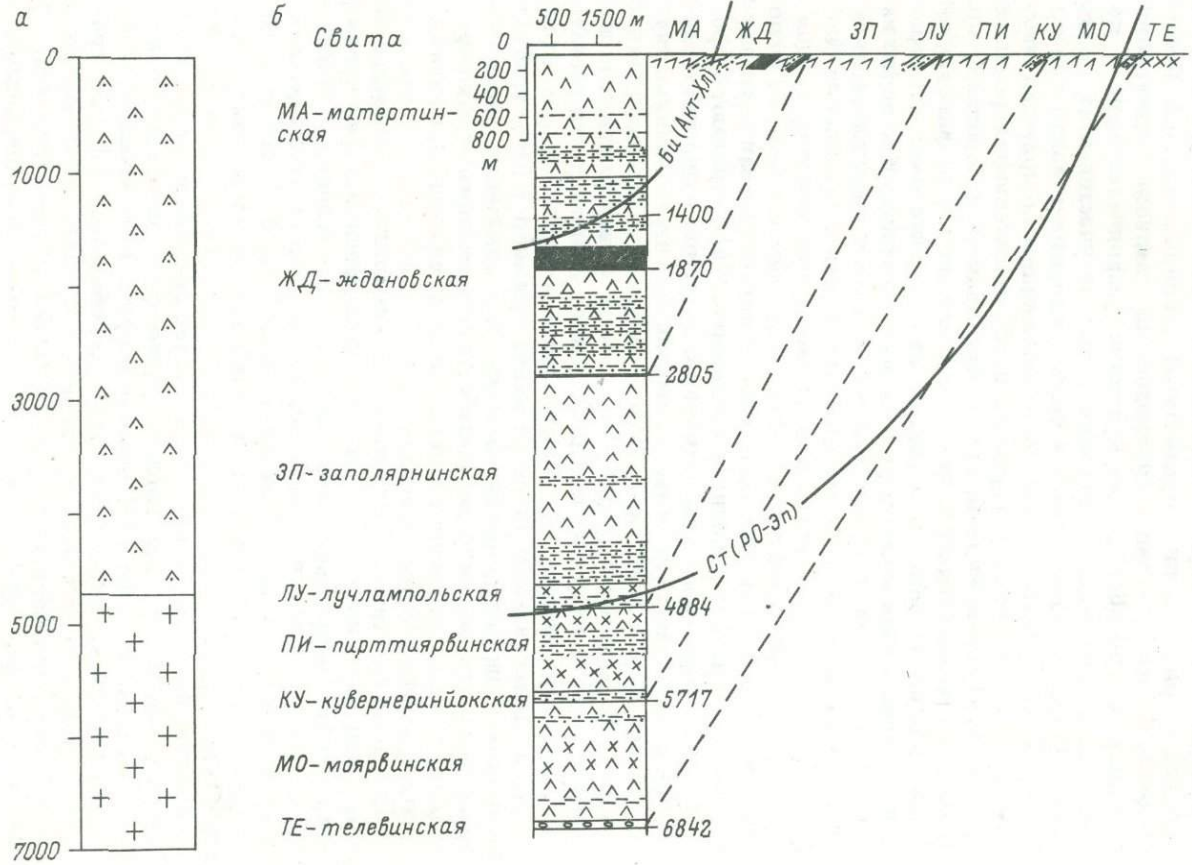


Рис. 3. Прогнозный (а) и фактический (б) разрезы Кольской сверхглубокой скважины.

1 — метасадочно-вулканогенные породы протерозойского (печенгского) комплекса; 2 — «гранитный» слой; 3 — «базальтовый» слой; 4—6 — породы печенгского комплекса: метасадочные (4), metabазальтоиды (5), метаандезитобазальтоиды (6); 7 — плагиогнейсы и гнейсы архейского комплекса; 8 — границы метаморфических зон (Би — биотита, Ст — ставролита, Сил — Мусилиманит — мусковита, Ди — Гип — диоксид-гиперстена — предположительно).

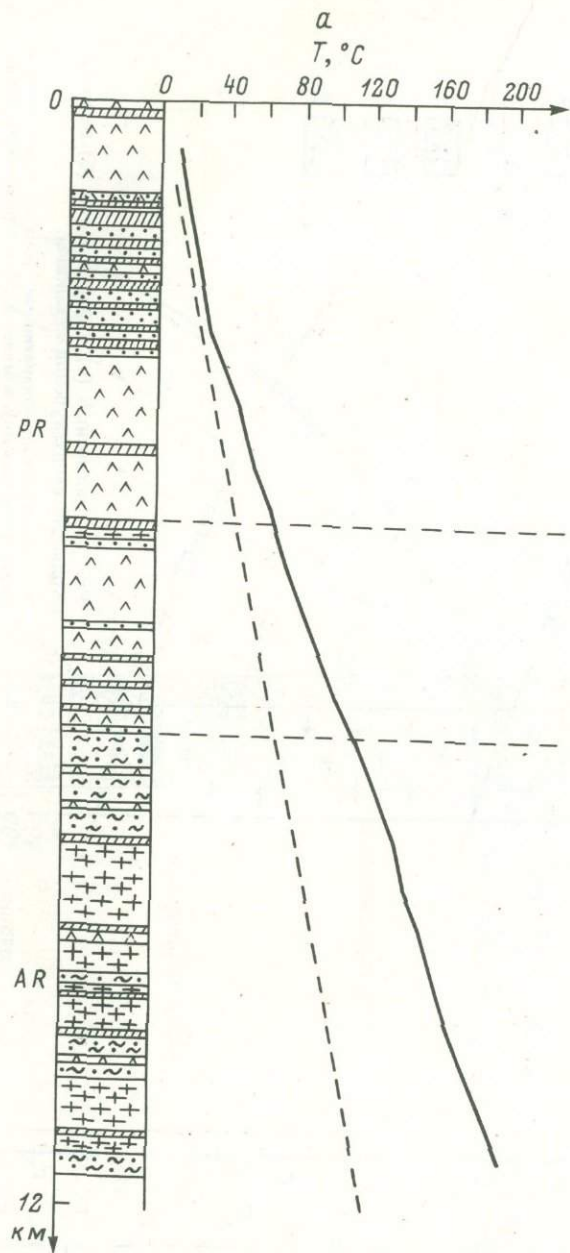
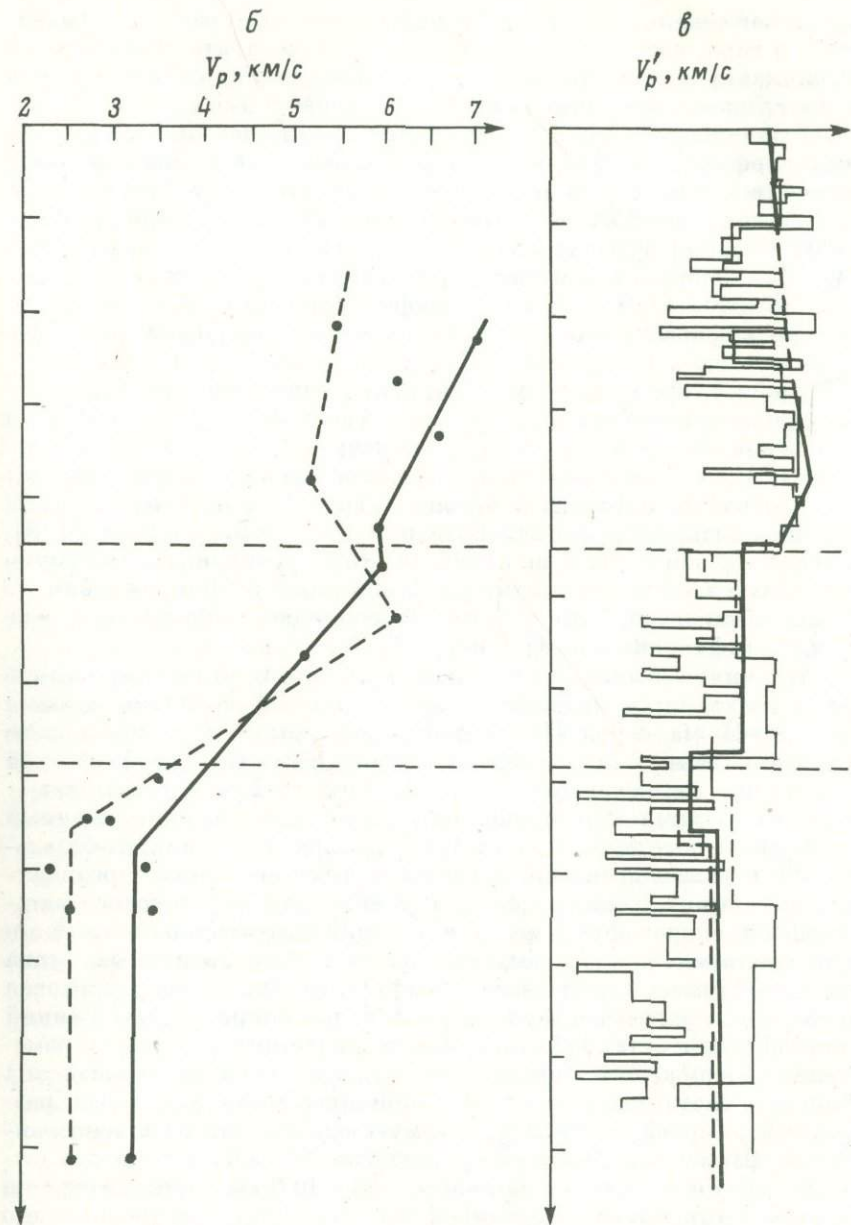


Рис. 4. Изменения температурного режима ( $T$ , °C) и скорости распространения продольных упругих волн по керну ( $V_p$ ) и разрезу ( $V'_p$ ) Кольской сверхглубокой скважины.



а — графики изменения температуры: прогнозный (штриховая линия) и фактический (сплошная линия); б — кривые изменения скорости  $V_p$  измеренной по керну основных (сплошная линия) и кислых (штриховая линия) пород при  $P = 0.01$  кбар и  $T = 18$  °C; в — кривые изменения скорости  $V_p$  по разрыву скв. СГ-3: жирная линия — скорость  $V_p$  по керну, измеренная при высоких  $P$  и  $T$ ; тонкие линии — скорости  $V_p$  по данным акустического каротажа (слева) и вертикального сейсмопрофилирования (справа).

фической зональности: раннюю зональность андалузит-силлиманитового типа, изограды которой совпадают со стратиграфическими границами, и более позднюю — кианит-силлиманитового типа с изографами, секущими зональность первого типа.

Выполненное А. А. Глаголевым и др. [5] детальное изучение метаморфизма базитов по разрезу Кольской скважины позволило существенно уточнить пространственное положение температурных границ: 0—1400 м — пренит-пумпеллитовая фация; 1400—4900 м — фация зеленых сланцев (в том числе субфации: 1400—3200 м — эпидот-хлоритовая, 3200—4340 м — биотит-актинолитовая и 4340—4900 м — биотит-амфиболитовая); 4900—6000 м — эпидот-амфиболитовая и ниже 6000 м — амфиболитовая фации.

Данные, полученные нами при изучении минеральных парагенезисов в метабазальтоидах печенгского комплекса из разреза Кольской скважины, в целом согласуются со схемой зональности А. А. Глаголева и др. Незначительное отличие состоит в том, что минеральную ассоциацию, состоящую из пренита, пумпеллита, хлорита, кальцита и эпидота, мы, согласно [6, 8], рассматриваем в качестве самой низкотемпературной зоны фации зеленых сланцев, а породы, развитые ниже 6000 м, относим не к амфиболитовой фации, а к роговообманково-андезитовой зоне эпидот-амфиболитовой фации (рис. 5).

Принципиальным же отличием является то, что формирование этой зональности связываем не с одним, а с двумя этапами метаморфизма пород Печенгской структуры. Эти этапы в свою очередь связаны с последовательным развитием рифтогенной структуры на погруженном фундаменте: 2.2—2.1 млрд. лет — андезито-базальтовый вулканизм, изолировавший погруженный блок архейского фундамента и 1.9—1.8 млрд. лет — пикрит-базальтовый вулканизм, изолировавший андезито-базальты предшествующего этапа. Таким образом, с учетом допротерозойского метаморфизма пород фундамента в истории развития описываемого участка земной коры выделяются три разновременных этапа метаморфизма: дорифтовый (амфиболитовая и гранулитовая в породах архейского фундамента) и два синрифтовых. Ранний синрифтовый метаморфизм привел к низкотемпературному изменению погруженного архейского фундамента и протерозойских андезито-базальтов, а поздний синрифтовый — охватил весь разрез, сформировав ныне наблюдаемую зональность от зеленосланцевой фации в верхней части разреза (0—4.5 км) до эпидот-амфиболитовой — в нижней части (4.5—10.0 км). Отличительной чертой синрифтового метаморфизма является протекание его в условиях закрытой системы благодаря локальному повышению температуры, сопровождающему пикрит-толеитовый вулканизм, с одновременным погружением протерозойских андезито-базальтов в архейский фундамент и перекрытием их мощными (2.0 км) покровами толеитов. Повышение  $T$  в закрытой системе привело к увеличению  $P_{\text{фл}}$  по принципу автоклавного эффекта и обусловило

протекание реакций дегидратации в исходных зеленосланцевых породах с выделением свободной воды.

Явления, сопровождающие процесс дегидратации, рассмотрим с помощью диаграммы  $P_{\text{тн}} = P_{\text{фл}} - T$  (рис. 6), на которой изображена кривая устойчивости ферротремолита в присутствии водного флюида по [24]. Согласно геологическим данным, прогрессивный метаморфизм протерозойских метаандезито-базальтов начался при температуре  $400^\circ\text{C}$  с последующим ее повышением до  $550^\circ\text{C}$  в условиях закрытой системы;  $P_{\text{тн}}$  при этом составляло не более  $0.8-1.2$  кбар. Из диаграммы следует, что повышение  $T$  на  $150^\circ\text{C}$  в квазиизохорических условиях должно приводить к дегидратации высоководных амфиболов и одновременному повышению  $P_{\text{фл}}$  до  $3-3.5$  кбар. Развивающееся  $P_{\text{фл}}$  превышает не только литостатическое давление перекрывающих толщ (  $P_{\text{тн}} = 0.8-1.2$  кбар), но и предел прочности пород метаморфизируемой толщи на разрыв ( $0.4-0.5$  кбар), что в условиях закрытой (или частично закрытой) системы должно приводить к резкому увеличению пористости пород и заполнению ее выделяющимся флюидом. Неизбежность разуплотнения пород при дегидратации экспериментально обоснована У. Файфом и др. [23].

Итак, главной причиной разуплотнения глубинных зон протерозойских пород и погруженного архейского фундамента явилась дегидратация при гидродинамической закрытости системы. Применение метода оперативного слежения за физико-химическими параметрами бурового раствора позволило определить состав выделившегося при дегидратации флюида —  $\text{H}_2\text{O}^-$  (рис. 7). По данным Л. В. Боровского [15], в разрезе протерозойского комплекса дренируемые скважиной подземные воды имеют хлоридно-кальциево-натриевый и хлоридно-кальциевый состав, а в зоне разуплотнения — более высокую минерализацию ( $M=200-300$  г/л, в том числе йод, бром и стронций), что вместе с изотопным составом гидроксильной группы новообразованного мусковита ( $\sigma D = -30$  и  $\sigma^{18}\text{O} = +9$  %) указывает на принадлежность подземных вод к метаморфогенному флюиду первично-морского происхождения. В верхней части архейского фундамента развиты легкие ( $\sigma D \cong -100$  %) воды метеорного происхождения, а в нижней — более тяжелые ( $\sigma D$  от  $-20$  до  $-40$  %), близкие к водам морского или метеорно-морского происхождения. Водонасыщенные зоны характеризуются резким снижением (в  $40-50$  раз) кажущегося электрического сопротивления.

Анализ распределения содержаний связанной воды ( $\text{H}_2\text{O}^+$ ) по разрезу описываемой структуры (рис. 7) показал, что в зоне разуплотнения оно уменьшилось от  $4.0$  до  $2.1$  мас. %, т. е. в свободное состояние перешло  $1.9$  мас. %. Выделение такого количества воды при прогрессивном метаморфизме зеленосланцевых пород в условиях эпидот-амфиболитовой фации, согласно проведенным расчетам, должно привести либо к увеличению исходного объема метаморфической системы на  $2.6$  %, либо к сжатию выделившегося флюида в  $1.65$  раз, для чего требуются давления, соответствующи-

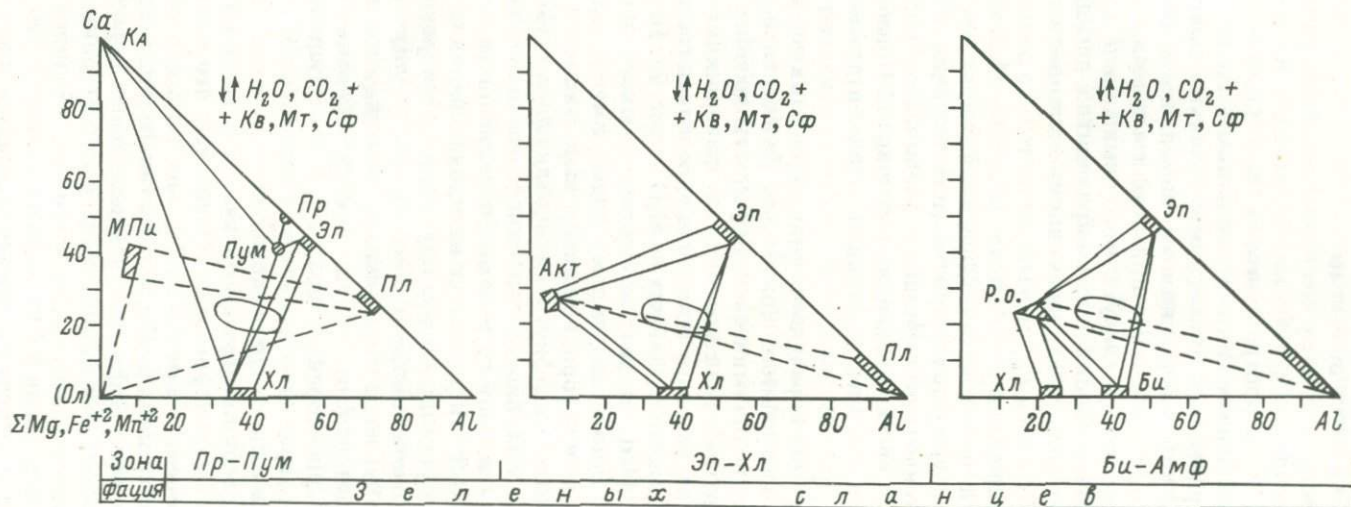


Рис. 5. -Схема эволюции минеральных парагенезисов при прогрессивном метаморфизме metabазальтоидов печенгского комплекса. Адз — андезин, Акт — актинолит, Амф — амфибол, Би — биотит, Кв — кварц, МПи — моноклинный пироксен, Мт — магнетит, Ол — олигоклаз, Пл — плагиоклаз, Пр — пренит, Пум — цумпеллиит, Р.о. — роговая обманка, Сф — сфен, Хл — хлорит, Эп — эпидот. Эллипсом ооконтурены проекции химических составов metabазальтоидов из разреза скв. СГ-3 (0—6842 м).

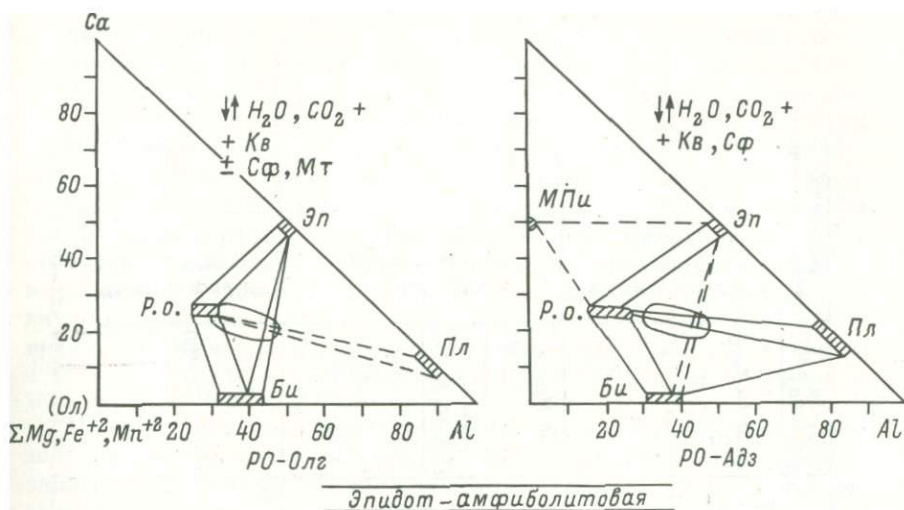


Рис. 5 (продолжение)

щие мантийным. Но поскольку прочность обычных пород на порядки меньше, дегидратация неизбежно должна сопровождаться микрогидроразрывами преобразующихся пород, т. е. увеличением их общей пористости и, следовательно, снижением  $V_p$  [18].

Петрофизическое изучение керна, выполненное авторами, полностью подтверждает эти расчеты (рис. 7). Так общая пористость ( $P_{общ}$ ) в метабазитах печенгского комплекса резко возрастает вниз по разрезу от зеленосланцевой фации (0.7—1.6 %) к эпидот-амфиболитовой (2.6—3.6 %); высокие значения  $P_{общ}$  (2.8—3.9 %) характерны и для подстилающего архейского комплекса. При этом следует указать на различное генетическое значение открытой ( $P_{эф}$ ) и закрытой ( $P_{закр}$ ) пористости и на их вклад в общий объем пористости ( $P_{общ}$ ) глубинных пород. Тенденция увеличения  $P_{эф}$  с глубиной определяется главным образом технологическим воздействием на выбуриваемый керн — разрушение пород при бурении и микрорастрескивание их при подъеме. Что же касается  $P_{закр}$ , то ее изменения, как из-

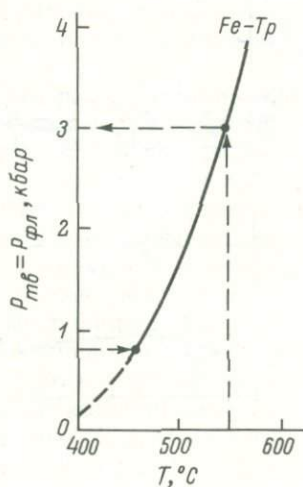


Рис. 6. Температурные пределы устойчивости ферротремолита (Fe—Tr) в присутствии водного флюида, по У. Эрнсту [24].

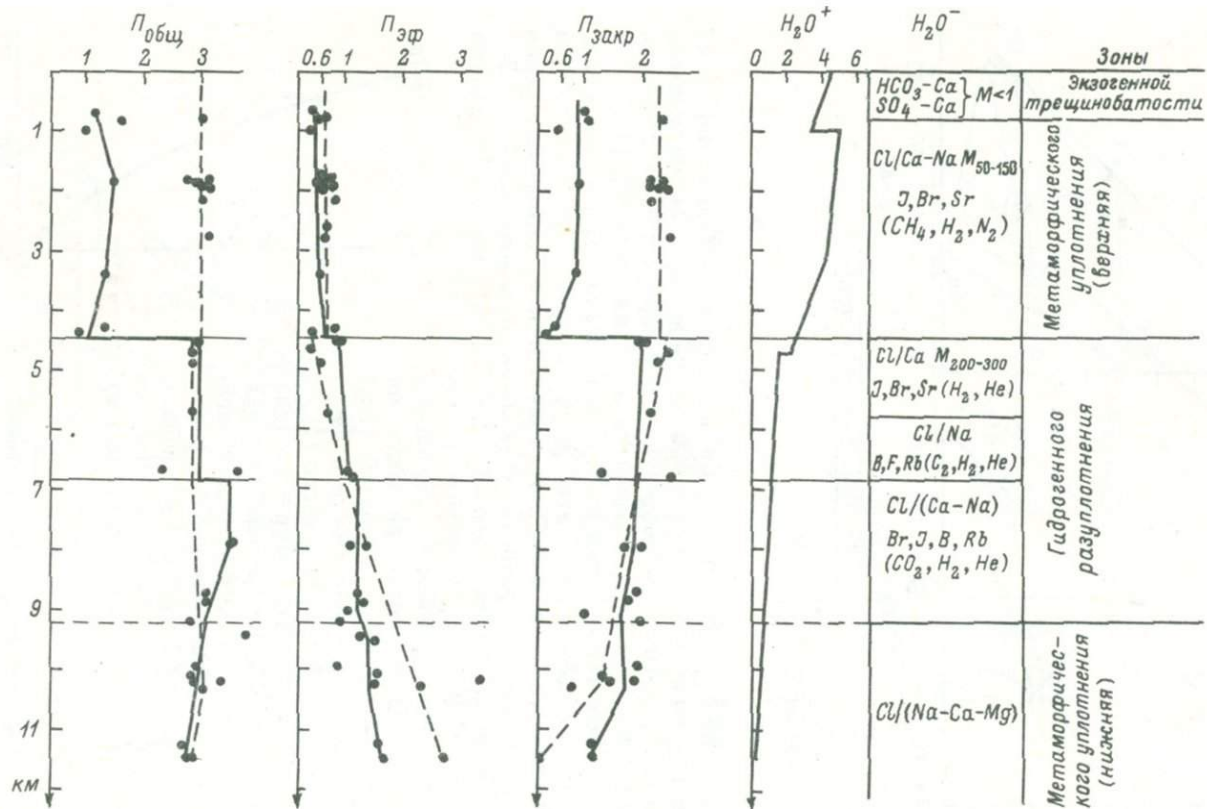


Рис. 7. Изменения пористости (общей —  $P_{\text{общ}}$ , открытой —  $P_{\text{эф}}$  и закрытой —  $P_{\text{закр}}$ ), содержаний связанной ( $H_2O^+$ ) и состава свободной ( $H_2O^-$ ) воды по разрезу Кольской сверхглубокой скважины.

вестно, определяются только естественными геологическими факторами (деформационное, тепловое, гидрогенное, химическое и другие виды разуплотнения). В верхней части разреза скв. СГ-3 (рис. 7) значения  $P_{\text{закр}}$  минимальны, а ниже 4.5 км — резко возрастают (от 0.5—1.2 до 1.9—2.5 %) и прослеживаются до глубины 9.5 км; в интервале 9.5—12 км доля  $P_{\text{закр}}$  постепенно убывает, фиксируя тем самым выклинивание зоны гидрогенного разуплотнения. Сопоставляя фактический объем  $P_{\text{закр}}$  в разуплотненной зоне (2—3 %) с расчетным объемом выделившейся при дегидратации свободной воды (6.6 %), следует ожидать, что около 50 % метаморфогенного флюида законсервировалось здесь же на глубине внутри разуплотненной толщи, где сохранилось до настоящего времени благодаря низкой проницаемости ( $10^{-7}$  м/сут) метаморфических пород, а остальная часть была вынесена за пределы метаморфизируемой толщи.

На основании вышеизложенных фактов можно утверждать, что зона разуплотнения в породах архейского фундамента формировалась в две стадии: на первой стадии (заложение рифтогенной структуры) экзогенная трещиноватость архейского фундамента фрагменты коры выветривания (телевинская свита) были запечатаны покровами лав этапа андезитобазальтового вулканизма, чем и объясняется сохранение в архейской толще метеорных вод. Вторая стадия связана с повторным запечатыванием системы пикрит-базальтовым вулканизмом и формированием в архейских породах регрессивной метаморфической зональности за счет сохранившегося значительного объема свободной воды. Кроме того, этап пикрит-базальтового вулканизма обусловил генерацию свободной воды и из перекрытых нижнепеченгских пород, что определило протекание двух главных процессов, ведущих к разуплотнению глубинных зон коры и увеличению общей пористости в 2—3 раза, т. е. к их разуплотнению: 1) образование микрогидроразрывов за счет высокого порового давления флюида, выделяющегося при дегидратации, и 2) выщелачивание вмещающих пород ремобилизованными водами, обладающими высокой агрессивностью по отношению к силикатам.

Существование зон гидрогенно-химического разуплотнения на разных этажах глубинного разреза вызывает инверсию скоростей упругих волн, а направленная ориентированность возникающих трещин — анизотропию упругих и теплофизических свойств. Сказанное позволяет по-новому объяснить формирование и ориентировку мощных зон расслабления в разрезе СГ-3, охватывающих низы 3-й вулканогенной, всю 3-ю осадочную и верхи 2-й вулканогенной толщ. По этим зонам как по наиболее ослабленным впоследствии происходили субгоризонтальные перемещения блоков, обусловившие формирование современного чешуйчато-надвигового строения Печенгской структуры. При этом синтетектоническая трещиноватость, наследуя ориентировку трещин микрогидроразрывов, увеличилась в 10—20 раз по сравнению с аналогичными вышезалегающими породами (стрессовое разуплотнение).

Вместе с тем процесс гидрогенно-химического разуплотнения может являться одним из эффективных источников метаморфогенного рудообразования, поскольку, как было показано выше, значительная часть выделяющегося флюида захороняется здесь же на глубине внутри разуплотненных толщ, а остальная часть, с экстрагированными из пород рассеянными (в том числе благородными и редкими) металлами, будет перемещаться в благоприятные участки фундамента с образованием повышенных и аномальных концентраций.

### Литература

1. Батиева И. Д., Бельков И. В., Ветрин В. Р. и др. Гранитоидные формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л., 1978. 264 с.
2. Беляев О. А., Загородный В. Г. Структурно-стратиграфические черты Аннамско-Хихнаярвинской зоны. — В кн.: Региональная геология, металлогения и геофизика. Апатиты, 1974, с. 16—27.
3. Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л., 1968. 168 с.
4. Галдин Н. Е. О скоростных разрезах земной коры в восточной части Балтийского щита. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1981, № 5, с. 3—9.
5. Глаголев А. А., Русинов В. Л., Плюснина Л. П., Тронева Н. В. Минеральные ассоциации и метаморфизм базитов печенгской серии (северо-запад Кольского полуострова). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 1, с. 29—47.
6. Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Московченко Н. И. и др. Цикличность и направленность процессов метаморфизма. Л., 1978. 285 с.
7. Добрецов Н. Л. Глобальные петрологические процессы. М., 1981. 236 с.
8. Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М., 1972. 286 с.
9. Дук Г. Г. Структурно-метаморфическая эволюция пород печенгского комплекса. Л., 1977. 104 с.
10. Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Суслова С. Н. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.; Л., 1964. 208 с.
11. Загородный В. Г., Радченко А. Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. Л., 1983. 96 с.
12. Казанский В. И. Эволюция рудоносных структур докембрия: Архейские кратоны и области протоактивизации. — В кн.: Рудоносные структуры докембрия. М., 1982, с. 7—66.
13. Казанский В. И., Смирнов Ю. П., Кузнецов Ю. И. и др. Трециноватость, жильная минерализация и анизотропия пород печенгского комплекса. — Геология рудных месторождений, 1980, № 4, с. 21—31.
14. Карус Е. В., Кузнецов О. Л., Кузнецов Ю. И., Нартиков В. Д. О возможной природе глубинных сейсмических границ. — Докл. АН СССР, 1982, т. 265, № 3, с. 577—579.
15. Кольская сверхглубокая. М., 1984. 630 с.
16. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М., 1983. 390 с.
17. Кременецкий А. А. Метаморфизм основных пород докембрия и генезис амфиболитов. М., 1979. 112 с.
18. Кременецкий А. А., Боровский Л. В. Природа глубинных неоднородностей фундамента Восточно-Европейской платформы. — Тезисы докл. на Междунар. геол. конгр. М., 1984.
19. Кременецкий А. А., Овчинников Л. Н. Модель химического состава первичной коры континентов. — Докл. АН СССР, 1983, т. 270, № 6, с. 1462—1467.
20. Литвиненко И. В., Левина И. С. Некоторые результаты изучения сейсморазведкой глубинного строения Печенгской структуры. — В кн.: Геология

и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968, с. 139—147.

21. Русанов М. С. Толент-коматитовая формация печенгского комплекса. — Сов. геология, 1981, № 2.

22. Сусллова С. Н. Коматиты из нижнедокембрийских метаморфизованных вулканогенных толщ Кольского полуострова. — Докл. АН СССР, 1976, т. 288, № 3, с. 697—700.

23. Файф Ул., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М., 1981, 436 с.

24. Ernst W. G. Synthesis and stability relations of ferrotremolite. — Amer. J. Sci., 1966, № 264, p. 37—65.

25. Koziar A. Strangwan D. W. Shallow crustal sounding in the Superior Province by audio frequency magnetotellurics. — Can. J. Earth Sci., 1978, N 15, p. 1701—1711.

26. Young R. A. Crustal Structure for Explosion Seismology in the Superior Province. — Ph. D. Diss. Toronto, 1979.

*С. Б. Лобач-Жученко, И. И. Абрамович, А. Б. Вревский*

### **ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ**

Многие вопросы геотектоники, уже решенные или решаемые для фанерозойского периода развития Земли, остаются дискуссионными или не сформулированными для раннего докембрия. Не ясно соотношение конвекции и (или) адвекции с особенностями термического режима архея, крайне схематичны представления о гетерогенности коры и мантии древних кратонов, нет единой, согласующейся с геологическими данными геодинамической модели формирования гранит-зеленокаменных областей. Открытым остается вопрос о размерах и ограничениях архейских протоконтинентов. Соответствуют ли им современные докембрийские щиты и платформы или это лишь фрагменты некогда более крупных структур?

Нет полной ясности и в отношении природы тектонических процессов в протерозое, когда архейские кратоны оказались в той или иной мере переработанными. Области, в которых эти процессы проявились достаточно отчетливо, рассматриваются как зоны «вторичной активизации» [7, 9], зоны «диасхизиса» [3, 10], «зоны без геосинклинальной подготовки» [8], «зоны тектоно-термальной переработки» [2, 12], а в некоторых случаях как «зоны регионального метасоматоза» [5]. Выделены три главных эпохи тектонической переработки докембрия: свекофеннская (2.3—1.8 млрд. лет), дальсландская, или гренильская (1.3—0.8 млрд. лет), и мозамбикская (0.8—0.6 млрд. лет) [8, 9].

Несомненно, что протерозойская переработка значительно затушевала исходные (архейские) характеристики коры и мантии кратонов, что затрудняет их изучение. Положение еще осложняется наличием многочисленных структурно-тектонических и петрологических признаков качественного различия между разновозрастными переработками.

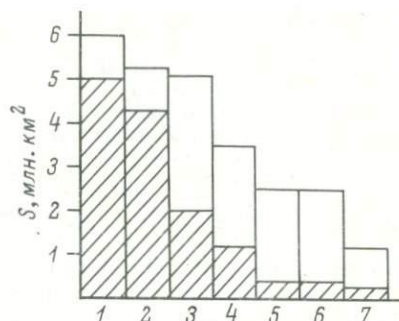
Для решения такого рода вопросов обычно используется информация, касающаяся состава и строения земной коры, реже — самых верхов мантии (глубинные ксенолиты, петролого-геохимические и геофизические данные), хотя имеется немало прямых и косвенных указаний на активную роль процессов, охватывавших всю толщу современной литосферы, т. е. горизонты мантии на глубинах, исчисляемых сотнями километров. Петрологический анализ коматиитов, в частности, позволяет предполагать [13], зарождение мантийных диапиров на глубинах не менее 300 км. Геохимическое и изотопно-геохимическое изучение пород мантийного происхождения свидетельствует о гетерогенности мантии в архее, которая отчасти может быть следствием процессов, протекавших на протопланетной стадии развития Земли. О физической неоднородности мантии можно судить, опираясь на разнообразные геофизические данные, среди которых первостепенное значение имеют результаты траекторных спутниковых измерений геопотенциала, глобальные обобщения телесейсмической информации и некоторые характеристики аномального геомагнитного поля. Очевидно, что физические параметры современной мантии являют собой интегральный итог всего предшествующего развития планеты и потому в какой-то мере отражают  $P-T$ -условия, существовавшие в раннем докембрии. Об этом свидетельствуют и теоретические расчеты, и статистически значимые связи геофизических параметров мантии с петрохимическими характеристиками архейских пород [1]. Резонно полагать, что для понимания особенностей геотектонического стиля раннего докембрия может оказаться полезным изучение согласованных латеральных вариаций возможно более широкого спектра индикаторов геодинамического режима. Именно такую задачу видели перед собой авторы этой статьи.

**Планиметрия кратонов.** Несомненный интерес представляет сравнительное изучение экстенсивности тектоно-магматических процессов в докембрии. В качестве исходной оценки этой характеристики допустимо использовать размеры площадей разновозрастных и разнотипных структур на щитах, размеры которых варьируют в широких пределах. Планиметрический анализ картографических материалов, в частности схемы развития мобильных поясов в докембрии [8], показывает, что чем больше суммарная площадь архейских образований на континенте ( $S_{AR}$ ), тем больше в абсолютном и относительном выражении площадь тектоно-термальной переработки (рис. 1).

Три главные эпохи тектоно-термальной переработки: свекофеннская ( $S_1$ ), гренвильская ( $S_2$ ) и мозамбикская ( $S_3$ ) проявлены на территории разных континентов крайне неодинаково. Различно и соотношение площадей разновозрастных переработок с площадями архейских кратонов:  $r_{S_{AR}-S_1} = 0.2$ ,  $r_{S_{AR}-S_2} = 0.8$ ,  $r_{S_{AR}-S_3} = 0.4$ . С учетом 95 %-й зоны значимости для  $Q$  при  $|r| \geq 0.4$  можно утверждать, что положительная корреляционная связь между размером архейских кратонов и степенью их переработки уста-

Рис. 1. Соотношение общей и переработанной (штриховка) площадей щитов.

1 — Африка, 2 — Азия (без Индии), 3 — Северная Америка (с Гренландией), 4 — Европа, 5 — Австралия, 6 — Индия, 7 — Южная Америка.



навливается только при учете гренвильской эпохи. Выявленная закономерность допускает генетическую интерпретацию; можно предполагать, что процесс тектоно-термальной переработки в докембрии, как и в более поздние периоды геологической истории Земли, связан с восходящими подкоровыми течениями — мантийным диапиризмом. В зависимости от интенсивности этого течения (размеров термических характеристик диапиров) варьируют масштабы тектоно-термальных эффектов. При достижении некоторых критических значений интенсивности восходящего потока возможен раскол кратона. Это означает, что наиболее крупные, не испытавшие существенной фрагментации архейские кратоны в основном сохраняют результаты проявления тектоно-термальной переработки, существенная доля которых локализована в их внутренних частях. Что же касается сравнительно небольших по размеру кратонов, являющихся фрагментами более крупных структур, то преобладающая доля переработанных площадей размещается вдоль их окраин — границ раскола. В ходе последующей геологической истории в результате обрастания периферии древних кратонов молодыми складчатыми поясами следы древней переработки затусhevываются.

В соответствии с развиваемой схемой мы приходим к выводу о том, что свекофеннская тектоно-термальная переработка, хотя и проявилась весьма широко (ее вклад в общую площадь переработанных структур наиболее значителен), тем не менее не сопровождалась расколом пракоинентов. Степень переработанности докембрийских щитов в свекофеннскую эпоху не зависит от их размера.

Напротив, переработка в гренвильскую эпоху нередко завершалась рифтогенезом и расколом континентальных масс. В результате этого мы наблюдаем парадоксальное, на первый взгляд, соотношение — переработанность гренвильскими процессами малых кратонов существенно ниже, чем крупных. Мозамбикская эпоха в рассматриваемом плане занимает как бы промежуточное положение — восходящие мантийные течения, как правило, не приводили к расчленению материков.

С рассмотренной схемой интерпретации согласуются результаты изучения соотношения экстенсивности разновозрастных

Таблица 1

Общие парные коэффициенты корреляции между расстоянием от гранит-зеленокаменных областей до областей тектоно-термальной переработки ( $l_1$  и  $l_2$ ) и экстенсивности ее проявления

Расстояние	Экстенсивность переработки, %	
	свекофеннская —	гренвильская —
$l_1$	-0.4	0.7
$l_2$	0.1	-0.7

Примечание. 95%-я зона значимости для  $\rho$  при  $|r| \geq 0.4$ .

переработок архея и их удаленности от гранит-зеленокаменных областей (табл. 1).

Как видим, корреляционные связи в табл. 1 отражают отмеченные выше соотношения между размерами архейских кратонов и экстенсивностью их переработки. Расстояния от гранит-зеленокаменных областей до зон свекофеннской переработки ( $l_1$ ) тем больше, чем менее широко эта переработка проявилась, и тем больше, чем обширнее площади гренвильской переработки. Связи расстояний до последней из названных переработок ( $l_2$ ) оказываются диаметрально противоположными.

Размеры площадей раннепротерозойских складчатых поясов положительно коррелированы с общими размерами щитов и с размерами гранит-зеленокаменных областей. Это также свидетельствует об отсутствии значительной фрагментации литосферы в течение архейско-раннепротерозойского этапа. По этой причине понятна также тесная корреляционная связь площадей развития раннепротерозойских образований с экстенсивностью гренвильской переработки и отсутствие какой бы то ни было связи с переработками иного возраста.

Примечательно отсутствие зависимости экстенсивности тектоно-магматических переработок разного возраста от размеров синхронных складчатых поясов. Это скорее всего отражает отсутствие тесной генетической связи между процессами, ответственными за формирование указанных структур. Можно предполагать, что, как и в фанерозое, развитие складчатых поясов происходило на конвергентных границах литосферных плит, а тектоно-термальная переработка затрагивала преимущественно их внутренние области и дивергентные границы.

**Геофизические характеристики мантии.** Полезную информацию доставляет обращение к геофизическим характеристикам верхней мантии. Наибольший интерес представляют аномалии гравитационного потенциала —  $G$  [18], вертикальная компонента недипольной недрейфующей составляющей электромагнитного поля —  $Z_{St}$  [23], аномалии магнитного поля, полученные при космических измерениях —  $\Delta T$  [20], скорость продольных сейсмических волн в пределах верхнего 670-километрового слоя Земли —

$\Delta V$  [15] и мощность литосферы —  $L$ , оцениваемая по распределению интенсивности теплового потока [14]. Опыт использования некоторых из них для сравнительного анализа докембрийских щитов изложен в работе [1].

Как и следовало ожидать, геофизические параметры глубин обнаруживают статистически значимые связи с планиметрическими характеристиками докембрийских структур, что позволяет предполагать парагенетические соотношения между ними. Более крупные области развития архея обычно подстилаются относительно уплотненной мантией. Об этом свидетельствует, в частности, отчетливая положительная корреляция между общей площадью архея —  $S_{AR}$  и  $\Delta V$  (рис. 2). С учетом положительной связи  $S_{AR}$  с  $G$ ;  $Z_{st}$ , отрицательной с  $\Delta T$  и практически незначимой с  $L$ , можно полагать, что повышенная плотность мантии не является ни следствием термической деградации глубин, ни ее меньшей деплетированности (большей железистости). Она, по всей видимости, обусловлена повышенной концентрацией высокобарических фаз. Это может быть следствием их большей сохранности в условиях разогрева и фрагментации.

К важным выводам приводит анализ соотношений между геофизическими параметрами мантии и экстенсивностью докембрийских переработок архея (табл. 2). Как видно из табл. 2, спектры корреляционных связей  $S$  и  $S_1$  практически совпадают. Это подтверждает ранее сделанный вывод об определяющем вкладе свекофеннской переработки в общую переработанность архея. Вместе с тем эти спектры качественно подобны упоминавшемуся выше спектру связей  $S_{AR}$ . Это обстоятельство можно рассматривать в качестве дополнительного свидетельства в пользу предложенной генетической интерпретации планиметрических данных. Итак, процесс свекофеннской переработки, хотя и сопровождался некоторым повышением температуры мантии, однако не приводил к ее заметному разуплотнению (рис. 3).

Принципиально иные корреляционные связи с геофизическими параметрами обнаруживает экстенсивность гренвильской переработки. Их происхождение может быть понято с учетом ранее сделанного предположения о том, что в отличие от более древней эта переработка в ряде случаев (при наиболее значительных

Т а б л и ц а 2

Общие парные коэффициенты корреляции между геофизическими параметрами и экстенсивностью докембрийских переработок архея

Переработка	Геофизические параметры				
	$G$	$Z_{st}$	$\Delta V$	$\Delta T$	$L$
$S$	0.6	0.6	0.2	-0.3	-0.4
$S_1$	0.3	0.6	-0.1	-0.3	-0.2
$S_2$	0.0	0.0	0.5	-0.5	0.1
$S_3$	0.5	-0.2	0.7	0.4	-0.4

Примечание. 95%-я зона значимости для  $q$  при  $|r| \geq 0.3$ .

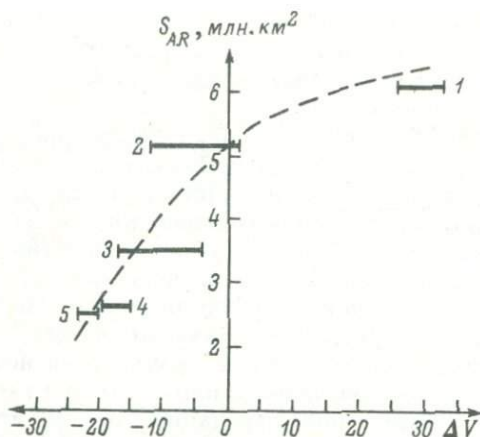


Рис. 2. Соотношение между размером архейских кратонов —  $S_{AR}$  и скоростью продольных сейсмических волн в мантии  $\Delta V$ .

Горизонтальные линии — диапазон вариаций  $\Delta V$ . Щиты: 1 — Южной Африки, 2 — Северной Америки и Гренландии, 3 — Европы, 4 — Индии, 5 — Австралии.

подъемах разогретого мантийного вещества) сопровождалась фрагментацией архейских структур. Это означает, что в определенном интервале изменчивости восходящего мантийного потока наблюдается прямая пропорциональность между разогревом и термическим разуплотнением мантии, с одной стороны, и экстенсивностью рассматриваемой переработки — с другой. По достижению некоторого критического уровня интенсивности тепло-массопереноса тектоно-термическая переработка перерастает в процесс разру-

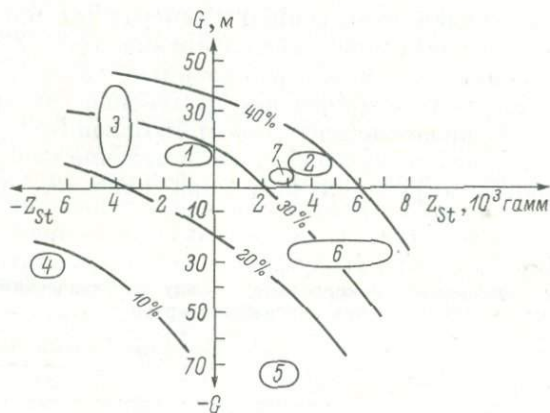


Рис. 3. Положение различных щитов в координатах  $G-Z_{st}$ .

Изоконтини — процент общей переработанности архея. Щиты: 1 — Балтийский, 2 — Украинский, 3 — Южной Африки, 4 — Западной Австралии, 5 — Индии, 6 — Канады, 7 — Воронежский кристаллический массив.

шения сплошности континентов. Они расчленяются на блоки, окраины которых несут следы переработки. В дальнейшем, как уже отмечалось, эти следы маскируются существенно более молодыми орогеническими процессами, затрагивающими окраины континентов. В результате этого нарушается согласованное изменение геологических и геофизических индикаторов геодинамического режима глубин — между  $S_2$  и  $G$ ,  $Z_{st}$  и  $L$  не устанавливается статистически значимой корреляционной связи. Наблюдающаяся при этом положительная связь  $S_2$  с  $\Delta V$  может рассматриваться как признак несколько меньшей деплетированности мантии в пределах наиболее крупных архейских кратонов.

**Специфика гранит-зеленокаменных областей.** Гранит-зеленокаменные области архея, отвечающие наиболее ранним стабильным структурам (кратонам) Земли, в рассматриваемом отношении несколько отличаются от архейских кратонов в целом. Более крупные гранит-зеленокаменные области характеризуются в среднем более мощной литосферой. Это может объясняться термической деградацией недр, далеко заходящей в пределах наиболее обширных ядер стабилизации. Вместе с тем размеры гранит-зеленокаменных областей обнаруживают отрицательную корреляционную связь с геопотенциалом и отсутствие какой бы то ни было связи с  $Z_{st}$  и  $\Delta V$ . Это означает, что мантия более крупных гранит-зеленокаменных областей относительно обеднена высокобарическими фазами. И, наоборот, сравнительно небольшие архейские области, окруженные молодыми складчатыми поясами и зонами тектоно-термальной переработки, подстилаются мантией, насыщенной этими фазами. Такое заключение согласуется с господствующими ныне представлениями о том, что высокая температура глубин и сравнительно низкое избыточное (сверх литостатического) давление в раннем архее препятствовали полиморфным превращениям минералов и что этот процесс стал возможным на последующих этапах развития Земли.

Важнейшим индикатором геодинамического режима прошлого является химический состав магматических горных пород. С учетом резкого преобладания базальтоидов в разрезах зеленокаменных поясов авторы ограничились рассмотрением петрохимических особенностей именно этих разновидностей архейских вулканитов. Раздельно обрабатывались три выборки: базальты, базальты вместе с базальтовыми коматиитами, перидотитовые коматииты, для которых использовано 3085 анализов, в основном заимствованных из литературных источников.

Наибольший интерес представляют корреляционные связи химических характеристик пород зеленокаменных поясов с геофизическими параметрами глубин. Хотя эти связи в большинстве своем довольно слабы, тем не менее они статистически значимы и, очевидно, отражают ту часть изменчивости физического состояния глубин, которая соответствует вариациям условий магмогенеза в архее. На рис. 4 иллюстрируется зависимость концентраций натрия в перидотитовых коматиитах от аномального

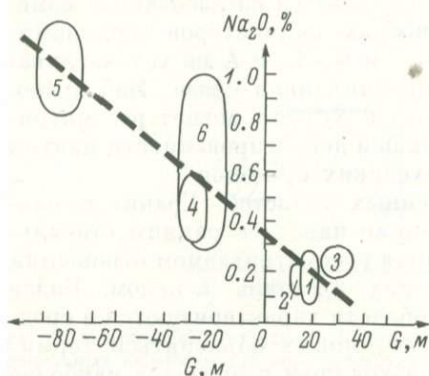


Рис. 4. Зависимость содержания  $\text{Na}_2\text{O}$  в перидотитовых коматиитах зеленокаменных поясов от аномалии геопотенциала.

Щиты: 1 — Балтийский, 2 — Украинский; 3 — Южной Африки, 4 — Австралии, 5 — Индии, 6 — Канады.

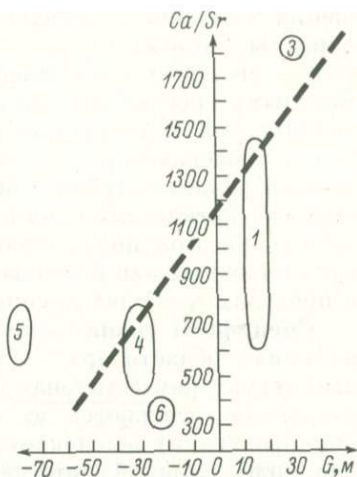


Рис. 5. Зависимость  $\text{Ca}/\text{Sr}$ -отношения в базальтах и базальтовых коматиитах зеленокаменных поясов различных щитов от аномального геопотенциала.

Нумерация щитов та же, что и на рис. 4.

геопотенциала. С учетом отсутствия значимых связей этого элемента с  $Z_{\text{St}}$ ,  $\Delta V$  и  $L$  можно полагать, что вулканиты ультраосновного состава оказываются относительно обогащенными натрием в условиях разуплотненной мантии за счет повышенного в ней содержания плагиоклаза. Аналогичная зависимость, хотя и не столь четко выраженная, устанавливается для базальтов и базальтовых коматиитов. Качественно подобное отношение было установлено ранее при изучении вулканизма современных островных дуг и активных окраин континентов. Не менее отчетливы соотношения геофизических параметров глубин с содержанием редких элементов в базальтах и коматиитах. Концентрация стронция заметно увеличена в породах Канадского щита, характеризующегося мощной ( $>300$  км) литосферой и мантией, несколько обедненной высокобарическими фазами (рис. 5). Концентрация кальция, напротив, выше в мантийных выплавках, формировавшихся в условиях сравнительно маломощной литосферы и мантии несколько повышенной плотности. В связи с этим  $\text{Ca}/\text{Sr}$ -отношение обнаруживает положительную связь с гравитационным потенциалом (рис. 6).

Дальнейшее рассмотрение сопряженных вариаций характеристик гранит-зеленокаменных областей опирается на процедуру факторного анализа, его модификации — метода главных компонент. При этом наряду с петрохимическими данными, относящимися к базальтам и базальтовым коматиитам (вторая выборка), дополнительно учитывался возраст гранит-зеленокаменной области

(*t*), площади зеленокаменных поясов (П<sub>1</sub>) и включающих их гранит-зеленокаменных областей (П<sub>2</sub>), мощность вулканогенно-осадочных толщ (М), а также температура метаморфизма пород (*T*), оцениваемая по минеральным парагенезисам.

Как явствует из табл. 3, первый фактор, определяющий приблизительно третью часть суммарной дисперсии системы, включает с высокими нагрузками две группы переменных — общие характеристики зеленокаменных поясов и геофизические параметры глубин. Относительно молодые, наиболее крупные и протяженные зеленокаменные пояса с несколько повышенной мощностью базальтоидных толщ, метаморфизованных не выше уровня зеленых сланцев, преобладает в обширных гранит-зеленокаменных областях. Последние типичны для тех докембрийских щитов, в пределах которых установлена мощная и вместе с тем несколько разуплотненная литосфера. Высокие значения первого фактора приходятся на зеленокаменные пояса Австралии и Канады, особо низкие — Гренландии и Лабрадора. На первый взгляд кажется, что фактор отражает вариации интенсивности тектоно-магматического процесса на стадии формирования гранит-зеленокаменных областей. Этому противоречит, однако, отсутствие значимых нагрузок на характеристики химического состава пород. Поэтому скорее всего фактор соответствует различиям в сохранности раннеархейских структур. Кратоны, испытавшие значительную про-

Таблица 3  
Результаты факторного анализа характеристик архейских гранит-зеленокаменных областей

Фактор	Вес фактора, %	Общая характеристика области						Характеристики химического состава базальтоидов					Геофизические параметры глубин			
		<i>t</i>	П <sub>1</sub>	П <sub>2</sub>	Π <sub>0</sub>	М	<i>T</i> °, C	SiO <sub>2</sub>	Fe (FeO)	CaO	K <sub>2</sub> O	Sr	L	G	ΔV	Z <sub>н</sub>
I	29	—	++	++	++	+	—					++	—			
II	17						+		+						+	
III	12							+								
IV	11					—										

Примечание. Знаки «+» и «—» соответствуют факторным нагрузкам, варьирующим по абсолютной величине от 0.5 до 0.8, знаки «++» и «—» — от 0.7 до 0.8.

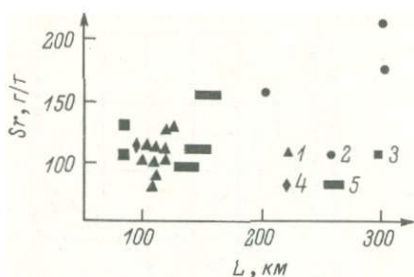


Рис. 6. Соотношение содержания стронция в базальтах и базальтовых коматиитах зеленокаменных поясов различных щитов и мощности литосферы.

Щиты: 1 — Балтийский, 2 — Канадский, 3 — Южной Африки, 4 — Индийский, 5 — Западно-Австралийский.

терозойскую и последующие переработки, сохраняют лишь фрагменты бывших гранит-зеленокаменных областей и подстилаются относительно разогретой мантией.

Второй фактор фиксирует сопряженные вариации характеристик состава базальтов и термического состояния глубин. Породы с повышенным содержанием кремнезема, кальция и пониженным калия распространены преимущественно в областях с охлажденной мантией. Это соотношение может быть понято с учетом известной зависимости состава мантийных выплавов от вариации температуры, влияющей на степень частичного равновесного плавления субстрата. Так, при температуре 1160—1200° и давлении 5—10 кбар, которые можно предполагать для выплавления базальтов зеленокаменных поясов, реально изменение степени равновесного плавления от 5 до 15 %. Содержание SiO<sub>2</sub> при этом уменьшается с 54 до 49—50 %. Таким образом, можно предположить, что большая полнота плавления мантийного субстрата достигалась в тех областях, мантия которых отличалась избыточным разогревом. Второй фактор поэтому, вероятно, отражает унаследованность термического режима глубин и его непосредственного влияния на состав вулканических выплавов.

Третий фактор соответствует той доле изменчивости состава вулканитов, которая не связана с особенностями физического состояния глубин. Есть основание полагать, что в данном случае мы регистрируем влияние резко обедненных стронцием базальтовых коматиитов, неодинаково представленных в выборках из разных вулканических поясов.

Четвертый фактор, последний из допускающих содержательную интерпретацию, по своей структуре немного напоминает первый. При прочих равных условиях мощность вулканитов несколько понижена, когда они подстилаются деплетированной (низкожелезистой) мантией. Если гранит-зеленокаменные области соответствуют палеодеструктивным границам литосферных плит, то указанное соотношение может свидетельствовать об относительно вялом протекании процесса субдукции, не сопровождавшемся значительным накоплением в мантии материала океанической литосферы относительно обогащенного железистым компонентом. Если же полагать, что рассматриваемые образования формировались в условиях рифтогенеза, то пониженная мощность вулканических толщ, возможно, отражает уменьшение объема выплавов с возрастанием деплетированности субстрата.

Четыре рассмотренных фактора, соответствующих в совокупности приблизительно 70 % суммарной дисперсии системы переменных, определяют достаточно сложный, многоплановый характер соотношений между разнотипными характеристиками архейских образований и параметрами физического состояния глубин. Частично эти соотношения индуцированы постархейскими тектономагматическими событиями, а частично отражают вариации геодинамического режима в процессе формирования архейских кратонов.

Полученная информация о зависимостях геологических, геохимических и геофизических параметров, из которых первых два непосредственно относятся к раннему докембрию, позволила прийти к ряду объективных результатов, геолого-петрологическая интерпретация которых в основном согласуется с ранее сделанными выводами на основе геологических и геохимических данных.

Признаки наиболее древней мантии устанавливаются под самыми древними стабильными структурами — гранит-зеленокаменными областями, которые характеризуются в настоящее время мощной литосферой, свидетельствующей о термической деградации этих участков Земли. Эта мантия в сравнении с мантией под крупными архейскими щитами менее плотная, что может быть объяснено, с учетом характера связей с геофизическими параметрами, ее минералогическим составом — по-видимому, значительной ролью плагиоклазовых перидотитов. Этот вывод согласуется с интерпретацией генезиса базальтов зеленокаменных поясов, основанной на петрологических и геохимических данных, в том числе на распределении редкоземельных элементов [11].

В настоящее время представляется очевидной геохимическая и изотопно-геохимическая гетерогенность архейской мантии [6], показанная путем анализа прямых мантийных производных в зеленокаменных поясах. Не ясна причина гетерогенности — является ли она первичной, исходной, либо — результатом неодинаковой экстракции материала при формировании коры. Как было отмечено, гетерогенность состава мантии к моменту формирования зеленокаменных поясов получена и в результате корреляции геохимических характеристик вулканитов с геофизическими параметрами по содержанию Na и Sr как отражающих состав и пропорцию плагиоклаза в перидотитах. На основании данных, полученных в этой работе, можно предполагать, что гетерогенность, по крайней мере частично, связана с архейскими (возможно, с протерозойскими) геологическими процессами, фиксируемыми в коре.

В то же время архейские щиты, в которых преобладают гнейсо-гранитные и гранулитогнейсовые области, подстилаются более плотной мантией, также обусловленной ее минералогическим составом — меньшей ролью в разрезе мантии плагиоклазовых и большей ролью шпинелевых и (или) гранатовых перидотитов.

Это в свою очередь согласуется с данными об образовании основных пород в этих структурах — как правило, из пород мантии с минеральными ассоциациями более высоких давлений. Об этом же свидетельствует состав ксенолитов в кимберлитовых трубках, приуроченных к глубинным сечениям архея [4, 22]. При этом остается неясным вопрос о соотношении времени возникновения более плотной мантии, подстилающей архейские щиты, и менее плотной, подстилающей гранит-зеленокаменные области.

Доминирующая роль свекофеннских тектоно-термальных процессов в переработке архейских кратонов, полученная путем анализа планиметрических данных, согласуется с изотопно-геохимическими данными о свекофеннском временном рубеже, определившем большемасштабную гетерогенность мантии [18, 19].

Вывод об аналогии протерозойских тектоно-термальных переработок с геотектоническими обстановками, типичными для дивергентных границ литосферных плит в фанерозое, согласуется с представлениями, основанными на геологических данных, о развитии процессов тектоники плит в этот период [21]. Заключение о предполагаемой фрагментации древних кратонов в связи с гренвиллской тектоно-термальной переработкой подтверждается результатами, полученными при анализе палеомагнитных данных [22].

#### Л и т е р а т у р а

1. Абрамович И. И., Клушин И. Г. Петрохимия и глубинное строение Земли. Л., 1978. 375 с.
2. Божко Н. А. Познедокембрийские геосинклинали Гондваны. — Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1983, т. 58, вып. 1, с. 8—21.
3. Борукаев Ч. Б. Докембрий Австралии и Новой Зеландии. — В кн.: Докембрий континентов. Новосибирск, 1976, с. 5—107.
4. Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск, 1980. 200 с.
5. Жданов В. В. Рудогенерирующая роль региональных метаморфо-метасоматических процессов. — В кн.: Метаморфогенное рудообразование раннего докембрия. Апатиты, 1980, с. 62—70.
6. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М., 1983. 390 с.
7. Кратц К. О., Лобач-Жученко С. Б. Эпохи регенерации или вторичной региональной активизации. — В кн.: Геохронологические рубежи и геологическая история Балтийского щита. Л., 1972, с. 162—167.
8. Кратц К. О., Хильтова В. Я., Вревский А. Б. и др. Этапы и типы эволюции докембрийской коры древних щитов. Л., 1980. 164 с.
9. Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Байкова В. С. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л., 1974. 206 с.
10. Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М., 1974. 302 с.
11. Arth J. G., Hanson G. N. Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of northeastern Minnesota. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1975, vol. 39, p. 325—362.
12. Baker A. R., Gass I. G., Neary C. R. Abal Wask. North West Saudi Arabia: an Eocambrian backarc ophiolite. — *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 30, p. 1—9.
13. Sawthorn R. G. Degrees of melting in mantle diapirs and the origin of ultrabasic liquids. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, vol. 23, p. 113—120.
14. Chapman D. S., Pollack N. N. Global heat flow; a new look. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, vol. 28, N 11, p. 23—32.

15. Dziewonski A. M., Hager B. H., O'Connell R. J. Large-scale heterogeneities in the lower mantle. — *J. Geophys. Res.*, 1977, vol. 82, N 2, p. 239—255.
16. Engel A. F. S., Kelm D. L. Pre-Permian global tectonics: a tectonic test. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, vol. 83, p. 2325—2340.
17. Hart S. R., Brooks C. The geochemistry and evolution of early Precambrian mantle. — *Contrib. Miner. Petrol.*, 1977, vol. 61, p. 109—128.
18. Marsh J. G., Vincent S. Global detailed geoid computation and mode analysis. — *Geophys. Surv.*, vol. 1, N 4, p. 481—511.
19. Piper I. D. A. Proterozoic paleomagnetism and single continent plate tectonics. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1983, vol. 74, N 1, p. 163—197.
20. Regan R. D., Cain J. C., Davis W. N. A global, magnetic anomaly map. — *J. Geophys. Res.*, 1975, vol. 80, N 5, p. 794—802.
21. Sun S. S., Hanson G. N. Evolution of the mantle: geochemical evidence from alkali basalt. — *Geology*, 1975, vol. 3, p. 297—302.
22. The Mantle sample: Inclusions in Kimberlites and other volcanics/ Ed. F. R. Boyd, H. O. A. Meyer. Washington, 1979, 424 p.
23. Yukutake T., Tachinaka H. Separation of the Earth's magnetic field into drifting and standing parts. — *Bull., Earthquake. Res. Inst. Tokyo Univ.*, 1969, vol. 47, pt. 5, p. 65—97.

*В. А. Глебовицкий, Г. М. Другова, Н. И. Московченко,  
Л. А. Прияткина, В. Я. Хильтова*

#### **ТИПЫ ЭНДОГЕННЫХ РЕЖИМОВ В ГЕОСТРУКТУРАХ ДОКЕМБРИЯ**

Проблема эндогенных режимов была поставлена в связи с исследованиями глубоких сечений земной коры в аспекте корреляции эндогенных процессов. Это и позволило выявить главные закономерности пространственных и временных связей между деформациями земной коры, магматизмом и метаморфизмом и показать, что типы этих связей различны в различных структурах литосферы.

В. В. Белоусов [1], обратив внимание на существование закономерных связей между глубинными процессами, указал на то, что их причина кроется в тепловом взаимодействии коры и верхней мантии. Учитывая имеющиеся в настоящее время материалы по циклам эндогенной активности, можно констатировать, что различные взаимосвязанные эндогенные процессы отражают различные стороны энергетического взаимодействия коры и верхней мантии внутри литосферы и литосферы в целом с более низкими уровнями мантии. Эндогенные режимы — это способ такого взаимодействия. Его отражением является эндогенный парагенезис, или некоторое сочетание продуктов взаимно-связанных эндогенных процессов, что обычно принято объединять в структурно-вещественные комплексы или серии таких комплексов.

Систематика структурно-вещественных комплексов обычно проводится на основе возраста, состава, геологической позиции, внутренней структуры и характера эндогенной переработки. В табл. 1 и 2 представлен один из возможных вариантов такой систематики, которая проведена здесь в первую очередь с целью изучения эндогенных режимов формирования земной коры в ран-

Таблица 1

## Структурно-вещественные комплексы фундамента древних платформ

Возраст, млрд. лет	Верхний уровень коры					Нижний уровень коры		
3.200—3.800	Кварцито-гнейсовые (иенгрский)	Базито-кварцито-гнейсовые (кольский, зверевский)		Базито-гипербазито-кварцито-сланцевые (исуа, себаквийт)	Коматиит-толеитовые (онвервахт, холодниканский)		Базито-эндербито-гнейсовый (акилия, эндерби, гонамский)	Эндербито-гнейсовые и тоналито-гнейсовые (нимнурский, лимпопо, амтсок)
	Карбонатно-гнейсовые и гнейсовые (федоровский, джелтулинский)			Парасланцевый (флишоидный) (фигтри)				
2.8—3.2	Базито-гнейсово-карбонатные (становой, яблоновы)	Базито-метариолитовые (лебяжинский, становой)	Базито-метариолито-гнейсовые (борсалинский)	Парагнейсовые (инглиш-ривер, кеввы)	Базито-метариолито-сланцевые (абитиби)	Коматиит-толеит-андезитовые (олондинский, кухмо)	Эклогито-базито-гнейсовые — гранулитовые и амфиболитовые (сутамский, беломорский, льюисский)	Тоналито-гранодиорит-гнейсовый (олёкминский, карельский)
1.9—2.8	Кварцито-карбонатно-базитовые (ятулийский, удоканский)	Парагнейсовые (свекофенский)	Метаникрито-базальтоандезитовые (печенгский, суйсарский)	Базито-карбонатно-парасланцевые (карельский, патомский)			Эклогито-базито-гнейсовые (лапландский, скидморский)	Гранито-гнейсовые

Т а б л и ц а 2. Докембрийские структурно-вещественные комплексы подвижных областей неогена

Возраст млрд. лет	Верхние уровни коры				Нижние уровни коры		
AR >2.7	Гнейсо-гранулитовые комплексы (кварцито-гнейсовые, парагнейсовые формации), Картегин, Гиссар (Южный Тянь-Шань), Ауландшин				Гранито-гнейсы (сиалический тип), Пентеврий		Ортогранулиты (фемический тип), Тараташ, Скаури, Шарыжылгай
RR <sub>1</sub>	Типы осадочных формаций				Формации ортопород		
	Кварцито-карбонатно-сланцевая	Парагнейсовая	Вулканогенная (бимодальная), кремнисто-вулканогенная	Терригенно-вулканогенная	сиалический тип	фемический тип	
2.3—2.7	Эклогито-гнейсовые комплексы: Актюзкий, кеминский (Северный Тянь-Шань), ваханский (Юго-Западный Памир)				Эклогито-гнейсовые комплексы: хорогский ортокомплекс (Юго-Западный Памир)		Меланократовый фундамент герцинид Тянь-Шаня
PR <sub>1-2</sub> 1.6—2.3	Эклогито-гнейсовые и эклогито-сланцевые комплексы: макбальский (Северный Тянь-Шань), кокчетавский (Казахстан)						
R <1.6	Молданубский (Чешский массив)				Саксонский, овернский	Кабо Ортегал (Северо-Западная Испания), гранулитовый Молданубикума	
R—PZ <sub>1</sub>	Эклогито-сланцевые комплексы: судетский, рудногорский, (обрамление Чешского массива), берлингтонский (Ньюфаундленд)	Эклогито-глаукофансланцевые комплексы: максютовский (Южный Урал), груа (Франция)	Глаукофанзеленосланцевые комплексы: иттыгусайский, горифекский (Южный Тянь-Шань)				Эклогито-сланцевые комплексы: Мюнхбергский (Бавария)

нем докембрии. Этим продиктована необходимость расчленения комплексов не только в соответствии с возрастом процессов, но и их положением в фундаментах одного из двух главных типов глобальных структур литосферы: древних платформ и складчатых поясов неогей. Так как эндогенные режимы рассматриваются нами как способ взаимодействия коры и мантии, структурно-вещественные комплексы соотнесены с различными уровнями земной коры. При этом каждый супракрустальный или инфракрустальный комплекс содержит в себе признаки состояния литосферы на уровне условий формирования (условия седиментации или регионального метаморфизма) и в верхней мантии (условия генерации магм, родоначальных для вулканических или интрузивных серий изверженных пород).

В связи с этим можно утверждать, что структурно-вещественные комплексы несут информацию об эндогенных режимах соответствующих структур литосферы. Между комплексами существуют сложные пространственно-временные связи, которые в табл. 1 и 2 отражены лишь в самом общем виде. Нахождение приведенных здесь ассоциаций в одной строке не означает их полной синхронности, так как периодизация проведена по слишком продолжительным интервалам геологического времени. Они могут отражать собой латеральную неоднородность коры (например, базито-эклогито-гнейсовые и тоналито-гранодиорито-гнейсовые комплексы позднего архея), закономерно сменять друг друга во времени (базито-кварцито-гнейсовый и карбонатно-гнейсовый комплексы) или занимать различные уровни единой геоструктуры (например, тоналит-трондьемитовые и коматиит-базальтовые комплексы гранит-зеленокаменных областей). Могут существовать и более сложные соотношения, когда в определенном режиме возможна генерация магмы некоторого состава, которая, устремляясь к поверхности, существенно влияет на седиментацию и, насыщая низы коры базальтоидным материалом, определяет не только настоящий, но и грядущий геотермический режим эволюции подвижной зоны.

Рассмотрим важнейшие типы структурно-вещественных комплексов, несущих информацию об эндогенных режимах формирования земной коры в докембрии. В фундаментах древних платформ по материалам главным образом обнаженных территорий выделяются три возрастные группы комплексов, которые слагают тектонические структуры в пределах эпиархейских кратонов, и обрамляющие их протерозойские подвижные пояса. В эволюции архейских структур выделяются два крупных периода геологического развития: 3.8—3.2 и 3.2—2.7 млрд. лет. Даты 3.8 и  $2.7 \pm 0.1$  млрд. лет являются общепринятыми и отвечают процессам преобразования древнейших супракрустальных пород и границе архея и протерозоя соответственно. 3.2 млрд. лет — необычный рубеж, но его выделение имеет особо важное значение для рассмотрения эндогенных процессов, так как некоторые из них впервые проявляются в этот момент геологической истории. К их числу относятся,

например, низкоградиентный высокотемпературный метаморфизм, приводящий к образованию высокобарических гранулитов сутамского типа.

Среди древнейших супракрустальных пород можно выделить четыре характерные ассоциации. Эти типы структурно-вещественных комплексов отражают, по-видимому, латеральную неоднородность древнейшей литосферы по тектоническим режимам ее эволюции, что находит отражение не только в составе комплексов, но и в эндогенных режимах. Условия максимальной стабильности отражены в появлении кварцито-гнейсовых комплексов типа иенгского на Алданском щите, являющегося, как представляется, продуктом переотложения древних кор химического выветривания.

Качественно иная ассоциация супракрустальных пород свойственна другим гранулитогнейсовым областям. Она объединяет кристаллические сланцы основного состава (базиты), кварциты, в том числе железистые, и эулизиты, пестрые по составу, в том числе высокоглиноземистые гнейсы. Примерами являются кольская серия на Балтийском щите, зверевский комплекс на южной окраине Алданского щита. Для таких комплексов пород свойственна меняющаяся степень насыщения основными породами. Генезис их, как правило, проблематичен. Можно лишь предполагать, что часть из них является метаморфизованными основными вулканитами, обнаруживающими некоторое сходство с коматиит-базальтовыми ассоциациями древних зеленокаменных поясов [8]. Однако прямые аналогии между ними сомнительны ввиду высокой степени метаморфизма рассматриваемых супракрустальных комплексов.

Среди сравнительно слабо метаморфизованных древнейших супракрустальных образований раннего архея выделяется комплекс Исуа в Западной Гренландии. Однако, являясь в определенном смысле уникальным, он лишь со значительной долей условности может быть сопоставлен с базит-кварцито-гнейсовыми комплексами типа кольской серии. Поэтому подобные ассоциации сравнительно слабо метаморфизованных пород предлагается выделять в самостоятельный тип структурно-вещественных комплексов.

Особый тип структурно-вещественных комплексов составляют существенно вулканогенные ассоциации супракрустальных пород, слагающие наиболее мобильные зоны раннего архея — древние зеленокаменные пояса типа Онвервахт. В них представлена ассоциация перидотитовых и базальтовых коматиитов, магнезиальных толеитов и кислых вулканитов, но андезиты пользуются лишь ограниченным распространением. Эти вулканиты обладают целым рядом геохимических черт, придающих им неповторимое своеобразие.

Древнейшие образования нижнего уровня коры представлены нестратифицированными комплексами и подразделяются на два типа: существенно сиалический и субсиматический. К первому

из них относится так называемая серогнейсовая ассоциация тоналитов-трондьемитов (в зонах амфиболитовой фации) и эндрбитов меняющейся основности и глиноземистости вплоть до анортозитоподобных пород [17]. Характерна небольшая примесь основных кристаллических сланцев, часто несущих признаки интрузивного происхождения. «Серые» гнейсы отчасти являются фундаментом для древнейших супракрустальных пород, отчасти же продуктами его переработки и раннеархейской ремобилизации в процессе ультраметаморфизма (3.5 млрд. лет назад и более). К древнейшим инфракрустальным комплексам второго типа принадлежит ассоциация Акилия в Западной Гренландии, где наряду с гнейсами кислого и среднего состава в большом количестве присутствуют основные кристаллические ортосланцы. Близкой ко второму типу является древнейшая ассоциация пород, которая наряду с преобладающими эндрбитами и присутствующими в небольших объемах основными кристаллическими сланцами содержит большое количество анортозитовых (существенно плагиоклазовых) кристаллических сланцев. Такая ассоциация пород инфракомплекса зафиксирована на южной окраине Алданского массива [4, 7, 8].

В зависимости от типа инфракрустального комплекса находится термодинамический режим глубинного петрогенезиса. Структурно-вещественные комплексы второго типа преобразованы на глубине при умеренно высоком геотермическом палеоградиенте, тогда как для первого типа характерны высокоградиентные режимы регионального метаморфизма.

Второй, позднеархейский, период геологической истории характеризуется значительно большим разнообразием структурно-вещественных комплексов (табл. 1), что свидетельствует о возрастании степени дифференцированности тектонических режимов развития подвижных поясов. Особого внимания в этой связи заслуживают различные базито-гнейсовые и базито-сланцевые ассоциации вулканогенных пород, которые формируются на раннеархейском тоналито-гнейсовом или гранулитогнейсовом основании. Базито-гнейсовые ассоциации типа станового комплекса Восточной Сибири включают существенные объемы основных пород, значительная часть которых предположительно представляет собой метавулканиды. Наряду с монотонными толщами, содержащими однообразные толеиты меняющейся магнетальности и отдельные линзовидные тела, близкие к базальтовым коматиитам, отмечаются дифференцированные толщи, включающие метаморфизованные базальты, андезиты и дациты, которые принадлежат к исключительно известково-щелочной серии.

Другой тип существенно вулканогенных комплексов позднего архея — это ассоциация пород зеленокаменных поясов, широко распространенная в пределах эппархейских кратонов всех континентов. Характерно присутствие в одних и тех же структурах по крайней мере трех самостоятельных серий вулканидов: коматиит-базальтовой, толеитовой и базальт-риолитовой известково-

щелочной при сравнительно малом объеме осадочных пород. Формирование значительных масс андезитов отличает позднеархейские комплексы зеленокаменных поясов от раннеархейских.

В структурах, пространственно сопряженных и, возможно, синхронных с позднеархейскими зеленокаменными поясами, выделяются еще некоторые ассоциации. Одной из них является базито-риолит-кварцито-гнейсовая (сланцевая) ассоциация, примеры которой известны в провинции Сьюперитор в Канаде, в Олёкминской зоне Восточной Сибири (борсалинская серия). В ее состав входят железистые кварциты, что определяет промышленную ценность комплексов данного типа. Другой ассоциацией, обращающей на себя внимание, является комплекс метаморфизованных седиментогенных пород так называемых парагнейсовых поясов, также сопряженных с зеленокаменными поясами.

Такое разнообразие структурно-вещественных комплексов, локализованных в обособленных друг от друга структурах земной коры, свидетельствует о заметном возрастании степени латеральной неоднородности тектонических режимов эволюции литосферы к концу позднего архея. Это находит отражение в контрастности эндогенных режимов как при формировании инфракrustальных комплексов, так и преобразовании супракrustальных толщ. Именно в это время происходит формирование первых в геологической истории высокобарических гранулитов сутамского типа и эклогито-гнейсовых комплексов типа беломорского и льюисского [4, 5, 7]. Наряду с этим в большей части подвижных областей позднего архея процессы регионального метаморфизма проявлены в высокоградиентных геотермических режимах, что особенно характерно для зеленокаменных поясов, сопряженных с ними вулканогенно-осадочных трогов и парагнейсовых поясов [2].

Раннепротерозойский период эволюции фундамента древних платформ характеризуется формированием большого разнообразия структурно-вещественных комплексов, которые полностью не могли найти отражения в табл. 1. Но уже из перечисленного следует, что в этот момент степень латеральной дифференциации по тектоническим режимам соизмерима с той, которая достигалась в неогее.

Инфракrustальные комплексы раннего протерозоя во многом повторяют черты позднеархейских. В это время формируются как эклогито-гнейсовые, так и высокобарические гранулитовые комплексы. Для обоих типов характерна ассоциация фемических и сиалических магматических пород, первые из которых знаменуют собой явления магматической базификации древней земной коры, чем обуславливается тенденция к быстрым нисходящим движениям и проявление метаморфизма в низкоградиентных режимах. Появление синхронных с метаморфизмом интрузией габбро-норит-анортозитов, являющихся продуктами дифференциации высокоглиноземистых андезитов-базальтовых магм глубинной генерации, свидетельствует о том, что под рассматриваемыми зонами в мантии

эндогенные процессы проявлялись также в низкоградиентных режимах. Эти тектонические структуры сосуществуют с синхронными и сопряженно развивающимися структурами с высокоградиентными геотермическими режимами глубинного петрогенезиса.

В другом глобальном типе геоструктур — складчатых поясах неогей — выделяются две возрастные группы структурно-вещественных комплексов, резко различающиеся геологическим положением, составом и эндогенными режимами формирования (табл. 2). К первой группе относятся комплексы с возрастом древнее 2700 млн. лет. Среди них выделяются три типа ассоциаций, залегающих на уровне архейских геоструктур и полностью сопоставимых (в том числе и по эндогенным режимам) с комплексами кристаллических щитов. Совершенно иную группу представляют комплексы протерозоя и рифея, эндогенные режимы формирования которых не имеют аналогов среди образований фундаментов древних платформ. Среди них особый интерес представляют разновозрастные эклогитоносные комплексы. Они появляются в геоструктурах в определенной временной последовательности. Несмотря на ряд специфических черт, они характеризуются общими закономерностями развития, в том числе и особенностями эндогенных режимов.

В настоящее время имеется много данных, касающихся особенностей состава, структуры, условий петрогенезиса, направленности развития выделенных типов структурно-вещественных комплексов. Однако лишь для некоторых из них достаточно полно выявлен характер связи между различными сторонами глубинных процессов, позволяющий с достаточной достоверностью судить о типе эндогенного режима.

Перейдем к рассмотрению некоторых главнейших типов геоструктур докембрия и эндогенных режимов их развития и обратимся сначала к архейским гранулитогнейсовым областям. Они занимают обширные пространства в центральных частях некоторых эпиархейских кратонов. Начало их формирования относится к древнейшим этапам геологической истории, а их развитие продолжалось в течение целого ряда эндогенных циклов с направленным изменением режимов, завершающимся консолидацией подвижной области к началу протерозоя.

Супракрустальные образования гранулитогнейсовых областей формируются на сиалическом основании — инфракомплексе тоналитовых гнейсов, превращенных в условиях гранулитовой фации в эндербитогнейсы. Кварцито-гнейсовые толщи типа иенгрской серии на Алданском массиве свидетельствуют о заметной тектонической стабильности некоторых раннеархейских структур. Такие слабообильные участки древнейшей земной коры характеризовались впоследствии наиболее высокоградиентными режимами глубинной переработки вещества (средний вертикальный градиент температуры равнялся  $35^\circ/\text{км}$ ). Структура комплексов характеризуется купольными и овальными формами, образованными на заключительных стадиях полициклических деформаций.

При этом купола и овалы осложняют тектоническую горизонтальную расслоенность, возникшую в связи с широким проявлением гранитизации (чарнокитизации) [4].

Наряду с рассмотренным типом относительно стабильных геоструктур уже в раннеорхейское время формируется другой их тип, характеризующийся мощным развитием основного интрузивного магматизма на ранних этапах эволюции. Эндогенные режимы таких тектонических зон, фрагменты которых известны в Западной Гренландии (район распространения ассоциации Акилия), на Кольском полуострове, на южной окраине Алданского массива, отличаются достаточно низкими значениями геотермического градиента (в среднем около  $25^\circ/\text{км}$ ), что связано, по-видимому, с быстрым погружением земной коры, утяжеленной при ее магматической базификации. Структуры этого типа глубоко эродированы, отражают нижние уровни коры и представлены фрагментарно. Это затрудняет исследование особенностей их внутреннего состояния, и в частности выделение стратифицируемых комплексов коры. В позднем архее и далее в ходе поступательного геологического развития главная отличительная черта рассматриваемого типа геоструктур — низкоградиентный геотермический режим — выступает все более отчетливо. Более явными становятся и другие особенности, которые можно наблюдать в Лапландском метаморфическом поясе на Балтийском щите [11].

Ко второй категории глобальных структур архейских эпикратонов относятся гранит-зеленокаменные области. Заложение и развитие зеленокаменных поясов в их пределах происходило неоднократно на протяжении от 3.7 до 2.8 млрд. лет. Отмечаются по крайней мере три периода их формирования. Эти разновозрастные пояса и слагающие их комплексы пород имеют отличительные особенности. Однако им свойственны и некоторые общие черты строения и развития. Так, основание этих структур всегда сложено более или менее реоморфизованными сиалическими массивами пород, среди которых значительная роль отводится первично-коровым тоналитовым гнейсам. Специфические разрезы зеленокаменных поясов начинаются, как правило, с ультраосновных и основных вулканитов. Вверх по разрезу увеличивается степень дифференцированности вулканических толщ и появляются прослойки кластического материала. Наличие в низах разреза коматиитов отражает условия слабой дифференцированности магм, отвечающих по составу примитивной мантии. Петрохимические особенности показывают наличие как бимодальных, включающих коматиит-базальтовые или толеитовые, с одной стороны, и дацит-липаритовые; с другой, так и непрерывных известково-щелочных серий пород с заметной ролью андезитов. Бимодальные серии в большей мере характерны для древнейших зеленокаменных поясов, а андезитосодержащие известково-щелочные серии в сочетании с толеитовыми и коматиит-базальтовыми ассоциациями — для позднеархейских структур. Закономерности распределения различных разрезов в пределах Канадского щита позволили Гуд-

вину [12] сделать вывод о формировании зеленокаменных поясов по периферии протократонов, где земная кора отличалась сравнительно небольшой мощностью.

Для большинства зеленокаменных поясов в настоящее время устанавливаются высокоградиентные геотермические режимы эндогенных процессов с колебаниями геотермического градиента от 30 до 45°/км. Значения, отвечающие верхнему пределу, свойственны древнейшим структурам подобного рода, выделенным на территории СССР — в западной части Алданского щита и в Присаянье. Метаморфизм, как правило, неоднократный, всегда зональный с повышением степени к краям поясов. Этот метаморфизм по времени обычно совпадает с внедрением ремобилизованных гранитоидов и отражает максимальный геотермический градиент, который достигался в зеленокаменном поясе.

С архейскими зеленокаменными поясами сопряженно развиваются парагнейсовые пояса, ведущим признаком которых является преобладающее распространение метаморфических пород первично-осадочного происхождения. Метаморфизм здесь проявляется неоднородно, зональность выражена четко, термодинамический режим андалузит-силлиманитовый. Часто наблюдается переход к гранулитовой фации. Однако чарнокиты нетипичны, что свидетельствует о термостатировании на уровне низкотемпературной границы указанной фации. По этому признаку парагнейсовые пояса отличаются как от зеленокаменных поясов, где температуры преобразования супракрустальных пород никогда не превышают фацию куммингтонитовых амфиболитов, так и от гранулитогнейсовых ареалов, где термостатирование происходит при очень высоких температурах (800—900°) и широко распространены высокотемпературные гранитоиды — чарнокиты. Все это связано с принципиальными различиями флюидных режимов глубинного петрогенезиса: эндогенные процессы в гранулитогнейсовых в отличие от гранит-зеленокаменных областей проявляются при высоких отношениях углерода к водороду и при низких фугитивностях воды во флюиде.

Из большого разнообразия тектонических структур раннего протерозоя с точки зрения анализа эндогенных режимов развития земной коры в раннем докембрии наибольший интерес представляют пояса свекофеннского, гренвильского, северокарельского типов.

Свекофеннский тип [2, 3] тектонических структур раннего протерозоя (свекофениды Балтийского щита, Ингуло-Ингулецкая зона Украинского щита, Воронцовская зона Воронежского кристаллического массива и др.) имеет много общего с парагнейсовыми поясами архея. Так же как и последние, они закладываются на древней коре сиалического типа, не претерпевшей значительной магматической базификации ни на уровне инфраструктуры, ни в супракрустальной своей части. Прогибы выполнены седиментогенными образованиями, часто идентифицируемыми как терригенный и (или) карбонатный флиш. В основании

разрез неоднороден. Во внешних зонах, обрамляющих протократоны, развиты продукты переотложения кор химического выветривания (ятулийский тип разреза). Встречаются узкие зоны слабого, кратковременного вулканизма (толеиты с калиевой геохимической специализацией). Во внутренних частях широко проявлен известково-щелочной, преимущественно андезитовый вулканизм островодужного типа.

Характерной чертой протерозойских структур свекофеннского типа является проявление зонального метаморфизма в высокоградиентном режиме. В ядрах положительных термальных структур наблюдаются широкое проявление ультраметаморфизма, включающего многостадийную мигматизацию, возникновение крупных очагов диатектических магм гранодиоритового и тоналитового состава на средней стадии процесса и проявление гранитизации по механизму магматического замещения, усиливающегося к поздним стадиям. Такая последовательность событий в зоне ультраметаморфизма связана с тем, что теплоперенос (прогрев метаморфизующихся толщ) осуществляется быстрее массопереноса потоками флюидов. Высокая скорость прогрева, отраженная в высокоградиентном режиме метаморфизма, обеспечивается конвективной теплопередачей в расплавленной (частично или полностью) зоне, верхняя кромка которой располагается вблизи основания коры, а нижняя — на исходном уровне зарождения магмы. Повышенная глиноземистость андезитового расплава, родоначального для комплекса габброидов-эндербитов, развитых в поясах свекофеннского типа и синхронных с региональным метаморфизмом, свидетельствует о низкоградиентных режимах зарождения этих магм, что вполне согласуется с представлением о развитии тепловой конвекции в расплавленной зоне, в результате чего вертикальный градиент температуры в пределе снижается до адиабатического. Таким образом, выявленный в поясах свекофеннского типа эндогенный парагенезис, включающий метаморфические породы метаморфической зональности андалузит-силлиманитового типа, комплекс автохтонных и параавтохтонных гранитоидов, развивающихся при последовательном проявлении анатексиса, диатексиса, а затем и магматического замещения, синхронные с проявлением метаморфизма продукты дифференциации мантийных андезитовых магм, свидетельствует о таком энергетическом взаимодействии между различными уровнями литосферы, когда нижние ее части переохлаждаются. За счет этого происходит локальный разогрев коры, а термические обстановки эндогенных процессов не выдерживаются на глубину.

Поднимающиеся потоки флюида, которые являются активными агентами массопереноса, характеризуются в целом высоким отношением водорода к углероду (в отличие от гранулитовых поясов и ареалов и в меньшей степени — от поясов кианит-силлиманитового типа), что определяет не очень быстрое окисление газов в процессе взаимодействия потока с метаморфизующимся комплексом пород и высокое содержание молекулярного водорода

на уровне метаморфизма. Этим же определяются и некоторое среднее значение фугитивности воды, умеренно высокие температуры термостатирования в зоне ультраметаморфизма (более высокие, чем в кианитовых поясах, но более низкие, чем в архейских гранулитовых поясах и ареалах).

Пояса гренвильского типа несколько напоминают свекофеннский тип прежде всего проявлением зонального метаморфизма. Конвективная теплопередача осуществляется здесь, по-видимому, через зону магм высокоглиноземистого андезито-базальтового состава, являющейся родоначальной для габбро-анортозитовых массивов. Последние явно контролируют размещение наиболее высокотемпературных зон подобно тому, как их контролируют массивы габброидов и эндербитов в поясах свекофеннского типа. Зарождение магмы габбро-анортозитов происходит еще в более низкоградиентных условиях, возникающих в конкретной гренвильской ситуации в связи с быстрыми нисходящими движениями, наклоненными под Гренвильский пояс. Эти же движения в Ньюфаундлендском поясе определили формирование эклогито-сланцевого комплекса пород [9]. Существенным отличием Гренвильского пояса от поясов свекофеннского типа является то, что в нем термостатирование в зоне ультраметаморфизма осуществляется на уровне гранулитовой (а не субгранулитовой) фации с чарнокитами, что, по-видимому, объясняется высокой углеродистостью флюидного потока.

Северокарельский тип мобильных поясов протерозоя (Северокарельский, Байкало-Патомский, Бирусинский и др.), так же как и свекофеннский тип, развивается на сиалическом основании, но в ряде случаев наряду с терригенным и карбонатным флишем содержит существенное количество вулканитов. Главной отличительной чертой является проявление зонального метаморфизма кианит-силлиманитового типа в изобарических режимах повышенного давления [11]. Существует, вероятно, две причины формирования таких геотермических обстановок. Первая из них заключается в том, что широко проявлены явления синметаморфического шарьяжеобразования, с которым связано тектоническое сгущение толщ и дополнительный эффект погружения. Уменьшение вертикального градиента температуры здесь подобно тому, как это наблюдается в фанерозойских поясах альпийского типа. Вторая причина может быть связана с явлениями магматической базификации первичной сиалической коры на супракрастальном или инфракрастальном уровне с последующим ее погружением в силу изостатических причин.

Принципиальная возможность второго механизма доказывается особенностями развития инфраструктуры Северокарельского пояса, которая детально исследована в области беломорид на Балтийском щите. Начиная с раннего докембрия в эволюции беломорского комплекса устанавливается несколько последовательных эндогенных циклов. Два последних цикла начались внедрением основных магм главным образом толеитового состава (друзиты I

и II групп), вызывающих базификацию нижних частей коры. Становление интрузивов происходило на больших глубинах, о чем свидетельствует позднемагматическая эклогитизация пород. Впоследствии они были метаморфизованы в высокобарических условиях (до 10 кбар).

Всесторонняя характеристика связей между эндогенными процессами получена нами для высокобарических комплексов докембрия в фундаментах фанерозойских складчатых поясов. Эти комплексы представляют примеры длительного полициклического развития, когда на протяжении каждого цикла эндогенной активности формировался специфический эндогенный парагенезис.

Наиболее показательны в этом отношении эклогито-гнейсовые комплексы, начало становления которых связано с ранними этапами геосинклинального процесса, включающего деструкцию пород фундамента фанерозойских поясов и заложение первых зон нисходящих тектонических движений. В разновозрастных складчатых поясах Средней Азии и Молданубском поясе герцинид Европы начало формирования этих комплексов падает на различные геологические периоды. Вне зависимости от времени заложения подвижных областей длительная история развития эклогито-гнейсовых комплексов связана с единоподвижной сменой эндогенных режимов, которая имела место на протяжении по крайней мере трех циклов глубинной переработки вещества.

Первый цикл проявился в наиболее глубинных сегментах земной коры. Здесь устанавливался режим метаморфизма умеренных температур и высоких давлений, проявленный в ортопорадах повышенной мафичности, инъецирующих высококальциевую лептинитовую формацию, столь характерную для основания фанерозойских поясов. Метаморфизм сопровождался внедрением базальтовых, перидотитовых и известково-щелочных магм, в ходе кристаллизации которых возникали эклогиты, пиргарниты, гранатовые лерцолиты, эндербиты, мангериты. На ранних стадиях преобразования осуществлялись под воздействием высоковосстановленных флюидов.

Поздние стадии цикла характеризуются снижением давления, резким возрастанием  $f_{O_2}$  и водосодержания флюидов, сопровождающимися разогревом пород. Отмечается широкое развитие процессов анатексиса лептинитов и кислых гнейсов, совпадающее по времени с генерацией глубинных известково-щелочных магм. Деформации пород, протекающие ранее в условиях тангенциального сжатия, сменяются этапом развития первых горизонтальных структур. Такие изменения в стиле деформаций, сопровождающихся вертикальным расплющиванием, всегда означают инверсию в знаке тектонических движений. Они сопровождаются тектоническим перемешиванием пород различных вертикальных сегментов геоструктуры. В данном случае имеют место сближение и выход на единый уровень наиболее глубинных высокобарических ортокомплексов и пестрых по составу супракрустальных толщ, зонально метаморфизованных в умеренноградиентных режимах.

Третий цикл представляет процессы, наложенные на высокобарический комплекс и его чехол и прогрессивные в отношении фанерозойских толщ. Он может включать несколько дискретно проявляющихся импульсов эндогенной активности в изобаричных условиях одной из серий низкого давления. Температурный режим и интенсивность метаморфизма отличаются латеральной неоднородностью. Деформации пород протекают преимущественно в условиях тангенциального сжатия, характеризуются, однако, простыми открытыми складчатыми формами без сквозного развития синхронных плоскостных структур. Минеральные преобразования поэтому контролируются древними структурными ориентировками. Эндогенные процессы сопряжены с внедрением больших объемов гранитной магмы. Становление плутонов сопровождается развитием структур радиального сжатия, с чем связаны горизонтальные тектонические движения, разделяющие фазы гранитообразования.

Краткий обзор особенностей глубинного петрогенезиса, направленности плутонизма, стиля деформаций, закономерностей пространственно-временных соотношений между эндогенными процессами в разновозрастных структурно-вещественных комплексах докембрия приводит к следующим выводам.

1. Между эндогенными процессами возможны различные типы связи, обусловленные характером энергообмена между различными сегментами литосферы, т. е. характером эндогенного режима.

2. Специфика эндогенного режима является ведущим критерием при реконструкции палеотектонических обстановок в геоструктурах докембрия.

3. Эндогенные режимы проявляются прерывисто, в виде импульсов эндогенной активности, захватывающих в совокупности значительные интервалы геологического времени, необходимого для полного мегацикла развития комплекса с начала его погружения до вывода на уровень эрозии.

4. Гетерогенность структур в отношении эндогенных режимов проявляется начиная с древнейших периодов геологического развития, свидетельствуя о латеральной тектонической дифференциации земной коры в раннем докембрии.

5. В ходе поступательного геологического развития имеет место необратимая смена типов эндогенных режимов, сопровождаемая усилением их многообразия и контрастности.

6. Выделяются рубежи, переломные в стиле тектоники докембрия, отмеченные появлением специфических эндогенных режимов. Для раннего докембрия важнейшим из них является рубеж 3.2 млрд лет, с которого наиболее отчетливо стали проявляться контрастные, в том числе низкоградиентные эндогенные режимы. Не менее важным оказался нижнепротерозойский период, в конце которого проступили различия эндогенных режимов в фундаментах древних платформ и складчатых областей неогей.

## Л и т е р а т у р а

1. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., 1975. 262 с.
2. Высокоградиентные режимы метаморфизма в развитии земной коры / Г. М. Другова, В. А. Глебовицкий, В. Л. Дук, В. И. Кицул, Т. Е. Савельева, И. С. Седова, А. П. Семенов. Л., 1982. 232 с.
3. Глебовицкий В. А. Свекофенский метаморфический пояс. — В кн.: Восточная часть Балтийского щита, геология, глубинное строение. Л., 1975, с. 24—43.
4. Глебовицкий В. А., Дук В. А., Кицул В. И., Митрофанов Ф. П., Шарков Е. В., Эз В. В. Взаимосвязь эндогенных процессов в развитии структуры земной коры в раннем докембрии. — В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л., 1980, с. 38—45.
5. Земная кора восточной части Балтийского щита. / К. О. Кратц, В. А. Глебовицкий, Р. В. Былинский, В. Л. Дук, Н. В. Литвиненко, Е. В. Шарков, Г. А. Порогова, С. А. Анкудинов, Л. Н. Платоненкова, Л. К. Кокорина, Ю. И. Лазарев, А. П. Платунова, Б. И. Кошечкин, А. Д. Лукашев, С. А. Стрелков. Л., 1978. 232 с.
6. Кратц К. О., Московченко Н. И., Хильтова В. Я. Низкоградиентные эндогенные режимы в докембрии: Место и время в геоструктурах и петрогенетическая специфика. Л., 1981, с. 34—35. (Тезисы Всесоюз. петрограф. совещ.).
7. Кратц К. О., Московченко Н. И., Шемякин В. М., Прияткина Л. А., Красников Н. Н., Семенов А. П. Серые гнейсы Алданского массива и его обрамления (геологическое положение, ассоциации, петрогенезис). — В кн.: Природные ассоциации серых гнейсов архея. Л., 1984.
8. Моралев В. М., Глуховский М. З. Раннедокембрийские базит-гипербазитовые комплексы Алданского щита. — В кн.: Докембрий. МГК, XXVI сессия. М., 1980, с. 92—97.
9. Московченко Н. И. Высокобарические комплексы докембрия в складчатых поясах фанерозоя. Л., 1982. 160 с.
10. Московченко Н. И., Красников Н. Н., Семенов А. П. Эндогенная эволюция структурно-вещественных комплексов зоны сочленения алданий и становид. — В кн.: Метаморфизм докембрия района Байкало-Амурской магистральной. Л., с. 97—127.
11. Прияткина Л. А., Шарков Е. В. Геология Лапландского глубинного разлома. Л., 1979. 127 с.
12. Goodwin A. M. Archean Basingrowth of Precambrian shield. — Canad. J. Earth Sci., 1977, vol. 14, N 2, p. 2737—2759.

*Г. А. Кейльман*

### ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МЕТАМОРФИЗМА

Широкое применение методов палеотермо- и барометрии, осуществляемое в последние годы, дало материал для разработки системы эндогенных режимов, позволяющих реставрировать условия метаморфизма в ходе его развития. Расчет палеогеотермических градиентов основан на предположении о прямой взаимосвязи температурных условий минералообразования и теплового потока из недр Земли. При этом палеогеотерма отражает близкую к линейной зависимость температуры от глубины, определяемой по величине давления, зафиксированной в типоморфных минеральных парагенезисах. Такие построения вполне правомерны для общей идеальной модели, однако многообразие геодинамических ситуаций существенно осложняет картину вплоть до того, что иск-

лючения преобладают над правилом. Так, например, известно, что в тектонически активных областях измеряемый тепловой поток достигает максимума в зонах растяжения и минимален в зонах сжатия, в то время как высокоградиентный метаморфизм реализуется преимущественно (по крайней мере в неогее) в зонах сжатия. Геотермические кривые, судя по геологическим наблюдениям, в ряде случаев имеют весьма сложную форму, которую нельзя прямо объяснить тепловым потоком из земных недр и т. д.

Очевидно, лишь обращение к конкретным геодинамическим ситуациям проявления метаморфизма может вскрыть причину таких противоречий и наметить пути их преодоления. Общая же геодинамическая модель должна представлять совокупность частных моделей основных генетических типов метаморфизма. Рассмотрим главнейшие из них.

**Геотермально-статический метаморфизм эогея.** Специфические геодинамические и термально-энергетические условия самых ранних стадий развития Земли обусловили уникальный характер метаморфизма эогея. Для него характерны две главные особенности. Первая заключается в высокотемпературных условиях минералообразования на относительно малой глубине, из чего некоторые исследователи делают вывод о весьма высоком — до  $100\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$  — геотермическом градиенте в верхней части земной коры в раннем архее. Вторая особенность — исключительная стабильность температуры метаморфизма на уровне гранулитовой фации в пространстве в масштабах древних платформ по латерали, а по вертикали — в пределах всей мощности консолидированной коры и части верхней мантии. Геотермический градиент при этом не превышал, по-видимому, единиц градусов на 1 км.

Такая стабильность температурных условий во всей массе земной коры (кроме самой верхней ее части) легче всего объясняется генерацией тепла в самой коре. Из возможных моделей, предусматривающих действие «парникового эффекта», «метеоритной бомбардировки» и т. п., наиболее вероятным представляется предположение о разогреве вещества в результате приливного трения, обусловленного взаимодействием Земли и Луны на ранних стадиях развития этой системы. Эта гипотеза согласуется с данными о высоком приповерхностном и низком общекоровом геотермическом градиенте, о синхронности некоторых наиболее ранних петрогенетических процессов на Земле и Луне, объясняет глобальную однородность метаморфизма в эогее по латерали и другие его особенности.

На границе раннего и позднего архея термальный режим внешних оболочек Земли существенно изменился: ведущую роль стала играть энергия гравитационной дифференциации, в связи с развитием гидросферы возросла скорость диссипации тепла и т. д. Изменился и характер тектонических структур, знаменуя кардинальную смену геодинамического режима земной коры. Уровень геотермального метаморфизма с этого времени в основном не превышал зеленосланцевой фации.

По геодинамическим условиям среди низкотемпературных преобразований может быть выделено три группы метаморфических явлений: геотермально-статический метаморфизм неогей, проявляющийся вне зон существенной деструкции, зеленокаменный метаморфизм вулканогенных образований в зонах рифтогенного растяжения и, наконец, дислокационный метаморфизм в зонах тектонического сжатия.

Геотермально-статический метаморфизм неогей (метаморфизм погружения или начальный) связан в основном с кондуктивным и отчасти с диффузионно-конвективным тепловым потоком. Исходя из того, что изотерма Кюри практически повсеместно располагается ниже поверхности М, можно полагать, что в пределах «осадочного» слоя температура лишь в отдельных случаях достигает уровня кинетического порога метаморфизма. В консолидированной же части земной коры, испытавшей ранее высокотемпературный метаморфизм, в таких условиях возможны лишь регрессивные преобразования.

Зеленокаменный метаморфизм проявляется в рифтогенных зонах в первую очередь в зрелых срединно-океанических рифтах — там, где в наибольшей мере осуществляется прямое взаимодействие коры и дериватов мантии. Метаморфизм здесь обнаруживает связь, с одной стороны, с каждым конкретным актом вулканизма, с другой — отмечается общее нарастание уровня и интенсивности его с глубиной. Несмотря на то, что в данной ситуации действует самая эффективная — конвективная передача энергии, общая относительно малая глубинность процессов и субаквальная обстановка определяют высокую диссипацию тепла, в результате чего метаморфические реакции часто оказываются незавершенными, а температурный уровень их не превышает зеленосланцевой фации. Давление водной толщи мощностью 2—3 км обуславливает сохранение газовой фазы внутри вулканитов, при взаимодействии которых с морской водой происходит спилитизация, региональная пропилитизация и другие метасоматические процессы.

Метаморфические преобразования в зонах тектонического сжатия можно разделить на две группы — зеленосланцевый и глаукофансланцевый метаморфизм.

Зеленосланцевый метаморфизм сопровождается складчатые и взбрососдвиговые деформации, приводящие к формированию положительных тектонических структур — антиклинорных поднятий, зон смятия и т. д. Уровень и степень зеленосланцевого метаморфизма не зависят ни от глубины, ни от возраста, ни от генезиса исходных пород. Главными факторами, определяющими его развитие, являются сквозные дифференциальные движения, обусловленные тектоническим сжатием, связанным с син-складчатыми и синорогенными дислокациями.

Глаукофансланцевый метаморфизм проявляется в узких протяженных линеаментах активных континентальных окраин, тяготея к зонам предполагаемой обдукции или суб-

дукции. Хотя неоднократно обсуждавшаяся модель формирования глаукофановых сланцев в ходе глубокого погружения океанической плиты под континентальную не нашла подтверждения, приуроченность их к шовным сочленениям океанической и континентальной коры остается непреложным фактом. Существенно, что дифференциальные движения здесь в общем имеют менее интенсивный характер, чем при зеленосланцевом метаморфизме, о чем свидетельствуют нередко наблюдаемые реликты структур исходных пород.

По-видимому, ведущую роль в формировании глаукофановых сланцев все же играет динамическое давление, сопровождающее коллизии литосферных плит.

В особом геодинамическом режиме развиваются постархейские высоко-температурные метаморфические комплексы, главной особенностью которых является наличие в центре зонального ореола ремобилизованных масс кристаллического фундамента, претерпевшего восходящее перемещение на относительно высокие структурные уровни. Такие явления, уже давно получившие название плутометаморфизма в зависимости от геотектонической позиции — проявления в энсиалических или энсиматических зонах — соответственно именуется сиалическим и симатическим плутометаморфизмом.

Сиалический плутометаморфизм, обуславливающий формирование гнейсово-мигматитовых комплексов, широко распространен в фундаменте платформ, но особенно выразительно с высокоградиентной зональностью проявляется в подвижных поясах неогей. Концентрическая прогрессивная зональность комплексов рассматриваемого типа в диапазоне от зеленосланцевой до амфиболитовой фации подчинена контурам древнего глубокометаморфизованного ядра, образующего в процессе диапироидного перемещения в пластическом состоянии крупные куполовидные структуры, субконформно окаймляемые геосинклинальными комплексами верхних структурных этажей. Сопряженно с формированием прогрессивной зональности в его обрамлении в самом ядре реализуются регрессивные преобразования от уровня гранулитовой фации до амфиболитовой фации, сопровождающиеся интенсивной гранитизацией.

По поводу источников энергии метаморфических преобразований, роли древнего ядра в формировании метаморфической зональности и других вопросов существует несколько точек зрения. Уже давно высказано предположение, что термальные аномалии возникают вокруг древних ядер в силу повышенной кондуктивной теплопроводности слагающих их кристаллических пород. Существует мнение, что относительно жесткие ядра в первую очередь подвергаются хрупким деформациям, превращающим их в каналы термо-флюидопроводности, или же такими каналами служат разломы, отделяющие ядра от более пластичных пород обрамления. Еще одна точка зрения предусматривает выделение тепла на месте при разрешении тектонических напряжений, концентрирую-

щихся в зонах интенсивного смятия на границе ядра и обрамления.

Наиболее вероятным представляется, что источником энергии, обуславливающей зональный метаморфизм, являются экзотермические реакции, реализующиеся в ходе регрессивных преобразований пород ядра во взаимодействии с глубинным восстановленным флюидом.

Симатический плутонометаморфизм связан со становлением на коровом уровне офиолитовых комплексов в специфической геодинамической обстановке перемещения в верхние структурные этажи отторженцев меланократового фундамента энциматических зон. Если сиалические блоки испытывают в основном вертикальное диапироидное перемещение и зональность вокруг них имеет в общем концентрическое строение, то офиолитовые пластины перемещаются преимущественно вдоль наклонных поверхностей, так что в лежачем боку офиолитовых масс возникают наиболее высокобарические минеральные ассоциации и зональность здесь имеет «обратную» направленность — температура и давление возрастают снизу вверх — геотерма имеет по крайней мере локальный обратный наклон. Относительно причин метаморфизма, сопровождающего становление офиолитовых комплексов, высказаны самые разнообразные предположения. В последнее время большинство исследователей приходит к мнению, что источником тепла и избыточного давления служат перемещающиеся блоки отторженцев низов коры и верхней мантии, транспортирующие энергию глубоких недр на приповерхностные уровни.

Суммируя изложенное, можно сказать, что генетический тип метаморфизма определяется геодинамическим режимом, свойственным тем или иным геоструктурным элементам. Так, геотермально-статический метаморфизм эогей обусловлен специфическим геодинамическим режимом протокоры, начальный метаморфизм — платформенным режимом, зеленокаменное перерождение — режимом океанических рифтогеналей, зеленосланцевый метаморфизм — режимом зон положительных тектонических движений, глаукофансланцевый — режимом активных континентальных окраин, плутонометаморфизм — режимом восходящего перемещения отторженцев кристаллического фундамента, несущих запас тепловой, химической и механической энергии.

Общая картина осложняется сменой геодинамических режимов во времени, тектоническим совмещением в пространстве и конвергенцией продуктов метаморфизма различных типов. Так, сиалический плутонометаморфизм закономерно накладывается на геотермально-статический метаморфизм, зеленокаменное перерождение сменяется зеленосланцевым метаморфизмом, глаукофановые сланцы часто сопровождают симатический плутонометаморфизм. Но в генотипической ситуации все виды метаморфизма проявляются независимо — глаукофановые сланцы без офиолитов, офиолиты без глаукофановых сланцев и т. д.

К ВОПРОСУ ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ЭНДОГЕННЫХ РЕЖИМОВ  
В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

Особенности эндогенных режимов раннего докембрия по сравнению с поздним докембрием и фанерозоем выражаются в последовательном появлении структурно-вещественных комплексов, в необратимой эволюции крупных докембрийских структур и сегментов земной коры. К такому выводу приводит, например, исследование гранулитовых комплексов, которые являются характерными для докембрийских щитов, слагая структуры гранулитогнейсовых областей.

Как уже было показано в ряде наших работ, гранулиты наиболее древнего возраста формируются при умеренно высоких геотермических градиентах, а с течением времени контрастность режимов метаморфизма увеличивается, достигая своего максимума в протерозойских гранулитах, что связано с увеличением степени тектонической дифференциации. Гранулитов фанерозойского возраста не существует.

По мере увеличения детальности в исследовании метаморфических толщ «молодые» гранулиты все чаще оказываются докембрийскими (как это случилось с гранулитами Камчатки). Отсутствие гранулитов в фанерозе хорошо объясняется спецификой теплового и тектонического режимов Земли на ранних этапах ее развития.

Рассмотренная в статье С. Б. Лобач-Жученко, И. И. Абрамовича и А. Б. Вревского физическая неоднородность мантии под зеленокаменными поясами разного строения находит подтверждение и в петрологических исследованиях. В работе Гриффина с коллегами (*The Mantle Sample: Inclusions in Kimberlites and Others Volcanics*, Washington, 1979, p. 59), посвященной глубинным ксенолитам в трубках взрыва на Каапвальском кратоне было показано, что эти включения в центре Каапвальского кратона и по его краям имеют разный состав (в центре — более кислый). Радиологические определения дают для ксенолитов докембрийский возраст.

Эти данные означают, во-первых, консерватизм в составе нижних горизонтов литосферы, сохранившей свою неоднородность под щитами с докембрия до наших дней; во-вторых — дифференцированность в составе нижней коры и мантии уже в докембрии и, в-третьих, заставляют искать причины появления различных геотектонических обстановок в пределах докембрийских щитов, которым соответствуют различные эндогенные режимы, в мантийных процессах.

## О ДВУХ ТИПАХ ГРАНУЛИТОВ

Современные геологические данные позволяют говорить о двух типах гранулитов (см. ст. Кейльмана в наст. сб.). К одному из таких типов относятся гранулиты, образование которых связано с погружением пород на значительные глубины, где достигаются соответствующие термодинамические условия, связанные с геотермическим градиентом, реализующимся в данной тектонической структуре. Такие гранулиты обычно обладают ареальным распространением, выдержанностью термодинамических параметров на больших площадках и постепенным изменением их по латерали.

Другой тип гранулитов связан с точечным прогревом коры в связи с подъемом больших масс глубинных расплавов на гипабиссальные уровни, где нередко, в момент интрузии, протекает региональный метаморфизм более низкотемпературных фаций. Подобные процессы описаны в Гренвиле, в Лапландском глубинном разломе на Балтийском щите, в Южно-Алданском разломе Сибири и др. В этих структурах высокотемпературный гранулитовый метаморфизм проявлен вблизи крупных массивов габбро-анортозитов.

Определение такого метаморфизма, как регионально-контактового представляется очень удачным, отвечающим его сути. С одной стороны, этот метаморфизм проявлен в виде контактных ареолов вокруг интрузий, и в этом смысле он контактовый. С другой стороны, из многих параметров метаморфизма только температура связана с магмой, а такие важные факторы, как давление, особенности флюидного режима, анизотропия полей напряжения, связаны с условиями регионального метаморфизма, протекающего в породах рамы. Флюиды, в присутствии которых осуществляется региональный метаморфизм, способствуют переносу тепла от интрузии. Достаточно высокая температура регионального метаморфизма вмещающих пород ( $\sim 700^\circ$  в Лапландской зоне) обеспечивает медленное остывание массива и течение постмагматических реакций. Следующее сразу за консолидацией массива расслаивание при температурах, близких к субсолидусу, приводит к стиранию первично-магматических структур, реакционных кайм и превращению ортопород в высокотемпературные сланцы и гнейсы, т. е. типичные продукты регионального метаморфизма. Слияние этих двух эндогенных процессов — магматизма и метаморфизма — усиливается при наложении постмагматического метасоматоза с выраженной кислотной стадией, обусловившей дифференциацию вещества и нередко — рудоотложение. При этом вынос и дальнейшее переотложение сильных оснований, например СаО, обеспечивают явления анортозитизации как в породах массива, так и в зонах экзоконтакта.

Регионально-контактовый метаморфизм приурочен, как правило, к протяженным линейным структурам. Для него характерны

быстрые изменения термодинамических параметров в пространстве и формирование сжатой метаморфической зональности. Особенности эволюции всех эндогенных процессов, а также вещественные ассоциации пород в подобных структурах образуют своеобразный устойчивый эндогенный парагенезис или эндогенный режим.

Этот же метаморфизм иногда связан и с малыми интрузиями — (сателлиты Великой Дайки Лимпопо; дайковый комплекс Шотландского нагорья; расслоенные интрузии Лапландского пояса и др.), где уже консолидированные гранулиты секутся мелкими телами магматических пород, содержащих вторичные метаморфические парагенезисы гранулитовой фации. Метаморфизм, связанный с малыми интрузиями, проявлен только в самих интрузивных телах и контактовых ареолов обычно не образует.

В настоящее время в геологической литературе все чаще появляется информация по этому вопросу. Однако многие исследователи, признавая сам факт возникновения гранулитов разными путями, не учитывают этого в своей работе, что неизменно ведет к неверным выводам при обобщающих геологических построениях. Особенно это касается работ, где метаморфический метод используется для возрастных корреляций. Например, появление гранулитовых парагенезисов в ряде габбро-анортозитовых массивов Лапландского и Станового разломов используется многими исследователями для доказательства древних возрастов этих массивов и сопоставления их с древнейшими гранулитами соответствующих регионов.

При изучении термальной истории Земли ряд авторов приходит к выводу о специфической принадлежности гранулитов только к докембрийской эпохе. Другие исследователи расширяют временной диапазон этих образований вплоть до неогена. Рассмотрение этого вопроса с учетом существования двух генетических типов гранулитов убеждает в правильности выводов о возможности гранулитообразования как процесса, связанного с термальным состоянием Земли только в архейский и протерозойский периоды. Анализ литературы по гранулитам фанерозоя свидетельствует об их принадлежности ко второму типу — локально проявленных высокотемпературных процессов, не связанных с геотермическим градиентом.

*Г. Г. Дук*

**ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ СТАНОВЛЕНИЯ  
ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВЫХ КОМПЛЕКСОВ  
В СИМАТИЧЕСКИХ ПОЯСАХ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ**

В развитии геоструктур докембрия исключительная роль принадлежит позднедокембрийским тектоническим этапам. В эти геологические периоды формируются нередко рудоносные линейные

подвижные зеленосланцевые пояса планетарного масштаба с фемической направленностью развития (рис. 1).

Палеотектонические реконструкции позволяют в настоящее время выделять среди них два главных типа: первый ( $R_2 - R_3$ ) с высокобарическим метаморфизмом, генетически связанный только с метаофиолитами, и второй — ( $V - E_1$ ) с низкобарическим характером метаморфизма, генетически связанный преимущественно с офиолитами.<sup>1</sup>

В каждом типе поясов метаофиолиты и офиолиты составляют не более 15—20 % общего объема пород и залегают в основании их разрезов. Большую часть разрезов этих поясов (80—85 %) слагают вулканогенно-осадочные и вулканогенные комплексы, метаморфизованные в условиях фации зеленых сланцев повышенных (для поясов I типа) и преимущественно низких давлений (для поясов II типа).

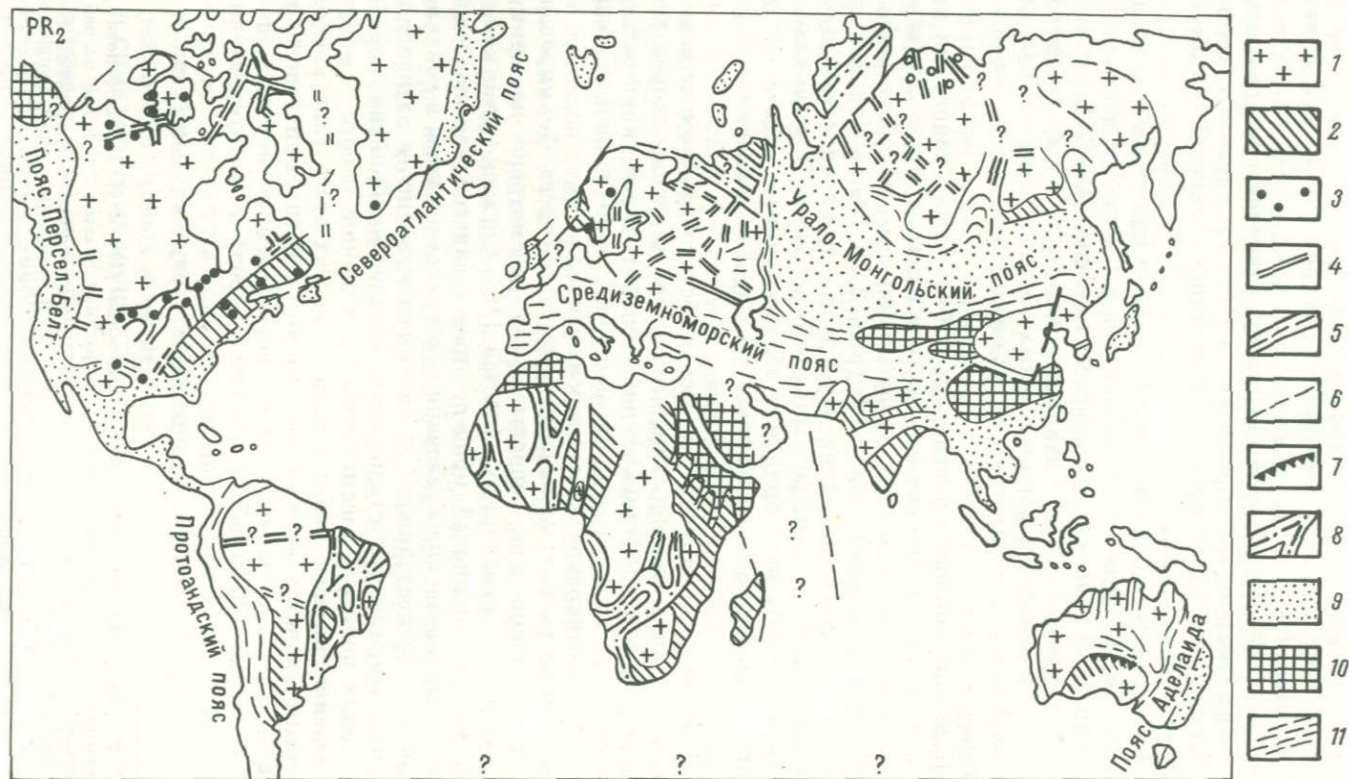
К зеленосланцевым поясам I и II барических типов, как правило, пространственно совмещенным в одних и тех же линейных структурах, относятся прежде всего наиболее изученные мафические пояса юга Алтае-Саянской (рис. 2) и Южно-Тяньшанской (рис. 3) складчатых областей. На Урале — это значительные объемы Хадатского и Войкаро-Сыньинского поясов. В региональном плане все позднедокембрийские зеленосланцевые пояса объединяются в два крупных мегапояса: Урало-Тяньшанский и Алтае-Саянский.

Наиболее ранняя геодинамическая обстановка в момент заложения фемических зеленосланцевых поясов отвечала скорее всего типу внутриконтинентальных рифтогенных морей (крупных субокеанических впадин), на которых в ходе дальнейшей эволюции развивались интракратонные геосинклинали.

Стадийность как характерная черта процесса формирования континентальной коры впервые была рассмотрена на примере фанерозойских складчатых областей [10]. Согласно этой концепции, геосинклинальный процесс представляется как последовательное стадийное преобразование океанической коры в континентальную, осуществляющееся преимущественно в переходную стадию. Именно эта стадия для позднедокембрийских зеленосланцевых поясов и рассматривается в данной работе.

**Зеленосланцевые пояса I типа.** В поясах этого типа наиболее обычным является двучленное деление стратиграфического разреза: в основании залегает толща переслаивания метавулканитов (не более 20—30 % общего объема пород) и метатерригенных отложений — граувакк (преобладают), кварцитов, мраморов; верхи разреза сложены существенно граувакковыми толщами,

<sup>1</sup> В отличие от классификаций А. Миясиро [11] и Н. Л. Добрецова [3], предлагающих три типа офиолитов, здесь рассматривается лишь два основных: 1) метаофиолиты, включающие глубокометаморфизованные, от амфиболитовой до эклогитовой фации, офиолиты, в том числе и «меланократовый фундамент»; 2) слабометаморфизованные (на уровне фации зеленых сланцев) или практически неметаморфизованные офиолиты.



переходящими в самых верхах разреза в граувакковый флиш. Типичной является смена по вертикали и латерали грауваккового типа осадконакопления флишоидным, иногда появляются кремнистые пелиты.

Реже наблюдаются трехчленные разрезы. Такие полные стратотипические разрезы (горифская серия) изучались автором совместно с С. С. Карапетовым, В. И. Павловым и С. А. Лазариди в северном обрамлении Гармского блока (среднее течение р. Дубурса и ее притоков). Здесь сверху вниз выявлены: 1) мощная (5—7 км) толща граувакк и грауваккового флиша; 2) толща переслаивания метавулканитов (метапорфиритоиды и их туфы), граувакк, кварцитов (мощность 1—2 км), 3) амфиболитизированные диабазы, базальты, амфиболиты (мощность 0.5—0.7 км). Терригенные породы содержат фенгит, метавулканиты — винчит, барруазит.

В составе основных инициальных вулканитов в зеленосланцевых поясах I типа преобладают щелочные оливиновые базальты, менее развиты высокоглиноземистые базальты и толеитовые базальты, еще реже встречаются пикриты (рис. 4). Эти группы пород наиболее близки к вулканическим формациям субокеанического типа, отвечая по составу преимущественно промежуточным базальтам рифтовых зон. Значительная часть метавулканитов имеет состав высоконатровых андезитобазальтов и трахибазальтов. Эта группа пород обнаруживает определенные черты сходства с формациями островодужного типа. Состав граувакк отвечает преимущественно андезитобазальтам, андезитам, реже — дацитам, кератофирам.

Сходство рассматриваемых эвгеосинклинальных толщ с отложениями островных дуг и краевых морей очевидно. Они как раз и характеризуют переходный тип строения коры. Субокеаническому и островодужному эндогенным режимам переходной стадии в зеленосланцевых поясах I типа соответствует низкоградиентный метаморфизм повышенных давлений с экстремальными параметрами  $P_{\text{общ}}$  от 7—8 до 5—6 кбар и  $T$  от 300 до 450 °С, сопровождающийся

←

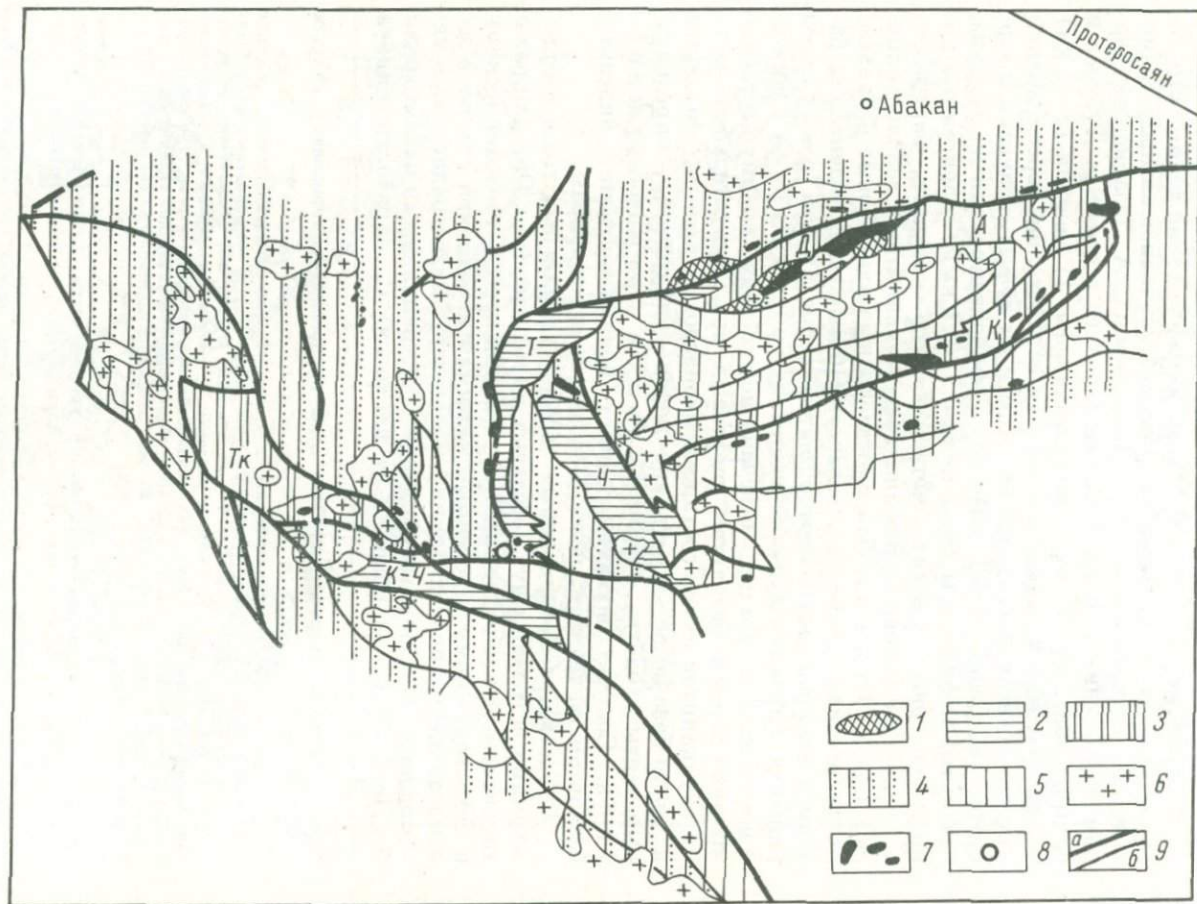
Рис. 1. Рифтовые и рифтоподобные зоны на древних платформах в позднем протерозое [8].

1 — древние (дорифейские) платформы; 2 — зоны тектоно-магматической активизации платформ в позднем протерозое (~1—0.5—0.6 млрд. лет); 3 — проявления магматизма на платформах в рифее и венде; 4 — авлакогены; 5 — то же, испытавшие инверсию (~1—0.5—0.6 млрд. лет); 6 — крутые разломы; 7 — надвиги и шарьяжи; 8 — авлакогеосинклинали, испытавшие ранне- или позднебайкальскую складчатость; 9 — позднепротерозойские геосинклинальные пояса; 10 — области раннебайкальской складчатости в них (древнее 0.8—1 млрд. лет); 11 — то же, позднебайкальской и салаирской (0.5—0.6 млрд. лет).

→

Рис. 2. Карта метаморфических фаций южной части Алтае-Саянской складчатой области (по Карте метаморфизма Азии, 1978 г., с дополнениями автора).

1 — амфиболитовая фация; 2 — эпидот-амфиболитовая фация; 3 — зеленосланцевая фация повышенных давлений; 4 — зеленосланцевая фация низких (умеренных) давлений; 5 — пренит-пумпеллитовая фация; 6 — палеозойские гранитоиды; 7 — гипербазиты; 8 — экаолиты; 9 — разломы (а — главные, б — второстепенные). Выступы: Тк — Теректинский, Т — Телецкий, К-Ч — Катунско-Чуйский, Д — Джебашский, А — Амьальский; зоны: Ч — Чулымшанская, К — Куртушибинская.



формированием преимущественно систем складок тангенциального сжатия [4].

Эволюция эндогенных режимов в зеленосланцевых поясах I типа на прогрессивном этапе проявляется; в смене базанит-базальтоидного вулканизма андезито-базальтовым, грауваккового типа осадконакопления — флишоидным; в постепенном снижении  $P_{\text{общ}}$  от 7—8 до 5—6 кбар при сравнительно постоянной  $T$ , варьирующей от 300 до 450 °С; в преобладании складчатости тангенциального сжатия по сравнению со складчатостью радиального сжатия, характерной для поздних этапов развития этих поясов.

В каледонский и герцинский этапы развития соответствующих геосинклиналей рифейские структуры зеленосланцевых поясов I типа окончательно были переработаны (наложенный зеленосланцевый метаморфизм низких  $P_{\text{общ}}$ ) и приобрели план и ориентировку структур, характерную для палеозоя.

В качестве примеров типичных осадочно-вулканогенных комплексов, характерных для симатических поясов I типа, можно указать теректинский комплекс Горного Алтая, джебашский комплекс Западного Саяна, итуньсайскую, канскую горифскую и другие свиты (серии) Южного Тянь-Шаня.

**Зеленосланцевые пояса II типа.** Существование океанического (рифтогенного) эндогенного режима на раннем этапе заложения зеленосланцевых поясов II типа (рубеж верхнего рифея и венда) в настоящее время признается многими исследователями [1, 2, 4—6, 9]. В этот этап в осевых частях грабенов, в условиях растяжения литосферы, формируются мафические комплексы пород, описанные Н. Л. Добрецовым [3] и А. Миясино [11] к офиолитам I типа (класса).

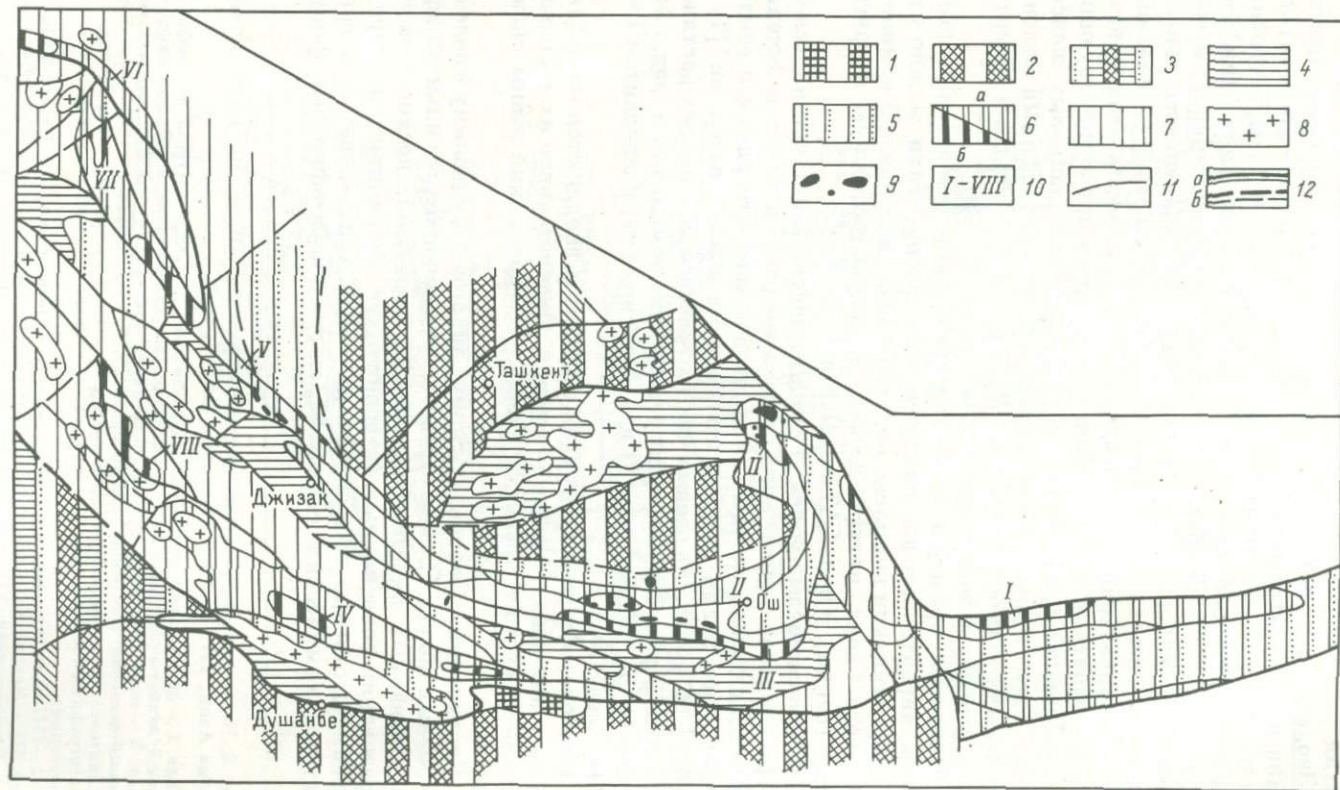
Наиболее мощные протрузии офиолитов внедряются на рубеже венда — нижнего—среднего кембрия. Окончательное их становление имеет место в позднекаледонский—герцинский этапы складчатости.

Переходному (островодужному) эндогенному режиму в зеленосланцевых поясах II типа соответствует накопление сильнодифференцированных андезит-базальтовых формаций, несущих черты образования современных островных дуг. Вулканические породы (преимущественно эффузивы и их туфы) характеризуются контрастным химическим составом (спилито-кератофировые форма-

Рис. 3. Карта метаморфических фаций Южного Тянь-Шаня (по Карте метаморфизма Азии, 1978 г., с дополнениями автора).

Фации: 1 — двупироксен-гнейсовая и амфиболитовая, 2 — амфиболитовая, 3 — амфиболитовая + эпидот-амфиболитовая + зеленосланцевая (наложенная); 4 — эпидот-амфиболитовая, 5 — зеленосланцевая низких (умеренных) давлений, 6 — зеленосланцевая повышенных давлений (а — обнаженная территория, б — предполагаемая), 7 — пренил-пумпеллитовая; 8 — палеозойские гранитоиды; 10 — зеленосланцевые пояса I типа; 11 — стратиграфические границы; 12 — разломы (а — главные, б — второстепенные, в — предполагаемые).

I—VIII — зеленосланцевые пояса I типа: I — Атбашинский, II — Канско-Майлисуйский, III — Канско-Араванский, IV — Зеравшано-Гиссарский, V — Северо-Нуратинский, VI — Букантауский, VII — Тамды-Тауский, VIII — Зирабулак-Зиаэтинский.



ции) в отличие от вулканитов в зеленосланцевых поясах I типа. Смена базальтового, толеит-базальтового вулканизма поздней океанической стадии (кремнисто-вулканогенные члены офиолитовых серий) андезит-базальтовым, андезитовым вулканизмом сопровождается дальнейшим наращиванием мощности земной коры.

Осадочно-вулканогенные<sup>2</sup> комплексы в зеленосланцевых поясах II типа метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев низких давлений, переходных к пренит-пумпеллиитовой фации. Деформации этого периода развития геосинклинали сопровождаются формированием складок тангенциального и радиального сжатия.

В качестве примеров типичных осадочно-вулканогенных комплексов, формирующихся в системе зеленосланцевых поясов II типа, можно назвать сугашскую и манжерокскую свиты Горного Алтая, чингинскую и ниже-верхнемонокскую свиты Западного Саяна, барзангинский, газнычский и нарватский комплексы Зеравшано-Гиссара и т. д.

---

Общие закономерности проявления эндогенных режимов сводятся к следующему.

1. Все зеленосланцевые пояса позднего докембрия отвечают линейным структурам планетарного масштаба, заложенным на древнем (дорифейском) гетерогенном фундаменте (гранитная и тоналитовая коры).

2. Оба типа поясов характеризуют последовательное прогрессивное развитие молодой новообразованной коры океанического — переходного типов в результате деструкции утоненных активных континентальных окраин с вулканическими дугами. Эволюция литологических формаций в обоих типах поясов имеет много общих черт с формациями активных континентальных окраин: континентальный склон — краевой эвгеосинклинальный морской бассейн — гряда вулканических островов — морской бассейн океанического типа, а также с формациями зон внутриконтинентального рифтогенеза.

3. Для вулканогенно-осадочных и вулканогенных комплексов характерен переходный тип строения коры, формирующейся главным образом в геодинамической обстановке рифтогенных зон, поясов, островных вулканических дуг и краевых морей.

4. Процессы корообразования независимо от времени осуществляются посредством трансформации симатической коры в кору переходного и гранитного типов.

Специфика проявления эндогенных режимов заключается в следующем.

---

<sup>2</sup> В состав осадков в зеленосланцевых поясах II типа преобладают песчаники, сланцы, филлиты, известняки, глинисто-кремнистые сланцы, кремнистые сланцы, менее развиты граувакки.

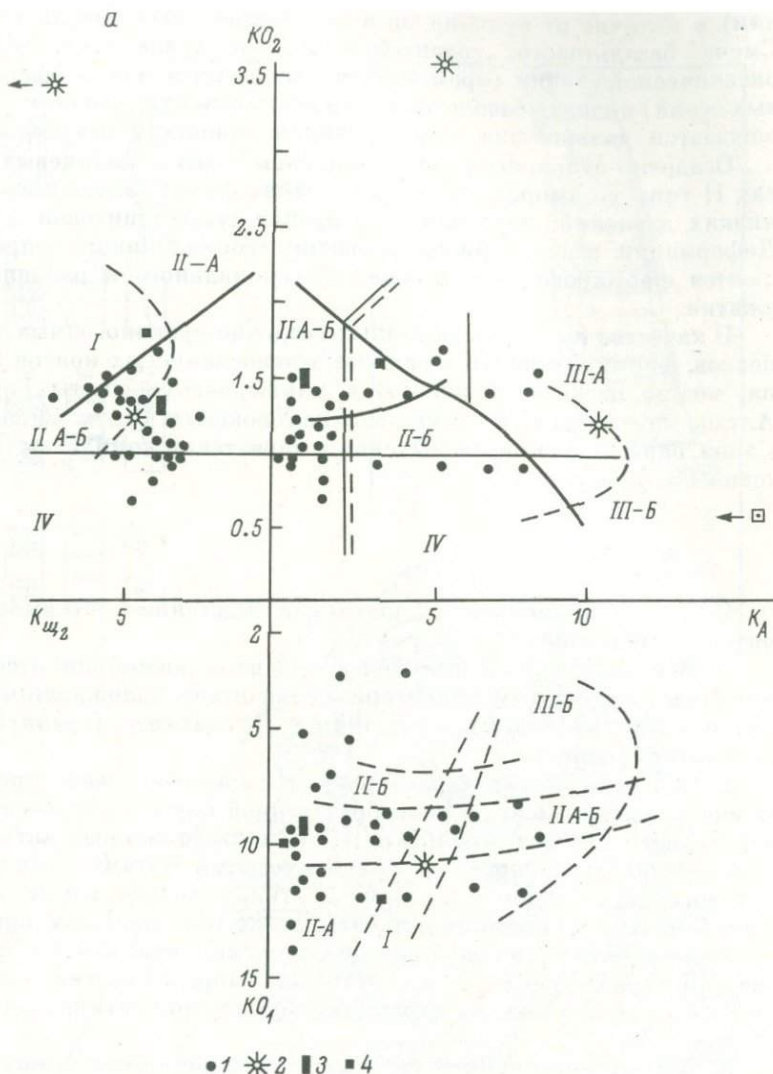


Рис. 4. Диаграмма петрохимических типов базальтов Теректинского горста [3, 4].

а — уймонская свита: метавулканыты, содержащие Na-, Ca-амфиболы (1), хлорит-эпидотовые сланцы (2), 3 — средний состав вулканитов по Н. Л. Добрецову [3], 4 — средний состав (из 8 анализов) вулканитов шельдянской свиты (аналоги уймонской, к западу от исследованного региона в пределах Теректинского горста) по данным Р. К. Григайтис (1975 г.). б — баратальская свита (1), сугашская свита: 2 — эффузивы, 3 — дайковый «sheet-комплекс»; 4 — средний состав кембрических метадиабазов Алтая и 5 — средний спилит по Н. Л. Добрецову [3]. Соответствующие коэффициенты приведены в работе Г. Г. Дук (1982). Океанические базальты: I — толеиты гавайского типа; II-A — оливиновые щелочные базальты; III-A — плагиобазальты срединно-океанических хребтов. II-A-B — промежуточные базальты рифтовых зон; III-B — высокоглиноземистые базальты андезитово-базальтовых серий островных дуг; IV — континентальные толеиты (траппы и платобазальты); II-B — оливиновые щелочные базальты.

б

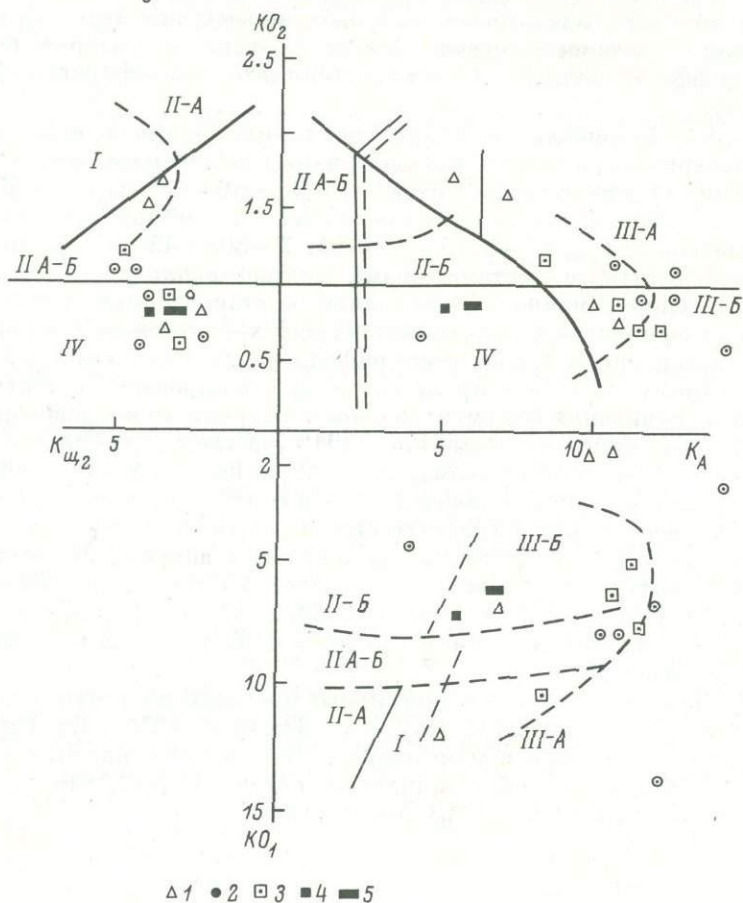


Рис. 4 (продолжение)

1. Мощные офиолитовые комплексы венда-кембрия маркируют заложение и становление симатических поясов II типа, в то время как метаофиолиты (среднего?) верхнего рифея (эклогит-глаукофансланцевые комплексы типа максютовского) в Западном Саяне и Южном Тянь-Шане сильно редуцированы, а пояса I типа маркируются главным образом по появлению глаукофанзеленосланцевых комплексов.

2. Зеленосланцевые пояса I типа отличаются сильно редуцированной континентальной (орогенной) стадией (эмбриональные эвгеосинклинали по [7]), в то время как зеленосланцевые пояса II типа имеют завершенный цикл геосинклинального развития.

3. Особенность направленного развития эндогенных режимов в зеленосланцевых поясах обоих типов заключается в смене во вре-

мени инициального базальтоидного (субокеанического) магматизма андезито-базальтовым (островодужным); при этом для вулканитов в зеленосланцевых поясах II типа характерна сильная дифференциация по составу (спилито-кератофировая формация).

4. Для зеленосланцевых поясов I типа типичен высоко- и среднебарический режим метаморфизма с экстремальными параметрами: 1) для метаофиолитов —  $P_{\text{общ}} \sim 10-14$  кбар,  $T \sim 550-700^\circ$ ; 2) для метавулканогенно-осадочных, метавулканогенных комплексов —  $P_{\text{общ}} \sim 7-8$  (5—6 кбар),  $T \sim 300-450^\circ\text{C}$ . Процессы низкоградиентного метаморфизма осуществлялись преимущественно одновременно с заложением и становлением формаций поздних офиолитов и вулканических дуг, характерных для поясов II типа, т. е. на рубеже верхнего рифея и венда. Ведущим при этом, по-видимому, являлись процессы дифференцированного тектонического скучивания фрагментов коры и умеренного покровообразования. Для зеленосланцевых поясов II типа характерен низкобарический режим метаморфизма:  $P_{\text{общ}} \sim 2-3$  кбар,  $T \sim 300-500^\circ\text{C}$ .

5. Зеленосланцевые пояса I типа в отличие от поясов II типа имеют более сложный характер складчатости; при этом в первых ранние пологие структуры, нередко со своей внутренней автономностью, обычно почти нацело переработаны поздними палеозойскими структурами. Эти процессы, как правило, сопровождаются поздними надвигами с синхронными зонами меланжа в их фронтальных частях.

6. Метаморфические регрессивные процессы низкотемпературного минералообразования ( $P_{\text{общ}} \sim 2-3$  кбар,  $T \sim 250-350^\circ$ ) почти нацело переработали и уничтожили высокобарические минеральные ассоциации в зеленосланцевых поясах I типа, что создает известные трудности при их диагностике.

## Л и т е р а т у р а

1. Гончаренко А. И., Кузнецов П. П., Симонов В. А., Чернышов А. И. Офиолитовая ассоциация Кузнецкого Алатау: (на примере Средне-Терсинского массива). Новосибирск, 1982а. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 53). 104 с.
2. Гончаренко А. И., Чернышов А. И., Каячев Н. Ф. Складчатые структуры и реконструкция распределения в них палеотектонических напряжений в связи с асбестоносностью. — В кн.: Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Новосибирск, 1982б. С. 122—152.
3. Добрецов Н. Л. Глаукофановый метаморфизм и три типа офиолитовых поясов. — Докл. АН СССР, 1974, т. 21, № 6, с. 1383—1386.
4. Дук Г. Г. Зеленосланцевые пояса повышенных давлений (Горный Алтай). Л., 1982. с. 184.
5. Кузнецов П. П. Структурные особенности гипербазитовых поясов Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1980. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 438). С. 96.
6. Макарычев Г. И. Геосинклиальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М., 1978 (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 318). с. 195.
7. Маракушев А. А., Мишкин М. А., Тарарин И. А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М., 1971. с. 156.

8. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли (Рифтогенез на древних платформах). М., 1983. 279 с.

9. Петрология и метаморфизм древних офиолитов: (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск, 1977 (Тр. ИГ и Г СО АН СССР; Вып. 368). 220 с.

10. Пейве А. В., Штрейсс Н. А., Перфильев А. С., Самыгин С. Г. Палеозойды и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. — Сов. геология, 1972, № 12, с. 7—25.

11. Miyashiro A. Classification, characteristic and origin of ophiolites. — J. Geol., 1975, vol. 83, p. 249—291.

*Д. А. Михайлов, Ю. М. Соколов*

### ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ РУДОГЕНЕЗА В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

В докембрии широко распространены месторождения железа, меди, хрома, марганца, никеля, кобальта, свинца, урана, золота, слюды, высокоглиноземистого и керамического сырья, горного хрусталя, драгоценных и поделочных камней. Динамика прироста этих полезных ископаемых за счет открытия и разработки новых месторождений в докембрийских регионах мира свидетельствует о больших потенциальных возможностях древних толщ. Главным вопросом в проблеме минеральных ресурсов докембрия является определение перспективной рудоносности тех структурно-вещественных и временных подразделений докембрия, которые выделяются по современным представлениям о древних глубокометаморфизованных толщах. Иными словами, речь идет о металлогенических провинциях и металлогенических эпохах. Совершенно очевидно, что решение этой проблемы должно базироваться на выявлении закономерностей распределения месторождений по площади кристаллических толщ с учетом их литологии, структуры и тектонического положения, а также на знании тех петрологических процессов, которые приводили к рудогенезу. Первая часть проблемы разрешается данными геологического картирования, что дает возможность выделять рудные провинции, узлы или зоны. Вторая часть является более сложной, так как она разрешима не прямым наблюдением, а опосредована моделированием процессов петрогенезиса, взаимодействие которых могло приводить к формированию руд. Отсюда и дискуссионность в генетических оценках тех или иных рудоносных формаций.

Изучение петрологии и рудообразования докембрия выдвинуло на одно из первых мест процессы регионального метаморфизма как важного металлогенического фактора. Однако наряду с выделением ряда метаморфогенных формаций [6] существует мнение, что метаморфизм приводит лишь к качественному изменению ранее накопленного рудного вещества [19]. Для того чтобы уверенно выделять класс метаморфогенных месторождений, необходимо знать характер влияния метаморфизма на процессы переотложения и концентрации рудного вещества. Этот вопрос прямо связан

с определением геохимической направленности метаморфических процессов. Уместно отметить вывод о том, что региональный метаморфизм почти не затрагивает их химической субстанции — для большинства компонентов, определяющих принадлежность пород к тому или иному литологическому типу, система регионального метаморфизма может рассматриваться как закрытая [22]. Следовательно, объяснение существования генетических связей процессов рудогенеза с региональным метаморфизмом должно учитывать это обстоятельство. Существующее в литературе объяснение концентрации рудных минералов метаморфической дифференциацией, собирательной перекристаллизацией, перегруппировкой вещества во время прогрессивного регионального метаморфизма не объясняет локального характера рудогенеза при площадном развитии метаморфических процессов, оторванности во времени процессов рудоотложения от кристаллизации метаморфических пород, большого минерального разнообразия руд, связанных с одним и тем же комплексом пород и их пространственной разобщенности, значительных объемов рудных тел, моно- или биминерального состава и особенностей строения, часто резко отличных от метаморфических пород. В давней работе на основании изучения ряда рудоносных формаций докембрия авторы обосновывают главные металлогенические особенности эндогенных процессов, протекавших при региональном метаморфизме, т. е. речь идет об условиях образования метаморфических рудных формаций.

Принято считать, что в каждом регионе докембрия имели место длительно существовавшие эпохи рудогенеза: архейская, ранне-средне- и позднепротерозойская. Предполагается, что каждой эпохе соответствует свой набор не только формационных типов оруденения, но и специализация на определенные ассоциации полезных ископаемых и отдельные рудные элементы. На основании обобщения данных радиологического возраста месторождений докембрия мира К. О. Кратцем и Ю. М. Соколовым [6] выделены импульсы эндогенной активности рудообразования, совпадающие с принятыми рубежами геолого-геохронологической шкалы докембрия (рис. 1). Металлогеническая активность этих импульсов различна. Только одна эпоха — 1900 млн. лет — имеет глобальное проявление и исключительную насыщенность разнообразными рудными формациями. Остальные носят межконтинентальный, внутриконтинентальный или региональный характер.

На Балтийском щите существует ряд металлогенических зон, которые контролируют распределение по площади многих рудных формаций (рис. 2). Эти зоны имеют линейные очертания, их образование обусловлено положением в областях сочленения сравнительно стабильных геоблоков земной коры, имеющих автономное

Рис. 1. Распределение импульсов эндогенной металлогенической активности земной коры в докембрии.

1 — глобальный, 2 — межконтинентальный, 3 — внутриконтинентальный (региональный).



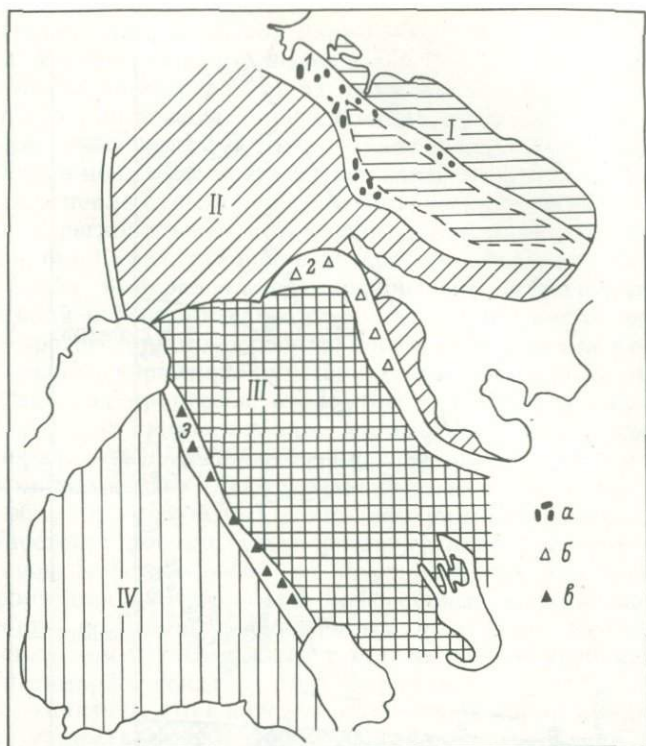


Рис. 2. Структурно-металлогеническая схема докембрия Балтийского щита.

I — Кольский массив, II — Лапландско-Беломорская структурная зона, III — Центрально-Карельский массив, IV — Свеккофеннская структурная зона. Металлогенические зоны (а — месторождения и рудопроявления железистых кварцитов, б — месторождения пегматитов, в — месторождения сульфидных руд): 1 — Центрально-Кольская, 2 — Беломоро-Куолоярвинская, 3 — Ладожско-Ботническая.

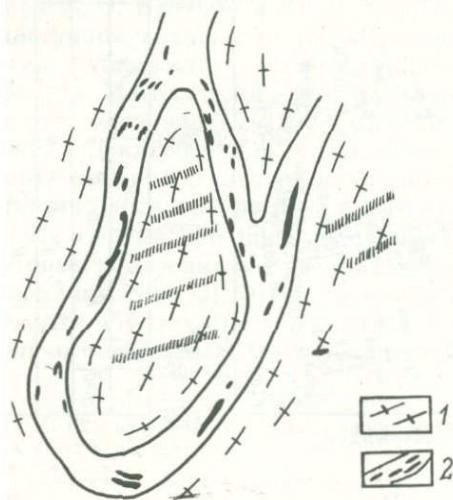


Рис. 3. Характер размещения железистых кварцитов среди амфиболитовых силлиманит-биотитовых гнейсов и амфиболитов интенсивно дислоцированных и расчленяющих гранодиориты фундамента на блоки (по П. М. Горяинову, 1976 г.).

1 — гранодиориты фундамента, 2 — железистые кварциты.

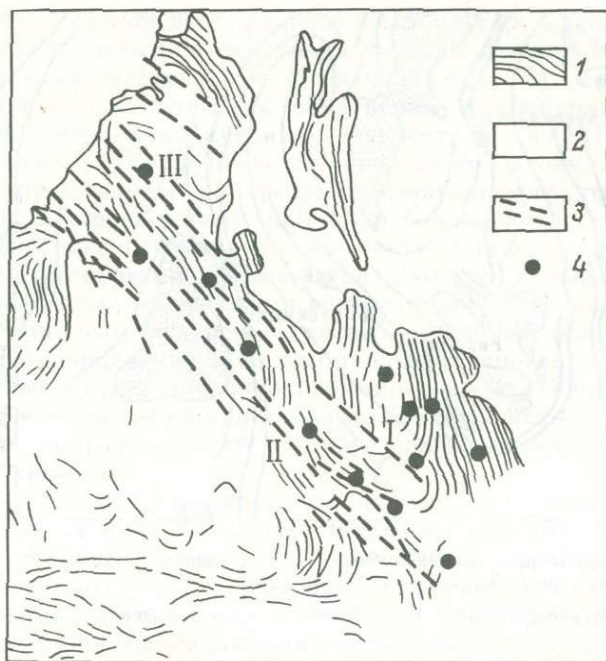


Рис. 4. Структурно-металлогеническая схема Ладожско-Ботнического рудного пояса Центральной Финляндии. По А. Кахма [27].

1 — свекокарельская формация; 2 — раннедокембрийский фундамент; 3 — линейные структуры сульфидного пояса; 4 — месторождения районов: Оутокумпу (I), Котлахти (II), Вихаян (III).

развитие. Длительность формирования этих шовных структурных зон предопределила и разнообразие приуроченных к ним рудных формаций, в том числе и метаморфогенных. На Кольском полуострове многочисленные месторождения и рудопроявления железистых кварцитов локализованы в двух мобильных зонах — Печенгско-Имандра-Варзугской и Кейвско-Поросозерской, представляющих собой глубинные тектонические швы и характеризующиеся развитием последовательно проявленных складчатых и разрывных дислокаций, проникновением глубинных магм, региональным метаморфизмом и ультраметаморфизмом [5]. Наиболее поздние эндогенные процессы в этих зонах — метаморфизм амфиболитовой фации, ультраметаморфизм и гранитообразование, проявленные в архейском субстрате, датируются в 2000—1800 млн. лет. Характер взаимоотношений железистых кварцитов с вмещающими породами и ряд других особенностей позволяют делать вывод о метасоматическом происхождении железистых кварцитов и образовании их в этот период метаморфизма [18].

Устанавливаемая зависимость размещения железистых кварцитов от степени рассланцованности пород субстрата (имеется в виду рассланцевание разнообразных базитов, которые подвер-

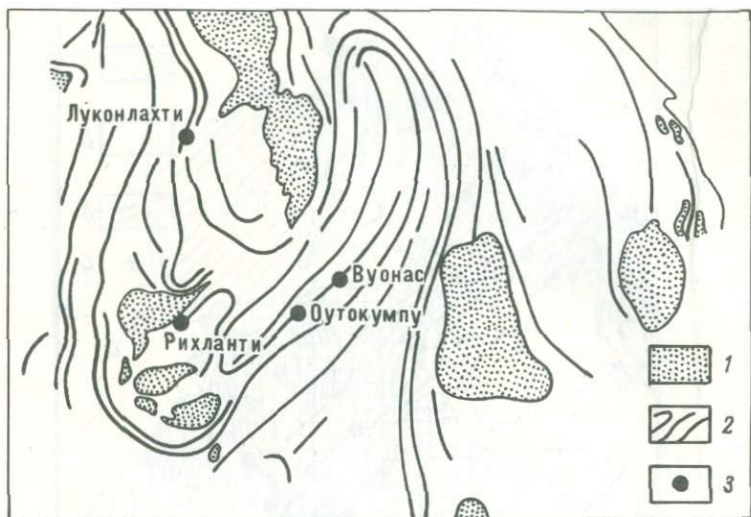


Рис. 5. Структурная схема района месторождений Оутокумпу (Центральная Финляндия). По А. Хухма и М. Хухма [26].

1 — докарьельский фундамент, 2 — карелиды, 3 — месторождения.

гались окварцеванию и оруденению) и предопределила приуроченность этой рудной формации к мобильным зонам, в каждом из участков которых отмечается размещение железистых кварцитов в областях интенсивной бластомилонитизации, расчленяющих древний фундамент на блоки (рис. 3). Протекавшие процессы диафореза супракрустальных толщ в этих зонах вызвали развитие метасоматоза, приведшего к рудогенезу. Спорадичность размещения железистых кварцитов в виде линзовидных тел разнообразных размеров предопределялась залеганием базитов и их последующим рассланцеванием.

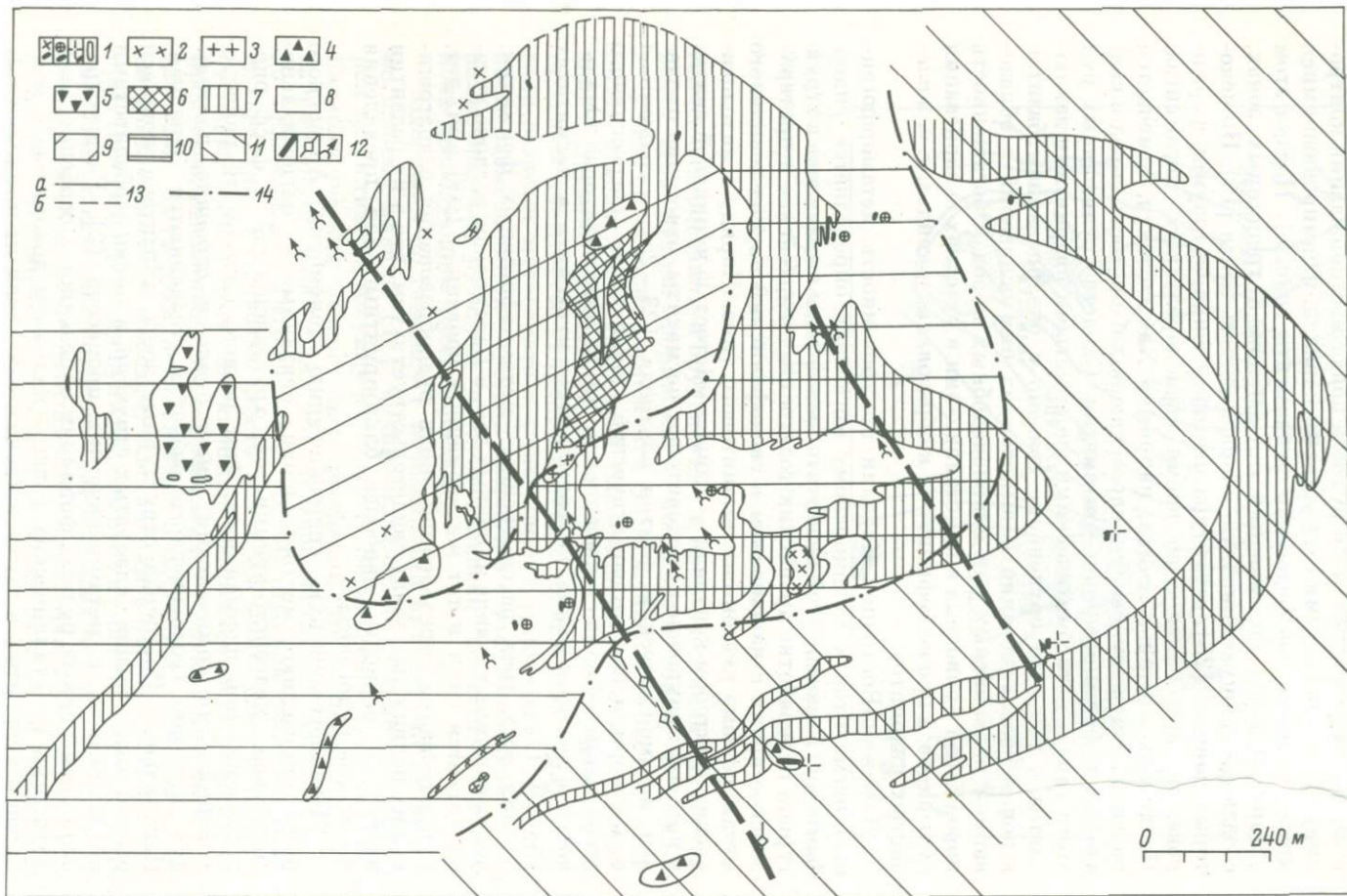
Сходными по генезису с железистыми кварцитами являются, по нашему мнению [17], полиметаллические сульфидные месторождения типа Оутокумпу в Ладожско-Ботническом рудном поясе. Радиологический возраст месторождений этого пояса (рис. 4) варьирует от 2300 млн. лет (северо-восточная часть пояса) до 1900 млн. лет (юго-западная часть), отражая развитие пояса во времени. Разновозрастность месторождений свидетельствует об определенной металлогенической направленности эндогенных процессов, связанных с формированием этой тектонически активной зоны. Здесь руды локализованы в кварцитах, развивающихся по ультраосновным породам, залегающим в черносланцевых толщах. При окварцевании дунитов и выносе из них магния и кальция образовывались зоны скарнов и карбонатных пород. Рудные кварциты без ассоциации с дунитами не встречаются. Линейность сульфидного пояса определялась, по-видимому, линейным характером отрицательной гравиметрической аномалией [27]. Вместе с тем

в каждом из участков этого рудного пояса месторождения контролируются складчатыми структурами карелид, формировавшимися между блоками докарельского фундамента (рис. 5). Но при этом устанавливается локализация оруденения в трещинных зонах, создающих общую линейную направленность пояса [14]. По некоторым данным [28], структура месторождения Оутокумпу формировалась при надвиге во время свекокарельского тектогенеза. На других месторождениях, например Хаммаслахти, отмечается развитие зон окварцевания, пересекающих слоистость пород и связанных с формированием зон смятия. Сходство сульфидных руд этого типа с метасоматическими железистыми кварцитами заключается в том, что оруденение связано с окварцеванием базитов в зонах расланцевания и выносом из них оснований с образованием карбонатных или скарноподобных пород. Обогащенность пород серой приводила к кристаллизации в участках окварцевания сульфидов, а при ее дефиците — к образованию оксидов, т. е. железистых кварцитов.

В Северо-Восточной Карелии приуроченность метаморфогенных пегматитов к Беломорскому мегаблоку определяется рядом факторов. Развитие этой пегматитоносной зоны выразилось в структурной переработке архейских толщ в позднеархейское и протерозойское время с наложением в свекофеннский период зонального метаморфизма дистен-силлиманитового типа. Наряду с литологическим фактором контроля — глиноземистостью чушинской свиты, к которой приурочены мусковитовые пегматиты, отчетливо проявлен метаморфический фактор контроля [23—25], выраженный в конформности метасоматической зональности регрессивного этапа метаморфизма свекофеннского цикла и пегматитовой зональности в распределении по содержанию мусковита в пегматитах (рис. 6, 7).

Для всех трех рассмотренных метаморфогенных формаций, локализованных в виде линейных зон, в Балтийском регионе устанавливается один и тот же временной уровень — 1900 млн. лет. Существование определенной эпохи рудообразования в долгоживущих подвижных зонах свидетельствует о том, что в их развитии наступали периоды, наиболее благоприятные для проявления процессов рудогенеза.

Металлогеническую специализацию докембрия Алданского щита определяют месторождения, связанные с магнезиально-скарновой, железисто-кремнистой, хрусталеносной и фосфорно-редкоземельной формациями. Этот регион, сложенный раннедокембрийскими комплексами, имеет блоковое строение, длительную историю геологического развития. Выделяются Западная, Центральная, Восточная структурные зоны, характеризующиеся разной морфологией складчатых структур, а также особенностями магматических и метаморфических процессов [2]. Распространение отмеченных рудных формаций определяется особенностями литологии кристаллических толщ — наличием доломитовых мраморов и кварцитов, а также широким развитием кристаллических

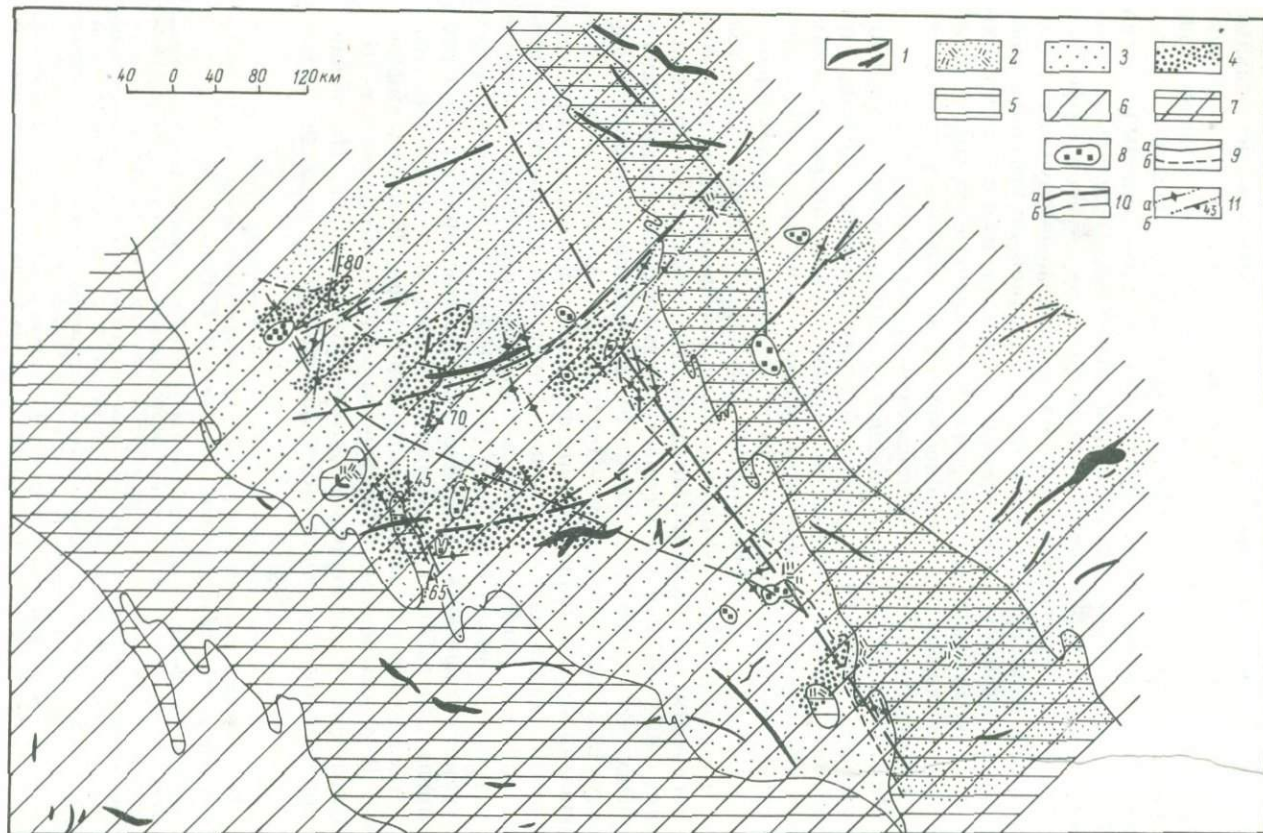


сланцев основного состава, явившимися источником ряда рудогенных элементов. Кроме флогопита и магнетита магнезиальные скарны в некоторых участках включают боровую, апатитовую, редкоземельную и сульфидную минерализации. Разнообразие и широкие вариации масштаба оруденения обусловлены различным влиянием ряда металлогенических факторов. Районы развития магнезиально-скарновой формации можно подразделить на поля распространения небольших тел скарнов, с магнетитом и апатитом и области сосредоточения флогопитовых и железорудных месторождений (рис. 8). В южной части Западной структурной зоны развиты железорудные месторождения, каждое из которых приурочено к складчатым структурам. Флогопитовые месторождения распространены шире — юго-восточная, восточная, северо-восточная и северная части Западной структурной зоны.

Развитие магнезиальных скарнов в разных структурно-тектонических зонах этого региона, т. е. нестрого приуроченное к определенным стратиграфическим и литологическим подразделениям, свидетельствует о геологических связях скарнообразования с процессами, проявившимися в разнообразной по формационной принадлежности и тектонической позиции кристаллических толщах и оказавшимися наложенными на автономно развивающиеся геологические комплексы Западной, Центральной и Восточной структурных зон. Районы распространения железорудных и флогопитовых месторождений, несмотря на общность стратиграфического положения в пределах Центрального Алдана, различаются проявлением ряда геологических факторов. Железорудные месторождения характерны для площадей ареального развития диафтореза амфиболитовой фации и складчатости, наложенной на ранние структуры. Время этого этапа тектогенеза, сопровождавшегося ультраметаморфизмом и гранитообразованием, определяется рассланцеванием габбро с возрастом 2200 млн. лет, небольшие тела которых в участках сильных дислокаций переработаны в амфиболиты. Все железорудные месторождения располагаются в Дёс-Хатыминской и Леглиерской синклиналиных зонах. На каждом месторождении отмечается приуроченность скарнов не только

Рис. 6. Конформность метасоматической и пегматитовой зональностей (район горы Полярной, Северная Карелия). Составила М. Е. Салье.

1 — пегматитовые жилы: а — существенно плагиоклазового состава с дистен-кварцевым метасоматитом в зальбандах, б — мусковит-плагиоклазового состава с кварц-мусковитовым метасоматитом в зальбандах, в — мусковит-микроклин-плагиоклазового состава, г — микроклин-плагиоклазового состава; 2—3 — плагиоклазовые и плагиоклаз-микроклиновые аплиты; 2 — третьего ( $\gamma_3$ ) и 3 — второго ( $\gamma_2$ ) циклов; 4—5 — базиты второго ( $\beta_1$ ) и четвертого ( $\beta_3$ ) циклов; 6—9 — супракрустальные породы (чупинская свита беломорской серии): 6 — амфибол-биотитовые, 7 — биотитовые, 8 — дистен-гранат-биотитовые, 9 — гранат-биотитовые гнейсы; 10—12 — области проявления метаморфизма свекофенского цикла: 10 — дистен-кварцевая, 11 — мусковит-кварцевая фации кислотного выщелачивания; 12 — зоны наложенного рассланцевания свекофенского цикла  $IVD_4^1$  (а), элементы залегания наложенной сланцеватости  $IVS_4^1$  (б), ориентировка шарниров северо-западных складок  $IVF_4^1$  (в); 13 — геологические границы между супракрустальными породами (а — прослеженные, б — интерполированные и предполагаемые), 14 — границы между зонами метасоматической зональности регрессивного этапа метаморфизма свекофенского цикла.



к мраморам, но и к участкам сильных дислокаций. При этом зоны диафтореза четко ограничиваются структурными зонами, что выражается также в резком изменении ряда геофизических характеристик пород [10], отражающих появление минералов (преимущественно рудогенных) в связи с диафторезом и гранитизацией. Отмечающийся на месторождениях магнетита повышенный фон в содержании Ti, Cu, Mo, Co, выраженный в образовании соответствующих рудопроявлений, свидетельствует о том, что метаморфизованные базиты служили источником этих элементов, а процессы повторного метаморфизма, гранитизации и гидротермальной переработки — сначала к обособлению, а затем к переотложению рудогенных элементов. Наблюдающееся усиление структурно-метаморфической переработки габбро с запада на восток в Унгринско-Тимптонском синклинии совпадает с возрастанием масштабов железорудных месторождений.

Апатитовое оруденение в скарнах Алдана, хотя и незначительное по сравнению с другими регионами докембрия, распространено достаточно широко. Источником фосфора оказывались мраморы и другие метаморфические породы — свидетельство общей зараженности фосфором этого региона, что и нашло отражение в образовании фосфорно-редкоземельной формации, представленной Селигдарским месторождением [1]. Геохимическими особенностями вмещающих пород и проявлением диафтореза определялось также образование в скарнах сфена, циркона, ортита, обогащенных редкими землями [16]. Со скарнами Мадагаскара [29] связаны уран-ториевые месторождения.

Таким образом, размещение железорудных месторождений и сопутствующей другой рудной минерализации в магнезиальных скарнах определяется литологическим (доломитовые мраморы как фактор, вызывавший скарнообразование в больших масштабах, и кристаллические сланцы, как источник Fe, Cu, Mo, P, TR), метаморфическим (диафторез, осуществлявшийся при участии растворов, стимулировавших гранитообразование и постмигматитовый метасоматизм) и структурно-тектоническим факторами. Последний явился контролирующим не только пространственную локализацию месторождений, но и их размеры, так как с формиро-

Рис. 7. Положение мусковитовых пегматитов различных типов относительно зон регрессивного метаморфизма свекофенского цикла. Северо-западный блок участка Слюдоварака, месторождение Тэдино. Составила М. Е. Салье.

1 — пегматитовые жилы; 2—4 — области проявления регрессивного метаморфизма свекофенского цикла (2 — дистен-кварцевая), 3 — мусковит-кварцевая фация кислотного выщелачивания, 4 — участки развития калиевого порфиробластеза); 5—8 — области проявления прогрессивного метаморфизма: 5 — Dist-Gr- и Bt-Mu субфации амфиболитовой фации (свекофенский цикл), 6 — Dist-Mu субфации фации дистеновых гнейсов, по О. И. Володичеву (селецкий цикл), 7 — последовательное проявление метаморфизма свекофенского и селецкого циклов; 8 — реликты пород Dist-Ort субфации фации дистеновых гнейсов, по О. И. Володичеву (ребольский цикл); 9 — границы между областями проявления прогрессивного (а) и регрессивного (б) метаморфизма; 10 — зоны надолжного расщепления свекофенского цикла (а — первого, б — второго порядков); 11 — элементы залегания наложенной сланцеватости (а — IVS<sub>1</sub>, б — IVS<sub>2</sub>).

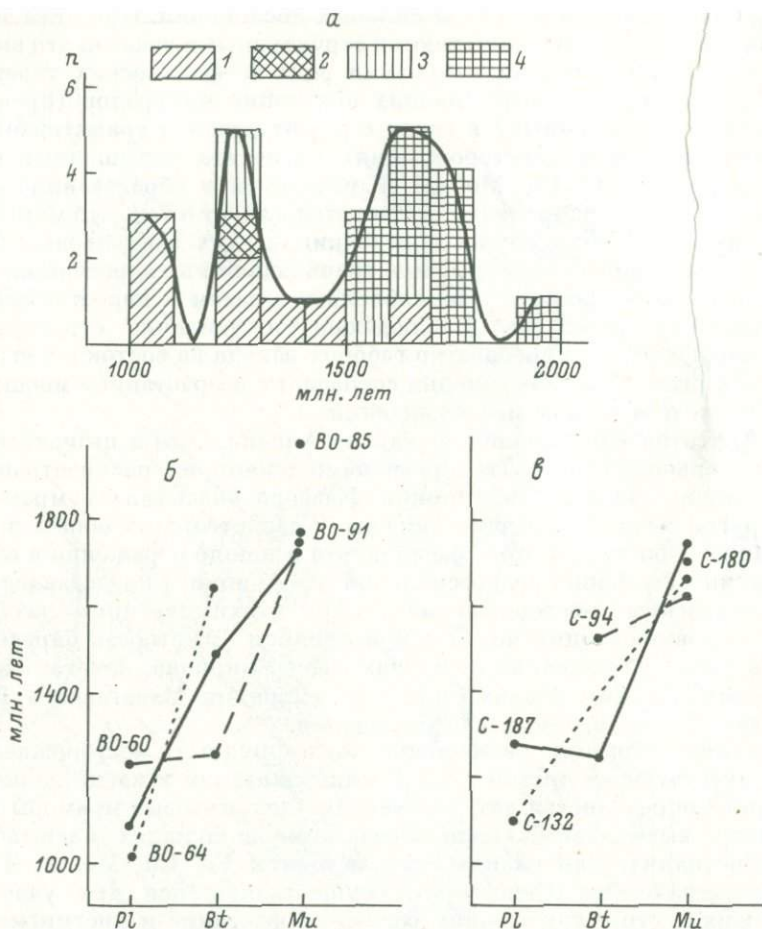


Рис. 8. Распределение К-Аг значений в минералах мусковит-редкометальных пегматитов (Слюдяноборско-Алакургтуйская провинция, Стрельнинское поле). 1 — плагиоклаз, 2 — микроклин, 3 — биотит, 4 — мусковит. BO-85, C-132 и др. — номера образцов,  $n$  — количество анализов.

ванием определенных структурно-тектонических зон связано внедрение габбро, служившего источником железа, и проявление сильных дислокаций, способствовавших развитию метасоматоза.

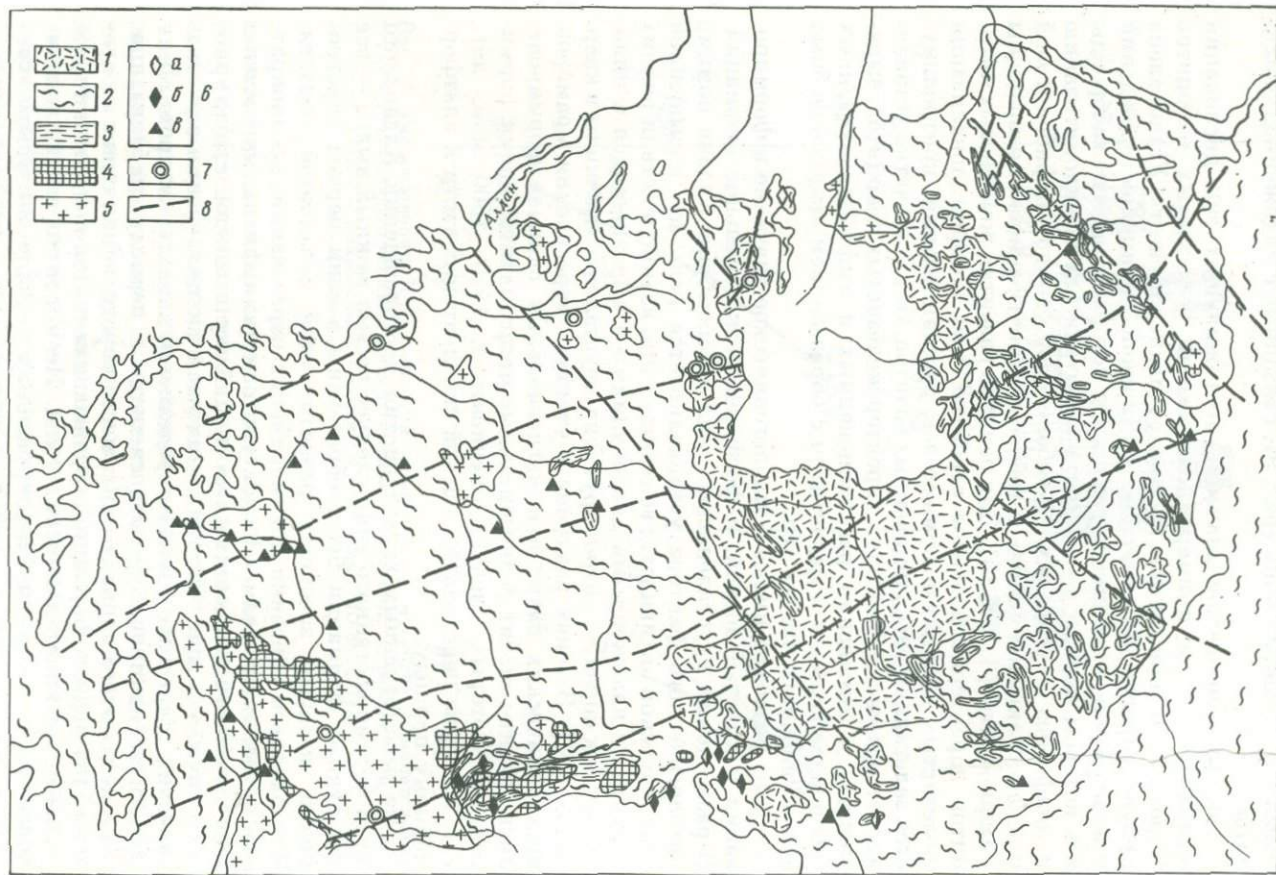
Флогопитовые месторождения располагаются в участках локального проявления диафтореза, сжатой изоклиальной складчатости с зонами бластомилонитов. Протяженность и частота чередования жестких дислокаций зависели от размеров изоклиальных складок. При ширине в 20—40 м зоны разрывов создавали довольно широкий фронт инфильтрации растворов, которые и производили метасоматическую переработку алюмосиликатных пород вокруг мраморов внутри этих структурных зон. Такая закономерность

характерна для всех докембрийских флогопитоносных провинций мира. В Прибайкалье промышленные флогопитоносные скарны образуют линейные зоны (рис. 9), связанные с наложенной складчатостью [21].

Металлогеническое значение долгоживущих зон дислокаций выявляется и на примере локализации железистых кварцитов Чаро-Токкинской группы на западе Алданского щита. Установлена приуроченность Ималыкской и Чарской групп месторождений к мощной зоне глубинного разлома, в которой залегают габброиды и в котором породы фундамента испытали бластомилонитизацию и диафорез в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, а габброиды почти нацело превращены в амфиболиты [3, 7, 8, 15]. Для районов развития железистых кварцитов характерно блоковое строение, при котором локализация железистых кварцитов помимо зон рассланцевания, контролируется залеганием рассланцованных базитов. При этом четко устанавливается метасоматический характер железистых кварцитов, выраженный в замещении рассланцованных и амфиболитизированных габброидов кварцем и магнетитом с образованием скарноподобных зон во внешних частях тел.

Зоны разломов имеют металлогеническое значение в формировании и хрусталеносной, и фосфорно-редкоземельной формаций. В размещении хрусталеносных жил в докембрии Алдана помимо литологического фактора устанавливается роль зон повышенной тектонической активности, возникших при взаимодействии ранних структур с наложенными дислокациями и выразившихся в милонитизации пород и контролирующими хрусталеносные жилы в кварцитах [20]. В зонах разломов в участках пересечения мраморов, кристаллических сланцев и магнезиальных скарнов формировались апатит-гематит-редкоземельные метасоматиты, время формирования которых следует оценивать в 1450—1500 млн. лет., т. е. в стадию перехода Алданской складчатой области к платформенному периоду.

Из рассмотренных характеристик месторождений Алданского щита метаморфогенного типа следует весьма важный вывод — все эти рудные формации были образованы в один период диастрофизма, который завершал развитие этой складчатой области. При блоковом строении докембрийских образований, неоднократном проявлении метаморфизма, ультраметаморфизма, магматизма и складчатости, имеющих свою специфику в каждой структурно-тектонической зоне, металлогеническая специализация кристаллических толщ в этих зонах определяется характером проявления геологических процессов, относящихся к периоду стабилизации. В пределах этого периода имеет место определенная смена во времени [16] рудных формаций, отражающая тектоническую историю становления кристаллических толщ. Несмотря на его продолжительность, он является фокусирующим в металлогеническом отношении всей истории геологического развития этой складчатой области докембрия. Причиной этому является изменение стиля



деформаций в завершающийся этап складчатости. В гидротермальном рудообразовании обычно подчеркивается роль зон расланцевания, трещиноватости и брекчирования. При всей их важности они носят локальный характер и не раскрывают причин размещения месторождений в виде рудных узлов, поясов и т. д.

Между тем проявление локальных структурных факторов определяется более общими причинами, к числу которых относятся неоднократность и неравномерность проявления дислокаций. При изучении характера распределения метаморфогенных формаций по площади отмечается приуроченность их, с одной стороны, к зонам повторной складчатости, а с другой — месторождения (особенно значительные по масштабам) образуют линейные зоны, указывающие на определяющую роль разрывных структур. Для Главного сульфидного пояса Центральной Финляндии характерно спорадическое распределение месторождений, каждое из которых контролируется сложными складчатыми структурами. Вместе с тем видна и строгая линейность пояса. Образование линейных зон месторождениями магнезиально-скарновой формации также подчеркивает роль разрывных структур. Следовательно, переход подвижных складчатых областей в консолидированное состояние был главной предпосылкой образования метаморфогенных рудных формаций. Процессы диафтореза явились другим важным фактором рудогенеза. Поступление воды извне стало причиной не только перекристаллизации и ультраметаморфизма, но и проявления на регрессивной стадии диафтореза метасоматических процессов, приведших к формированию рудных залежей. Особенности литологии и геохимии толщ определяли тип метасоматической формации и состав руд. Признание роли диафтореза в метаморфическом рудообразовании устраняет существующие противоположные оценки регионального метаморфизма как рудогенерирующего фактора. Прогрессивный метаморфизм является рудоподготовительным процессом [4], при котором не связанное с кристаллической структурой избыточное рудное вещество могло быть переотложено. Таким рудообразующим процессом и является метасоматоз, связанный с регрессивной стадией диафтореза кристаллических толщ.

Роль тектонически активных зон в формировании гидротермальных систем, приводящих к развитию рудоносных метасоматитов, рассмотрена Ф. А. Летниковым с коллегами [9]. Переход восстановительного характера флюидов при региональном мета-

Рис. 9. Структурно-металлогеническая схема центральной части Алданского массива.

1 — Архейский глубокометаморфизованный фундамент; 2 — области протерозойской складчатости, метаморфизма и ультраметаморфизма; 3 — кристаллические сланцы основного состава с прослоями доломитовых мраморов; 4 — габбро протерозойского возраста; 5 — граниты протерозойского возраста; 6 — магнезиально-скарновая рудная формация (а — флогопитовые месторождения, б — железорудные месторождения, в — небольшие рудопоявления); 7 — рудопоявления фосфорно-редкоземельной формации; 8 — региональные разломы.

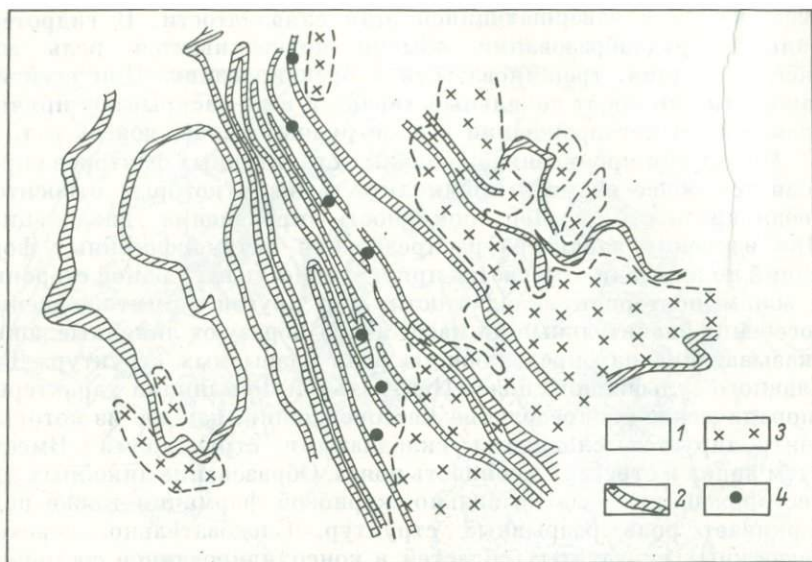


Рис. 10. Схема размещения флюоритовых месторождений Слюдоносного района по Л. З. Резницкому и Е. П. Васильеву [24].

1 — гранитизированные гнейсы, 2 — маркирующие стратиграфические горизонты, 3 — площади широкого развития гранитоидов, 4 — флюоритовые месторождения.

морфизме к окислительному означает развитие метасоматических процессов на его регрессивной стадии, локализованных в линейных трещинных зонах, сопряженных с завершением складчатости. Для каждого региона докембрия существует одна главная эпоха формирования метаморфогенно-метасоматических рудных формаций, соответствующая переходу в платформенную область. Если обратиться к магнезиальным скарнам, то кроме эпохи — 1900 млн. лет месторождения этой формации относятся к гренвилльской (1000 млн. лет) и мозамбикской (550 млн. лет) эпохам, с которыми в каждом регионе ассоциируют и другие типы рудных формаций, что в совокупности и создает большую металлогеническую значимость этих эпох для данных регионов. Вместе с тем для некоторых рудных формаций, таких как пегматиты и железистые кварциты, условия формирования которых имеют достаточно широкие вариации, в одном и том же регионе устанавливается иногда ряд этапов их формирования. Так, на северо-востоке Балтийского щита наряду с пегматитоносным импульсом в 1900 млн. лет распространены пегматиты доробольского и ребольского времени, а также с возрастом в 1000 млн. лет (рис. 10). Последние локализуются в северо-восточной Мезенско-Ладожской зоне активизации рифейского времени. В результате здесь сформирована полиметаллогеническая, полихронная мусковит-редкометалльная пегматитовая формация [24]. Для железистых кварцитов, имеющих в подавляющем

большинстве протерозойский возраст, в некоторых регионах отмечаются разновозрастные формации, отвечающие ряду последовательно проявленных этапов метаморфизма и дислокаций.

### Л и т е р а т у р а

1. Булах А. Г., Золотарев А. А. Геологическая природа Селигдарского поля апатитоносных карбонатных пород (Алданский щит). — Сов. геология, 1983, № 6, с. 96—101.
2. Глебовицкий В. А., Дук В. Л., Кицул В. И. Алданский массив. — В кн.: Высокоградиентные режимы метаморфизма в развитии земной коры. 1982, с. 74—93.
3. Дэви М. Н. Геология и генезис железистых кварцитов Чарской глыбы. — В кн.: Геология и генезис железорудных месторождений. Свердловск, 1981, с. 62—69.
4. Ермолаев Н. П. О генетических связях прогрессивного метаморфизма и рудообразования. — В кн.: Метаморфогенное рудообразование раннего докембрия. Апатиты, 1980, с. 18—33.
5. Земная кора Балтийского щита. Л., 1978. 232 с.
6. Кратц К. О., Соколов Ю. М. Эндогенные импульсы металлогенической активности земной коры в докембрии. — В кн.: Металлогения докембрия. Иркутск, 1981, с. 6—8.
7. Кривенко В. А. Роль тектонических и метасоматических процессов в формировании железорудных месторождений хребта Кодар. — Там же, с. 310—311.
8. Кулаковский А. Л. Кинк-бенды и связанные с ними структурные формы в зоне Чарского глубинного разлома. — Геология и геофизика, № 5, 1982, с. 19—25.
9. Летников Ф. А., Карпов И. К., Киселев А. И., Шкандрий Б. О. Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М., 1977. 212 с.
10. Летников Ф. А., Леонтьев А. Н., Гантимурова Т. П. Флюидный режим гранитообразования. Новосибирск, 1981. 183 с.
11. Малышев Ю. Ф. Геофизические исследования докембрия Алданского щита. М., 1977. 127 с.
12. Маракушев А. А. Петрогенезис и рудообразование. М., 1979, 263 с.
13. Металлогения докембрия. Л., 1975.
14. Металлогения докембрия, Иркутск, 1981. 380 с.
15. Миккола А. Применение космических снимков для поисков минеральных месторождений на территории Балтийского щита. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 8. М., 1982, с. 187—196.
16. Миронюк Е. П., Петров А. Ф. Роль разломов в локализации перспективных залежей железистых кварцитов запада Алданского щита. — В кн.: Разломная тектоника территории Якутской АССР. Якутск, 1976, с. 126—135.
17. Михайлов Д. А. Магнезиально-кальциевые рудоносные метасоматиты докембрия. Л., 1973. 144 с.
18. Михайлов Д. А. О роли диафореза в метаморфогенном рудообразовании. — В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л., 1978, с. 111—122.
19. Михайлов Д. А. Метасоматическое происхождение железистых кварцитов докембрия. Л., 1983. 168 с.
20. Овчинников Л. Н. Геологические процессы рудообразования (к основам систематики). — В кн.: Редкометалльные месторождения, их генезис и методы исследования. М., 1977, с. 5—15.
21. Оганесян Л. В. Структурно-тектонические факторы контроля докембрийской хрусталеносной минерализации на юге Алданского щита. — Экспресс-информ., 1983, М., вып. 1 (ВИЭМС), с. 11—20.
22. Резницкий Л. З., Васильев Е. П. Геолого-структурный контроль Слюдянского флогопитового жильного поля. — Тез. докл. V конф. молодых науч. сотр. ИЗК. Иркутск, 1971, с. 11—13.
23. Ронов А. Б., Лобач-Жученко С. Б., Мигдисова А. А. Региональный метаморфизм и проблемы эволюции химического состава осадочных

пород. — В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л., 1977, с. 84—109.

23. С а л ь е М. Е. Металлогенические формации пегматитов, восточной части Балтийского щита. — В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л., 1975, с. 15—36.

24. С а л ь е М. Е. Регрессивный метаморфизм — главная фаза рудогенеза при пегматитообразовании. — В кн.: Геология и генезис пегматитов. Л., 1983, с. 30—59.

25. С а л ь е М. Е., Г л е б о в и ц к и й В. А. Металлогеническая специализация пегматитов восточной части Балтийского щита. Л., 1976. 188 с.

26. Н у h m a А., Н у h m a М. Contribution of the geology and geochemistry of the Outokumpu region. — Bull. Geol. Finl., 1970, vol. 42, p. 57—88.

27. К а h m a А. The main metallogenic features of Finland. — Geol. Surv. of Finl. Bull., 1973, N 265. 29 p.

28. К o i s t e n e n Т. Y. Structural evolution of an early proterozoic strata-bound Cu—Co—Zn deposit, Outokumpu, Finland. — Trans. Roy. Soc. Edinburgh Earth Sci., 1981, vol. 72, N 2, p. 1115—1158.

29. М o r e a n М. Le gisement des mineralisations de thorianite a Madagascar. — Ann. Geol. de Madagascar, 1963, vol. 83, p. 197—201.

*Н. П. Ермолаев, Н. А. Созинов*

#### РЕЖИМ РУДООБРАЗОВАНИЯ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В СЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ ПРИ ЭВОЛЮЦИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

В настоящее время общепризнано особое металлогеническое значение морских сланцевых формаций, в той или иной мере обогащенных органическим веществом (ОВ) [23]. Рудные элементы таких сланцев широко перераспределяются под воздействием постседиментационных процессов, что в благоприятных геолого-структурных обстановках способно приводить к рудообразованию. При этом механизмы перераспределения примеси по физико-химической сущности в общем не отличаются от таковых для толщ, углеродистого материала не содержащих. Однако в черных сланцах они протекают более контрастно, что делает такие породы удобной моделью для наблюдения явлений рассеяния и концентрирования металлов. Рассмотрение металлогенической роли осадочно-эпигенетических процессов проводится в их геолого-исторической последовательности.

**Седиментогенез и диагенез.** Сносимые с континента рудные элементы в терригенной и растворенной формах миграции в значительной мере отлагаются на шельфе и склоне, не проникая в открытое море. Эта барьерная область, приуроченная к подводной окраине материка и определяемая смешением опресненных и соленых вод, получила у гидрохимиков название гидрофронт. В прибрежной стороне гидрофронта — более окислительная обстановка (за счет активного контакта с кислородом атмосферы в условиях мелководья), более высокая кислотность (за счет поступления континентальных гуминовых кислот), преобладают взвешевые формы нахождения микроэлементов. В океанической стороне

pH больше (7—8.5), более восстановительная обстановка, более высокая минерализация и ионная сила вод, преобладают растворенные формы металлов. Сносимые с материка микроэлементы в зоне гидрофронта — неконтрастного гидрохимического барьера — коагулируют, адсорбируются на минеральных и органических взвешах, осаждаются.

С другой стороны, подводная окраина материка — это область максимальной биопродуктивности, где в зоне встречи континентального сноса и глубинных бореальных течений возникают ассоциации жизненно важных элементов: C, N, Ca, Mg. В этой зоне зарождается и развивается фито- и зоопланктон, который, отмирая, погружается на дно, захватывая растворенные в морской воде металлы. Таким образом, в профиле шельфа проявляются две тенденции: уменьшение количества континентальной (гумусовой) органики от береговой линии к материковому склону и возрастание в этом направлении количества сапропелевого вещества с прохождением через максимум над окраиной материка (область высокой биопродуктивности) и последующим убыванием вниз по склону.

Прибрежные области моря, заливы, лагуны существенно обогащены углеродистым материалом ароматического ряда, что обеспечивает возникновение металлоорганических связей через фенольные гидроксилы и другие функциональные группы. Характерными представителями соединений такого рода являются пирокатехингерманаты щелочных металлов, гуматы меди [7]. С другой стороны, над подводной окраиной материка возникают металлоорганические комплексы с лигандами алифатического ряда, образующимися за счет липидов морской воды. Это также металлы, легко гидролизуемые, OH-формы которых активно адсорбируются жирными кислотами. Наконец, это металлы со способностью к окислительно-восстановительным реакциям с участием ОВ. К этой группе относятся V, U, Cr, TR и др. [9]. Промежуточное положение между крайними группами рассматриваемого геохимического профиля занимают халькофилы [21, 22].

Свежеосажденные биогенные осадки на этапе диагенеза претерпевают гумификацию — процесс, при котором содержание всех биохимических классов соединений уменьшается, а содержание гетерополиконденсированных структур (гуминовых и фульвовых кислот, гуминов) увеличивается. При этом протекает анаэробное бактериальное окисление рассеянного ОВ, интенсивность которого для сапропелевого вещества больше, чем для гумусового [19]. В соответствии с этим генерируемое количество метана и тяжелых углеводородов при переходе от мелководных к глубоководным шельфовым осадкам может возрасти [3]. Сопровождающий окисление ОВ (потребляющий выделяемые углеводороды) бактериальный процесс восстановления сульфатов морской воды может быть представлен схематической реакцией  $H_2SO_4 + 2C \rightarrow H_2S + 2CO_2$ , иллюстрирующей увеличение сероводородного потенциала молодых осадков и вод. В этой обстановке образуются сульфиды металлов, растворенных в морской воде (железа, мышьяка и др.), осаж-

дение которых сопровождается захватом и соосаждением микроколичеств золота.

Таким образом, первичная металлогеническая зональность углеродистых осадков шельфа и склона определяется теми же факторами, что и зональность отложения ОВ, а также характером связи металлов с карбоциклическими и алифатическими структурами. Отсутствие прямого геохимического сродства металлов с ОВ не препятствует их накоплению в черных илах: в этих случаях связь опосредованная — через метан и сероводород, генерируемые при участии анаэробной бактериальной флоры.

**Катагенез.** На углеводороды с циклическим основанием температура влияет сильнее, чем на углеводороды с алифатическим строением. И в том, и в другом случае с углублением катагенеза в составе ОВ возрастает роль геополимеров: асфальтенов, керогенов. С увеличением глубины палеопогружения от сотен метров до 3—4 км увеличивается карбонизация структурных единиц керогена преимущественно за счет отщепления кислородсодержащих функциональных групп. В первую очередь это реакции декарбоксилирования. Глубже 2 км это также реакции дегидратации. На уровне 2.5—4.0 км происходит отщепление карбонильных групп. В условиях катагенеза гумусового ОВ — это «газовая» стадия преобразования пород, в условиях сапропелевого ОВ — «главная фаза нефтеобразования». Для палеоглубин более 4 км, т. е. в физико-химических условиях пренит-пумпеллитовой фации, процессы генерации углеводородов замедляются, снижается доля масляных фракций.

Рассмотрение поведения рудных элементов в связи с эволюцией рассеянного ОВ сланцев возможно провести с помощью геохимических индикаторов — металлопорфиринов. Сразу же укажем, что такого рода металлоорганические соединения отнюдь не являются главными носителями рудной примеси сланцев. Однако их эволюция наглядно иллюстрирует смену обстановок катагенеза.

Порфирины (органические вещества, имеющие в основе своего строения тетрапиррольные циклы, связанные метановыми —СН= мостиками) — весьма распространенные и устойчивые соединения. Так, в обмене живого вещества они входят в состав хлорофилла и гемоглобина, где их металлоносность определяется связями с Fe, Mg и Ca. Отмирание живых клеток сопровождается освобождением от крупноразмерных катионов, но присоединением меди. Уже на стадии диагенеза установлено появление хлоринов меди, сохраняющихся до палеоглубин от нескольких сотен метров до 1 км [8], что отвечает термодинамическим условиям протокатагенеза. На глубине около 1 км хлорины в свободном состоянии исчезают из битумоидов, и комплексы меди связаны уже с высокомолекулярными компонентами ОВ. Одновременно с глубиной в битумоидах появляются свободные радикалы, концентрация которых с усилением катагенеза увеличивается [25]. При погружении глубже 1 км исчезают как хлориновые соединения, так и гуминовые кислоты и появляются металлопорфирины, представленные

на палеоглубинах 2—2,5 км, главным образом никелевыми комплексами. В органическом веществе в это время появляются в большом количестве углеводороды и нефтеподобные смолы. Никель-порфирины — индикаторы «главной фазы нефтеобразования» в эволюции сланцев. При погружении более 3,5 км доля никелевых комплексов уменьшается при возрастании роли ванадил-порфиринов. Эта смена индикатора сопровождается снижением в битумоидах количества легких нефтеподобных соединений при относительном увеличении малополярных компонентов. Наконец, в условиях наиболее интенсивного катагенеза (палеоглубины 6—8 км и более) содержание металлопорфиринов в сланцах уменьшается, и они полностью исчезают в свободном состоянии. Однако как фрагменты былых биомолекул (хемофоссилии) они присутствуют в недрах структуры керогена [25]. На завершающих этапах катагенетического преобразования сапропелевого ОВ существенно возрастает роль рассеянных геополимеров как главного носителя рудных микроэлементов.

Применительно к ОВ гумусового ряда необходимо отметить, что на средних ступенях катагенеза происходит его «минерализация»: разрыв внутренних связей металлов с ароматической основой и переход примеси в солевую форму. Так, в соответствии с исследованиями Х. Кирша и др. [29] на начальных этапах катагенеза происходит упрочение связей арсенат-иона с органической молекулой. На термодинамическом уровне образования коксовых углей (180—200 °С) этот процесс достигает наибольшего развития. Ему отвечает абсолютный минимум извлекаемого арсенат-иона. При дальнейшем углублении катагенеза (уровни «паровично-спекающихся» и «тощих» углей) на фоне разрушенных металлоорганических построек возникают солеобразные формы примеси, легко переходящие в раствор.

Гидролитическое расщепление ОВ гумусового ряда [20] приводит к разрыву в угольной макромолекуле эфирных связей, в построении которых участвует неактивный (нефункциональный) кислород. Это обуславливает резкое увеличение выхода в раствор, например примеси германия. Иначе говоря, с ростом степени углекислотной гумусового ОВ внутренние металлоорганические связи по своей геохимической значимости уступают внешним — через функциональные группы. Такие внешние связи определяют легкую отторгаемость рудной примеси, что иллюстрируется 2—5-кратным снижением содержания Ge, Cr, Ni, Cu, Zn в углях карагандинской свиты на термодинамической границе «газовой» и «коковой» стадий преобразования вещества [6].

Резюмируя сказанное, следует подчеркнуть, что процессы катагенеза биогенных осадков подготавливают заключенные в них рудные элементы к перераспределению внутри породы или к рассеянию. При этом происходит два типа явлений: а) эволюция металлоорганических связей с постепенным вхождением рудных элементов в структуру геополимеров; б) разрушение глубинных металлоорганических связей с возникновением солевых форм нахождения

микроэлементов и металлов, связанных с молекулой ОВ через функциональные группы. Первый тип эволюции свойствен сапропелевому ОВ. На границе пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой ступеней рудные микроэлементы обогащают органическую компоненту осадков, первоначально сформировавшихся в области глубокого шельфа. Возникают металлоносные черные сланцы. Второй тип эволюции свойствен гумусовому ОВ, при котором рудная примесь рассеивается начиная со средних ступеней катагенеза. Во всяком случае, такая примесь выходит из недр малагун с ароматическим основанием на их поверхность и уже на катагенетическом этапе истории может быть мобилизована фильтрующимися растворами (в том числе с переотложением в благоприятных структурных обстановках). Это биогенные высокоуглеродистые осадки субаквальных равнин, лагун, мелководного шельфа.

**Прогрессивный метаморфизм.** Метаморфические процессы благодаря протеканию реакций дегидратации и декарбонатизации создают водно-углекислую среду миграции малых элементов. Нарастание температур и давлений при прогрессивном метаморфизме сопровождается сменой главного механизма освобождения примеси сланцев: от десорбции в фильтрующиеся водно-углекислые растворы к самоочистке от примеси при перекристаллизации и, наконец, растворению минерала-носителя примеси и ее ассимиляции возникающими расплавами [10]. Последний тип перераспределения малых элементов имеет место при ультраметаморфизме и будет рассмотрен далее. Первые два — десорбция и самоочистка при перекристаллизации — анализируются в настоящем разделе.

Примесь рудных элементов не десорбируется, если находится в состоянии равновесия распределения с интерстициальным раствором, но активно удаляется с твердой фазы при смене среды. При увеличении температуры адсорбция минералами воды — главного транспортера примеси — снижается благодаря уменьшению смачиваемости кристаллической поверхности, что в общем случае благоприятствует отторжению металлов. Однако адсорбция увеличивается с возрастанием парциального давления паров  $H_2O$  [13]. Таким образом, в условиях, когда возрастание парциального давления паров воды связано с возрастанием общего давления, максимальным выходом гигроскопической воды из пород и соответственно широким проявлением десорбции микропримеси (в связи с нарушением адсорбционного равновесия) характеризуются в основном процессы изобарические: например, прогрессивная линия контактового метаморфизма.

В отличие от явлений десорбции процессы метаморфической перекристаллизации способствуют освобождению примеси из глубин кристаллической структуры минералов. Повышенная растворимость микрочастиц при перекристаллизации по сравнению с макрофазой, установленная В. Оствальдом [30] и энергетически обоснованная Дж. Гиббсом [27], определяет поведение примеси в метаморфическом слое литосферы. Этому главному механизму

отторжения малых металлов при перекристаллизации вещества сланцев способствуют изменению коэффициента распределения примеси с ростом температуры в пользу окружающего пленочного раствора [24], а также явления перекристаллизации носителя с образованием новых структурных группировок, отличных от структуры микрокомпонента.

Кристаллохимические свойства новой макрофазы, возникающей при углублении метаморфизма, резко отличны от свойств примеси. Твердых растворов, как это имело место в исходных минералах, образоваться не может. Примесь не имеет места в структуре новой постройки и переходит на поверхность минерального зерна.

Однако механизму самоочистки примеси при перекристаллизации носителя может препятствовать возникновение минеральных фаз с высоким значением показателя энергетического сродства макроповерхности и микрочастицы — коэффициента Фольмера [17]. Этот критерий разделяет геохимическую судьбу большинства литофильных элементов, отторгаемых при перекристаллизации и мигрирующих с водно-углекислыми растворами в верхние зоны земной коры, от сидерофильных элементов, вновь окклюдированных решеткой гранатов, амфиболов, пироксенов и остающихся в глубинных зонах литосферы.

В результате как поверхностных процессов (десорбции), так и метаморфической перекристаллизации и замещения минерал-носителя сланцевые формации теряют ряд малых элементов, что может быть проиллюстрировано на примере характерного индикатора — радиоактивной примеси (табл. 1). Рассмотрение этой таблицы позволяет видеть, что как в условиях гиабиссального контактового метаморфизма, так и на начальных ступенях регионального метаморфизма из пород удаляется в первую очередь примесь,

Таблица 1

Изменение содержания радиоэлементов ( $10^{-4}$  %) в осадочно-метаморфических комплексах различных термодинамических зон

Комплекс пород	Фация метаморфизма	U	Th	Литературный источник
Углеродистые микрокварциты, Средняя Азия	Зеленосланцевая	5.55	3.4	[10]
	Контактово-роговиковая	2.87	3.6	
Терригенные осадки теректинского комплекса протерозоя, Горный Алтай	Зеленосланцевая	2.7	6.5	[16]
	Эпидот-амфиболитовая	1.8	5.7	
Кристаллические сланцы раннего докембрия Алданский щит	Амфиболитовая	2.25	9.7	[10]
	Гранулитовая (низкая ступень)	1.72	5.4	
Кристаллические сланцы раннего докембрия, Лангйё, Северная Норвегия	Эпидот-амфиболитовая	3.45	26.48	[28]
	Амфиболитовая	1.22	9.39	
	Гранулитовая (низкая ступень)	0.88	4.09	
	Гранулитовая (высокая ступень)	0.39	0.93	

локализованная на поверхности минеральных зерен. Уран, обладающий как окисленной, так и восстановленной формами, освобождается и выносится фильтрующимися растворами в виде комплексных соединений крупноразмерного уранил-иона, который не может входить в структуру носителя изоморфно. Торий, не имеющий в природе окисленной формы, освобождается позже, при метаморфизме глубоких ступеней, вместе с четырехвалентным ураном, когда вскрывается решетка носителя в отношении изоморфной примеси. Правомерность такой интерпретации подтверждается экспериментальными данными [12], показывающими, что количество легко извлекаемой формы урана при воздействии на породу водно-углекислыми растворами снижается от сланцев, преобразованных в условиях зеленосланцевой ступени, к продуктам гранулитовой фации.

**Ультраметаморфизм.** При ультраметаморфизме происходит резкая дифференциация элементов, содержащихся в сланцах, в соответствии со стадийностью процесса [15]. Более ранний этап — плагиогранитизация — характеризуется привносом кремния, натрия, фосфора и сопровождается выносом Fe, Mg, Ca, Cr, Ni, Co, V, Sn. Алюминий, Ti, Zr, Rb, Pb заметно не перераспределяются (Зап. Прибайкалье [18]) или, подобно большинству тяжелых элементов, также выносятся (Алданский щит [10]; Саксонские рудные горы [11]). Более поздний этап — калиевая гранитизация (с возникновением микроклиновых гранито-гнейсов) — характеризуется привносом в породы K, Rb, Li, Pb, U, Th, Zr, Sn, Mo, Be, TR. Накапливающиеся в этом процессе редкие земли — преимущественно цериевой группы, тогда как иттриевые земли остаются в рестилах сланцев и тугоплавком остатке. Объяснение этому явлению уже дано [2]. Накопление урана и тория при плавлении объясняется с позиций химической экстракции [10]. Возникновение расплава, растворяющего (ассимилирующего) минералы-носители радиоактивной примеси, по-видимому, сопровождается активным захватом микроэлементов радикалами алюмосиликатного и силикатно-галогенидного типа. Во всяком случае, наиболее поздние продукты ультраметаморфизма отличаются резко повышенной фоновой ураноносностью (ториеносностью) при возникновении дефицита радиоактивной примеси во вмещающих породах.

Если процессы прогрессивного метаморфизма приводят к значительному обеднению сланцев литофильными микроэлементами, то процессы позднего ультраметаморфизма, наоборот, способствуют возникновению среди осадочно-метаморфических комплексов блоков пород, наиболее богатых Li, Be, TR, U, Th, Sn и другими примесями.

**Регрессивный метаморфизм.** Если верхняя граница явлений, охватываемых этим понятием, может быть представлена более или менее четко, то нижняя граница не определена [5]. Под регрессивно-метаморфическими нередко понимаются процессы, протекающие при снижении экстенсивных параметров и одновременно связанные с поступлением извне летучих компонентов (воды, угле-

кислоты). В этом случае теряются различия с гидrogenными пост-метаморфическими процессами, определяемыми интенсивностью водной миграции. Во избежание терминологической путаницы ниже рассматриваются явления в условно закрытых системах.

Исследуемые хемогенно- и терригенно-углеродистые сланцы регионально метаморфизованы в условиях перехода пренит-пумпеллиитовой фации в зеленосланцевую (т. е. при  $P \sim 1$  кбар,  $T \sim 350-400$  °С). Возникающие в периоды позднейшей активизации на контактах механически разнородных пород межпластовые срывы, зоны кливажа и брекчирования (рассматриваемые далее под общим термином «межпластовые нарушения») выполняются битумоидами, кварцем, карбонатами с температурами декрепитации газо-жидких включений в этих новообразованиях  $210-180$  °С и ниже [1]. С другой стороны, кварцы и карбонаты этих зон обнаруживают признаки крустификационного роста (отложение в открытых полостях трещин), что свидетельствует о давлении при минералообразовании в межпластовых нарушениях, не превышающем гидростатического (первые сотни атмосфер). Учитывая, что в исследуемом геологическом блоке не образовалось интрузий, а также не наблюдается ни структурного, ни химического взаимодействия черных сланцев с подстилающими или перекрывающими породами, возможно говорить о перераспределении вещества в зонах межпластовых нарушений именно в связи с регрессивным метаморфизмом: от термодинамического уровня зеленосланцевой ступени в менее напряженные  $P-T$ -условия.

По мере перехода от регионально метаморфизованных сланцев к межпластовым нарушениям в породах увеличивается количество вторичных (микропрожилковых) битумоидов с возрастанием доли ОВ в составе метаморфитов от 1—3 до 40—85 %. В противоположном направлении соответственно увеличивается количественная роль гидроалюмосиликатов. В этом профиле происходит дифференциация рудных микроэлементов [9]. Примесь, обладающая сродством с ОВ, мобилизуется и мигрирует с битумоидами к зонам нарушений (V, U, Cr), тогда как примесь смешаннослоистых гидрослюд и серицита в связи с замещением гидроалюмосиликатов высокоуглеродистым материалом рассеивается (B, Sr, Ba).

Исследование стабильных изотопов [1, 26] показывает увеличение доли изотопно легкого углерода во вторичных битумоидах зон нарушений относительно сланцев за пределами влияния этих зон (табл. 2), что объясняется окислением части перераспределяемого ОВ до  $CO_2$ . Существование внутримолекулярной изотопной неоднородности [4] (обогаченность карбоксильной группы, расходуемой при образовании углекислоты, изотопно тяжелым углеродом  $^{13}C$ ) приводит к тому, что пути миграции и зоны отложения битумоидного остатка после выделения  $CO_2$  трассируются повышенными концентрациями  $^{12}C$ . В направлении перераспределения и окисления ОВ происходит концентрирование урана на два порядка, ванадия, молибдена и фосфора — на 1—3 порядка. При

Таблица 2

Изменение показателя  $\delta C^{13}$  (‰) при переходе от углеродисто-кремнистых сланцев ко вторичным битумоидам зон межпластовых нарушений (по Э. М. Галимову [1])

Горная порода	Число анализов	$\bar{x}$	$\sigma$
Сланцы, регионально метаморфизованные, в удалении от зон нарушений	8	-27.7	3.3
Сланцы приазальбандовые	4	-31.8	1.5
Антракосилиты из зон нарушений	3	-33.8	2.5

этом образуется форма концентрации примеси, промежуточная по значениям между кларковой и рудной — металлоносные вторичные битумоиды. Разрушение (окисление) последних приводит к формированию ассоциаций собственно рудных минералов с кальцитом [1]. Это один из механизмов возникновения стратиформных руд редких элементов в сланцах.

Рассмотрение форм фиксации примеси в продуктах регрессивного метаморфизма позволяет констатировать смену минералов-концентраторов по мере углубления процесса. Так, на раннем регрессивном этапе в кристаллических сланцах нижнего протерозоя радиоактивная примесь предварительно концентрируется в ильмените, рутиле, сфене, апатите, цирколите, а также в адсорбированной форме на органическом веществе, хлорите, цоизите. На заключительных этапах процесса (уже в физико-химически открытой системе, с участием поступающих извне водных растворов) за счет примеси перечисленных, легко разрушаемых минералов-посредников возникают рудные окислы и титанаты [14].

**Рудообразование.** Рассмотрение эволюции концентраций примеси от свежесажденных илов до различных типов метаморфитов позволяет высказать суждение о том, что металлогенически специализированные сланцевые формации обязаны ассоциацией малых элементов именно седиментационно-диагенетическому этапу. Однако рудных концентраций при этом не образуется. Все последующие региональные преобразования (катагенез, прогрессивный метаморфизм, гранитизация) также не приводят к формированию руд, но играют огромную рудоподготовительную роль: а) меняются формы нахождения примеси (в частности, микроэлементы локализуются в геополимерах); б) примесь обогащает определенные геологические блоки (например, внешнюю зону контактового метаморфизма, куда примесь сланцев перераспределяется из нагретой зоны ближнего экзоконтакта, или продукты анатексиса сланцев); в) примесь переходит из недр кристаллической структуры на поверхность минералов и в интерстициальное пространство, т. е. становится легко доступной для фильтрующихся растворов. Только последующие локальные процессы, связанные с постметаморфической активизацией блоков (в частности, регрессивно-метаморфические в тектонически ослабленных зонах), мобилизуют эту подготовленную примесь и способствуют ее направленному

перемещению в структурные обстановки с пониженными *P*- и *T*-параметрами. В этом смысле оруденение сланцевых формаций является полигенным.

В сланцах с сапропелевым ОВ наиболее благоприятна для рудо-концентрирования малых элементов зеленосланцевая ступень: термодинамический интервал от глубокого катагенеза до эпидот-амфиболитовой фации. В этих условиях, с одной стороны, достигается наиболее высокий уровень металлоносности в рассеянном ОВ (т. е. в форме, легко мобилизуемой), а с другой — еще не проявились глубоко процессы метаморфогенного рассеяния металлов. Подтверждением сформулированному выводу является приуроченность многих крупных редкометалльных, золоторудных и полиметаллических месторождений сланцев именно к указанным фациям.

В сланцах с гумусовым ОВ оптимальный уровень рудообразования (для широкой группы редких элементов, особенно германия) лежит значительно ниже: в термодинамической зоне перехода газовых и паровично-жирных углей в коксовые. При дальнейшем углублении катагенеза углеродистое вещество, достигая антрацитовой и графитовой стадий преобразования, быстро теряет свою рудную нагрузку.

#### Л и т е р а т у р а

1. Аверина А. С., Ермолаев Н. П. Органическое вещество как промежуточная ступень в процессах концентрирования рудных элементов метаморфических пород. — Геол. рудн. месторожд., 1979, № 3, с. 68—75.
2. Балашов Ю. А. Закономерности распределения редкоземельных элементов в щелочных горных породах. — Автореф. . . канд. геол.-минер. наук, М., 1962. 21 с.
3. Вебер В. В., Туркельтауб Н. М. Образование газообразных углеводородов в современных морских осадках. — В кн.: Вопросы седиментологии. М., 1960, с. 9—16.
4. Галимов Э. М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М., 1973. 384 с.
5. Геологический словарь. Т. 1. М., 1973, с. 436.
6. Голицын М. В., Козлова Л. Е., Кузнецова А. А. Метаморфизм каустобиолитов Карагандинского бассейна. М., 1970. 135 с.
7. Дроздова Т. В. Геохимия органического вещества ископаемых и современных осадков. — Автореф. . . д-р геол.-минер. наук, М., 1974. 44 с.
8. Дроздова Т. В., Чиненов В. А., Богачёва М. П. Хлорины и металлохлорины в осадках Черного моря. — В кн.: Химико-океанографические исследования морей и океанов. М., 1977, с. 123—126.
9. Ермолаев Н. П. Два типа миграции микроэлементов при регрессивном метаморфизме терригенных пород. — В кн.: Литология и геохимия раннего докембрия. Апатиты, 1977, с. 118—123.
10. Ермолаев Н. П. Поведение радиоэлементов при метаморфизме горных пород. — В кн.: Проблемы радиогеологии. М., 1983, с. 122—140.
11. Ермолаев Н. П., Величкин В. И., Аверина А. С. Геохимические особенности гранитизации в Рудных горах. — Геохимия, 1976, № 5, с. 696—706.
12. Ермолаев Н. П. Роль первичного состава пород в миграции урана при метаморфизме. — Докл. АН УССР. Сер. «Б», 1979, № 10, с. 796—798.
13. Кольтгоф И. М., Сендел Е. Б. Количественный анализ. М.; Л., 1945. 345 с.

14. Копченова Е. В., Минеева И. Г., Голева Р. В. К вопросу о формах нахождения урана в натровых метасоматитах и вмещающих их метаморфических породах кристаллического фундамента. — В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск, 1972, ч. 1, с. 185. (Тез. докл.).
15. Коржинский Д. С. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М., 1972, ч. 1, с. 144—152.
16. Кочкин Г. Б. Некоторые особенности распределения урана и тория в породах теректинского метаморфического комплекса (Горный Алтай). — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия, 1963, т. 95, с. 63—75.
17. Маллин Дж. Кристаллизация. М., 1965. 273 с.
18. Матвеева С. С. Геохимическая характеристика процесса гранитизации: (на примере Западного Прибайкалья). — Автореф. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1978. 26 с.
19. Парпарова Г. М. Формирование состава рассеянного органического вещества в анаэробный период диagenеза. — В кн.: Органическое вещество в современных и ископаемых осадках. М., 1976, с. 37. (Тез. докл.).
20. Рябченко С. Н., Алехина В. И., Адаменко И. А. Исследование форм связи германия с углем и его поведения при пиролизе и сжигании. Новосибирск, 1972. 87 с.
21. Созинов Н. А. О процессах рудообразования в углеродистых формациях. — В кн.: Геохимия углерода. М., 1981, с. 114—116. (Тез. докл.).
22. Созинов Н. А. О генетических особенностях оруденения в черных сланцах докембрия. — В кн.: Осадочная геология глубокометаморфизованных комплексов докембрия. М.; Л., 1982, с. 211—220.
23. Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность. Фрунзе, 1978. 300 с.
24. Хлопин В. Г. Избранные труды. Т. 1. М.; Л., 1957. 345 с.
25. Чиненов В. А. Геохимия металлопорфиринов в осадочных отложениях. — Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1980. 26 с.
26. Eichmann R., Schidrowski M. Isotopic fractionation between coexisting organic carbon—carbonate pairs in Precambrian sediments. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1975, vol. 39, p. 585—595.
27. Gibbs J. W. *Collected works*. London, 1928. 280 p.
28. Heier K. S., Adams J. A. S. Concentration of radioactive elements in deep crustal material. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1965, vol. 29, N 1, p. 53—61.
29. Kirsch H., Pollemann S., Otteman J. Kristallochemische Aspekte zum Verhalten von Arsen bei der Steinkohlenfeuerung in Kraftwerken. — *N. Jahrb. Miner. Monatsh.*, 1968, N 5, S. 129—140.
30. Ostwald W. Über die vermeintliche Isomerie des roten und gelben Quecksilberoxydes und Oberflächenspannung fester Körper. — *Zeitschr. phys. Chem.*, 1900, Bd 34, S. 147—155.

## II. ЭВОЛЮЦИЯ ЭНДОГЕННЫХ РЕЖИМОВ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ПРОЦЕССОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ НА ПРИМЕРАХ КРУПНЫХ ДОКЕМБРИЙСКИХ РЕГИОНОВ СССР

*Р. З. Левковский, К. А. Шуркин, Т. В. Билибина*

### ЦИКЛЫ ЭНДОГЕННЫХ РЕЖИМОВ И РУДООБРАЗОВАНИЯ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Совокупность режимов многих структур, свойственных каждому крупному этапу становления земной коры, характеризует особенности ее геотектонического (в широком смысле) развития, а сравнительный анализ геологических и термодинамических условий проявления эндогенных процессов по этапам в их общей последовательности позволяет выявить основные черты эволюции эндогенного режима любого по величине сегмента коры за тот или иной отрезок геологической истории.

Анализ характера и последовательности проявления раннедокембрийских эндогенных процессов на территории Восточно-Европейской платформы (в пределах границ СССР) свидетельствует о циклической смене эндогенных режимов, начиная с саамского прогеосинклинального тектоно-магматического этапа (ранний архей, 4000—3000 млн. лет), через ребольский протогеосинклинальный (поздний архей, 3000—2600 млн. лет) к селецкому протоорогенному (ранний протерозой I, 2600—2300 млн. лет) и свекофеннскому орогенному (ранний протерозой II, 2300—1650 млн. лет).

Тектоно-магматические этапы разделены стадиями относительной консолидации на рубежах около 3000, 2600, 2300, 1650 млн. лет. Эти этапы, по мнению авторов, отражают процесс пульсационного (дискретного) расширения Земли. Каждый этап включает две стадии, отличающиеся по тектоническому режиму: стадию радиально-тангенциального растяжения, характеризующуюся инициальным доскладчатым базит-ультрабазитовым вулканоплутонизмом, и стадию радиально-тангенциального сжатия, характеризующуюся ранне-, со-, средне- и постскладчатым преимущественно кислым магматизмом. Указанное подобие главных черт тектонических режимов и плутонизма каждого из тектонических этапов выражает цикличность проявления эндогенных процессов. Наряду с этим отсутствие тождества между циклами, выраженное в различии масштабов и форм проявления эндогенных процессов,

отражает направленность и необратимость эволюции земной коры.

Магматизм является наиболее чутким индикатором изменения эндогенных режимов, что в решающей мере определяет характер рассмотрения их эволюции от этапа к этапу.

**Саамский этап (табл. 1).** На стадии радиально-тангенциального растяжения формирование фундамента Восточно-Европейской платформы характеризуется площадным развитием вулканитов андезит-базальтовой формации, образовавших обширные лавовые поля. Интрузивный магматизм проявлен внедрением субвулканических тел анортозит-гипербазит-габброидной формации, комагматических с вулканитами. Древнейшая на территории платформы Pb-Pb изохронная датировка  $3810 \pm 200$  млн. лет получена из метаяльтрабазитов на юго-востоке Украинского щита [3].

На стадии радиально-тангенциального сжатия в результате прогрессивного регионального метаморфизма гранулитовой фации умеренных давлений, местами амфиболитовой фации, и ультраметаморфизма, синхронного с I циклом складчатости, породы вулcano-плутонической ассоциации были преобразованы в породы, представленные двумя соскладчатыми формациями: чарнокит-эндербитов и чарнокит-мигматитов, а также плагиогранитов и мигматитов. Постепенная консолидация земной коры к концу саамского этапа проявилась в формировании постскладчатой габбро-диабазовой формации.

Специфика эндогенных режимов саамского этапа состоит в относительно слабой структурной дифференцированности земной коры, отсутствии крупных разломов и разрывов, синхронных со складчатостью, фациальной выдержанности на больших площадях существенно вулканогенных толщ и сравнительно небольшом разнообразии формационных типов магматогенных пород, ареальном характере изотермических и изобарических условий проявления регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, немногочисленности рудных формаций, представленных только рудопроявлениями.

**Ребольский этап (табл. 2).** Главная особенность развития коры на этом этапе состоит в ее структурной дифференцированности, связанной с заложением системы глубинных разломов, расчленивших раннеархейский фундамент на крупные геоблоки, разделенные линейными подвижными поясами [7]. В результате возникают одновременно сосуществующие структуры, отличающиеся по характеру тектонического и термодинамического режима и особенностям проявления процессов магматизма и метаморфизма: 1) складчатые линейные подвижные пояса (протогеосинклинали), например Центрально-Кольский; 2) гранитно-зеленокаменные пояса, например Приднепровский; 3) долгоживущие зоны глубинных разломов, например Лапландская; 4) срединные массивы раннеархейского фундамента.

Стадия радиально-тангенциального растяжения раннеархейской коры сопровождалась интенсивным проявлением вулканизма

Т а б л и ц а 1. Эндогенные режимы и рудообразование раннего архея

Возрастное подразделение	Тектонический этап	Тектонический режим	Структурообразование	Магматизм		Метаморфизм	Рудные формации	Рудопроявления	
				формации	комплексы				
3000 ± 150 млн. лет									
Консолидация									
Ранний архей (AR <sub>1</sub> )	Прогрессивный этап (саамский)	Радиально-тангенциальное сжатие	Разломы, надвиги	Габбро-диабазовая (постскладчатая)	Дайки Беломорского и Мурманского блоков	Ареальный ультраметаморфизм	Молибденовая	Верховенское, Веселовское, Висловское	
			I цикл складчатости	Плагиигранитов и мигматитов (со складчатая)	Мурманский, Центрально-Кольский (плагиигранитный), Днепрпетровский, Сунский, Обоянский				
				Ареально развитая изоклинальная складчатость и куполообразование	Чернокирт-эндербитов и чернокирт-мигматитов (со складчатая)				Центрально-Кольский (чернокирт-эндербитовый), Гайворонский, Брянский, Латвийско-Эстонский, Щучинский, Кольванский
				Области ареальных поднятий и прогибов	Вулкано-плутоническая ассоциация				Анортозит-гипербазит-габброидная (до- и раннескладчатая)
Андезит-базальтовая (до-складчатая)	Метавулканыты беломорской, кольской, аульской, днепровско-бутской, западно-приазовской, щучинской, обоянской, отрадненской серий								
	Радиально-тангенциальное растяжение					Ареальный метаморфизм в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций умеренного (5—7 кбар) местами высокого (до 9 кбар) давления и повышенных температур (650—850 °C)	Хромитовая	Андреевское, Каменоватское, Липняжское, Липовеньковское	
4000 (?) млн. лет									

Таблица 2

## Эндогенные режимы и рудообразование позднего архея

Возрастное подразделение	Тектонический этап	Тектонический режим	Структурообразование	Магматизм	
				формации	комплексы
2600 ± 100 млн. лет					
Консолидация					
Поздний архей (AR <sub>2</sub> )	Протокристаллический этап (ребольский)	Радиально-тангенциальное сжатие	Разломы, надвиги	Габбро-диабазовая (постскладчатая)	Иоканьгский, Тулосский
			II цикл складчатости	Гранитная (позднескладчатая)	Демуринский, Колмозеро-Вороньинский, Карташовский, Мокромосковский, Токовский
			Линейно-складчатые структуры в троговых прогибах, купольные диапир-плутоны в зонах реоморфизма	Гранит-мигматитовая (соскладчатая)	Голеновский, Ребольский
				Диорит-плагиогранитная (раннескладчатая)	Салтыковский, Сурский, Каскельяврский, Свислочский, Субартонский, Рахмановский и др.
			Глубинные разломы	В зонах глубоких разломов	Габбро-анортитовая
		Вулкано-плутоническая ассоциация		Базит-гипербазитовая (до- и раннескладчатая)	Аллареченский, Железногорский, Северо-Карельский, Сергеевский, Пулозерско-Коросозерский
			Дацит-риоблитовая (доскладчатая)	Метавулканы гимольской, оленегорской, лебяжинской серий	
			Дацит-андезит-базальтовая (доскладчатая)	Метавулканы тундровой, понойской, хаутоварской, парандовской, большечеремшанской серий	
			Коматит-базальтовая (доскладчатая)	Метавулканы александровской свиты мяхайловской серии, нижней подсвиты конкской свиты конкско-верховцевской серии, володарской свиты росинкотикической серии	
		Радиально-тангенциальное растяжение	Разломы, троговые структуры, грабен-синклинали		
3000 ± 150 млн. лет					
Консолидация					

Метаморфизм	Рудные формации	Месторождения	Рудопроявления
<p>Низкотемпературный диафторез в зонах разломов</p> <p>Ультраметаморфизм в зонах амфиболитовой и гранулитовой фаций, реоморфизм раннеархейского фундамента</p> <p>Зональный метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фаций высокого (до 9 кбар) давления андалузит-силлиманитового и кванит-силлиманитового типов</p>	Железо-титановая	Долгиновское, Марийки, Новоселковское, Цагинское	
	Медно-никелевая	Аллареченское, Восток	
	Серникоколчеданная	Нялмозерское, Парандовское, Хаутоварское, Шуйское, Ялонварское	
	Медно-никелевая		Варваровское, Ингулецкое, Карачунско-Лозоватское, Красная Балка, Артемовское, Грановское, Жиганское, Запорожское, Зеленоярское, Успенское, Черняховское
	Кобальт-никелевая		

с многократными излияниями лав и выбросами пирокластического материала. Вулканы играют ведущую роль в разрезах протогоосинклинальных прогибов. Они представлены тремя формациями (коматит-базальтовой, дацит-андезит-базальтовой, дацит-риолитовой), залегающими либо совместно, либо обособленно в пространственно разобщенных прогибах. В комагматической связи с вулканитами находятся интрузии базит-гипербазитовой формации.

В долгоживущих зонах глубинных разломов, разделяющих главные литосферные блоки, суперкрустальные толщи начинаются терригенными отложениями, которые выше сменяются вулканическими и снова осадочными породами, например серия полмос — порос на Кольском полуострове. В зонах глубинных разломов залегают интрузии габбро-анортозитовой формации.

С началом стадии радиально-тангенциального сжатия связано формирование интрузий диорит-плагиогранитной формации, которые локализуются в прилежащих к прогибам жестких блоках раннеархейского фундамента, в зеленокаменных структурах и в зонах глубинных разломов. Вероятно, их происхождение обусловлено селективным плавлением сиалического фундамента в связи с подъемом базит-гипербазитовых магм в инициальную стадию тектоно-магматического этапа. Кульминация складчатости сопровождается региональным метаморфизмом и ультраметаморфизмом, включая реоморфическое гранитообразование в срединных массивах, а консолидации земной коры предшествует внедрение габбро-диабазовых даек.

Существенная дифференциация тектонических режимов в позднем архее обусловила и соответствующую дифференциацию термодинамических режимов метаморфизма. Выделяются метаморфические пояса трех типов: 1) полной метаморфической зональности от зеленосланцевой до гранулитовой фации андалузит-силлиманитового типа (Кольско-Норвежский, Инчукальский, Околовский, Сармановский); 2) неполной зональности от эпидот-амфиболитовой, реже зеленосланцевой до амфиболитовой фации кианит-силлиманитового типа (Гимольский, Костомукшский, Парандовский, Хаутоварский, Житковский, Михайловский), от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой в зеленокаменных толщах конкско-верховцевской серии; 3) гранулитовой фации высоких давлений кианит-силлиманитового типа (Беломорско-Лапландский).

Специфика эндогенных режимов земной коры в позднем архее обусловила возникновение целого ряда рудных формаций, представленных не только рудопроявлениями, но и месторождениями.

Стадия консолидации на рубеже архея и протерозоя отмечена стратиграфическим перерывом, глубоким размывом позднеархейских образований, корами выветривания и полимиктовыми конгломератами в основании нижнепротерозойских толщ.

**Селецкий этап (табл. 3).** Образования этого этапа в отличие

от предыдущего сформированы в чрезвычайно напряженной тектонической обстановке, обусловленной сочетанием контрастных движений. Особенности магматизма и метаморфизма проторогенного этапа обусловлены проявлением ярко выраженных двойственных черт тектонического развития. С одной стороны, этот этап характеризуется структурами геосинклинального типа развития, а, с другой — возникновение разломов, глыбовые перемещения относительно консолидированных блоков на стадии частной инверсии свидетельствуют об отчетливом проявлении уже на данном этапе черт, характерных для орогенных областей. Таким образом, проторогенный этап характеризуется сосуществованием относительно жестких стабилизирующихся геоблоков и подвижных структур, отличающихся высокой геоэнергетической активностью.

Подвижные структуры представлены: 1) линейно-протяженными прогибами («унаследованные трогии»), расположенными в пределах верхнеархейских протогоосинклинальных поясов; 2) прогибами «шовного» типа, приуроченными к разломам регионального масштаба; 3) долгоживущими зонами глубинных разломов, расчленяющими литосферу на геоблоки.

На стадии радиально-тангенциального растяжения в «унаследованных троггах» и в прогибах шовного типа сформировались вулканы риолит-андезит-базальтовой формации, ассоциирующие с комагматическими интрузиями габбро-гипербазитов. На стадии радиально-тангенциального сжатия с началом селецкого цикла складчатости связано формирование интрузий габбро-диорит-плагиогранитной формации, сменившейся в кульминационную фазу формациями автохтонных ультраметагенных гранитов. На этой стадии процессы регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и магматизма, в принципе, были подобны свойственным прогеосинклинальному этапу. Отличие состоит в том, что на этот раз они осуществлялись главным образом в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации, т. е. при относительно более низких температурах, давлениях ( $P=2-3$  кбар,  $T=500$  °C), с узко локальным повышением  $P$  и  $T$  до величин, соответствующих амфиболитовым и гранулитовым минеральным парагенезисам и ультраметагенному гранитообразованию в супра-крупных комплексах. Это относится как к «унаследованным», так и к «шовным» прогибам.

Что касается долгоживущих зон глубинных разломов, заложенных в позднем архее и вновь активизированных в связи с селецким диастрофизмом, то здесь региональный метаморфизм проявился зонально и в более широком интервале температур — от зеленосланцевой до гранулитовой ступени, в условиях умеренных давлений — 5—6 кбар [1]. К этим зонам приурочены специфические формации перидотит-габбро-норитовая и чарнокит-гранитная. С селецким этапом связано формирование крупнейших железорудных месторождений (Криворожское, КМА).

**Свекофенский этап (табл. 4, 5).** В сравнении с тремя предыдущими этот этап отличается наибольшей структурной диф-

Таблица 3

## Эндогенные режимы и рудообразование раннего протерозоя I

Возрастное подразделение	Тектонический этап	Тектонический режим	Структурообразование	Магматизм		Метаморфизм	Рудные формации	Месторождения
				формации	комплексы			
2300±100 млн лет								
Консолидация								
Ранний протерозой I (PR1)	Протоорогенный этап (селецкий)	Радиально-тангенциальное сжатие	Разломы, надвиги	Ортоклазовых гранитов (позднескладчатая)	Нуорунен, Койгерский, Корманка	Диафторез зеленосланцевой фации	Молибденовая	Бергаульское, Кочкомское, Яловварское
			III цикл складчатости	Существенно плагиоклазовых и плагиомикроклиновых гранитов и мигматитов (оскладчатая)	Богуславский, Житомирский, Коростышевский, Курчицкий, Росинский, Селецкий, Ставишенский, Бердичевский, Гайсинский			
			Линейные складки в трогах, зоны бластомионитизации в средних массивах	Габбро-диорит-плагиогранитная (раннескладчатая)	Жашковский, Обиточенский, Мясоедовский, Стойло-Николаевский, Тетиевский	Зональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа от зеленосланцевой до амфиболитовой, локально гранулитовой фации		
			В зонах глубоких разломов	Чарнокит-гранитная	Букинский, Вичанский, Топозерский			
Перидотит-габбро-норитовая	Монча, Паяские тундры, Федорова тундра, Олангский, Бураковский, Кивач	Медно-никелевая		Мончегундровское				



Таблица 4

Эндогенные режимы и рудообразование раннего протерозоя II в зонах глибовой орогении

Возрастное подразделение	Тектонический этап	Тектонический режим	Структурообразование	Магматизм		
				формации	комплексы	
1650 ± 50 млн. лет						
Консолидация						
Ранний протерозой II (PR <sup>2</sup> )	Орогенный этап (свекофенский)	Радиально-тангенциальное сжатие	Системы глубинных разломов, надвиги, горсты и грабени, моноклинали	В зонах глубинных разломов	Анортозит-рапакивигранитная	Выборгский, Коростенский, Корсунь-Новомиргородский, Лужский, Рижский, Салминский, Белозерский, Олымский
					Субщелочных гранитов	Арагубский, Большой Урагубский, Ийварский, Каменногильский, Кузнецовский, Лискинский, Мостовский, Тервус, Выгодский, Умбинский, Найсаарский, Марьямааский, Нэамеский, Эредасский
					Щелочных гранитов и сиенитов	Павловский, Верхнепонойский, Лаврентьевский, Западнокейвский, Канозерский, Пачинский, Пурначский, Белых Тундр, Чагве-Уайв, горы Огородной
					Щелочно-габброидная	Гремяха-Вьрмес, Сахарйокский, Елетьозерский, Соустова, Октябрьский, Кульйокский, оз. Песчаного
					Перидотит-габбро-норитовая	Девладовский, Малоархангельский, Мамонский
	Габбро-верлитовая (до- и раннескладчатая)	Печенгский, Шуковский, Имандра-Варзугский (интрузивный), Соленоозерский, Нясюкский, Куолаярвинский				
	Радиально-тангенциальное растяжение	Разломы, троговые структуры, наложенные грабен-синклинали, приразломные мулды	Вулкано-плутоническая ассоциация	Пикрит-базальтовая (доскладчатая)	Метавулканы коласйокской, пильгуярвинской свиты печенгской серии	
				Субщелочно-базальтовая (доскладчатая)	Метавулканы среднего и верхнего ятулия Карелии, куэтъяярвинской свиты печенгской серии	
				Андезит-базальтовая (доскладчатая)	Метавулканы нижнего ятулия Карелии, ахлахтинской свиты печенгской серии	
	2300 ± 100 млн. лет					
Консолидация						

Метаморфизм	Рудные формации	Месторождения	Рудопроявления
Региональный щелочной метасоматоз, преобладающий в зонах разломов	Железо-фосфор-титановая, железо-цинково-оловорудная, свинцово-цинковая Медно-молибденовая, хрусталеносная, флюоритовая Молибденовая, редкометалльная	Пармовское, Стремгородское, Юровское, Китильское, Питкярантское, Салминское Володарск-Вольнское	Александровское, Игнатюльское, Зубринское, Александринское, Каменогорское, Арагубское, Тервус
	Редкометалльная		Кейвское
	Фосфор-титан-железородная Редкометалльная	Гремяха-Вьрмес, Елетьозерское, Октябрьское	Елетьозерское, Октябрьское
	Медно-никелевая	Малоархангельское, Подколдновское, Мамонское	
Зеленосланцевый, низких давлений. В грабен-синклиналях	Медно-никелевая	Заполярье, Каула, Катсельвара, Каммикиви, Семилетка, Спутник	
	(Печенга) зональный метаморфизм от пренит-пумпеллитовой до амфиболитовой фации андалузит-силлиманитового типа	Меднорудная	Елмозерское, Медные Ямы, Чернозерское
	Медно-кобальтовая	Воронов Бор, Кузараанда, Тявзия	

Таблица 5  
Эндогенные режимы и рудообразование раннего протерозоя II в зонах свекофенской

Возрастное подразделение	Тектонический этап	Тектонический режим	Структурообразование	Магматизм	
				формации	комплексы
1650 ± 50 млн. лет					
Консолидация					
Ранний протерозой II (PR <sub>1</sub> )	Орогенный этап (свекофенский)	Радиально-тангенциальное сжатие	IV цикл складчатости	Пегматоидных и аплитовидных гранитов (постскладчатая)	Питкярантский
				Плагиомикроклиновых гранитов и мигматитов (позднескладчатая)	Анадольский, Житковичский, Кировоградский, Микашевичский, Мухаревский, Новоукраинский, Осницкий, Силуихинский, Шепетовский
				Плагиогранит-мигматитовая (соскладчатая в зонах амфиболитовой фации)	Свекофенский, Усманский
				Чарнокит-мигматитовая (соскладчатая в зонах гранулитовой фации)	Приладожский
				Габбро-диорит-плагиогранитная (раннескладчатая в зонах амфиболитовой фации)	Велимяки, Кааламо, Путсари
				Габбро-норит-эндербитовая (раннескладчатая в зонах гранулитовой фации)	Куркиекский, Ядлово-Троктемировский
Радиально-тангенциальное растяжение	Наложенные грабен-синклинали	Базальтовая (доскладчатая)	Метавулканы в оронцовской, осницкой, сортавальской серий, житковичской свиты		
2300 ± 100 млн. лет					
Консолидация					

На стадии радиально-тангенциального сжатия вулканогенно-осадочные образования были дислоцированы, зонально метаморфизованы в условиях от зеленосланцевой до гранулитовой фации, мигматизированы и прорваны со-, средне- и постскладчатыми гранитоидами [5].

Зональный метаморфизм на стадии радиально-тангенциального сжатия в пределах некоторых зон глубинных разломов отличается значительным своеобразием. Так, в осевой части Лапландского разлома гранулитовый метаморфизм происходил в условиях сверхвысоких давлений (11 кбар), объясняемых тангенциальными стрессами, и высоких температур (850—900°), объясняемых подъемом базит-гипербазитовых магм [6].

активности

Метаморфизм	Рудные формации	Месторождения	Рудопроявления
Щелочные метасоматиты в зонах разломов  Зональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа, локально гранулитовая фация сверхвысокого (>10 кбар) давления, ультраметаморфизм	Керамических пегматитов  Апатит-вольфрамовая, оловянная	Питкярантское	Знаменское, Яровское

Наиболее общие особенности эволюции эндогенных режимов раннего докембрия Восточно-Европейской платформы заключаются в следующем.

1. Устанавливается необратимо направленная эволюция эндогенных режимов с цикличной их повторяемостью.
2. От прогеосинклиального этапа к орогенному возрастает степень структурной дифференциации земной коры как путем образования новых структурных форм, так и вследствие качественного изменения характера геологического развития на более поздних этапах заложенных ранее долгоживущих «сквозных» структур.
3. От этапа к этапу устанавливается уход уровня магмообра-

зования на все большую глубину в связи с возрастанием мощности коры, изменения ее механических свойств и увеличения роли дизъюнктивной тектоники. Если на прогеосинклинальном этапе процессы мантийного и корового магмообразования развиты ареально, то на орогенном этапе локализация мантийных и коровых магм сосредоточена вдоль разломных структур и линейных зон тектонической активности.

В связи с возрастающим разнообразием тектонических и термодинамических условий от этапа к этапу увеличивается количество магматических формаций, среди которых наряду с повторяющимися формациями мантийного происхождения выявляются генетически подобные, но вещественно разные формации, в частности фациально различные гранитоидные ультраметагенного происхождения и специфические формации, характерные только для определенного геотектонического этапа (чарнокит-гранитная, щелочно-габброидная, щелочных гранитов и сиенитов, анортозит-рапакивигранитная и др.).

4. Увеличение от этапа к этапу структурной дифференцированности земной коры, уход уровней магмообразования на все большую глубину и все возрастающая общая консолидация земной коры обусловили и характер проявления метаморфизма на разных этапах. В отличие от ареального изотермического и изобарического умеренных давлений метаморфизма раннеархейского прогеосинклинального этапа метаморфизм раннепротерозойского орогенного этапа отличается резкой контрастностью, когда наряду с линейными зонами метаморфизма зеленосланцевой фации существуют линейные структуры метаморфических образований высоких температур и сверхвысоких давлений.

5. Процессы эндогенного рудообразования, будучи связанными с другими эндогенными процессами, обнаруживают односторонне направленную эволюцию: раннеархейский этап представлен единичными рудными формациями при отсутствии месторождений, раннепротерозойский орогенный этап отличается большим разнообразием рудных формаций, представленных многочисленными месторождениями.

## Л и т е р а т у р а

1. Геология и магматизм зоны сочленения Беломорид и карелид (Беломорско-Карельский глубинный разлом) / К. А. Шуркин, В. М. Шемякин, Ю. Д. Пушкарев, В. В. Сидоренко, В. В. Фиженко. Л., 1974. 183 с.

2. Главные черты эволюции эндогенных процессов раннего докембрия Русской платформы. / К. А. Шуркин, К. О. Кратц, В. А. Глебовицкий, Р. З. Левковский, Л. П. Бондаренко, В. Б. Дагелайский, А. К. Запольнов, С. Б. Лобач-Жученко, А. Н. Берковский. — В кн.: Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов европейской части СССР. Л., 1982, с. 173—186.

3. Древнейшие ультрабазиты Украинского щита / Н. П. Щербак, Е. В. Бибикова, В. П. Бойко, Т. В. Грачева, В. Ф. Кикитенко, А. В. Лукашук, В. А. Макаров, Р. М. Петрова, В. Б. Соллогуб. — В кн.: Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования. Киев, 1982, с. 79—81.

4. Левковский Р. З., Шуркин К. А. Возрастная и формационная корреляция магматогенных комплексов раннего архея европейской части СССР. —

В кн.: Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов европейской части СССР. Л., 1982, с. 5—14.

5. Мигматизация и гранитообразование в различных термодинамических режимах. Л., 1985.

6. Прияткина Л. А., Шарков Е. В. Геология Лапландского глубинного разлома. Л., 1979. 128 с.

7. Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П. Магматизм в истории развития нижнего докембрия: (на примере докембрия Северо-Запада СССР и Восточной Сибири). — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., 1969, с. 47—64.

*И. Д. Батиева, О. А. Беляев, И. В. Бельков,  
В. Р. Ветрин, А. Н. Виноградов, М. И. Дубровский,  
В. П. Петров*

### **ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА И ИХ ВЗАИМОСВЯЗЬ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА**

В истории формирования раннего докембрия Кольского полуострова выделяются три этапа: нуклеарный, или становления земной коры (нижний архей), кольско-беломорский протогеосинклинальный (верхний архей) и карельский протоплатформенный (нижний протерозой), каждому из которых присущ свой ряд магматических формаций и фаций метаморфизма (см. таблицу).

Для этапа формирования первичной континентальной коры предполагается существование специфического «нуклеарного» геотектонического режима [10], обусловленного повышенной разогретостью земной поверхности и отсутствием жидкофазной воды [17]. Породы этапа становления земной коры, выделенные в качестве формации тоналитовых гнейсов и плагиигранитов (первично-коровых гранитоидов), в современном эрозионном срезе образуют крупные автономные блоки и более мелкие куполообразные выступы в поле развития протогеосинклинальных формаций (рис. 1).

В составе пород формации развиты магматические ассоциации вулканического и плутонического типов. Наименее измененные метавулканиты представлены кварцевыми порфирами, андезит-дацитами и дацитами, интрузивные породы — кварцевыми диоритами, тоналитами, плагиигранитами, гранодиоритами (рис. 1). На обобщенной диаграмме (рис. 2) хорошо видно, что в составе эффузивной фации формации тоналитовых гнейсов и плагиигранитов преобладают андезиты и дациты, среди интрузивов — плагииграниты.

Изучение магматизма и метаморфизма верхнего архея (кольско-беломорский уровень) позволило выявить определенную направленность изменения состава вулканогенных и интрузивных образований, характера метаморфических преобразований и их роли в развитии процессов гранитообразования в различных тектонических структурах. Анализ эволюции эндогенных процессов

## Эндегенные режимы, магматические формации и метаморфизм раннего докембрия Кольского полуострова

Возраст, (млн. лет)	Тектонический режим			Магматические формации		Метаморфизм	
	этап	стадия	структурно-формационные подразделения	вулканогенные	плутонические		
1750±50  1900±50  2200±100  2600±150	Нижний протерозой	Протоплатформенный	Отраженной активизации	Разломы	—	Лейкогранитов, гранодиорит-гранитов	Контактово-метасоматический, диафторез
			Стабилизации	Стабилизированная платформа	—	—	—
			Рифтогенная	Рифтогенные зоны	Порфиритов, базальтов и пикритобазальтов	Щелочных габбро-нефелиновых сиенитов, габбро-верлитов	Региональный (зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая, амфиболитовая фации) серии B <sub>1</sub>
					Субщелочных базальтов и андезитов, магнезиальных базальтов — андезито-базальтов	—	
			Эпиплатформенного ороорогенеза	Стабильные блоки	—	Щелочных гранитов и граносиенитов, моноцит-гранитов, чарнокит-гранитов	Эпи-, катагенез пренит-пумпеллиитовая фация
Авлакогены	Риолитов						
Протоактивизации (молодой платформы)	Стабильные блоки	—	Клинопироксенит-верлитов, лерцолит-габбро-норитов, перидотит-пироксенит-габбро-норитов	—			
	Авлакогены	Магнезиальных базальтов — андезито-базальтов, базальтов					

(продолжение)

Возраст, (млн. лет)	Тектонический режим			Магматические формации		Метаморфизм	
	этап	стадия	структурно-формационные подразделения	вулканогенные	плутонические		
3100 Нижний архей	Верхний архей	Протогеосинклиальный	Отраженной активизации	Разломы	—	Субщелочных гранитов, габбро-диабазов	Диафторез
			Стабилизации	Стабилизированный кратон	—	—	—
			Инверсионная (и протоорогенная)	Стабильные блоки	—	Палингенно-метасоматических гранитов	Региональный (амфиболитовая и гранулитовая фации) серии A <sub>3</sub> —A <sub>B</sub>
				Зоны с геосинклинальной подготовкой	—		
			Раннегеосинклинальная (погружения)	Срединные массивы	Андезито-базальтов и дацитов-риолитов	Диорит-плагиогранитов, габбро-лабрадоритов, габбро-лерцолит-вебстеритов	Региональный (зеленосланцевая фация)
Миогеосинклинальные (умеренноактивные зоны)	Глиноземистых базальтов — андезито-базальтов, базальтов и глиноземистых андезитов — риодацитов, базальтов и андезитов	Вебстерит — габбро-норитов, габбро-перидотит-гарцбургитов		Региональный (зеленосланцевая — эпидот-амфиболитовая фации) серии A (?)			
Эвгеосинклинальные (высокоактивные — шовные зоны)	Коматиито-базальто-дацито-риолитов, андезито-базальтов и базальтов		—				
3100 Нижний архей	Нуклеарный (начало становления земной коры)	Тоналитовых гнейсов и плагиогранитов	—	Региональный (амфиболитовая, гранулитовая фации) серии A (?)			

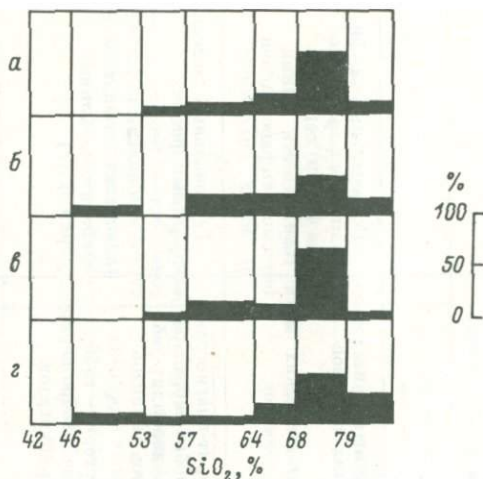


Рис. 1. Распределение породных групп в различных ареалах распространения формации тоналитовых гнейсов—плаггиогранитов.

Блоки: а — Мурманский, б — Центрально-Кольский, в — Кейвский, г — Беломорский.

осуществлен на основе палеотектонической модели В. Г. Загородного, А. Т. Радченко [7], в соответствии с которой выделено четыре типа структур: 1) умеренно активные тектонические зоны; 2) высокоактивные (шовные) зоны; 3) срединные массивы; 4) стабильные блоки (рис. 3).

К наиболее распространенному типу структур относятся умеренно активные тектонические зоны, вовлекавшие в знакопеременные движения относительно небольших амплитуд, о чем свидетельствуют незначительные вариации составов вулканитов, среди которых преобладают базальты и андезиты. К интрузивным

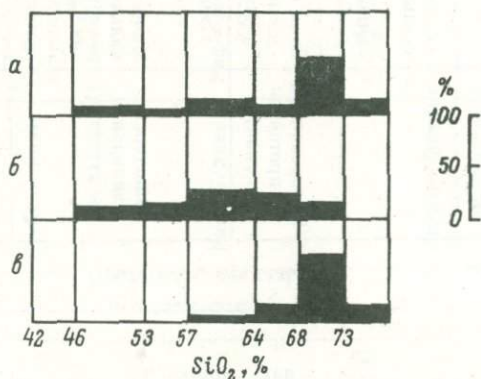


Рис. 2. Распределение породных групп в раннеархейской формации тоналитовых гнейсов—плаггиогранитов в целом (а), в вулканической (б) и плутонической (в) фациях.

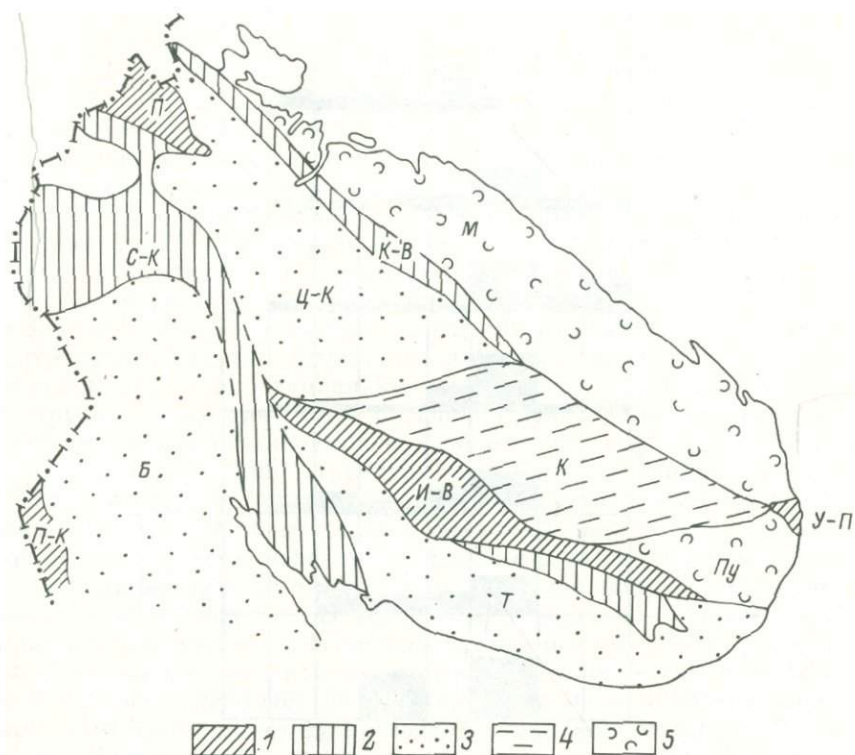


Рис. 3. Схема тектонического районирования Кольского полуострова.

1 — рифтогенные зоны нижнего протерозоя (П — Печенгская, И-В — Имандра-Варзугская, П-К — Пана-Куолярвинская, У-П — Усть-Понойская); 2 — шовные (подвижные) зоны верхнего архея (К-В — Колдозеро-Воронья, С-К — Сальютундровско-Колвицкая); 3 — малоподвижные зоны (Ц-К — Центрально-Кольский блок, Б — Беломорский, Т — Терский); 4 — срединные массивы (К — Кейвский); 5 — стабильные блоки (М — Мурманский, Пу — Пурначеский).

аналогам этого уровня отнесены близкие по химизму породы формации лабрадорит-габброноритов, формировавшиеся из расплавов типа высокоглиноземистых толеитовых базальтов.

К зрелому типу структурно-фациальных зон верхнего архея относятся высокоактивные зоны межблоковых прогибов — близкие к линейным синклинозные зоны на контактах с жесткими глыбами основания. К таким структурам отнесены зоны Колдозеро-Воронья, Сальютундрово-Колвицкая. Состав вулканитов в пределах высокоактивных зон зависит от их положения по отношению к осевой части зоны, а в конечном счете, по-видимому, — от глубинности очагов магмообразования. В периферических частях рассматриваемых зон происходило образование пород преимущественно базальтового и андезитового состава (формация андезит-базальтов и базальтов). В отличие от однотипных пород формации

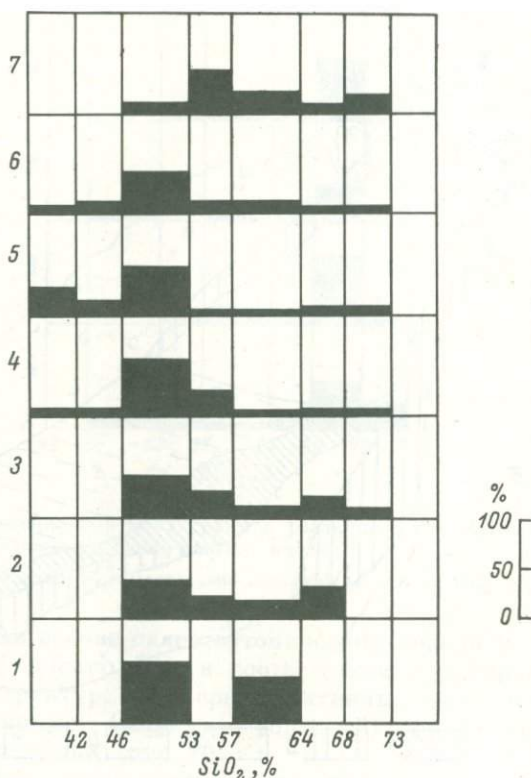


Рис. 4. Распределение породных групп вулканитов в верхне-архейских формациях.

1 — андезитов и базальтов (анамская свита Аллареченского района); 2 — базальтов и глиноземистых андезитов—риодацитов (олдзегорская свита Примандровского района); 3 — глиноземистых базальтов—андезито-базальтов—дацитов (серговская свита Терского района); 4 — андезито-базальтов и базальтов (пнялочная и песчанозерская свиты Терского района); 5—6 — коматиит-пикрит-базальт-андезит-риодацитов; 5 — подмостундровская и вороньетуиндровская свиты зоны Колмозеро-Воронья, 6 — каскамская и вешьяурская свиты Аллареченского района; 7 — андезито-базальтов—риолит-дацитов (патчервтуиндровская и лебязкинская свиты Кейвской структурной зоны).

глиноземистых базальтов-андезито-базальтов-дацитов вулканиты этой формации характеризуются повышенным содержанием щелочей, суммарного железа, магния и пониженной глиноземистостью. Ближе к осевым частям структур состав вулканитов менялся в сторону увеличения количества базальтов и появления более основных разновидностей — пикрито-базальтов, пикритов, коматиитов (рис. 4). Наблюдается пространственная совмещенность производных двух петрохимических серий — высокомагнетной (коматиитовой) и толентовой, образованных, по-видимому, из разноглубинных очагов расплавов.

С определенной долей условности тектонический режим образования формации коматиит-пикрит-базальт-риолитов может

быть сопоставлен с условиями формирования спилит-диабазовой формации, по Ю. А. Кузнецову [8], или формации натриевых базальтов [9], для которых характерно залегание пород в виде узких поясов, тяготеющих к границам структурно-формационных зон и интерпретируемых как глубинные разломы. Последние контролируют также и размещение массивов пород ультраосновного состава, пространственно совмещенных с вулканогенными формациями. К инверсии протогеосинклинали приурочено образование вебстерит-габбро-норитовой, габбро-перидотит-вебстеритовой и габбро-лабрадоритовой интрузивных формаций. Единый эволюционный ряд с габбро-лабрадоритами образуют, вероятно, интрузивные серии формации диоритов-плагиогранитов [2]. В целом структурно-фациальные зоны этого типа следует отнести к структурам «фемического» профиля, сопоставимым с прообразом эвгеосинклиналей фанерозойских подвижных зон.

К третьему типу структур (срединные массивы) отнесен Кейвский блок, во внутренних частях которого фундамент сохранял на всем протяжении протогеосинклинальной стадии относительно приподнятое положение. Вулканы этого блока выделены в формацию андезит-базальтов и риолитов-дацитов, в составе которой в нижних частях преобладают андезит-базальты, присущие собственно геосинклинальной стадии погружения, а в верхних — дациты и риолиты с повышенной щелочностью и железистостью, что указывает на формирование их в условиях, переходных к орогенной стадии развития стабильных участков земной коры. Плутонические ассоциации этого типа структур представлены силловыми интрузиями формации габбро-лабрадоритов.

Структуры четвертого типа (Мурманский и Пурначский блоки) в своих центральных частях сохраняли стабильное поднятое состояние на протяжении всего верхнего архея и лишь в периферических частях перекрывались эффузивно-осадочными породами. Глубинный магматизм для них не типичен, характерно интенсивное проявление палингенного гранитообразования, происходившего синхронно или несколько позже — с проявлением эпигеосинклинального орогенного режима в подвижных зонах.

Метаморфические процессы верхнеархейского цикла развивались на различных стадиях эволюции структурных зон и их систем. Условия верхнеархейского метаморфизма кольско-беломорского комплекса варьируют от ставролитовых субфаций эпидот-амфиболитовой фации до гранулитовой фации. Пространственное распределение фаций прогрессивного регионального метаморфизма верхнеархейского мегацикла свидетельствует о его зональном проявлении. Примером этому могут служить зональности, откартированные в Титовском и Аннамско-Хихнаярвинском блоках [4]. Границы выделяемых метаморфических зон занимают секущее положение относительно крупных стратиграфических и структурных элементов верхнеархейского комплекса.

По своим петрологическим особенностям и термодинамическим параметрам (рис. 5) метаморфизм кольско-беломорского

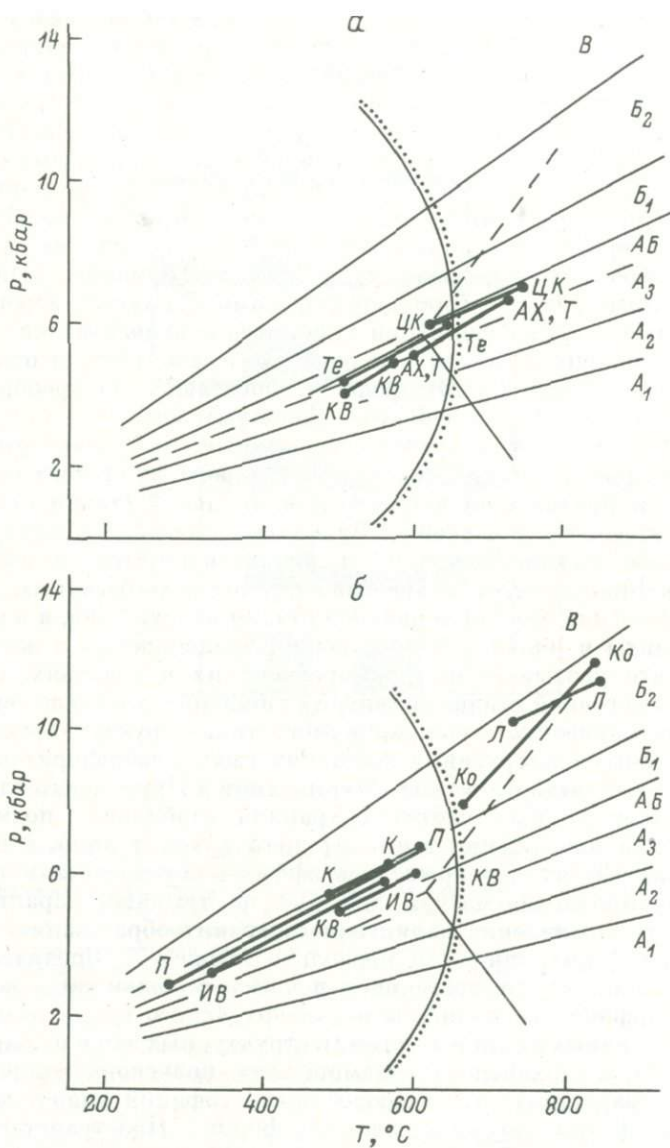


Рис. 5. Термодинамический режим позднеархейского (а) и раннепротерозойского (б) регионального метаморфизма в структурных зонах Кольского полуострова.

Структурные зоны: АХ — Аянско-Хихнаярвинская, ИВ — Имандра-Варзугская, К — Кейвская, КВ — Колмозеро-Вороньинская, Ко — Ковлицкая, Л — Лапландская, П — Печенгская, Т — Титовская, Те — Терская, ЦК — Центрально-Кольская. А<sub>1</sub>, А<sub>2</sub>, А<sub>3</sub>, АБ, Б<sub>1</sub>, Б<sub>2</sub>, В — фациальные серии [5].

цикла принадлежит в целом к андалузит-силлиманитовой фациальной серии [13]. Имеются основания предполагать латеральную неоднородность обусловивших его геотермических полей. В наиболее мобильных шовных зонах типа Лапландско-Колвицкой метаморфизм относится к серии АБ (палеоградиент 110—130 °С/кбар), тогда как в наиболее распространенных в пределах Кольской протогеосинклинали умеренно подвижных зонах он соответствует менее глубокой серии А<sub>3</sub>—АБ [5] — палеоградиент 130—150 °С/кбар.<sup>1</sup> В срединных блоках типа Кейвского синхронный метаморфизм вулканитов формации андезит-базальт-риолит-дацитов (лебяжинская серия), по-видимому, не проявлялся либо не превышал зеленосланцевой—эпидот-амфиболитовой фаций [14, 11].

Ультраметагенное гранитообразование по-разному было проявлено в различных структурно-фациальных зонах верхнеархейской протогеосинклинали. Процессы анатексиса — с образованием обширной гаммы пород типа мигматит- и анатектит-гранитов — проявлены главным образом в наиболее ранних умеренно активных тектонических зонах. Палингенные граниты образованы в более позднее время и приурочены к поздне- или постскладчатому периоду развития верхнеархейской протогеосинклинали — после метаморфизма и складчатости пород линейных синклинорных зон типа Колмозеро—Воронья. Условия начала плавления пород при заданном уровне  $P_{\text{пл}} = 3-6$  кбар, отвечающего давлению по прогрессивной стадии верхнеархейского цикла регионального метаморфизма, можно определить по диаграмме М. И. Дубровского [6]. Согласно этой диаграмме, в указанном интервале давления флюида породы, соответствующие по фазовому составу «тройному минимуму» начинают плавиться в узком температурном интервале — 640—670 °С в зависимости от состава плагиоклаза. При 700° может произойти полное плавление; двойные составы (плагиоклаз + кварц, ортоклаз + кварц) начинают плавиться при  $T = 750$  °С, а при 800° возможно полное плавление двуминеральных парагенезисов. С учетом приведенных оценок термодинамических параметров легко объяснить почти полное отсутствие мигматит-гранитов среди пород «шовных зон» типа Колмозеро—Воронья, метаморфизованных в условиях низкотемпературной степени амфиболитовой фации, где температура не превышала 630 °С. В других участках верхнеархейских подвижных зон, где развиты высокотемпературные субфации амфиболитовой фации метаморфизма, нагрев пород перекрывал температуру плавления «тройных» гранитных составов, и в них широко развиты анатектические мигматит-граниты различных морфологических и петрохимических типов.

В породах гранулитовой фации метаморфизма, как и в низкотемпературной амфиболитовой, практически отсутствуют анатек-

<sup>1</sup> При принятии бициклической тектонической модели указанные различия отражают снижение плотности теплового потока во времени.

тические мигматит-граниты. Этому феномену в настоящее время нет достаточно строго обоснованного объяснения. Одной из причин устойчивости к плавлению пелитовых составов в  $P-T$ -условиях гранулитовой фации является, очевидно, снижение  $P_{H_2O}$  и увеличение  $P_{CO_2}$  во флюиде.

Реставрация физико-химических условий палингено-метасоматического гранитообразования в стабильных структурах типа Мурманского и Пурначского блоков показывает, что их формирование происходило в условиях открытых систем, с привнесом щелочей и летучих компонентов. Составы образующихся гранитов наследуют особенности состава пород субстрата и располагаются главным образом в плоскости котектических составов системы кварц—ортоклаз—плагиоклаз при давлении воды в 3—5 кбар. Температура кристаллизации этих гранитов (при условии полной водонасыщенности) определяется в 690—700 °С.

Таким образом, в протогеосинклинальных зонах в результате проявления высокотемпературного регионального метаморфизма осадочно-вулканогенные формации преобразуются к концу цикла в супракрустальные метаморфиты с широким развитием среди них калий-натриевых анатектических мигматит-гранитов и более поздних палингено-метасоматических гранитов. В Мурманском стабильном блоке верхнеархейский мегацикл заканчивается образованиями субплатформенного типа — формациями габбро-диабазов и высокожелезистых субщелочных гранитов, не затронутых региональным метаморфизмом.

В результате описанных процессов произошли значительное наращивание земной коры и ее консолидация, что предопределило переход региона в протоплатформенный режим. Последующая история геологического развития региона связана с активизацией архейской протоплатформы в нижнем протерозое.

Осадочно-вулканогенные породы нижнепротерозойского (карельского) возраста на Кольском полуострове развиты в пределах Печенгской, Имандра-Варзугской, Пана-Куолаярвинской и Усть-Понойской зон. Вулканические процессы этого периода локализованы в узких грабенообразных структурах (трогах), ограниченных линейными системами разломов от устойчивых блоков. Заложение трогов происходило не синхронно, в связи с чем полнота разрезов карелид в них различна. Наиболее полный разрез карелид представлен в Имандра-Варзугской зоне. В Печенгской структуре отсутствуют раннекарельские (досариолийские) образования, в Усть-Понойской неизвестны отложения суйсарско-ладожского времени, в Панаярвинской зоне отмечены только фрагментарные части разреза карелид, а в примыкающей Куолаярвинской структуре, как и на Печенге, отсутствуют сумийские образования. Все это свидетельствует о мозаично-блоковом строении региона и изменении во времени амплитуды и знака движения отдельных блоков.

Развитие процессов вулканизма в каждой структуре имеет свои специфические черты, свидетельствующие о различной

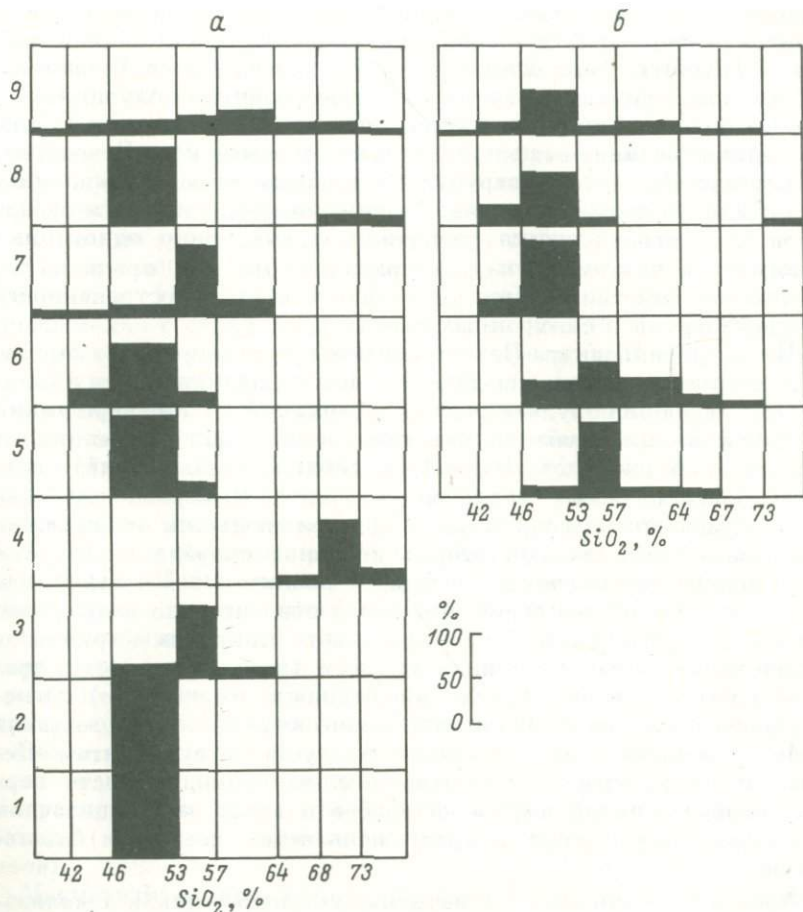


Рис. 6. Распределение породных групп в вулканогенных комплексах Имандро-Варзугской (а) и Печенгской (б) зон.

Уровни разреза: 1—4 — сумийский (комплексы: 1 — пурячский, 2 — кукшинский, 3 — средний и 4 — верхний сейдореченский); 5—7 — сариолийско-ятулийский (комплексы: 5 — полисарский и ахмалахтинский, 6 — умбинский и куэтеярвинский, 7 — ильмозерский и коласйоокский); 8—9 — суйсарско-ладожский (комплексы: 8 — нижнетоминский и пильгуярвинский, 9 — верхнетоминский—панареченский и южнопеченгский).

глубинности очагов магмообразования и различной проницаемости коры в латеральных рядах синхронных ареалов вулканизма. Так, в Усть-Понойской структуре на всех трех этапах ее развития известен вулканизм одного формационного типа — магнезиальных базальтов и андезито-базальтов. В Куолаярвинской структуре ятулийские вулканы представлены формационным типом недифференцированных толеитовых базальтов, а в Имандро-Варзугской и Печенгской зонах в это же время образуются более сложные серии субщелочных базальтов и андезитов и формации магнези-

альных базальтов и андезито-базальтов. В Куоляярвинской зоне вулканисты формации магнезиальных базальтов и андезито-базальтов появляются на суйсарском уровне, тогда как в Печенгско-Варзугском поясе в это время массовое развитие получают контрастные серии формации пикрито-базальтов и базальтов. В традиционно объединяемых в единый вулканический пояс Печенгской и Имандра-Варзугской структурах главные стадии вулканизма на ятулийско-ладожском уровне надежно коррелируются между собой и характеризуются развитием формационно однотипных серий, но и в этом случае латеральные отличия проявляются достаточно отчетливо при сопоставлении распространенности породных групп в синхронных свитах (рис. 6).

На примере Имандра-Варзугской зоны установлено, что карельский мегацикл состоит из двух циклов с различной направленностью эволюции вулканических формаций. Раннекарельский (сумийский) цикл объединяет гомодромный ряд формаций от базальтов до риолитов. Второй (сариилийско-ладожский) цикл имеет более сложный характер эволюции. В первой половине цикла намечается гомодромная тенденция эволюции от базальтов к андезито-базальтам. Во второй половине сначала образуются резко контрастные серии типа базальт-риолитов, а в конце цикла формируется сложная серия, в которой относительно равномерно представлен непрерывный спектр пород от пикритов до риолитов с ярко выраженным щелочным уклоном (в них появляются трахиты и близкие к фонолитам разновидности вулканитов). Отмеченные особенности эволюции вулканических серий второго цикла в Имандра-Варзугской структуре присущи и вулканистам Печенгской структуры, с тем отличием, что гомодромность первой половины цикла выражена слабее и вслед за субщелочной базальтриолитовой серией сразу появляется комплекс базальтоидов.

Ареалы интрузивного магматизма сумийского цикла локализованы в обрамлении вулканогенных трогов, образуя пояса-цепочки интрузивов, ориентированных параллельно их границам. Цикл начинается с формирования пояса крупных расслоенных интрузий формации перидотит-пироксенит-габбро-норитов и многочисленных мелких тел перидотит-габбро-норитовой и клинопироксенит-верлитовой формации, которые по особенностям химизма и радиологическому возрасту близки к формации магнезиальных базальтов — андезито-базальтов. Естественным продолжением этого вулкано-плутонического эволюционного ряда является чарнокит-гранитовая формация. Начальные ее члены — эндрбиты — имеют черты сходства с лейкократовыми разновидностями пород расслоенных интрузий, но уже с появлением чарнокитовой породной группы намечается изменение типа щелочности от натрового к калиевому, характерному для конечных интрузивных серий цикла. Более поздние монзонит-гранитовые и щелочно-гранитные формации пространственно разобщены и, возможно, являются синхронными вариантами субщелочных кислых интрузивных

серий, а различия в глиноземистости обусловлены наличием латерального тренда в составе субстрата или флюидного режима в зоне магмогенерации. Для обеих формаций существуют признаки генетического родства с эффузивами риолитовой формации, развитой в соседних с интрузиями вулканогенных трогах. В целом сумийский интрузивный цикл, как и эффузивный, представляет единую последовательность с постепенно нарастающей кремнекислотностью и щелочностью: от низкощелочных перидотитов и норитов до субщелочных и щелочных лейкогранитов.

Для вулканогенных трогов сумийского цикла характерны две особенности: 1) интенсивное проявление базальтовых излияний одновременно с седиментацией или до ее начала; 2) накопление мощных толщ вулканитов в сочетании с платформенным типом осадконакопления. Подобное сочетание режимов вулканизма и седиментогенеза типично для авлакогенов — бороздовых структур растяжения, образование которых не сопровождается сводовыми поднятиями прилегающей части платформы. Мафический вулканизм в тектонической борозде может сопровождаться в бортах становлением комагматичных вулканитам расслоенных интрузий [3, 12]. Таким образом, представляется вероятным, что на сумийском этапе на Кольском полуострове существовала кулисообразная субширотная система палеоавлакогенов, вещественные реликты которой сохранились в Усть-Понойской, Имандра-Варзугской, Панавинской структурах. К концу сейдореченского времени в регионе проявился эпиплатформенный орогенный режим, что выразилось в появлении вулканических комплексов формации риолитов, развитых в унаследованных от палеоавлакогенов впадинах и швах, и комплексов гранитоидов с резко возросшей по сравнению с магматизмом начальной стадии цикла калиевостью (монзонит-гранитов, щелочных гранитов и граносиенитов).

Магматизм сариолийско-ладожского цикла имеет все черты, присущие рифтовым структурам, — мафический характер с пульсирующим ритмом изменения щелочности пород, образованием резко контрастных серий вулканитов, появлением ультрамафических и щелочных пород. Пульсация щелочности отражает ритмично меняющуюся во времени глубинность очагов магмогенерации и степень флюидоносности магм. Контрастность серий, участие в них одновременно и ультраосновных, и андезитовых, и ультракислых магм свидетельствует о многоэтажной структуре питающих очагов, а широкое развитие порфирировых типов вулканитов указывает на прерывистый способ подачи расплавов из глубины на поверхность.

Интрузивный магматизм во втором цикле объединяет ультрамафические и фойдитовые комплексы двух формаций — габброверлитовой и щелочных габбро-нефелиновых сиенитов. Габброверлитовые интрузивы, преимущественно локализованные в толщах пикрито-базальтовых вулканитов, близки с ними по химизму, что позволяет объединять их в единую вулcano-плутоническую

ассоциацию. Вместе с тем уже в ходе эволюции габбро-верлитовой серии намечается щелочной уклон на конечных стадиях. Эта тенденция на следующей ступени вертикального ряда магматических формаций получает свое максимальное развитие в образовании сложных комплексов щелочных габброидов, миаскитов-щелочных сиенитов и карбонатитов. Размещение щелочно-сиенитового массива Соустова непосредственно в вулканогенной толще верхнетомингского комплекса, в участке развития синхронных с сиенитами пород трахитовой серии, свидетельствует о том, что формации порфиритов и щелочных габбро-нефелиновых сиенитов являются единой вулcano-плутонической ассоциацией.

Отличительной особенностью сариолийско-ладожского цикла является щелочная тенденция эволюции глубинных магм и практически полное отсутствие гранитного магматизма, что также характерно для рифтогенных режимов.

Постладожский магматизм проявлен только в плутонической фации. Интрузивные комплексы его сложены преимущественно субщелочными гранодиоритами, гранитами, лейкогранитами (формации гранодиорит-гранитов, лейкогранитов), локализованными в разломах северо-восточного простирания, пересекающих и смещающих вулканогенные трогги. Отсутствие признаков преемственности в химизме между гранодиоритами, гранитами и предшествующими щелочными сериями, более молодой радиологический возраст (1.75—1.86 млрд. лет), связь лицко-арагубского, юв-ойвского, наттанен-тундровского комплексов постскладчатыми гранитоидами свекофеннского пояса Финляндии позволяют рассматривать их магматические ареалы в качестве активизированных структур зон повторного орогенеза [12] или отраженной активизации Кольского кратона. Образование гранитоидных комплексов в значительной части связывается с возбуждением внутрикоровых процессов магмогенерации в зонах повышенной проницаемости земной коры, по которым высокотемпературные глубинные теплоносители-расплавы диоритового состава поднимаются к основанию гранитного слоя. Расчет модели анатектического магмаобразования в условиях повышенного теплового потока ( $2-4 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{с}$ ) определяет положение верхней границы возникновения очагов расплава на уровне 6—7 км от земной поверхности [16], что не противоречит нахождению вторичных анатектических магматических очагов этапа активизации в пределах гранитного слоя, максимальная мощность которого к этому времени на Кольском полуострове превышала 10 км [15].

Метаморфические процессы карельского мегацикла сопряжены с этапами тектономагматической активизации протоплатформенной коры верхнего архея. В обобщенном плане они претерпевали длительную стадийную эволюцию от «метаморфизма погружения» на начальных этапах развития авлакогенов и рифтовых прогибов к зональному орогеническому метаморфизму, связанному с инверсией тектонического режима, переходом от растяжения

к сжатию. Для палеозональности регионального метаморфизма карельского времени характерно сложное сочетание областей латерально резко неоднородного метаморфизма (Печенгско-Варзугская, Лапландско-Колвицкая зоны) и практически монофациального метаморфизма (Кейвский блок, Северо-Западное Беломорье). Грабен-синклиналиные, брахиформные структуры, сложенные карельскими осадочно-вулканогенными толщами, обладают синформной метаморфической зональностью. Их особенностью является возрастание степени преобразования пород от внутренних к краевым зонам — от пренит-пумпеллитовой и зеленосланцевой фации до дистен-ставролитовой субфации. Линейные зоны повторного метаморфизма архейских комплексов (Лапландский, Кандалакшко-Колвицкий, Центральнo-Кольский блоки) характеризуются контрастными антиформными зональностями с резким падением *P-T*-параметров метаморфизма от осевых к внешним зонам в диапазоне от гранулитовой до среднетемпературной амфиболитовой и зеленосланцевой фации.

Сопряженное развитие брахисинформных и линейных антиформных фациальных зональностей карельского метаморфизма отражает различную глубинность их формирования. Инверсия структуры метаморфической зональности, по-видимому, отвечает уровню глубинности дистен-ставролитовой субфации, для которой в пределах Кольского полуострова свойственно ареальное распространение.

Характерной особенностью эволюции термодинамического режима метаморфизма в пределах рифтогенных зон является тенденция уменьшения термобарического градиента от начальных к кульминационным этапам тектоно-метаморфического цикла. Начальный метаморфизм характеризовался повышенными геотермическими палеоградиентами (130—150 °C/кбар). Орогенический метаморфизм кульминационных стадий в пределах всей северо-восточной части Балтийского щита развивался в условиях пониженной плотности теплового потока: Печенгско-Варзугская зона, Кейвский блок — фациальная серия Б<sub>1</sub>, палеоградиент 100—120 °C/кбар, Лапландско-Колвицкая зона, Беломорье — серии Б<sub>1</sub>—Б<sub>2</sub>, палеоградиент 70—100 °C/кбар. Метаморфические и метасоматические процессы регрессивных этапов карельского тектоно-метаморфического мегацикла развиваются в аналогичном термодинамическом режиме, но в условиях последовательного спада температур и давлений. Резкие изменения режима проявляются локально, в зонах влияния интрузивных гранитоидов, ремобилизованного гранито-гнейсового фундамента и тектонических разломов.

В целом разработанная модель эволюции эндогенных режимов магматизма и метаморфизма в раннем докембрии Кольского полуострова отражает их прогрессирующую дифференциацию от раннего архея к протерозою, обусловленную увеличением мощности и неоднородности земной коры, изменением и усложнением стиля тектонических движений.

## Литература

1. Батиева И. Д., Бельков И. В. Гранитоидные формации Кольского полуострова. — В кн.: Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитоидов Кольского полуострова. Л., 1968, с. 5—144.
2. Батиева И. Д., Ветрин В. Р. Вулкано-плутонические ассоциации в связи с кислым и щелочным магматизмом и некоторые вопросы эволюции магматизма Кольского полуострова. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Апатиты, 1978, с. 55—75.
3. Белоусов В. В. Эндеогенные режимы материков. М., 1978. 232 с.
4. Беляев О. А. Прогрессивный зональный метаморфизм раннего протерозоя северо-запада Кольского полуострова. — В кн.: Метаморфизм докембрийских комплексов. Апатиты, 1976, с. 31—49.
5. Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., 1973. 128 с.
6. Дубровский М. И. Гранитные эвтектики, минимумы и магмы. — В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971, с. 54—68.
7. Загородный В. Г., Радченко А. Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова (состояние изученности и проблемы). Л., 1983. 96 с.
8. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., 1964. 388 с.
9. Магматические формации СССР. Т. 1. Л., 1979. 319 с.
10. Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. — В кн.: Геология и петрология докембрия. М., 1962, с. 77—108.
11. Петров В. П. О возрасте и природе метаморфизма кейвско-лебяжинского супракrustального комплекса. — В кн.: Проблемы метаморфизма докембрия. Апатиты, 1979, с. 66—80.
12. Рудоносность и геологические формации структур земной коры/К. А. Марков, В. А. Трофимов, Ю. Г. Старицкий и др. Л., 1981. 423 с.
13. Фации метаморфизма/Н. Л. Добрецов, В. В. Ревердатто, В. С. Соболев, Н. В. Соболев, В. В. Хлестов. М., 1970. 432 с.
14. Фации регионального метаморфизма Кольского полуострова/О. А. Беляев, В. Г. Загородный, В. П. Петров, З. М. Волошина. Л., 1977. 88 с.
15. Цирульникова М. Я., Сокол Р. С. Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968, с. 78—89.
16. Шарапов В. Н., Меламед В. Г. О возможных размерах магматических очагов в коре при палингенезе. — Геол. и геофиз., 1974, № 12, с. 105—112.
17. Эволюция докембрийского кислого магматизма на ранних этапах становления континентальной коры/И. В. Бельков, И. Д. Батиева, В. Р. Ветрин, А. Н. Виноградов и др. — В кн.: Петрология. М., 1980, с. 92—104. (Докл. сов. геологов МГР, XXVI сессия).

*А. Н. Виноградов, М. М. Ефимов,  
В. Г. Загородный, А. Т. Радченко*

### **ЭВОЛЮЦИЯ ЭНДОГЕННЫХ РЕЖИМОВ И ВАЖНЕЙШИЕ РУДОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА**

Формационный анализ осадочно-вулканогенных и интрузивных комплексов раннего докембрия позволяет реконструировать эволюционный ряд эндогенных режимов, последовательно проявившихся

на ранних этапах становления северо-восточной части Балтийского щита. В общем виде ряд представлен пятью классами: 1) нуклеарный, или режим становления первичной коры, 2) протогеосинклинальный, 3) протоорогенный, 4) протоплатформенный, 5) активизированной протоплатформы.

В интерпретации тектонической эволюции протогеосинклинальных структур региона существует ряд трудноразрешимых противоречий, обусловленных тем, что возрастные соотношения гнейсов кольско-беломорского типа с супракрустальными комплексами лопия или тундровой серии однозначно не устанавливаются и имеющиеся фактические материалы позволяют рассматривать эти образования и как латеральные ряды разнофациальных метаморфитов, и как разновозрастные комплексы. В первом случае, положенном в основу тектонической схемы В. Г. Загородного и А. Т. Радченко, гнейсовые ареалы рассматриваются как умеренноактивные тектонические зоны, а зеленокаменные пояса типа Колмозеро-Воронья трактуются как синхронные им высокоактивные шовные зоны. Другая точка зрения, нашедшая отражение в созданной под руководством И. Д. Батиевой в 1983 г. схеме эволюции магматических формаций (см. ст. наст. сб.), приводит к модели последовательного формирования широких гнейсовых поясов и более молодых зеленокаменных швов. Эта модель позволяет проводить аналогию между общим стилем эволюции Кольской протогеосинклинальной области в верхнем архее с бициклическими геосинклинальными областями палеозоя (типа Алтае-Саянской).

С магматическими формациями геосинклинального класса режимов связаны крупные проявления черных, цветных и редких металлов. Важнейшая стратиформная джеспилитовая рудная формация связана с условиями мнгогеосинклинального режима. На Кольском полуострове в типичном виде она представлена Приимандровской группой крупных месторождений железистых кварцитов, ассоциированных с метавулканитами формации базальтов и глиноземистых андезитов-риодацитов (лептитов). С этим же формационным типом связаны многочисленные рудопроявления железистых кварцитов в регионе (Вороньетундровская, Южно-Печенгская, Центрально-Кольская, Затуломская и другие зоны). С секущими магматическими формациями протогеосинклинального класса, представленными роями мелких интрузивов габбро-лерцолит-гарцбургитовой, вебстерит-габбро-норитовой и габбро-лерцолит-вебстеритовой формаций, связаны месторождения сульфидной медно-никелевой формации. Промышленных масштабов оруденение известно только в массивах, локализованных в небольшом по площади блоке, ограниченном с юго-запада Лапландской зоной гранулитов, а с востока — субмеридиональной сдвиговой зоной Волчетундровского глубинного разлома.

Эпигеосинклинальный протоорогенный режим охватил большую часть региона, включая прилегающие области раннеархейской протоплатформы. Характерными являются формации кислых

и средних магматитов и грубообломочных пород, крупные интрузивы габбро-лабрадоритовой формации с перспективными проявлениями титан-железородной формации. Они представлены двумя минеральными типами: титаномагнетитовым (м-ния Железное, Цагинское, Магнетитовый Лог и др.) и ильменит-титаномагнетитовым (м-ния Ачинское, Магазин-Мусюр и др.). Эволюционный ряд магматитов продолжают интрузивы диорит-плагиогранитной формации. Признаки проявления телетермального молибденового оруденения сульфидно-кварцевой рудной формации установлены и на Кольском полуострове в пределах магматических ареалов наиболее крупных диорит-плагиогранитных интрузивов. С завершающими протоорогенную стадию гранитными палингенно-анатектическими сериями связаны проявления пегматитовой редкометальной формации.

Протоплатформенный режим, установившийся в регионе на завершающей стадии эволюции позднеархейской подвижной области, мигрировал в геосинклинальную область с севера, со стороны Мурманского массива. Соотношение формаций платформенного чехла и орогенной стадии, а также условия залегания и последующие структурные преобразования позволяют реконструировать проявление в позднем архее протоплатформенного режима, охватившего практически весь регион. В условиях этого режима сформировалась стратиформная рудоносная формация каолинитовых глин, превращенная в последующем в кианитовые сланцы — характерные представители кварц-мусковит-кианитового минерального типа высокоглиноземистой рудной формации. Крупнейшие в мире месторождения этого типа сосредоточены в Кейвской зоне.

Установившийся в конце позднего архея в регионе протоплатформенный режим в раннем протерозое осложнился периодическими всплесками эндогенной активности, выражавшейся в формировании трогов и линейных впадин, выполненных мощными толщами вулканитов, а также линейных проницаемых зон, насыщенных интрузиями разнообразных плутонических пород. Поскольку протоплатформенный режим сохранялся как до, так и после эпизодов магматической активизации, раннепротерозойский этап в целом можно рассматривать как протоплатформенный. Для подчеркивания его отличия от значительно более спокойного режима зрелых (древних) платформ можно предложить для него специальный термин — режим активизированной протоплатформы. В таком понимании он близок к режиму молодых платформ в трактовке В. В. Белоусова [2], но включает в себя также элементы аркогенно-рифтогенного режима.

Раннепротерозойский этап по характеру тектонического развития и проявления магматизма отчетливо подразделяется на три стадии, в течение которых эндогенные режимы в пределах зон активного магматизма были существенно различными. Реконструкция эндогенных режимов на основе имеющихся в настоящее время материалов по строению разрезов супракрусталь-

ных толщ и характеру магматических формаций приводит к противоречивым моделям тектонической эволюции региона в раннем протерозое. В. Г. Загородным и А. Т. Радченко [2, 3] была предложена и детально проработана рифтогенная модель кольской системы карелид. В соответствии с ней ранняя (сумийско-сариолийская) стадия эволюции карелид является собственно рифтогенной и характеризуется формированием расколов и грабенов в теле жесткого кратона, испытывающего сводовое поднятие большого радиуса кривизны; стадия завершается стрельнинской (селецкой) фазой складчатости, не сопровождавшейся орогенезом.

Вторая стадия — колюмогенная — характеризуется общим погружением фундамента, расширением бассейнов седиментации и вулканизма с характерным для них сочетанием терригенно-карбонатных автохтонных осадочных формаций и трещинно-цепочечных излияний субщелочных базальтов и андезитов. На заключительной — эмерсионной — стадии развития рифтовой системы происходит общее воздымание территории и сужение областей аккумуляции смешанных осадочно-вулканогенных толщ.

А. Н. Виноградов и М. М. Ефимов на основе анализа эволюции магматических серий пришли к выводу, что возможна альтернативная трактовка режимов развития региона на первой и второй стадиях. Повсеместное развитие в низах разреза карелид монотонных недифференцированных толщ толеитовых базальтов и синхронное им образование крупных плутонов перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формации указывает на преобладание условий растяжения и отсутствие в зоне магмогенерации длительно эволюционирующего «всплывающего» или расширяющегося астенолита, над которым могло бы возникнуть сводовое поднятие большого радиуса кривизны.

К концу сумийско-сариолийской стадии проявляется тенденция к увеличению кремнекислотности магматитов и формируются комплексы кислых вулканитов и субщелочные гранитоидные серии, типичные для областей орогенеза. Это обстоятельство дает основание для заключения, что стрельнинской фазе складчатости соответствует проявление в регионе эпиплатформенного орогенного режима.

Характер эволюции магматизма на следующей стадии развития карелид резко отличен от ранней стадии: отчетливо проявлена тенденция к бимодальной дифференциации с широким развитием субщелочных и высокомагнезиальных типов магматитов. Особенности магматизма типичны для рифтогенных областей, развивающихся на сводовых поднятиях над крупными, мантийнокоровыми астенолитами. Исходя из анализа магматических формаций, именно вторую стадию развития системы карелид следовало бы отнести к аркогенно-рифтогенному тектоническому режиму.

Многообразие тектонических обстановок, разнотипность и разноглубинность магматических серий предопределяют большое

Связанные со стратифицированными геологическими формациями			
Рудные формации	Железистых кварцитов	Высокоглиноземистая (кианитовая)	Самородной меди (меденосных вулканитов)
Минеральные типы	Магнетит-кварц-силикатный, актинолит-гематит-магнетит-кварцевый, актинолит-магнетит-кварцевый	Кварц-мусковит-кианитовый	Самородной меди
Типовые месторождения и рудопроявления	Оленегорское, Кировогорское, Комсомольское, Баумановское и др.	Шуурурта, Тяпш-Мянюк, Воргельурта, Червурта	Умбореченско-Юзиевский участок
Структурная зона	Кольско-Норвежская	Кейвская	Имандра-Варзугская
Рудогенные магматические формации	Базальтов и глиноземистых андезитов-риодацитов (лептитов)	—	Субщелочных базальтов и андезитов

разнообразии рудных формаций, возникших в условиях режима активизированной протоплатформы. Для раннекарельских расчлененных интрузий формации перидотитов-пироксенитов-габброноритов (аналогов плутонов бушвельдского типа) характерно наличие ряда рудных формаций, ассоциирующих с различными членами дифференцированной серии. В кольских интрузивах в типичном виде проявлена сульфидная медно-никелевая рудная формация (Мончегорское месторождение, рудопроявления Ластявра, горы Генеральской и др.), имеются признаки проявления хромитового оруденения.

Связанные с секущими геологическими формациями				
Сульфидная медно-никелевая	Титан-железородная (титаномагнетитовая, нельсонитовая)	Вольфрам-молибденовая (молибден-порфирировая)	Редкометалло-редкоземельная пегматитовая и фельдшпатолитовая	Высокоглиноземистая нефелин-полевошпатовая
Халькопирит-пентландит-пирротитовый	Титаномагнетитовый, ильменит-титаномагнетитовый, (апатит-ильменит-титаномагнетитовый)	Вольфрамит-молибденит-кварцевый; редкометалло-редкоземельный	Сфен-цирконовый, пироклор-бритолит-цирконовый, амазонит-плюмбо-микротит-висмутитовый, амазонит-гадолинит-фергусонит-цирконовый, ортит-цирконовый и др.	Редкометалло-редкоземельный нефелин-полевошпатовый, мелиофан-лепидомелановый
Ловнозерское, Засейд II, Печенгские, Мончегорское	Железное, Магнетитовый Лог, Равьярш, Цагинское, Ачинское, Магазин-Мусюр, Гремяха-Вырмес	Учабю-оайв	Юовойско-Урагубская	Кольско-Норвежская и Имандра-Варзугская
Сально-тундр-Колвицкая, Печенгская, Имандра-Варзугская	Габбро-лабрадоритовая (клинопироксенит-верлитовая)	Гранодиорит-гранитовая	Щелочных гранитов и граносиенитов	Щелочных габбро-нефелиновых сиенитов (миаскитов)

Для магматических комплексов орогенного режима типично проявление фосфатного, титанового и редкоземельного оруденения. С интрузиями клинопироксенит-верлитовой формации связана апатит-ильменит-титаномагнетитовая (нельсонитовая?) рудная формация; в наиболее типичном виде она проявлена в оруденелых высокожелезистых ультрамафитах ранней интрузивной серии массива Гремяха-Вырмес. В ареале развития интрузий формации щелочных гранитов и граносиенитов известны многочисленные проявления редкометалло-редкоземельной пегмати-

товой и фельдшпатолитовой рудных формаций с пестрым набором минеральных типов (см. таблицу).

Для субщелочных серий базальтов и андезитов второй стадии характерно проявление рудной формации самородной меди. Наибольшим разнообразием рудных формаций обладают ультрамафитовые и щелочные интрузивные комплексы заключительной стадии развития карелид. С низкощелочными ультрамафитами габбро-верлитовой формации связаны наиболее продуктивные проявления сульфидной медно-никелевой рудной формации (Печенгская группа месторождений). С миаскитовыми и карбонатитовыми комплексами (сахарйокский, песочный, соустовский, тикшеозерский, ельтеозерский, гремяха-вырмесский и др.) связаны крупные проявления высокоглиноземистой нефелин-полевошпатовой рудной формации с широким развитием комплексных редкоземельно-редкометалльных минеральных типов. В ассоциации со щелочными габброидами известны проявления редкометалльного и фосфатно-редкоземельного оруденения, а в участках широкого развития карбонатитов выявлены признаки редкометалльно-фосфатного и сульфидно-медного оруденения.

В заключительную фазу карельского тектогенеза на территории северо-восточной части Балтийского щита сформировался прерывистый пояс интрузивов лицо-арагубского, ювовайвского и наттанентундровского (в Финляндии) комплексов формации гранодиорит-гранитов, пересекающий вкрест простираения структуры карелид. Магматический ареал вышеназванной формации может рассматриваться как типичный пример внеаккумулятивного подтипа зон повторного орогенеза, связанного с орогенными процессами в соседней подвижной области (в рассматриваемом случае — в поясе свекофеннид). Характерная особенность комплекса — наличие порфировых субвулканических интрузивов с грейзеновым и штокверковым молибденовым или вольфрам-молибденовым оруденением (молибден-порфировая формация). В фанерозойских орогенных областях данная формация считается наиболее продуктивной в отношении молибдена — именно с ней связаны месторождения-гиганты типа Клаймекс и Гендерсон. Принято считать, что в докембрии месторождения молибдено-порфировой формации отсутствуют. По-видимому, массив Учбаюайв на Кольском полуострове может служить первым примером развития подобной рудно-магматической системы в докембрии.

Таким образом, в эволюционном ряду эндогенных режимов раннего докембрия отчетливо выражается тенденция к последовательной локализации проявления магматических и рудогенных процессов — от пермобильного площадного развития через протогеосинклинально-протоплатформенные комплексы до длительных и мощных процессов активизированной протоплатформы, завершившейся карельским тектогенезом, в чем выражается прогрессирующая кратонизация в ходе формирования зрелой коры континентального типа.

## Л и т е р а т у р а

1. Белоусов В. В. Эндеогенные режимы материков. М., 1978. 232 с.
2. 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.
3. Загородный В. Г., Радченко А. Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова: (состояние и проблемы). Л., 1983. 94 с.

*А. И. Богачев, А. С. Гришин, В. А. Костин,  
В. В. Проскуряков, В. Д. Слюсарев, М. М. Стенарь,  
Р. А. Хазов*

### ПРОБЛЕМЫ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МЕТАЛЛОГЕНИИ КАРЕЛИИ

Институт геологии Карельского филиала АН СССР совместно с ПГО «Севзапгеология» и рядом других организаций в последние годы проводит исследования по комплексному изучению строения земной коры и верхней мантии с целью выяснения связей глубинного строения с геологическими структурами и их историей, эндогенными процессами, эволюцией рудообразования. Опыт этих работ [9, 16] показал, что главным ключевым моментом на данной стадии изучения вопросов формирования земной коры и закономерностей локализации рудных полезных ископаемых является установление элементов строения земной коры с той степенью детальности, которая в комплексной увязке с данными металлогенического анализа позволила бы разработать принципы выделения различных типов рудоносных структур при локальном прогнозировании эндогенных рудных месторождений.

При такой постановке вопроса, учитывая всю его сложность решения, представляется целесообразным обсудить возникающие при этом проблемы. В связи с этим в настоящей работе рассматриваются следующие главные вопросы: основные итоги изучения строения земной коры Карелии, проблемы строения и становления земной коры, проблемы металлогении Карелии в связи со строением ее земной коры.

**Основные итоги изучения строения земной коры Карелии.** Методика работ. Познание глубинного строения земной коры Карелии в аспекте изложенных выше соображений приобретает в последние годы особую значимость и актуальность. Информация об элементах глубинного строения земной коры может быть получена при комплексном анализе материалов геофизических исследований совместно с геологическими данными по верхней части разреза.

В последние годы концепция слоисто-блокового строения земной коры и верхней мантии становится одним из ведущих теоретических направлений в геологии и геофизике [2, 3, 17, 20 и др.]. Она подчеркивает основную форму делимости литосферы по суб-

вертикальным и субгоризонтальным границам раздела, на которых происходят скачкообразные изменения термодинамических и физико-химических свойств вещества литосферы. Эти изменения отчетливо фиксируются различными геофизическими методами в таких параметрах, как плотность, намагниченность, электропроводность, скорость прохождения упругих колебаний и др. В геолого-геофизическом аспекте проблема делимости литосферы связана с выделением блоковых структур и обоснованием их субгоризонтальной расслоенности.

Для Карельского региона Балтийского щита в результате работ ПГО «Севзапгеология» наиболее полные и подробные сведения получены о характере распределения потенциальных геофизических полей (гравитационного и магнитного). Крайне недостаточно изучено глубинное строение земной коры методами сейсморазведки глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), а также электроразведки — магнитотеллурические зондирования (МТЗ).

В последние годы исследователями восточной части Балтийского щита проведена значительная работа по геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий [6, 8, 14, 15, 18, 22]. В сущности в них нашла отражение теория качественной геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий, разработанная А. Д. Архангельским, В. В. Федыным, Э. Э. Фотиади. В основе этой теории совместного анализа геологических и геофизических данных лежит принцип аналогий: если для хорошо изученного в геологическом отношении района установлены закономерности и характер связи между геологическими элементами земной коры и геофизическими аномалиями, то по сходным гравитационно-магнитным ситуациям можно прогнозировать искомые геологические элементы для труднодоступных районов.

Дальнейшее повышение эффективности геофизических методов исследований для целей геологической интерпретации стало возможно на базе использования ЭВМ. Основной смысл применения ЭВМ при геологической интерпретации геофизических данных заключается в том, что на основе новых тектонических возможностей были разработаны качественно новые способы и методы их количественной интерпретации. В аспекте дальнейшего повышения эффективности геофизических исследований в пределах Карелии возникла необходимость проведения качественной и количественной интерпретации потенциальных геофизических полей в более детальном масштабе на базе ЭВМ. В методике совместного анализа геолого-геофизической информации, как показал опыт последних лет, намечается два тесно взаимосвязанных этапа интерпретации: качественный и количественный. При этом наиболее главными моментами оптимального варианта методики применительно к условиям Карелии являются следующие: 1) статистический анализ результатов определения физических свойств пород, т. е. формирование количественных представлений о плот-

ностной и магнитной модели среды; 2) оптимальные трансформации гравитационного и магнитного полей, а в необходимых случаях геологическое редуцирование гравитационного поля; 3) прогнозирование глубин залегания основных геоплотностных границ раздела земной коры на основе корреляционно-регрессивного анализа для всей территории Карелии; 4) составление геоплотностной модели земной коры с использованием методов количественного подбора и решением прямых задач гравиразведки, а также структурно-тектонические построения на уровне современного эрозионного среза; 5) совместный анализ всей совокупности полученной геолого-геофизической информации для целей конкретного локального прогнозирования.

Хорошо известно, что гравитационное поле отражает интегральный эффект плотностных неоднородностей как верхней части разреза земной коры, так и глубинных ее слоев. В связи с этим морфология наблюдаемого поля силы тяжести характеризуется чрезвычайной сложностью, наличием аномалий разных порядков, обусловленных многообразием аномалиеобразующих объектов. С целью нахождения геологических источников распределения масс в разрезе земной коры возникла необходимость рассмотреть особенности морфологии поля силы тяжести, а также дать анализ интегрирующих и дифференцирующих трансформаций. С этой целью осуществлен целый ряд трансформаций поля силы тяжести по программе «Потенциал-2» на ЭВМ «Минск-32» [1], имеющих как сглаживающий, так и разделяющий характер. Как показал опыт, наиболее оптимальным набором трансформант сглаживающего характера является пересчет поля силы тяжести в верхнее полупространство на разные уровни, что обеспечивает информацию о характере влияния глубоких геологических границ раздела, т. е. получить качественную характеристику глубинного строения земной коры (рис. 1).

С целью корреляции поля силы тяжести с особенностями строения самой верхней части разреза земной коры (уровень современного эрозионного среза) осуществлен анализ его трансформант разделяющего характера (схемы первой и второй вертикальных производных, локальных аномалий  $\Delta g$ ). Перед разделяющими трансформациями ставилась цель более четкого, рельефного проявления качественной картины поля. В целом схемы разделяющих трансформант характеризуются чрезвычайно сложной дифференциацией аномалий по их морфологии, площадному размещению, пространственным соотношениям друг с другом и отражают плотностную и соответственно структурно-вещественную неоднородность геологического строения Карелии (рис. 2). На основании совместного анализа схем разделяющих трансформаций и имеющихся материалов по геологическому строению отчетливо устанавливается корреляционная связь между геологическими элементами и гравитационными аномалиями.

Блоковое строение земной коры Балтийского щита в настоящее время признается большинством исследователей. Вопросы

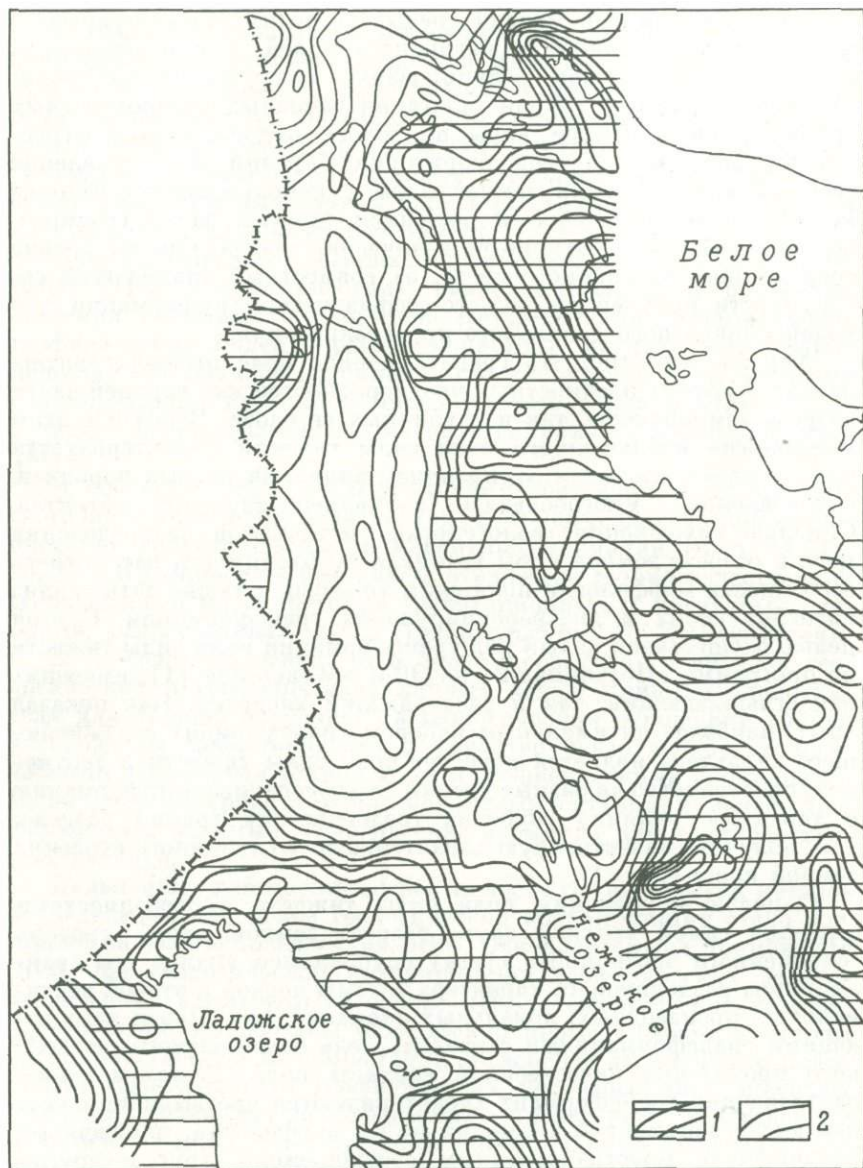


Рис. 1. Схема региональных аномалий поля силы тяжести, пересчитанных в верхнее полупространство на высоту 7.5 км.

1 — относительный максимум, 2 — относительный минимум.



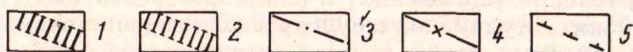
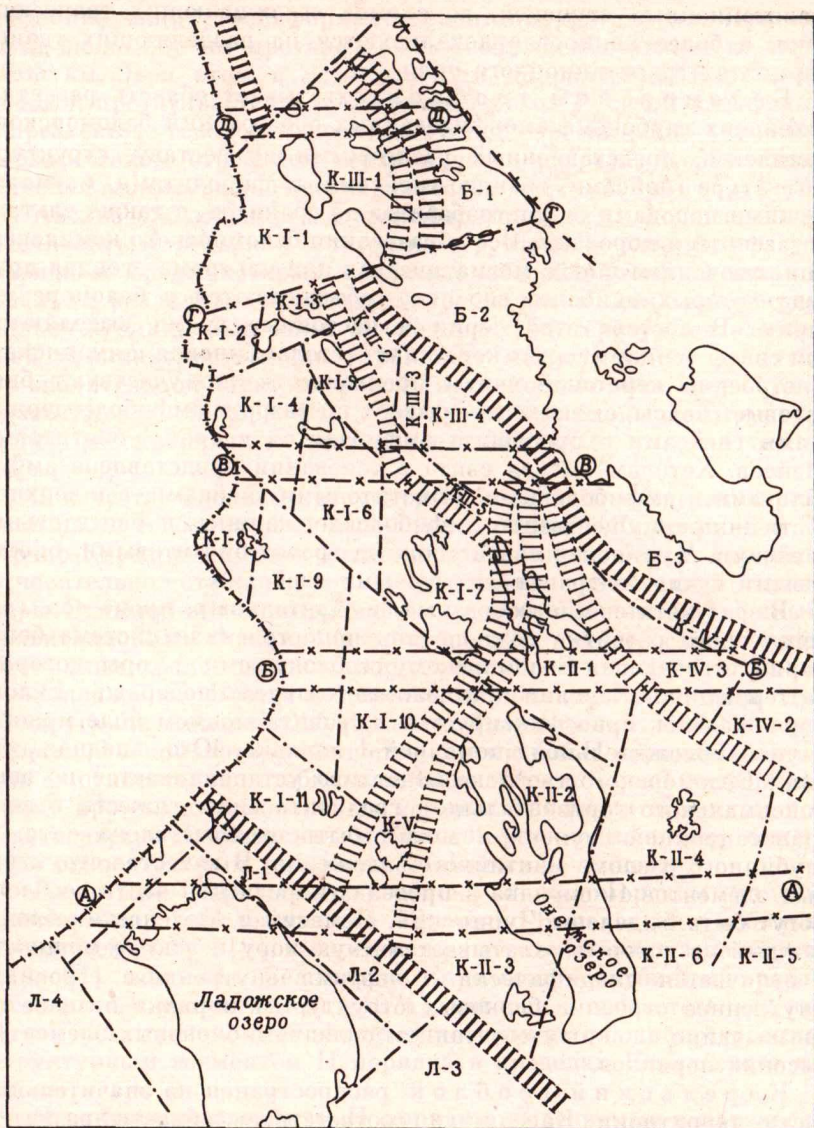
Рис. 2. Схема второй вертикальной производной поля силы тяжести.  
 1 — положительные аномалии, 2 — отрицательные аномалии.

выделения крупных блоковых структур земной коры тесно связаны с проблемой ее геологической анизотропии. В этом отношении определяющее значение для современной геотектоники имеет вывод о дискретности строения литосферы, нашедший отражение в работах В. В. Белоусова, Л. И. Красного, А. В. Пейве и др. В них в синтезированном виде обобщены материалы о системах региональных зон глубинных разломов, представляющих планетарную сеть ограничений блоковых структур. Блоковые же структуры земной коры изучены недостаточно полно, и в настоящее время не существует общепризнанной классификации этих структур, а термин «геоблок» не имеет единого понятия. Наиболее полное современное понятие этого термина сформулировано Л. И. Красным [12]. Геоблок — это глыбовый элемент тектоносферы, отражающий ее специфическую делимость на крупные структуры, обладающие характерными чертами литогенеза, магматизма и метаморфизма, а также автономной историей геологического развития. Комплексное использование сейсмических и гравиметрических материалов приводит к пониманию геоблока как крупной сейсмической и плотностной неоднородности литосферы. Геоблок как плотностная неоднородность литосферы отчетливо обособляется в гравитационном поле по характерной морфологии и интенсивности региональных аномалий.

**Основные черты строения земной коры Карелии.** Совместный анализ схем наблюдаемого гравитационного поля и его трансформант сглаживающего и разделяющего характера и их сопоставление с геологическими материалами позволяют уверенно наметить главные черты блокового строения земной коры Карелии. По совокупности признаков, на основании которых по гравитационным аномалиям выделяются разрывные нарушения, создается надежная основа тектонического районирования сложнопостроенной блоковой структуры земной коры Карелии. На схеме блокового строения в качестве структур I порядка выделены Беломорский, Карельский и Ладожский геоблоки (рис. 3). Каждый из геоблоков четко фиксируется региональной гравитационной аномалией. Границы геоблоков устанавливаются по зонам максимальных горизонтальных градиентов силы тяжести в виде протяженных

Рис. 3. Схема блокового строения земной коры юго-восточной части Балтийского щита.

1 — межгеоблоковые зоны глубинных разломов мантийного заложения; 2 — зоны межблоковых глубинных разломов мантийного заложения; 3 — внутриблоковые глубинные разломы мантийного заложения; 4 — зоны разломов этапов протоактивизации (А—А — Туломозерско-Водлозерская; Б—Б — Суккозерско-Кожозерская, В—В — Кимасозерско-Сосновецкая; Г—Г — Войницко-Энгозерская; Д—Д — Паанярви-Кивгубская); 5 — разлом, ограничивающий Кандалакшский грабен. Геоблоки: Б — Беломорский, К — Карельский, Л — Ладожский. Блоковые структуры II порядка: Б-1 — Чупинский, Б-2 — Кемский, Б-3 — Маленгский блоки; К-1 — Западно-Карельский и К-11 — Восточно-Карельский блок-антиклинарии. Мобильно-проницаемые зоны II порядка: К-III — Восточно-Карельская; К-IV — Сумозерско-Кенозерская; К-V — Хаутаварско-Выгозерская. Блоковые структуры III—IV порядков: К-1-1 — Пюозерский, К-1-2 — Вокнаволоцкий, К-1-3 — Калевальский, К-1-4 — Костомукшский, К-1-5 — Юшкозерский, К-1-6 —



Ньюозерский, К-I-7 — Ондозерский, К-I-8 — Тулосский, К-I-9 — Лекозерский, К-I-10 — Поросозерский, К-I-11 — Суоярвский, К-II-1 — Северо-Онежский, К-II-2 — Центрально-Онежский, К-II-3 — Южно-Онежский, К-II-4 — Водлозерский, К-II-5 — Кенозерский, К-II-6 — Белоозерский, К-III-1 — Тикшезерско-Хизоваарский, К-III-2 — Шомбозерский, К-III-3 — Паноозерский, К-III-4 — Шуезерский, К-III-5 — Тунгудский, К-IV-1 — Ветреного Пояса; К-IV-2 — Кожозерский, К-IV-3 — Вожмозерский, Л-1 — Приладожский, Л-2 — Олонецкий, Л-3 — Тихвинский, Л-4 — Выборгский.

гравитационных ступеней, на схемах сглаживающих трансформант, и более конкретно локализуются на разделяющих трансформантах гравитационного поля.

Беломорский геоблок охватывает область развития архейских глубокометаморфизованных образований беломорского комплекса, представленных различными по составу, структуре и текстуре гнейсами, гранито-гнейсами, амфиболитами, магматическими породами от ультрабазитов до гранитов, а также ультраметагенными породами. Все образования беломорского комплекса, за исключением пород, магматическая или ультраметагенная природа которых наиболее вероятно, объединяются в беломорскую серию. В составе этой серии в настоящее время выделяются три свиты (снизу вверх): керетская, хетоламбинская и чупинская. В строении керетской свиты преимущественно участвуют биотитовые гнейсы, сменяющиеся вверх по разрезу амфиболсодержащими гнейсами с прослоями амфиболитов и гранат-биотитовых гнейсов. Хетоламбинская свита в основании представлена амфиболитами и амфиболовыми и биотитовыми гнейсами, а в верхней части — преимущественно амфиболсодержащими и биотитовыми гнейсами. Чупинская свита сложена гранат-биотитовыми, биотитовыми и кианит-гранат-биотитовыми гнейсами.

В результате многообразных и длительных процессов геологического развития создана сложнопостроенная система беломорид, отвечающая Беломорскому геоблоку земной коры, который на территории Карелии прослеживается вдоль побережья Белого моря. Геоблок ярко фиксируется в гравитационном поле моногеничной положительной аномалией I порядка. Юго-западная граница Беломорского геоблока отчетливо устанавливается по зоне максимального горизонтального градиента силы тяжести в виде гравитационной ступени и может быть отождествлена с зоной глубинного разлома мантийного заложения. В качестве структурных элементов II порядка в пределах карельской части геоблока могут быть выделены Чупинский, Кемский и Маленгский блоки, каждый из которых охватывает земную кору и всю ее мощность и отличается специфическими чертами внутреннего строения. Внутреннее строение блоковых структур II порядка отличается чрезвычайно сложным сочетанием складчато-блоковых элементов высоких порядков.

Карельский геоблок распространен на значительной части территории Карелии и соответствует области развития позднеархейских (лопийских) и раннепротерозойских (сумийско-сариолийских, ятулийских и суйсарских) осадочно-вулканогенных образований.

Он отчетливо обособляется в гравитационном поле региональной пониженной аномалией, осложненной аномалиями более высоких порядков. Границы геоблока устанавливаются зонами высоких горизонтальных градиентов силы тяжести. На северо-востоке он сочленяется с Беломорским. Его юго-западная граница фиксируется на основе анализа интегрирующих и диф-

ференцирующих трансформант гравитационного поля. При ширине около 300 км протяженность геоблока составляет не менее 1500 км. При этом в юго-восточном направлении Карельский геоблок протягивается под осадочный чехол Русской платформы. Карельский геоблок характеризуется чрезвычайно сложным геологическим строением верхней части разреза, что находится в тесной взаимосвязи с неоднородностью его глубинной структуры.

Анализ наблюдаемого и трансформированного поля позволяет расчленить Карельский геоблок на структурные элементы разных порядков, среди которых отчетливо обособляются два принципиально различных типа структур: блоки и межблоковые мобильно-проницаемые зоны. Последние характеризуются наибольшей проницаемостью для глубинных магматических расплавов и значительной тектонической активностью на всех этапах развития земной коры [8], в то время как блоковые структуры могут рассматриваться как более стабильные участки земной коры.

В качестве блоковых структур II порядка в пределах карельской части геоблока нами выделяются Западно-Карельский и Восточно-Карельский блок-антиклинории, являющиеся крупными относительно стабильными структурными элементами земной коры. Эти блок-антиклинории фиксируются в общем пониженными гравитационными аномалиями второго порядка, осложненными аномалиями более высоких порядков.

Западно- и Восточно-Карельский блок-антиклинории друг от друга отделяются Хаутаваарско-Выгозерский мобильно-проницаемой зоной, которая является структурой II порядка, и в отличие от относительно стабильных блок-антиклинориев ее формирование протекало в мобильных условиях. В гравитационном поле Хаутаваарско-Выгозерская мобильно-проницаемая зона отмечается относительным максимумом поля силы тяжести.

На стыке Карельского геоблока с Беломорским на всем протяжении прослеживается Восточно-Карельская мобильно-проницаемая зона [8], выделяемая ранее как главная зона карелид [13, 21] или как Беломорско-Карельский глубинный разлом (Геология и магматизм . . . , 1974), которая в соответствии с принятой нами таксономией является мобильным сложнопостроенным структурным элементом II порядка в пределах Карельского геоблока.

Структурные элементы II порядка, выделяемые в карельской части геоблока как относительно стабильные блок-антиклинории, так и разделяющие их мобильно-проницаемые зоны, расчленяются на соответствующие структуры III и более высоких порядков. На данном этапе исследований целесообразно ограничиться выделением структурных элементов не выше IV порядка.

В соответствии с этим в пределах Западно- и Восточно-Карельского блок-антиклинориев выделены два типа структур III порядка: блоки и внутривблоковые мобильно-проницаемые зоны (рис. 3). Блоки III порядка ограничены, как правило, зонами

глубинных разломов, скорее всего, мантийного заложения. К некоторым из этих зон разломов приурочены внутриблоковые мобильно-проницаемые зоны, выполненные лопийскими и более молодыми осадочно-вулканогенными комплексами.

Ладожский геоблок расположен в юго-западной части Карелии. На северо-востоке он граничит с Карельским геоблоком, а на юго-востоке и юго-западе границы геоблока находятся за пределами Балтийского щита и перекрыты осадочным чехлом Русской платформы. Геоблок отвечает области развития Ладожской подвижной зоны и сложен терригенно-карбонатными (сортавальская серия) и флишевыми (ладожская серия) толщами, накопление которых происходило в условиях серофеннской подвижной зоны. В целом Ладожский геоблок в гравитационном поле отмечается положительной аномалией I порядка, осложненной аномалиями более высоких порядков. В пределах исследуемой части геоблока выделены блоковые структуры II порядка: Приладожский, Олонецкий, Тихвинский и Выборгский блоки.

Таковы основные черты блокового строения карельской части Балтийского щита, отражающие делимость земной коры и литосферы в целом по субвертикальным границам раздела.

Системы разломов. Зоны глубинных разломов, являющиеся основными субвертикальными границами раздела, на территории Карелии объединяются в две системы: ортогональную и диагональную, каждая из которых по-разному проявлена в современном состоянии вещества земной коры (рис. 3). Эти системы являются составными элементами планетарной сети разломов, выделяемой в последние годы многими исследователями [3]. Из диагональной системы наиболее ярко проявлены разломы северо-западного простирания. Это прежде всего межгеоблоковые мантийные зоны разломов глубокого заложения, охватывающие литосферу на всю ее мощность. К этой системе разломов относятся и зоны межблоковых глубинных разломов мантийного заложения, предопределяющих области развития мобильно-проницаемых зон. Внутриблоковые глубинные разломы мантийного заложения подчеркивают делимость земной коры на блоковые структуры III порядка. Разломы северо-восточного простирания проявлены менее отчетливо. Из ортогональной системы разломов четко проявлены зоны разломов субмеридионального направления, которые, как правило, ограничивают блоковые структуры II и III порядка. При совместном анализе разделяющих трансформант гравитационного поля выделяются зоны разломов субширотного простирания. На территории Карелии выделены Туломозерско-Водлозерская, Суккозерско-Кожозерская, Кимасозерско-Сосновецкая, Войницко-Энгозерская и Панаярви-Кивгубская зоны, которые характеризуются прерывистым проявлением на уровне современного эрозионного среза. По своей природе эти зоны могут рассматриваться как проявления этапов постлопийских протоактивизаций.

Слоистое строение. Выше были показаны основные черты блокового строения земной коры Карелии. Однако немало-

важную роль играет и субгоризонтальная ее расслоенность, являющаяся в конечном итоге результатом гравитационной дифференциации вещества в эволюции земной коры. В последние годы при анализе геолого-геофизической информации в литературе обсуждается вопрос о четырехслойной модели земной коры в противоположность ранее существовавшему мнению о двухслойном ее строении.

Для карельской части Балтийского щита, как и других регионов, наиболее отчетливая граница со скоростью около 8.1 км/с, устанавливается в подошве земной коры (граница Мохоровичича). На этой границе (М) считается общепризнанным наличие плотностной границы раздела со средней плотностью  $3.20 \text{ г/см}^3$  в слое литосферы ниже границы М и  $2.90 \text{ г/см}^3$  — в слое выше границы М («базальтовый слой»). С поверхностью «базальтового» слоя связана сейсмическая граница со скоростью 6.4—6.9 км/с (граница Конрада). На многих сейсмических разрезах выше «базальтового» слоя фиксируется граница со скоростью 5.9—6.1 км/с, ниже которой выделяется так называемый «диоритовый» слой плотностью  $2.80\text{—}2.85 \text{ г/см}^3$ , а выше залегает «гранито-ультраметаморфический» слой плотностью  $2.65\text{—}2.67 \text{ г/см}^3$ . В конкретных геологических структурах сейморазведкой выделяется подошва осадочно-вулканогенного слоя, который сложен разновозрастными преимущественно осадочно-вулканогенными образованиями начиная с лопийского возраста со средневзвешенной плотностью  $2.80\text{—}2.85 \text{ г/см}^3$ .

Такая расслоенность земной коры представляется реальной. Возможные аналоги дифференцированного надбазальтового слоя картируются на уровне современного эрозийного среза докембрия. По всей вероятности, «базальтовый» слой развит повсеместно в разрезе земной коры, но на территории Карелии сейсмическими методами он изучен слабо. Геологические образования, возможные аналоги надбазальтового дифференцированного слоя, в каждой конкретной геологической ситуации могут присутствовать в разрезе во всех сочетаниях.

В целом для карельской части Балтийского щита отчетливо устанавливается тесная корреляционная взаимосвязь поверхностных геологических структур с элементами глубинной структуры литосферы в целом.

**М о щ н о с т ь з е м н о й к о р ы.** Решение вопроса о мощности земной коры возможно на основании совместного анализа сейсмических и гравиметрических данных. В этой связи применительно к условиям Карелии прежде всего привлекают внимание методы корреляционно-регрессивного анализа. Для реализации этого метода нами использована корреляционная схема количественной геологической интерпретации гравитационных аномалий, разработанная Г. И. Каратаевым [11]. В основе этой модели лежит принцип аналогий, т. е. корреляционный анализ и прогноз. С помощью системы программ «Геоструктура» нами получена схема прогнозных глубин залегания границы М для всей терри-

тории Карелии. При этом коэффициент множественной корреляционной связи между полем силы тяжести и мощностью земной коры, характеризующий тесноту их связи, составил 0.72.

Мощность земной коры карельской части Балтийского щита по прогнозу колеблется в пределах 28—42 км (рис. 4), что не противоречит существующим представлениям. Каждый из выделяемых геоблоков находит отражение в мощности земной коры и характере рельефа границы М. Наиболее тонкая кора с простой формой рельефа фиксируется для Беломорского геоблока (до 28 км).

Наиболее изменчива по мощности и морфологии поверхности земная кора Карельского геоблока. Пределы колебания ее мощности составляют 33—42 км. При этом форма поверхности М находится в тесной зависимости от блоковых структур II порядка и более высоких порядков.

Для Ладожского геоблока мощность земной коры колеблется в пределах 33—38 км, т. е. занимает промежуточное положение между Беломорским и Карельским геоблоками.

**Проблемы строения и формирования земной коры Карелии.** Исходным и важным моментом в проблеме познания формирования земной коры является выяснение начальных причин и времени зарождения и обособления геоблоков как главных структурных элементов Балтийского щита. Наиболее древним геологическим объектом земной коры Карелии на уровне современного эрозионного среза являются образования так называемого диоритового слоя, в геологическом плане сопоставимого с саамским структурным этажом, в котором заключены все комплексы, относящиеся к палеокоре. Анализ пространственного положения образований «диоритового» уровня в разрезе земной коры позволяет предполагать возможность существования догеологических причин обособления геоблоков. Нами принимается концепция об определенной автономности формирования и развития геоблоков [9] и разновозрастности их обособления.

Так, Беломорский геоблок начал формироваться в долопийское время, Карельский — после завершения развития лопийской подвижной области, Ладожский — свекофеннской подвижной зоны. Конкретное решение данного вопроса для Беломорского и Карельского геоблоков зависит в основном от выяснения тектонической позиции Восточно-Карельской мобильно-проницаемой зоны, для Карельского и Ладожского геоблоков — роли лопийских образований в строении земной коры Ладожского геоблока, а также соотношения ятулийских образований этих геоблоков.

Полученные результаты по строению земной коры позволяют более целенаправленно подойти к изучению образований палеокоры геоблоков. Как уже указывалось ранее, нахождение реликтов палеокоры необходимо искать в «диоритовом» слое, который развит в ядерных частях блок-антиклинорных структур (Тулосский, Водлозерский, Ондозерский и Пяозерский блоки). Результаты изучения ядерных частей этих блоков свидетельствуют об

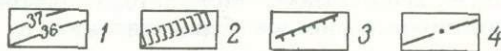
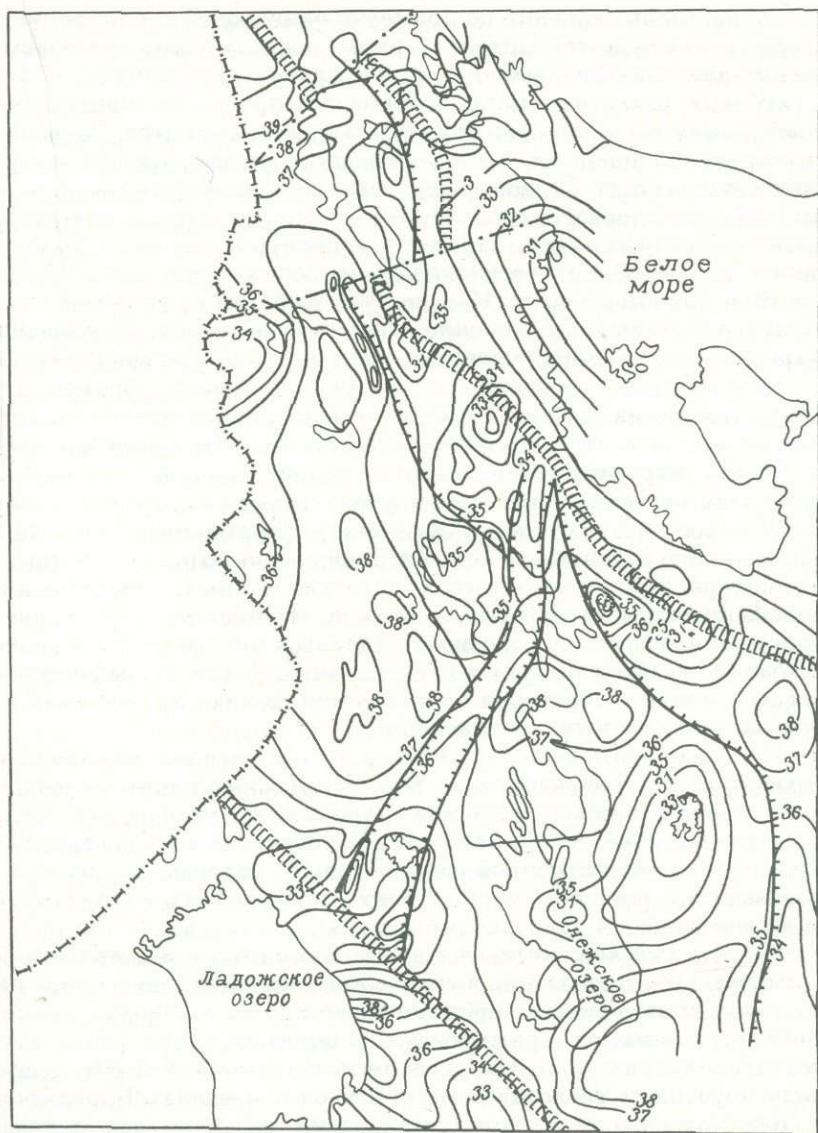


Рис. 4. Схема мощности земной коры юго-восточной части Балтийского щита.  
 1 — изогинии поверхности Мохровичича (в км); 2 — межблоковые зоны глубинных разломов; 3 — зоны глубинных разломов, ограничивающие мобильно-проницаемые зоны; 4 — внутриблоковые зоны глубинных разломов.

их гетерогенном строении по примерно одинаковой схеме: реликты «серых» гнейсов тоналитового ряда, последующие толеитовые, диорит-плагиогранитные и микроклин-плагиоклазовые серии с глубоким развитием метасоматических процессов, приводящих к образованию полей мигматитов и гнейсо-гранитов. Наиболее интенсивно в ядерных частях блоков проявлен процесс натрового метасоматоза. В этой связи возникает проблема возрастного расчленения перечисленных серий и в первую очередь плагиогранитных. Гетерогенность строения «диоритового» слоя вызывает также ряд проблем: соотношение и расчленение этих образований в Беломорском и Карельском геоблоках, генетическое и стратиграфическое положение гранито-гнейсовых образований Карельского геоблока, основания лопийского структурного этажа.

В настоящее время к типичным лопийским образованиям относятся так называемые архейские зеленокаменные пояса, которые четко отражаются в геофизических полях. Эти пояса занимают различное структурное положение по отношению к основным элементам строения геоблоков, и в зависимости от этого отчетливо выделяются три их типа (см. ниже). Форма зеленокаменных поясов также различная — от линейной до изометричной. Корректная интерпретация геолого-геофизических данных, определяющих положение зеленокаменных поясов и лопийского структурного этажа в целом в строении Карельского геоблока, сейчас невозможна. Однозначно не решены вопросы стратиграфического объема лопия, характера границы лопийских зеленокаменных поясов, а также фундамента лопия.

Из сказанного выше следует, что достоверная комплексная интерпретация геофизических и геологических данных приобретает первостепенное значение. Анализ геофизических полей показал наличие определенных зон, связанных с деструкцией и некоторой перестройкой земной коры, которые не находили своего отражения при геологических построениях соответствующего масштаба.

Совместный анализ по геофизике, магматизму и металлогении позволил наметить субширотные линейные зоны постлопийских тектоно-магматических протактивизаций, к которым приурочены расслоенные перидотит-габбро-норитовые интрузии, часть позднелопийских гранитоидов и пегматитовых полей. По целому ряду изученных геологических объектов в пределах Карельского и Беломорского геоблоков установлено развитие зон тектоно-магматических (по В. И. Казанскому [10]) -протоактивизаций с широким развитием процессов березитизации и лиственизации.

В геофизических полях пока такие зоны выделяются специфически. В связи с этим возникает вопрос о разработке комплексной методики их выявления, основанной на параметрах деструкции земной коры, связанных с их образованием. Представляется, что одним из определяющих количественных параметров строения земной коры является положение основных ее границ раздела

(границы Мохоровичича, Конрада и др.). Выше была показана первая попытка количественного решения вопросов о мощности земной коры и показаны специфические черты для каждого геоблока.

**Проблемы металлогении.** Специфика строения и формирования геоблоков земной коры обуславливает и автономность их металлогении, которая в основном предопределяется характером и временем проявления связей мантия—кора, осуществляемой в двух основных видах: при формировании подвижных (типа геосинклинальных) зон и зон протоактивизаций.

В Карельском геоблоке первое возникновение комплекса рудных формаций связано с развитием лопийских зеленокаменных поясов, что свидетельствует о наличии качественного металлогенического скачка, последовавшего после формирования первичной палеокоры и обусловленного установлением в процессе развития лопийской подвижной области устойчивых вертикальных связей активизированной мантии с корой. Металлогения Ладожского геоблока определяется развитием свекофеннской подвижной области и последующими процессами тектоно-магматических активизаций, которые проявились также в Карельском и Беломорском геоблоках.

Специфика строения земной коры каждого геоблока проявляется в строении его структурных элементов, которые и определяют исходные закономерности размещения рудных полезных ископаемых. В этом аспекте анализ металлогении геоблоков Карелии только начат. Однако он представляется перспективным. Постараемся это показать на примере Карельского геоблока.

В слоисто-блоковом строении Карельского геоблока (рис. 5) отчетливо устанавливаются два типа структурных элементов: относительно стабильные блоки и подвижные межблоковые мобильно-проницаемые зоны. Такая сопряженность структур прослеживается на всех таксономических уровнях. Так, среди элементов II порядка выделяются Западно-Карельский и Восточно-Карельский относительно стабильные блок-антиклинории, которые ограничены мобильно-проницаемыми зонами II порядка. Представляется, что в истории развития геоблока постоянно сохранялась тенденция в направленности тектонических движений, обусловивших наличие постоянной взаимосвязи в эволюции двух типов структурных элементов разных порядков. В пределах относительно жестких и стабильных блок-антиклинориев II порядка, испытывавших постоянное воздымание, вдоль зон глубинных разломов начиная с лопийского времени происходило формирование мобильно-проницаемых зон, предопределивших становление подвижных осадочно-вулканогенных структур, расчленяющих блок-антиклинории на блоки и внутриблоковые мобильно-проницаемые зоны III и более высоких порядков. С другой стороны, межблоковые мобильно-проницаемые зоны II порядка, начало заложения которых связано с лопийской историей, развивались в условиях постоянного относительного погружения. Отдельные

участки этих зон испытывали относительное воздымание. Такой характер тектонических движений predetermined расчленение мобильно-проницаемых зон на структурные элементы III и более высоких порядков. Дифференциальный характер вертикальных тектонических движений predetermined весьма сложное сочетание структурных элементов земной коры Карельского геоблока. На современный эрозионный срез в конкретных структурах выведены разные уровни слоистой структуры земной коры. В этом отношении представляет значительный интерес сопоставление элементов слоистого строения земной коры со структурными этажами. Наиболее древние образования «диоритового» слоя могут быть сопоставлены с саамским структурным этажом, который выходит на уровень эрозионного среза как в пределах ядерных частей блоковых структур, так и в некоторых случаях внутри мобильно-проницаемых зон. «Осадочно-вулканогенный» слой земной коры включает в себя лопийский и карельский структурные этажи.

Обширные гранито-гнейсовые поля Карельского геоблока, слагающие «гранито-ультраметаморфический» слой, по степени изученности сопоставляются с нерасчлененным саамско-лопийским структурным этажом.

На основании анализа геолого-геофизической информации представляется с большой степенью достоверности в каждом конкретном случае оценивать глубину эрозионного среза, т. е. определить уровни глубинности геологических структур. В целом Карельский геоблок характеризуется чрезвычайно сложной гетерогенной структурой, predetermined специфику металлогенической специализации.

Как следует из вышесказанного, одним из важных вопросов металлогении Карелии, как в докембрии в целом, является определение специфики металлогении зеленокаменных архейских поясов в зависимости от их типа и структурного положения.

В первом приближении представляется, что межгеоблоковый тип зеленокаменных поясов характеризуется наиболее полным набором рудных формаций. Ведущей является титано-хромитомедно-никелевая ассоциация при подчиненной роли колчеданных и железисто-кремнистых формаций. Для межблоковых поясов ведущими являются колчеданные формации с подчиненным развитием железисто-кремнистым, а также проявлений никеля, молибдена, редкометальной минерализации; для внутриблоковых поясов ведущей является железисто-кремнистая формация с подчиненным развитием рудопроявлений колчеданов, молибдена, никеля, хрома, меди, редких металлов.

Для блок-антиклинорий Карельского геоблока, помимо месторождений, связанных с зеленокаменными поясами, к настоящему времени известны только магматические месторождения тектономагматических протоактивизаций, связанные с интрузиями перидотит-габбро-норитовой и габбро-диабазовой формаций. Однако в их пределах широко развиты гранитоидные серии, преиму-

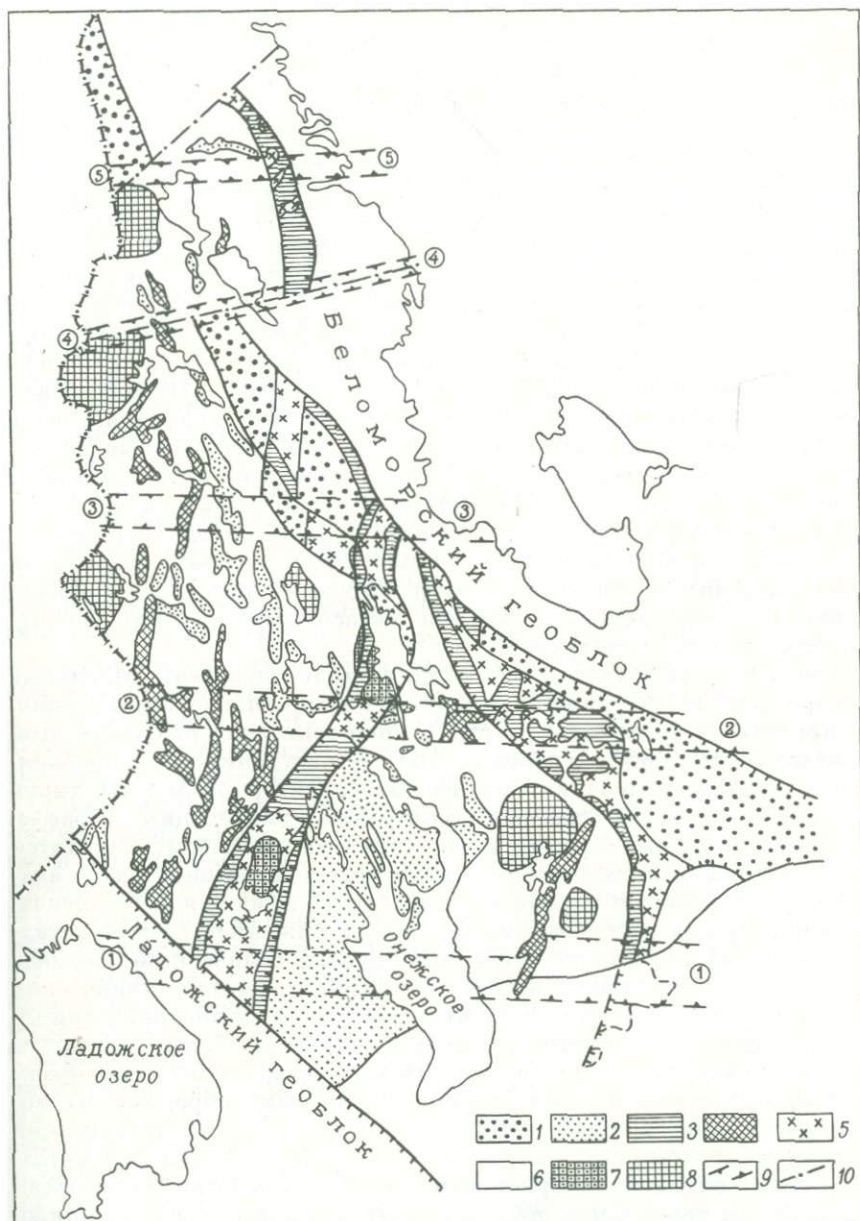


Рис. 5. Схема основных структурных элементов Карельского геоблока.

Карельский структурный этаж в пределах: 1 — мобильно-проницаемых зон, 2 — блок-антиклинария; лопийский структурный этаж в пределах: 3 — мобильно-проницаемых зон, 4 — блок-антиклинария; нерасчлененный саамско-лопийский структурный этаж в пределах: 7 — мобильно-проницаемых зон, 8 — блок-антиклинария; 9 — зоны постлопийских протоактивизаций (1-1 — Туломозерско-Водлозерская, 2-2 — Суккозерско-Кожозерская, 3-3 — Кимасозерско-Сосновецкая, 4-4 — Войницко-Энгозерская, 5-5 — Папаярви-Кивгубская); 10 — прочие зоны глубинных разломов.

щественно плагиогранитного ряда. Металлогеническая специализация этих гранитоидных серий изучена слабо.

Одной из самых насущных проблем металлогении Карелии является дальнейшая разработка методики выделения различных по типу и возрасту зон протоактивизаций и палеозойских активизаций и связанных с ними рудных формаций.

На данной стадии изученности можно выделить две эпохи протоактивизаций: поздне-постлопийскую и свекофеннскую. О формах проявления первой (постлопийской) говорилось ранее. Наиболее интересным ее объектом является Бураковский перидотит-габброноритовый массив (крупнейший в СССР). Со свекофеннской протоактивизацией связаны интрузии пироксенит-габбро-щелочной формации (Ельтьозерский и Тикшезерский массивы), часть титаносных габбро-диабазовых комплексов (Пудожгорская интрузия), суйсарские вулcano-плутонические ассоциации, зоны метасоматитов (листвениты и березиты) и слюдоносные пегматитовые поля Беломорского геоблока. Такое разнотипное проявление этой протоактивизации позволяет предполагать и ее тектоническую гетерогенность. Каждой такой форме проявления свекофеннской протоактивизации соответствует и своя конкретная металлогения. В настоящее время особую актуальность приобретает изучение рудоносности зон метасоматитов и пироксенит-габбро-щелочных интрузий.

В пределах Карелии в последние годы выявлены отдельные разрозненные проявления, относимые к палеозойской активизации. Определение региональных структурно-тектонических форм этой активизации — одна из интересных металлогенических проблем.

Проблему выделения рудоносных структур различных типов в общем виде можно сформулировать следующим образом. Выделение рудоконтролирующих структур докембрия находится в зависимости от общего состояния его металлогенического анализа. Современные знания геологического строения и геологической эволюции докембрия Карелии и сопряженной с ними металлогении обнаруживают, что для металлогенического анализа областей древних щитов необходимо принципы металлогенических исследований дополнить неучтенными геолого-тектоническими, генетическими и другими элементами, как-то: блоково-слоистое строение земной коры, пространственная и временная сопряженность протоактивизации кратонов с процессами обрамленных мобильных поясов, автономная (отдаленная) протоактивизация (верхний докембрий), унаследованная (или) рекликтовая металлогения в области повторной эндогенной переработки, метаморфогенно-гидротермальное оруденение, геохимическое фракционирование рудных элементов, их концентрация и особенности, зависящие от метаморфизма и ее зональности и др.

Исходя из опыта изученности строения земной коры Карелии можно сказать, что помимо глобальных рудоносных структур автономность металлогении каждого геоблока определяет и специфику их локальных рудоконтролирующих структур.

В пределах геоблоков выделение рудоконтролирующих структур, создающих «металлогеническую сетку» сводится в принципе к решению двух вопросов: 1) каковы критерии размещения рудоносных и рудных формаций в процессе становления каждого структурного этажа и слагающих его тектонических единиц; 2) какие рудоносные магматические комплексы и рудные формации возникают и как размещаются во всех структурах этажах при последующих наложенных процессах, в первую очередь — протоактивизаций.

Рудоконтролирующие структуры Карельского геоблока определяются заложением и дальнейшим сопряженным развитием блок-антиклинорий, мобильно-проницаемых зон и последующих зон протоактивизаций: постлопийской, свекофеннской, рифейской и фанерозойской. Изначальную определяющую роль в формировании рудоконтролирующих структур имеют блок-антиклинории, которые рассматриваются как тектонические единицы типа срединных массивов в лопийской подвижной области.

Рудоконтролирующие структуры Ладожского геоблока относятся к свекофеннской (свекокарельской) Ладожско-Ботнической подвижной зоне и объединяются в Ладожско-Ботнический геосинклинально-складчатый рудный пояс, а структуры рифейских и, предположительно, каледонско-герцинской тектоно-магматических активизаций (ТМА) — в Балтийско-Беломорский металлогенический пояс, протягивающийся в северо-восточном — юго-западном направлении вдоль склона Балтийского щита [19].

В заключение следует остановиться на проблеме структурно-металлогенического районирования в связи с проблемой выделения рудоконтролирующих структур.

Рядом научных и производственных организаций под методическим руководством ВСЕГЕИ в семидесятые годы для восточной части Балтийского щита был проведен цикл металлогенических исследований с составлением комплекта специализированных карт [4]. Структурно-металлогеническое районирование территории было произведено исходя из идей и представлений Ю. А. Билибина [4], выраженных в наиболее концентрированном виде в его положении о структурно-металлогенической зоне. Согласно этим представлениям, структурно-металлогеническая зона приурочена к определенному типу геосинклинальных или платформенных структур с преобладающим развитием характерных рудных формаций и типов минеральных месторождений, связанных в своем возникновении с особенностями тектонического режима, осадконакопления и магматизма того или иного этапа развития складчатых поясов или платформ. Как следствие из данной трактовки вытекает, что в принципе границы структурно-металлогенических зон должны совпадать с границами традиционных геологических структур, определяемых с позиций стратиграфических и тектонических построений.

Как видно из рассмотрения состояния проблемы выделения рудоконтролирующих структур, подобный методический подход

к выделению структурно-металлогенических зон в условиях докембрия не в состоянии учесть всего их разнообразия. Он в известной степени выявляет структуры, связанные с формированием определенного структурного этажа. Рудоносные же структуры, связанные с деструкцией и перестройкой земной коры, почти выпадают при таком подходе. Рудоносные структуры последнего типа могут проходить через различные структурные этажи и иметь соответствующую на разных уровнях металлогеническую специфику. Сочетание этих двух типов структур должно составить определенную, специфическую для каждого геоблока металлогеническую сетку. Решение этого вопроса должно предвораить проведение структурно-металлогенического районирования.

### Л и т е р а т у р а

1. Автоматизация на ЭВМ геолого-геофизических исследований (главная управляющая программа). Минск, 1974. 66 с.
2. Белоусов В. В. Типы и происхождение складчатости. — Сов. геология, 1958, № 1, с. 40—64.
3. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., 1975. 264 с.
4. Беляев К. Д., Билибина М. А., Богданов Ю. А. и др. Металлогения восточной части Балтийского щита. Л., 1980. 247 с.
5. Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., 1955. 88 с.
6. Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968. 212 с.
7. Геология и магматизм области сочленения беломорид и карелид (Беломорско-Карельский глубинный разлом). Л., 1974. 184 с.
8. Земная кора восточной части Балтийского щита. Л., 1978. 232 с.
9. Земная кора Карелии. Петрозаводск, 1982. 50 с.
10. Казанский В. И. Постметаморфические гидротермальные месторождения областей протоактивизации. — В кн.: Геология месторождений полезных ископаемых докембрия. Л., 1981, с. 243—259.
11. Каратаев Г. И. Корреляционная схема геологической интерпретации гравитационных магнитных аномалий. Новосибирск, 1966. 135 с.
12. Красный Л. И. Проблемы тектонической систематики. М., 1972. 151 с.
13. Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Л., 1963. 210 с.
14. Литвиненко И. В. Сейсмический метод при изучении глубинного строения Балтийского щита. — Зап. ЛГИ, 1963, т. 46, вып. 2, с. 3—13.
15. Металлогения восточной части Балтийского щита. Л., 1980. 247 с.
16. Металлогения Карелии. Петрозаводск, 1982. 200 с.
17. Пейве А. В. Разломные и тектонические движения. — Геотектоника, 1967, № 5, с. 8—24.
18. Поротова Г. А., Былинский Р. В., Сокол Р. В. Региональные аномалии магнитного поля Карелии и связь их со строением земной коры. — Геофизический сборник, 1976, вып. 73, с. 61—65.
19. Хазов Р. А. Металлогения Ладожско-Ботнического геоблока Балтийского щита. Л., 1982. 192 с.
20. Хаин В. Е. О глыбово-волновой структуре земной коры. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1958, № 4, с. 87—99.
21. Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., 1966. 360 с.
22. Цирюльникова М. Я., Чечель Э. К., Шустова Л. Е. Глубинное строение земной коры в восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968, с. 178—184.

## НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ЭНДОГЕННЫХ РЕЖИМОВ В ДОКЕМБРИИ КАРЕЛЬСКОГО РЕГИОНА

Обобщение геолого-геофизических данных с учетом новых материалов по геохронологии, проведенное в Институте геологии Карельского филиала АН СССР при составлении Геологической карты Карельского региона (М. М. Стенарь, В. С. Куликов, Р. А. Хазов и др.) и выделение четырех структурно-формационных комплексов докембрия (саамского, лопийского, карельского и рифейского) позволяют наметить основные черты эндогенных режимов. В качестве важных индикаторов этих режимов можно рассматривать вулканогенные и интрузивные формации.

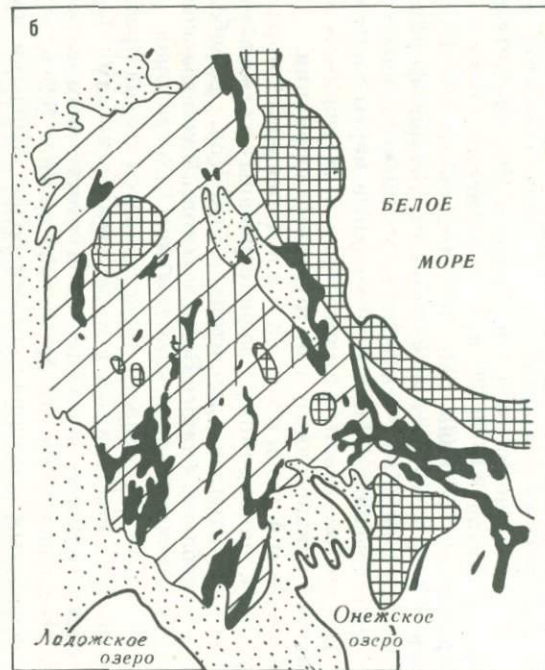
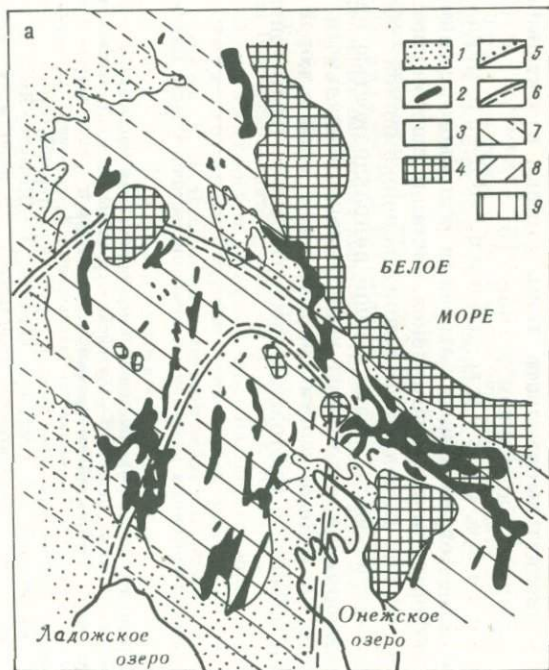
Эндогенный режим саамия (древнее 3.2 млрд. лет), следы которого, по-видимому, зафиксированы в своеобразных ассоциациях гранитоидов, диоритоидов, гнейсов, амфиболитов Беломорского геоблока, а также Водлозерского, Вокнаволоцкого и других мелких блоков Карельского геоблока (см. рисунок, *a*), на современной стадии изученности представляется весьма проблематичным и трудно сопоставимым с известными режимами фанерозоя. Это обстоятельство усугубляется и отсутствием в регионе надежных геохронологических датировок древнее 3.2 млрд. лет, вероятно, связанным с неоднократными более молодыми процессами преобразования саамских пород. Имеющийся фактический материал позволяет высказывать лишь догадки о тектонических условиях саамия в Карельском регионе [5, 8].

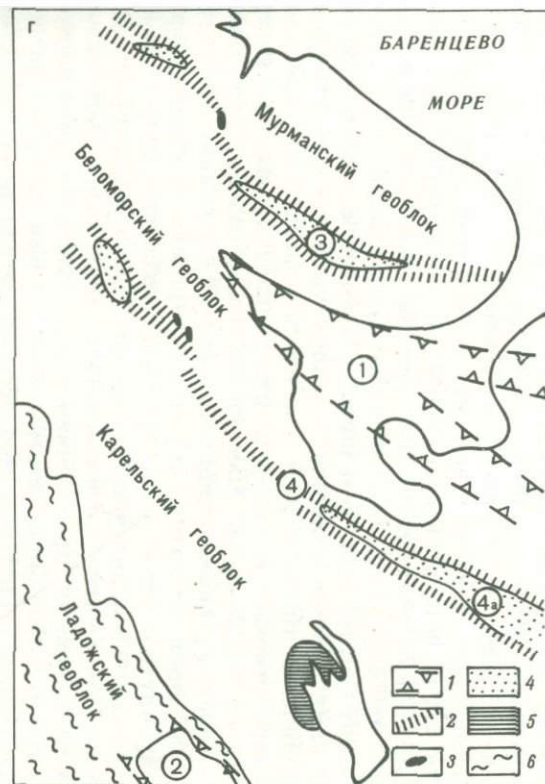
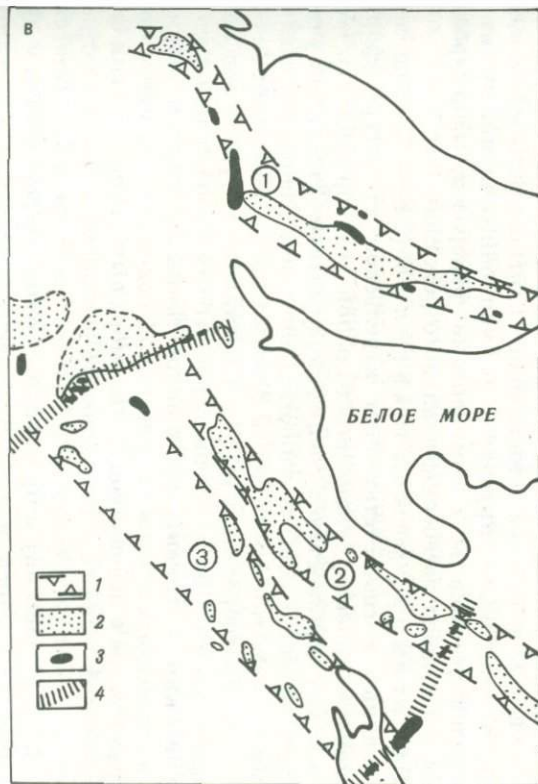
Эндогенные режимы лопия (3.2—2.6 млрд. лет), нашедшие свое отражение в строении сложного лопийского структурно-формационного комплекса, составляющего существенную часть Фенно-Карельской гранит-зеленокаменной области [1, 2], характеризуются эволюционной направленностью превращения неоднородной протокоры в кору континентального типа. По-видимому, в раннем лопии существовали зоны с корой протоконтинентального и протоокеанического типов. Протоконтинен-

---

→  
Схема проявления эндогенных режимов в докембрии восточной части Балтийского щита.

а—б — архей (лопий): 1 — протерозойские образования большой мощности, 2 — реликты лопийских зеленокаменных поясов; 3 — архейские гранитоиды, 4 — реликты саамских лабильных массивов; 5—9 — районы проявления в лопии: 5 — андезитового (поле I), 6 — толеитового (поле II), 7 — кошанин-базальтового, 8 — кислого вулканизма; 9 — проявления интенсивного осадконакопления, в — ранний протерозой (сумий—сарнилий): 1 — контуры рифтогенных зон (цифры в кружках: 1 — Печенга—Имандра-Варауга, 2 — Восточно-Карельская, 3 — Центрально-Карельская); 2 — реликты сумийско-сарнилийских образований; 3 — расслоенные мафит-ультрамафитовые массивы, 4 — зоны трансформных(?) разломов, 2 — ранний протерозой (ливий), рифей: 1 — контуры рифейских авлакогенов (цифры в кружках: 1 — Беломорский, 2 — Ладожский); 2 — контуры суйсарских рифтогенных зон (3 — Печенга—Имандра-Варауга, 4 — Восточно-Карельская, 4а — палеорифт Ветреный Пояс); 3 — щелочные мафит-ультрамафитовые массивы; 4—6 — реликты суйсарских и калевийских образований (4 — рифтогенных, 5 — протоплатформенных, 6 — геосинклинальных).





тальная кора — своеобразные лабильные массивы среди мобильных поясов — была сформирована в основном в саамии. В качестве реликтов этих массивов предполагаются Беломорский, Водлозерский, Вокнаволоцкий и другие блоки. Мобильные лопийские пояса рассматриваются В. В. Куликовой в качестве сложнопостроенной протоокеанической коры, эволюция которой обусловлена ее необратимым развитием. В начальные этапы лопия вблизи лабильных массивов в Северной, Южной, частично Центральной Карелии преобладающим являлся андезитовый вулканизм, в то время как на остальной территории был характерен базальтовый, меньше — коматиит-базальтовый (см. рисунок, *а*). На следующем этапе на коре протоокеанического типа широко развивался коматиит-базальтовый вулканизм. Наиболее активными магматическими зонами в лопии являлись узлы сочленения блоков с различным типом коры. Так, вдоль краевых зон лабильных массивов отмечается наиболее интенсивное проявление ультраосновного магматизма. Намечается своеобразная латеральная зональность в распределении магматических формаций. Последующая эволюция магматических очагов привела к возникновению вулканоплутонических ассоциаций кислого состава, широко развитых в регионе (см. рисунок, *б*). Завершающие этапы формирования лопийского структурно-формационного комплекса характеризовались интенсивным проявлением гранитизации и гранитоидного магматизма (формации мигматит-гранитовая и гранитов нормального ряда) [10]. Эти процессы захватили практически весь регион и способствовали преобразованию участков с различным типом коры в единый стабильный континентальный массив. В целом лопийский структурно-формационный комплекс имеет определенное сходство с комплексами фанерозоя, сформированными в условиях эвгеосинклиналиного режима.

Эндогенные режимы карелия (2.6—1.65 млрд. лет), отраженные в соответствующем карельском структурно-формационном комплексе, отличались большой неоднородностью, обусловленной стадийностью и спецификой развития отдельных участков эпилопийской коры континентального типа. На ранних стадиях (сумий—сариолий) эндогенный режим отвечал рифтогенному [4, 6, 7] или протороогенному [13]. Вулканические формации представлены андезит-базальтовой и риолит-дацитовой и приурочены к сумийским континентальным эпиорогенным рифтовым долинам, где в сариолийское время происходило накопление мощных толщ конгломератов и песчаников. К типоморфным плутоническим формациям этой стадии следует относить расслоенные базит-ультрабазитовые массивы Северной и Восточной Карелии (Олангская группа, Бураковский) и Финляндии (Кеми, Наранкяваара и др.), которые внедрились в трещины, образовавшиеся в результате растяжения земной коры, в том числе в зонах трансформных разломов (см. рисунок, *в*).

Наступивший за рифтогенным протолатформенный режим ятулийской стадии отличался широким развитием кор выветрива-

ния и продуктов их переработки [11], а также формированием толеит-базальтовой формации с повышенной щелочностью [9]. В людиковской стадии, включая суйсарскую фазу [3], преобладал толеит-базальтовый магматизм эпиплатформенного режима. Ливвийская стадия характеризуется эпиплатформенным рифтогенным режимом в зонах сочленения Карельского, Беломорского и Мурманского геоблоков с ведущими магматическими формациями: коматиитовой, толеит-базальтовой, габбро-верлитовой и щелочной мафит-ультрамафитов (массивы Гремяха-Вырмес; Еletzозерский, Тикшезерский). При этом отчетливо проявляется латеральная смена формаций по простиранию палеорифтов. Особое место в них занимают упомянутые щелочные мафит-ультрамафитовые интрузии, которые приурочены к бортовым частям рифтовых структур, располагаясь в местах их кулиообразного выклинивания (см. рисунок, IV). В этих участках при весьма малых скоростях раздвига магма не достигала поверхности, а кристаллизовалась в пределах гранито-гнейсовой рамы. Появление щелочных интрузий в суйсарских рифтовых структурах свидетельствует уже о существовании в этот период довольно мощной коры и весьма глубоких источников магмообразования. Под зонами максимального растяжения (например, палеорифте Ветреного Пояса, где на долю раздвиговых трещин, выполняемых интрузиями габбро-верлитовой формации, приходится до 20 % площади рифта) генерация магмы происходила на меньших глубинах с последующим формированием пород коматиитовой и толеитовой серий.

В ливвийскую стадию (калевий) на территории Юго-Западной Карелии, Южной Финляндии и Швеции произошло заложение и развитие свекофеннского подвижного пояса геосинклинального типа. На территории Карелии магматические образования этой стадии представлены в основном габбро-перидотитовой, плагиогранитовой и мигматит-гранитовой формациями [12].

На завершающей стадии формирования карельского структурно-формационного комплекса в протоплатформенных условиях проявились формации габбро-диабазов вепся и гранитов рапакви. Свекофенские деформации и сопряженные с ними процессы метаморфизма, метасоматоза и рудогенеза охватили всю территорию Карельского региона. Однако степень их проявления в геосинклинальных, рифтогенных и протоплатформенных зонах была различной.

Эндогенный режим рифея (1.65—0.63 млрд. лет) отвечал платформенному с формированием толеитов и субщелочных базальтов в Ладожском и Беломорском авлакогенах (см. рисунок, г). Заложение последних в пределах наиболее активных зон позднего карелия свидетельствует о том, что эндогенные процессы в этих зонах не отмирают вместе с закрытием геосинклинального режима, а проявляются на новых этапах развития региона, но уже с меньшей интенсивностью и в качественно ином формационном типе. В венде и палеозое в Беломорском авлакогене и его

бортах магматизм продолжал развиваться в щелочно-ультрамафитовом и кимберлитовом направлениях.

Ориентировочные расчеты продуктов вулканической деятельности в Карельском регионе показывают ее наивысшую активность в лоии, что, вероятно, следует связывать с малой мощностью архейской протокоры, высоким стоянием астеносферы, а также наличием участков протокоры океанического типа. В целом эволюция эндогенных режимов от архея к фанерозою направлена в сторону уменьшения их энергоемкости, что способствовало последовательной кратонизации Балтийского щита.

#### Л и т е р а т у р а

1. Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. Л., 1981. 154 с.
2. Геология и петрология архейского гранит-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. Л., 1978. 262 с.
3. Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1982. 203 с.
4. Имандра-Вараугская зона карелид. Л., 1982. 280 с.
5. 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., 1980, с. 147—169.
6. Куликов В. С., Куликова В. В. Рифтовый вулканизм раннего протерозоя Балтийского щита. — Тезисы IV Всесоюз. палеовулканол. симпозиум. Хабаровск, 1979, с. 92—94.
7. Негруда В. З. Этапы геологического развития восточной части Балтийского щита и их металлогеническая специализация. — В кн.: Геологические предпосылки перспектив рудоносности докембрия восточной части Балтийского щита. М., 1978, с. 6—13.
8. Салоп Л. И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л., 1982. 343 с.
9. Светов А. П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л., 1979. 208 с.
10. Свириденко Л. П. Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры. Л., 1980. 216 с.
11. Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В., Сацук Ю. И., Светов А. П., Хейсканен К. И. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск, 1966. 366 с.
12. Хазов Р. А. Металлогения Ладожско-Ботнического геоблока Балтийского щита. Л., 1982. 192 с.
13. Хейсканен К. И., Голубев А. И., Бондарь Д. Ф. Орогенный вулканизм Карелии. Л., 1977. 217 с.

*В. Л. Бочаров, Н. М. Чернышов*

#### ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Воронежский кристаллический массив расположен в центральной части Восточно-Европейской платформы и представляет собой сравнительно неглубоко погребенный (0—500 м) выступ докембрийского кристаллического фундамента. Анализ новейших геолого-геофизических материалов [3, 14] дает основание для разработки слоисто-блоковой модели литосферы ВКМ. В соответствии

с этой моделью обосновывается представление о четырехслойном строении литосферы, в разрезе которой по геофизическим и петрофизическим данным выделяются верхнекоровый (I), нижнекоровый (II), переходный (III) и подкоровый (IV) слои.<sup>1</sup>

Верхнекоровый (ниже осадочного чехла) гранито-гнейсовый слой (средние значения плотности  $2.65 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$  и скорости продольных сейсмических волн  $6.1 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$ ) резко дифференцирован по физическим параметрам и подразделяется на три горизонта. Самый верхний горизонт (глубина до 5 км) наиболее разнообразен в латеральном направлении. Он сложен весьма разнообразными по составу комплексами пород архея и раннего протерозоя, испытавших преобразования в условиях контрастных режимов регионального метаморфизма (амфиболитовая, реже гранулитовая фации). Средний горизонт (5—20 км) выделяется в качестве зоны максимальной гранитизации [1]. Здесь сформировались минеральные ассоциации, отвечающие амфиболсодержащим гранито-гнейсам. Породами нижнего «диоритового» горизонта (20—30 км), судя по изменению скоростных и плотностных параметров, отвечающего высоким термобарическим потенциалам, являющиеся амфибол-гиперстеновые плагиогнейсы и гранулиты повышенной железистости. Для этих образований характерен режим гранулитовой (амфиболит-гранулитовой) фации регионального метаморфизма. Их формирование связывается с преобразованием «серых гнейсов» и осадочно-вулканогенных пород раннеархейского литогенеза [1, 2].

Нижнекоровый «базальтовый» слой (средние значения плотности  $2.9 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ , сейсмической скорости  $6.6 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$ , глубина 30—40 км) отождествляется с минеральными парагенезисами основных гранулитов, габбро-амфиболитов, гиперстеновых плагиогнейсов (эндербито-гнейсов).

Переходный высокоградиентный слой (глубина 40—50 км) характеризуется резким возрастанием сейсмических скоростей — от  $7.0$  до  $8.3 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$  и плотности от  $3.0$  до  $3.26 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ . Он представлен, вероятно, породами переходного состава от основных к ультраосновным (габбро-амфиболиты, габбро-пироксениты, основные гранулиты, пироксениты, возможно, перидотиты). В пределах этого слоя может происходить смена плагиоклазовых парагенезисов более плотными бесполовошпатowymi.

Подкоровый слой (глубина более 50 км, плотность  $3.3 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ , скорость продольных сейсмических волн  $8.5 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$ ) соответствует амфибол-шпинель-гранатсодержащим парагенезисам: перидотитам, пироксенитам и, вероятно, эглогитам, хотя присутствие последних должно быть весьма ограничено (их плотность  $3.5 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ ). Невысокие в целом величины вертикального градиента сейсмической скорости [14] свидетельствуют об относительной однородности подкорового слоя по сравнению с переходным. Таким образом, подошва земной коры залегает в пределах ВКМ на глубинах 40—50 км.

<sup>1</sup> Доступными для непосредственного геологического изучения считаются породы I и отчасти II слоя. (Прим. ред.).

На фоне общей однородности геофизических характеристик ВКМ выделяются региональные гравитационные аномалии, вызванные латеральными вариациями плотности в земной коре и верхней мантии. Они соответствуют двум главным типам структур земной коры в раннем докембрии: мегаблокам и линейным зонам [2]. Эти структурные элементы первого порядка геофизически прослеживаются на всю мощность земной коры и характеризуются специфическими циклами эндогенных процессов. В пределах ВКМ в качестве таких структур выделяются Северо-Западный (Брянский), Центральный (Курский) и Юго-Восточный (Воронежский) мегаблоки, Белгородско-Михайловская, Орловско-Тимская, Усманская линейные зоны (рис. 1).

Мегаблоки (нуклеократоны) имеют раннеархейский возраст консолидации и представляют собой формирования с преимущественно «океаническим» типом коры. Низкоплотностной горизонт верхнекорового слоя в их пределах имеет небольшую мощность, в то время как нижний «диоритовый» горизонт несколько увеличен по мощности и плотности (Брянский и Курский мегаблоки). По петроплотностным параметрам Воронежский мегаблок выделяется как блок с «тяжелой» литосферой [4], что также свидетельствует о малой мощности или возможном отсутствии сиалического слоя коры.

Линейные зоны сформировались в позднем архее—раннем протерозое вследствие деструкции мегаблоков раннеархейской консолидации, заложения глубинных разломов и проявления спрединговых процессов, вызвавших образование вулканотектонических структур рифтогенного типа [5, 8]. В глубинном строении для этих структур свойственны: увеличение мощности низкоплотностного горизонта верхнего слоя коры, сокращение размеров высокоградиентного переходного слоя кора—мантия, приподнятость границы Мохоровичича до 40 км.

Развитие рифтогенеза на сравнительно маломощной протокодре привело впоследствии к формированию протяженных (до 400 км) зеленокаменных поясов (Белгородско-Михайловского и Орловско-Тимского), сопоставимых по набору магматических формаций с офиолитовыми системами фанерозоя. Зеленокаменные пояса на современном эрозионном уровне представляют собой реликты вулканогенно-осадочных и плутонических мафит-ультрамафитовых образований, характерных для определенного этапа (рифтообразования и прогибания) эволюции раннедокембрийской литосферы [11]. Усманская линейная структура представляет собой шовную зону — вытянутую сложнодифференцированную палеорифтовую депрессию, возникшую и развивающуюся в области субпараллельных Лосевско-Усманского и Липецко-Павловского глубинных разломов. Шовная зона проявлена как участок сочленения более «легкого» Курского нуклеократона и Воронежского мегаблока с «тяжелой» литосферой. О наличии субдукционных явлений в этой зоне взаимодействия древних литосферных плит свидетельствуют интенсивный базальт-андезит-дацитовый (иногда

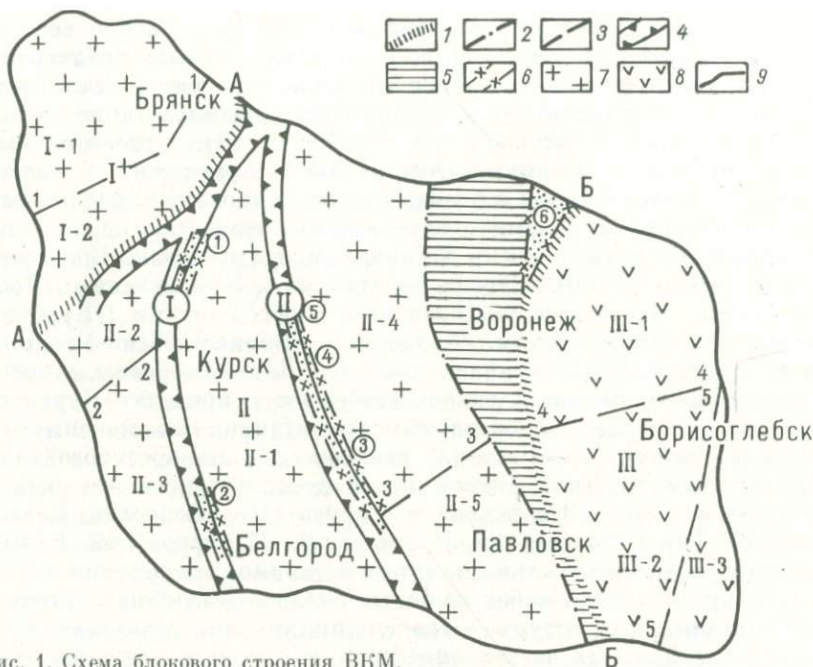


Рис. 1. Схема блокового строения ВКМ.

1 — зоны глубинных разломов, разделяющих мегаблоки: А-А — Белопольско-Навлинский, Б-Б — Лосевско-Мамонский; 2 — Липецко-Павловский глубинный разлом; 3 — главные внутриблоковые разломы мантийного заложения: 1-1 — Новозыбковско-Почепский, 2-2 — Рьльский, 3-3 — Кодищевский, 4-4 — Алексеевско-Александровский, 5-5 — Шумилинско-Новохоперский; 4 — зеленокаменные пояса (цифры в кружках): I — Белгородско-Михайловский, II — Орловско-Тимский; 5 — Уманская шовная зона; 6 — зоны протоактивизации (цифры в кружках): 1 — Михайловская, 2 — Белгородская, 3 — Волотовская, 4 — Тим-Ястребовская, 5 — Мантуровская, 6 — Байгоровская; 7 — мегаблоки с «легкой» литосферой: I — Брянский, II — Курский; 8 — мегаблок с «тяжелой» литосферой: III — Воронежский. Цифрами обозначены блоки второго порядка: I-1 — Десянский, I-2 — Трубчевско-Брянский, II-1 — Курско-Бесединский, II-2 — Комаричский, II-3 — Шентуховский, II-4 — Касторненско-Ливенский, II-5 — Россошанский, III-1 — Мичуринский, III-2 — Калачейский, III-3 — Борисоглебско-Урюпинский; 9 — контур ВКМ. Использованы материалы Н. И. Голивкина, О. Е. Египко, С. П. Молоткова, Р. С. Красовицкой, Н. Д. Кононова, В. Д. Полищука.

до липаритов) вулканизм типа активных континентальных окраин, ступенчатый характер флишевых углестотерригенных отложений воронцовской серии, слагающих верхнюю часть протоплатформенного чехла в пределах Воронежского мегаблока, более глубокий уровень эрозионного среза ультрамафит-мафитовых интрузий никеленосного мамонского комплекса и высокая степень насыщенности их в полосе, непосредственно примыкающей с востока к Лосевско-Мамонскому региональному разлому.

Мегаблоки и линейные зоны осложнены структурными элементами второго порядка, достаточно отчетливо выделяющимися в аномальном гравитационном поле. В пределах Брянского мегаблока на общем отрицательном фоне выделяется ряд относительных максимумов с интенсивным горизонтальным градиентом.

В структуре поля Курского мегаблока также преобладают зоны отрицательных аномалий. Максимумы преимущественно северо-западного простирания с резким горизонтальным градиентом отмечаются главным образом в центральной его части. Для Воронежского мегаблока присуще последовательное нарастание интенсивности гравитационного поля к востоку [3]. Относительные гравитационные минимумы значительных размеров в общем случае отождествляются с блоками второго порядка (срединными массивами или куполами), возникшими вследствие дробления эпирхейских мегаблоков — Деснянским и Трубчевско-Брянским (Брянский мегаблок), Курско-Бесединским, Комаричским, Шептуховским, Касторненско-Ливенским, Россошанским (Курский мегаблок), Мичуринским, Калачским, Борисоглебско-Урюпинским (Воронежский мегаблок, рис. 1). Линейные зоны второго порядка проявляющиеся главным образом в пределах Курского мегаблока в виде относительных гравитационных максимумов северо-западного простирания, связаны с раннепротерозойской тектоно-магматической активизацией долгоживущих зон региональных разломов. Эти подвижные пояса (Михайловский, Белгородский, Тим-Ястребовский, Волотовский, Мантуровский, Байгородский) протяженностью до сотни и шириной в десятки километров представляют собой сложные складчато-глыбовые (протоавлакогенные) структуры — грабен-синклинали, развивающиеся в пределах краевых частей линейных структур первого порядка и приразломных участков архейских блоков. Характерными особенностями этих зон является сложный структурный рисунок разломных нарушений (сочетание чешуйчатых надвигов и сдвигов с субпараллельными и кулисообразными крутопадающими разрывами), секущих структуры архейских блоков [5, 8, 9], а также низкоградиентный тип метаморфизма в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

Каждая из крупных геоструктур ВКМ характеризуется своеобразными эндогенными режимами, фиксирование которых особенно наглядно проявляется в структурно-вещественных комплексах (осадочно-вулканогенных, интрузивных, ультраметагенных), их эволюции и металлогении [6].

**Эндогенные режимы раннего архея (4000 (?) — 3000 ± 150 млн. лет).**

Выделяются два этапа в дорифтогенном, нуклеарном режиме раннего архея со своеобразными структурно-вещественными комплексами незрелой архейской протокоры: 1) формирование протокоры океанического типа в пределах приподнятого Брянского мегаблока (комплекс основных гранулитов и чарнокит-эндербитов, брянская серия [5]) — по петроплотностным параметрам и петрохимическим характеристикам второй, нижнекоревой слой; 2) формирование протокоры континентального типа в пределах Курского мегаблока (мигматит-плагиигранитный комплекс, обоянская серия) — по геофизическим данным, верхнекорковый гранито-гнейсовый слой. Консолидация сиалической

протокры на заключительном этапе раннеархейского цикла сопровождалась слабовыраженными деструктивными процессами, вызывавшими ее растяжение и дробление. К этому времени относится проявление первых магматогенных процессов, выразившихся в излиянии толеитовых и коматиитовых (?) базальтов (комплекс примитивных базальтов [5]) и внедрение мелких интрузий бесединского габбро-пироксенит-перидотитового комплекса [8]. Эти мафит-ультрамафитовые образования, представляющие, по существу, вулканоплутоническую ассоциацию, локализируются в виде прерывистых линейных зон, напоминающих так называемые первичные, раннеархейские зеленокаменные пояса [11].

Одной из характерных черт эндогенных режимов раннего архея является высокая степень метаморфических преобразований первичных терригенно-осадочных и вулканогенно-интрузивных пород. Так, высокоградиентный метаморфизм мафитовых вулканитов в условиях гранулитовой фации привел к образованию своеобразных кварц-магнетит-пироксеновых высокожелезистых образований и чарнокитов [9], выделяемых в самостоятельную железисто-кремнисто-гнейсовую рудную формацию [7]. В условиях относительно равномерного прогрева к концу раннего архея происходит консолидация протоконтинентальных мегаблоков, маломощная кора которых была расслоена в соответствии с установившейся вертикальной метаморфической зональностью (смена гранулитовых парагенезисов амфиболитовыми).

**Эндогенные режимы позднего архея ( $3000 \pm 150 - 2600 \pm 100$  млн. лет).** Период тектонической стабильности и относительного сжатия сменился интенсивной деструкцией раннеархейской коры, сопровождающейся дроблением мегаблоков, ограниченным перемещением небольших литосферных плит при отсутствии субдукционных явлений, заложением глубинных разломов и формированием в зоне последних палеорифтовых систем. Деструктивные явления привели к заметной «океанизации» раннеархейского гранито-гнейсового основания. Так, в начальный этап континентального рифтогенеза в условиях высоких геотерм и горизонтального раздвига проявился интенсивный ультрамафит-мафитовый магматизм. Экструзивные продукты дифференциации этих мантийных магм идентифицируются как коматииты [4]. Ультрамафитовый вулканизм на последующем этапе сменился толеит-базальтовым и спилитовым. Продукты этих гиперстен-нормативных слегка недосыщенных кремнеземом ассоциаций образуют вместе с коматиитами толеит-коматиитовый комплекс и слагают нижнюю, существенно мафитовую часть линейных структур (александровская свита михайловской серии) в пределах Курского мегаблока. С ультраосновными и основными вулканитами связаны бескорневые, по-видимому, тектонические перемещенные ультрамафитовые тела железногорского дунит-гардбургитового комплекса [8], содержащие проявления талька и магнезита.

Наличие высокомагнезиальных вулканитов (перидотитовых коматиитов) в основании мафитовых толщ рассматривается в качестве веской причины целесообразности постановки поисково-разведочных работ на сульфидное существенно никелевое оруденение австралийского типа [5]. Сравнительное петрохимическое и геохимическое изучение коматиитов КМА, Канады, Австралии, Южной Африки, показывает, что в отличие от никеленосных ультрамафитов (месторождения Камбалда, Виндарра — Западная Австралия; Марбридж, Лангмуит — Канада) перидотитовые коматииты КМА более магнезиальны ( $MgO \geq 35\%$ ), низкожелезисты ( $100 Fe / (Fe + Mg) \leq 15\%$ ), обеднены серой ( $S_{общ} < 0,15\%$ ). Из-за высокой степени плавления первичного мантийного субстрата (для района КМА, по расчетным данным Е. М. Крестина [4], процент плавления мантии составлял  $85\%$ )<sup>2</sup> коматиитовые расплавы генерировались в неблагоприятном для сульфидного рудообразования флюидном режиме. Это обстоятельство требует, на наш взгляд, другого подхода к оценке никеленосности ультрамафитов региона, в частности — обратить особое внимание на интрузии умеренно магнезиальных ( $MgO = 20-35\%$ ) ультрамафитов мамонского и бесединского комплексов в центральной части КМА [8].

Дальнейшее развитие рифтогенных структур сопровождалось энциалической и энсиматической аккумуляцией осадочных толщ (высококремнистых сланцев, песчаников), сформировавшихся за счет разрушения и переотложения продуктов раннеархейского литогенеза (истобнянская свита михайловской серии), последующим кислым вулканизмом (андезит-дацит-риолитовый комплекс в рамках лебединской свиты михайловской серии) и завершилось образованием зон вторичных, позднеархейских зеленокаменных поясов. Термальное воздействие мантии, весьма интенсивное в начальную стадию рифтогенеза, затем постепенно ослабевало, что и предопределило закономерную смену фаций регионального метаморфизма — от амфиболитовой в основании зеленокаменных структур до фации зеленых сланцев в средней и верхней преимущественно метаосадочных частях разреза (железисто-кремнисто-метабазитовая рудная формация [7]). Складчатые деформации зеленокаменных толщ сопровождалась гранитизацией и интрузивным магматизмом (салтыковский мигматит-плагиогранитный комплекс). В результате этих процессов в пределах Курского мегаблока оформилась обширная гранит-зеленокаменная область, испытавшая затем в течение длительного времени (220—300 млн. лет) интенсивные гипергенетические преобразования [5]. Важно при этом подчеркнуть, что эндогенные режимы позднего архея ВКМ, подобно другим районам развития зеленокаменных поясов [11], характеризуются последовательной, закономерной сменой вулканических и plutонических комплексов

<sup>2</sup> По данным Д. Грина [12], коматиитовые расплавы генерируются при 60%-м уровне плавления архейской мантии.

консолидирующей архейской сиалической коры: коматиит-и толеит-базальтовый (толеит-коматиитовый), дунит-гарцбургитовый, андезит-дацит-риолитовый, плагиогранитный.

**Эндегенные режимы раннего протерозоя I ( $2600 \pm 100$  —  $2300 \pm 100$  млн. лет.).** В начальный этап раннепротерозойского эндегенного цикла на консолидированной протоплатформе закладывается значительный по размерам Курско-Украинский морской бассейн [10], заполненный осадочными отложениями курской (КМА) и криворожской (Украинский щит) серий. Состав пород курской серии указывает на то, что осадкообразование осуществлялось в мелководных условиях на фоне незначительных по амплитуде колебательных движений дна бассейна. Степень метаморфических изменений терригенных образований курской серии в целом невысока и соответствует фации зеленых сланцев (главная железорудная — железисто-кремнисто-сланцевая формация [7]).

Следующий этап эндегенного цикла связан с активизацией тектоно-магматических процессов, заложением и развитием линейных структур второго порядка на сравнительно выровненной посткурсской поверхности. Терригенное осадконакопление в замкнутых углубляющихся бассейнах сменилось изливанием вулканитов (базальт-андезит-риолитовый комплекс в рамках тимской и курбакинской свит оскольской серии) с последующим внедрением интрузий стойло-николаевского габбро-диорит-гранодиоритового и волотовского габбро-диабазового комплексов, специализированных на золото и полиметаллы. Магматизм и тектонические деформации способствовали метаморфизму (фация зеленых сланцев) и складчатости терригенной части разреза оскольской серии (железисто-кремнисто-кластогенная рудная формация [7]).

Крупную тектоническую перестройку испытывает в раннепротерозойское время восточная часть ВКМ. Начало формирования Усманской структуры сопровождалось в условиях растяжения изливанием вулканитов (базальт-андезит-дацитовый комплекс, лосевская серия) и внедрением интрузий рождественского габбрового комплекса. Верхняя часть разреза лосевской серии представлена вулканогенно-терригенными образованиями, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации. Последующие процессы ультраметаморфизма и региональной гранитизации вызвали развитие гранитоидов усманского мигматит-тоналит-плагиогранитного и павловского мигматит-гранит-граносиенитового комплексов. В пределах Курского мегаблока вследствие этих же причин формируются гранитоиды осколецкого мигматит-тоналит-плагиогранитного, североволотовского (павловского) мигматит-гранит-граносиенитового и игуменского (гостищевского) сиенитового комплексов. Все это в конечном итоге привело к прогрессирующей стабилизации региона, смене эндегенных режимов протоактивации субплатформенными условиями.

**Эндегенные режимы раннего протерозоя II ( $2300 \pm 100$  —  $1900 \pm 100$  млн. лет.).** Воронежский мегаблок в связи с развитием Усманской шовной зоны начинает испытывать интенсивное

прогибание. Накапливается мощная песчаниково-сланцевая воронцовская серия, местами с углистым веществом и продуктами слабо проявленного вулканизма (базальт-андезит-дацит-риолитовый комплекс). В составе воронцовской серии, породы которой испытали низкоградиентный тип метаморфизма (преимущественно фация зеленых сланцев), выделено четыре литолого-стратиграфические толщи: три вулканогенно-терригенные и одна терригенная. Примечательно, что в нижней вулканогенно-терригенной толще концентрируются вулканы основного состава (толеитовые базальты), в средней — умеренно-кислого (андезито-дациты) и в верхней — кислого (риолиты). Подобная гомодромная направленность развития магматизма в Воронцовской структуре свойственна и для никеленосного мамонского перидотит-габбро-норитового комплекса. Становление никеленосных интрузий в юго-восточной части Воронежского мегаблока, так же как шукавского габбро-верлитового комплекса в его северо-восточной части, связано с заложением системы субпараллельных и ортогональных разрывных нарушений, вызвавших также блоковые тектонические подвижки консолидированного протоплатформенного чехла.

В пространственном распределении никеленосных интрузий устанавливается определенная закономерность, подчеркивающая ступенчатый характер Воронцовской структуры. В полосе, непосредственно примыкающей к Усманскому шву, т. е. в области максимальных тектонических напряжений, концентрируются небольшие штокообразные ультрамафитовые, практически недифференцированные тела ( $MgO \geq 35\%$ ), лишенные сульфидного медно-никелевого оруденения. Они контролируются главным образом узлами пересечения разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного направлений и включены в нижнюю вулканогенно-терригенную толщу. Следующая полоса существенно ультрамафитовых дифференцированных интрузий более крупных размеров и умеренной магнезиальности ( $12 < MgO < 35\%$ ) с ликвационным медно-никелевым оруденением приурочена к системе разрывных нарушений преимущественно северо-западного направления, а также к складчатым структурам мелкого порядка. Сложнодифференцированные перидотит-габбро-норит (мондонитовые) никеленосные плутоны ( $5 < MgO < 30\%$ ), также сопровождающиеся ликвационным медно-никелевым оруденением, имеют весьма значительные размеры, в целом согласную со складчатостью форму и формировались в более спокойной тектонической обстановке. Становление крупных никеленосных интрузий управлялось сложным сочетанием длительных процессов магматического расслоения и кристаллизационной дифференциации. На заключительных стадиях консолидации плутонов вследствие локальных тектонических подвижек формируются малые норит-диоритовые дифференцированные сателлиты ( $5 < MgO \leq 20\%$ ) с существенно никелевым промышленным оруденением и целым спектром сопутствующих элементов: As, Sb,

Pd, Se, Te, Mo, Pb и др. Пространственно и, по-видимому, генетически они связаны с расслоенными перидотит-габброноритовыми плутонами. Заключительная стадия магматизма характеризовалась внедрением безникелевых ( $MgO < 8\%$ ) габбро-диоритовых интрузий. Следует отметить, что никеленосные интрузии вмещаются главным образом средней вулканогенно-терригенной толщей, в то время как завершающие никеленосный магматизм безрудные габбро-диоритовые тела не имеют строгой стратиграфической приуроченности.

Следующий этап субплатформенной тектоно-магматической деятельности связан с активизацией в северо-восточной части Воронежского мегаблока автономно развивающейся Байгоровской линейной структуры, изливаем в пределах последней вулканитов базальт-андезит-риолитового комплекса (байгоровская или воронежская свита, метоморфизованная в фации зеленых сланцев) и внедрением кольцевых интрузий ольховского габбро-анортозит-гранитного комплекса. Субплатформенный режим в пределах региона завершается гранитным магматизмом (лискинский и бобровский комплексы нормальных и субщелочных гранитов с редкометальным оруденением, олымский комплекс гранитов рапакиви). Исходные расплавы этих отчетливо индивидуализированных комплексов образовались в результате палингенного плавления раннеархейского гранито-гнейсового субстрата (лискинский комплекс) и песчаниково-сланцевых пород воронцовской серии (бобровский комплекс).

**Эндогенные режимы раннего протерозоя III ( $1900 \pm 100$ — $1650 \pm 50$  млн. лет).** Окончательная консолидация региона сопровождалась двумя этапами эндогенной активизации, типичными для докембрийских платформ. В начале собственно платформенного режима жесткая консолидированная кора в пределах Курского и Брянского мегаблоков испытала деструктивные процессы, вызвавшие образование системы краевых и субмеридиональных разломов, по которым происходило излияние толеитовых базальтов и внедрение многочисленных интрузий смородиновского габбро-долеритового комплекса в составе единой трапповой вулканоплутонической ассоциации [9]. Полнодифференцированные интрузии габбро-долеритов, сопровождающиеся позднемагматическим титаномагнетитовым оруденением, тяготеют к центральным, более эродированным участкам блоков, в то время как силлы и дайковые тела этих же пород безрудны и концентрируются в краевой северо-западной части массива.

Завершается развитие региона реализацией типично платформенного щелочно-ультраосновного магматизма вдоль активизированной зоны сочленения блоков раннеархейской консолидации и линейных структур второго порядка. К этому времени, по-видимому, относится излияние трахеандезито-базальтов щелочно-базальтоидного комплекса (панинская толща) и внедрение субвулканических тел щелочных сиенит-порфиров западно-еланьского типа (Воронежский мегаблок).

В центральной части КМА выделен дубравинский (волоконовский) комплекс щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами. В составе комплекса установлены щелочные пироксениты — якупирангиты, слагающие краевые части кольцевых интрузий. В ядрах этих структур локализуются щелочные сиениты, образующие самостоятельную, более позднюю по отношению к пироксенитам интрузивную фазу. Карбонатиты и тесно ассоциирующие с ними силикокарбонатиты (севиты и силикосевиты, по классификации П. Крестена [13]) включают богатые апатит-магнетитовые (нелсониты) и апатит-силикатные руды (содержащие  $P_2O_5$  до 15—25%), обогащены редкими и редкоземельными (Nb, Ta, Zr, Y, Sr, Ce) элементами и тяготеют к эндоконтактовым горизонтам в пироксенитах.

**Основные черты эволюции эндогенных процессов.** Сопоставление характерных особенностей тектонических деформаций, магматизма, метаморфизма и рудогенеза в раннем докембрии ВКМ свидетельствует о направленном, циклическом развитии эндогенных процессов, вызывающих своеобразные эндогенные режимы формирования континентальной коры.

Эволюция эндогенного структурообразования связана со сменной мобильности раннеархейской коры общей и устойчивой кратонизацией (к концу раннего протерозоя), осуществляющейся стадийно. При этом относительная консолидация, фиксирующая нарастание мощности гранито-метаморфического слоя коры, завершает каждый из выделенных главных циклов эндогенных режимов и вместе с тем создает необходимые предпосылки для их последовательной смены. С общим процессом прогрессирующей стабилизации связано и закономерное возрастание роли разломно-глыбовых коровых структур за счет сокращения линейноскладчатых и купольных тектонических форм.

Эволюция магматизма проявляется в уменьшении основности при одновременном увеличении щелочности, кислотности и отчасти, железистости конкретных вулканических и интрузивных ассоциаций, смене существенно ультрамафитовых магматитов ультрамафит-мафитовыми до появления типичных для эндогенных режимов ранних платформ габбро-анортозит-гранитного, траппового и щелочно-ультраосновного с карбонатитами комплексов. Преобладание ультраметагенных гранит-мигматитовых комплексов натриевого ряда в архейских эндогенных циклах закономерно сменяется возрастанием роли собственно интрузивных калиевых гранитов нормального и субщелочного рядов. Ареалы более молодой магматической деятельности смещаются к востоку, к окраинным частям массива, а также к зонам долгоживущих глубинных разломов, что в ряде случаев предопределяет пространственное совмещение магматических ассоциаций, различных по формационной принадлежности, и как следствие — наложение различных эндогенных режимов. В формировании конкретных ультрамафит-мафитовых комплексов уменьшается роль глубинной (фазовой) дифференциации и возрастает роль камерной диф-

ференциации, сопровождающейся магматическим расслоением. По мере общей стабилизации региона сокращается петрохимическая контрастность интрузивных и эффузивных комплексов в рамках установленных вулканоплутонических ассоциаций.

Эволюция метаморфизма проявлена в смене ареальных высокобарических метаморфических преобразований в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций зональным зеленосланцево-амфиболитовым и зеленосланцевым низкого давления, а в платформенных комплексах — локальным зеленосланцевым метаморфизмом и повсеместно проявленными эпигенетическими изменениями.

Эволюция рудогенеза фиксируется последовательной сменой рудных формаций, типично сидерофильных для раннего архея, халько- и литофильными в конце раннего протерозоя, существенным расширением геохимического спектра рудно-магматических систем с появлением на завершающем этапе раннедокембрийской эволюции региона специфической фосфатно-редкоземельной геохимической ассоциации.

Особенно наглядно прослеживаются закономерности развития рудогенетических процессов на примере соотношения главных элементов платиновой группы — палладия и платины — в ультрамафит-мафитовых комплексах (рис. 2).

По соотношению палладия и платины субплатформенные дифференцированные перидотит-габбро-норитовые плутоны ВКМ ( $Pd/Pt \approx 1$ ) занимают промежуточное положение между коматитами позднеархейских зеленокаменных поясов ( $Pd/Pt \leq 0.3$ ) и платформенными траппами ( $Pd/Pt > 1$ ). При геохимическом анализе сульфидных медно-никелевых руд подобная закономерность в распределении палладия и платины проявлена еще более отчетливо. Руды в коматитовом комплексе Западной Австралии (месторождение Камбалда) при отношении  $Ni/Cu = 14.5$  обнаруживают резкое преобладание платины над палладием ( $Pd/Pt \leq 0.1$ ). Руды Норильска и Талнаха при заметном преобладании меди над никелем ( $Ni/Cu = 0.5$ ) отличаются палладиевой специализацией ( $Pd/Pt \geq 3$ ). Руды в субплатформенных дифференцированных ультрамафит-мафитовых комплексах (мамонский — Воронежский кристаллический массив, девладовский — Украинский щит, довыренский — Западное Прибайкалье) имеют устойчивое преобладание никеля над медью ( $Ni/Cu \geq 3$ ) при близких соотношениях палладия и платины или незначительном преобладании первого ( $Pd/Pt \geq 1$ ). Последовательная смена платиноносных геохимических типов магматитов и связанных с ними медно-никелевых месторождений тесно связана с эволюцией ультрамафит-мафитового магматизма от слабодифференцированных преимущественно ультраосновных комплексов архея к полнодифференцированным пикрит-толеитовым платформенным комплексам. В этом же направлении происходит изменение ассоциирующих рудных парагенезисов от типично сидерофильных ( $Ni-Co-Pt$ ) к сидеро-халькофильным ( $Cu-Ni-Pd$ ). Перидотит-

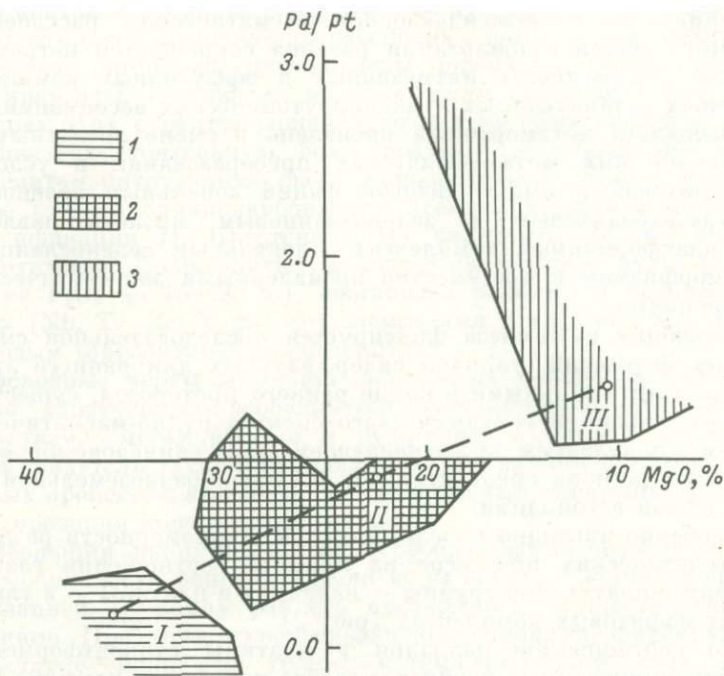


Рис. 2. Изменение соотношения палладия и платины в ультрамафит-мафитовых комплексах ВКМ.

1 — коматииты позднеархейских зеленокаменных поясов; 2 — ультрамафиты и мафиты субплатформенного перидотит-габбро-норитового комплекса; 3 — интрузивные платформенные траппы. Римскими цифрами показаны соотношения палладия и платины и магnezальность исходных расплавов соответствующих комплексов. За начало координат принято соотношение палладия и платины в карбонохондрите.

габбро-норитовые комплексы (включая и никеленосный мамонский комплекс ВКМ) формировались в специфических условиях прогрессирующей крatonизации земной коры и возрастающей роли глубинных разломов, вскрывающих те горизонты мантии, где формировались расплавы промежуточного типа. Магмагенерирующий мантийный субстрат, по-видимому, утратил количество платины, отвечающее рудогенезису в коматиитах, но не приобрел палладия в той концентрации, которая свойственна сульфидообразующим процессам в траппах.

#### Л и т е р а т у р а

1. Афанасьев Н. С., Тарков А. П. Строение и состав коры и верхов мантии Воронежского кристаллического массива вдоль профиля ГЭС Куянск — Липецк. Бюл. МОИП. Отд. геол., 1982, т. 57, вып. 5, с. 11—20.
2. Богданова С. В. Геология фундамента Русской плиты: (на примере Волго-Уральского сигмента). — Автореф. ... докт. геол.-минер. наук. М., 1982. 55 с.
3. Гравитационная модель земной коры и верхней мантии Воронежского кристаллического массива /Л. И. Надежка, Н. С. Афанасьев, А. И. Дубяч-

ский, Р. С. Красовицкая. — В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев, 1977, с. 161—168.

4. Крестин Е. М. Коматииты позднеархейских зеленокаменных поясов Воронежского кристаллического массива. — Сов. геология, 1980, № 9, с. 84—97.

5. Крестин Е. М., Бердников М. Д. Связь и эволюция тектоники, магматизма, метаморфизма и рудообразования в докембрии Курско-Воронежского кристаллического массива. — В кн.: Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов европейской части СССР. Л., 1982, с. 202—213.

6. Магматизм и эндогенная металлогения Воронежского кристаллического массива / Н. М. Чернышов, В. Л. Бочаров, М. Д. Бердников и др. — В кн.: Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов европейской части СССР. Л., 1982, с. 41—45.

7. Плаксенко Н. А., Щеголев И. Н. Основные черты стратиграфии и закономерности литогенеза в раннем докембрии КМА. — В кн.: Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы. Воронеж, 1977, с. 3—25.

8. Чернышов Н. М., Бочаров В. Л., Фролов С. М. Гипербазиты КМА. Воронеж, 1981. 252 с.

9. Чернышов Н. М., Чесноков В. С. Траппы КМА. Воронеж, 1983. 275 с.

10. Щеголев И. Н. Основные черты геолого-тектонического развития КМА в раннем докембрии. — В кн.: Петрология и металлогения магматических и метаморфических комплексов КМА и смежных районов. Воронеж, 1983, с. 49—61.

11. Goodwin A. M. Archaean plates and greenstone belts. — In: Precambrian Plate tectonics. Amsterdam—Oxford—New York, 1981, p. 105—132.

12. Green D. H. Petrogenesis of Archaean ultramafic magmas and implications for Archaean tectonics. — In: Precambrian Plate tectonics. Amsterdam—Oxford—New York, 1981, p. 469—489.

13. Kresten P. Carbonatite nomenclature. — Geol. Rdsch., 1983, vol. 72, N 1, p. 389—395.

14. Tarkow A. P. Density profile and modern crustal and upper most mantle geotherm of the Voronezh crystalline massif. — Physics Earth. Planetary Inter., 1983, vol. 32, p. 342—352.

*К. Е. Есипчук, В. И. Орса, А. Б. Фомин,  
И. Б. Щербатов*

#### **РЕЖИМЫ МАГМООБРАЗОВАНИЯ НА РАННИХ ЭТАПАХ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА**

В истории формирования земной коры Украинского щита выделяется шесть этапов: лунный, нуклеарный, раннегеосинклинальный (прогеосинклинальный), геосинклинальный (протогеосинклинальный), сублатформенный и платформенный [2]. О первых двух этапах мы практически не имеем геологических свидетельств, а выделяем их исключительно на основании геофизических данных о глубинном строении земной коры, а также сведений о составе и строении Луны и других планет Солнечной системы. Предполагается, что на лунном этапе (до 4.0 млрд. лет) образовалась первичная кора основного состава, залегающая сейчас в недрах щита на глубинах от 5—20 до 30—62 км [1]. Нуклеарный этап (4.0—3.5 млрд. лет) проявился в существенном преобразовании этой первичной коры, ее метаморфизме и гра-

нитизации. Кора этого типа, соответствующая по составу диоритам—андезитам, залегает в настоящее время на глубинах от 5—8 до 20 км, а местами, возможно, выходит и на поверхность, хотя мы считаем, что достоверно она пока нигде не задокументирована на Украинском щите. Возможно, с нуклеарным этапом связано образование древнейших метавулканитов — толеитовых базальтов и коматиитов в ассоциации с анортозитами и железисто-кремнистыми породами в Новопавловской структуре Орехово-Павлоградской зоны. Это наиболее древние здесь образования, и их возраст составляет 3.8 млрд. лет [3]. Два следующих этапа в разных районах щита проявились неодновременно.

С раннегеосинклинальным (прогеосинклинальным) этапом (3.5—2.6 млрд. лет) связано накопление древнейших вулканогенно-осадочных толщ, представленных аульской, западноприазовской и днестровско-бугской сериями. Если уже в раннем архее раннегеосинклинальный режим установился на территории нынешнего Среднего Приднепровья, то на остальной территории Украинского щита в это время существовал режим неустойчивого кратона, сформированного на орогенной стадии нуклеарного этапа. В позднем архее условия раннегеосинклинального (или прогеосинклинального) осадконакопления распространяются на другие участки территории щита, в то время как в Среднем Приднепровье, где к этому времени прошла уже вторая (после нуклеарной) кратонизация, образуется серия геосинклинальных трогов, в пределах которых накапливаются мощные вулканогенно-осадочные толщи конкско-верховцевской серии. Породы раннегеосинклинального этапа максимально метаморфизованы до уровня гранулитовой фации алданского типа метаморфизма, причем температура достигала 780 °С, а давление 7—8 кбар. Инициальный магматизм раннегеосинклинального этапа характеризовался широким проявлением основного и ультраосновного вулканизма. В этих сериях распространены высокометаморфизованные метавулканиты — кристаллосланцы, амфиболиты, метаультрабазиты, которые по первичному составу отвечают толеитовым базальтам и коматиитам и объединяются в толеит-базальтовую и коматиитовую формации. Эти вулканиты слабо дифференцированы, характеризуются повышенной железистостью, высоким содержанием Ti, Cr, Ni и низким — Rb, Ba, Sr. Интрузивная фация коматиитовой формации не установлена.

Петрогенезис этих вулканитов был обусловлен высокими температурами процессов магмогенерации, высокой степенью плавления мантийного вещества и наличием тонкой, мобильной коры, способствовавшей широкому развитию вулканизма. Наличие в коматиитах структуры спинифекс и экспериментальные данные свидетельствуют о быстром охлаждении и закалке на месте излияния высокотемпературных магнезиальных расплавов. Температура кристаллизации коматиитов составляет 1650—1700 °С. Наиболее удовлетворительно петрогенезис коматиитов и всегда ассоциирующих с ними базальтов объясняется моделью А. Нал-

дретта и А. Тернера, связывающей генерацию базальтовых и коматиитовых расплавов с высокой степенью плавления вещества верхней мантии (до 70 %) при умеренных давлениях с последовательным выплавлением сначала базальтовых, а затем коматиитовых расплавов. Распределение щелочных и щелочноземельных элементов, K/Rb и Ba/Sr отношения свидетельствуют о выплавлении толеитовых базальтов на незначительных глубинах.

Среди гранитоидов раннегеосинклинального этапа выделяются две формации, различающиеся глубиной кристаллизации. Более глубинная формация эндербитов развита на Побужье и Приазовье (гайворонский и токмакский комплексы); менее глубинная формация тоналитов и плагиогранитов наиболее хорошо представлена в Среднем Приднепровье, известна также в Приазовском и Росинско-Тикичском районах (днепропетровский, шевченковский и звенигородский комплексы). Гранитоиды обеих формаций носят явно автохтонный характер, будучи тесно связанными с гнейсово-базитовым субстратом. Чарнокитоиды этого этапа представляют собой метаморфогенные породы. В геохимическом отношении они выделяются преобладанием Na над K, повышенным содержанием стронция, титана, ванадия, никеля и хрома при очень низком содержании рубидия, свинца, циркония и ниобия.

Геосинклинальный (протогеосинклинальный) этап начался в разных районах одновременно и характеризуется значительно большим разнообразием магматических формаций. В Среднеприднепровском районе он проявился уже в позднем архее формированием зеленокаменных толщ в пределах сравнительно небольших троговых структур и интенсивной гранитизации нижнеархейского фундамента. В Приазовском, Днестровско-Бугском и Росинско-Тикичском районах геосинклинальный этап начался в раннем протерозое и выразился в образовании осадочно-вулканогенных толщ центральноприазовской и бугской серий и интенсивной гранитизацией подстилающего их архейского фундамента. Значительно более обширные бассейны существовали в это время на территории Ингуло-Ингулецкого и Северо-Западного районов, где были сформированы вулканогенно-осадочные толщ ингуло-ингулецкой и тетеревской серий и прорывающие их гранитоиды. Метаморфизм геосинклинального этапа зональный, в гранулитовой фации — ладожского типа; однако максимум его в отличие от метаморфизма раннегеосинклинального этапа не превышал условий низкой субфации гранулитовой фации (температура до 680 °С, давление до 6 кбар). Базит-гипербазитовый магматизм геосинклинального этапа по сравнению с предыдущим характеризовался приуроченностью к определенным структурам и разнообразием петролого-геохимических типов вулканитов. В Среднем Приднепровье дифференцированные метавулканиты представлены образованиями коматиитовой, толеит-базальтовой, дацит-андезит-базальтовой формаций, причем коматиитовая формация включает эффузивную и интрузивную фации. Особенностью является эксплозивный характер вулка-

низма, что обусловило широкое развитие туфогенных образований. Вулканиды имеют пониженную железистость, низкое содержание Ti, Cr, Ni и повышенное — Rb, Ba, Sr и др. В Приазовском и Днестровско-Бугском районах широко проявился толеит-базальтовый и коматиитовый вулканизм. На Побужье развиты эффузивная и интрузивная фации коматиитовой формации, а также хромотоносные гипербазиты. Эти вулканиды характеризуются повышенной железистостью, высоким содержанием Ti, Cr, Ni и низким — Rb, Ba и Sr. В Криворожско-Кременчугском, Ингуло-Ингулецком и Северо-Западном районах проявился основной известково-щелочной вулканизм при незначительном развитии коматиитового. Распределение щелочных и щелочноземельных элементов, K/Rb и Ba/Sr отношения свидетельствуют об увеличении мощности земной коры и более значительных глубинах выплавления известково-щелочных расплавов.

Гранитоиды геосинклинального этапа являются преобладающими породами на УЩ, что дает основание рассматривать проявленную в это время гранитизацию как основной корообразующий процесс. Они представлены несколькими формациями разного состава, образовавшимися в различных тектонических и термодинамических условиях. Отчетливо прослеживается эволюционный ряд гранитоидных формаций от более ранних, представленных диоритами и плагногранитами, через синорогенные формации различающихся по глубинности нормальных гранитов и чарнокитов до поздне- и посторогенных лейкократовых и субщелочных гранитов. Выделяются два типа гранитообразования: прогрессивный и регрессивный. Прогрессивное гранитообразование осуществляется в мобильной зоне в тесной связи с метаморфизмом, вследствие нарастания температуры (при спаде общего давления), до таких условий, при которых начинается плавление предварительно метаморфизованной вулканогенно-осадочной толщи. Типичными примерами прогрессивных гранитов являются житомирские и кировоградские, размещающиеся соответственно в тетеревской и ингуло-ингулецкой сериях.

Эволюция режимов магмообразования в докембрии Украинского щита обусловлена спецификой неповторимого тектонического развития земной коры — последовательным увеличением ее мощности и степени консолидации.

На ранних этапах развития земной коры — лунном, нуклеарном и раннегеосинклинальном, преобладает слабодифференцированный примитивный и ультраосновной магматизм толеитовых серий при незначительной глубине очагов магмогенерации. Эти магматические породы характеризовались повышенной железистостью, высокими содержаниями титана, хрома, никеля и пониженными рубидия, бария и стронция. На более позднем геосинклинальном этапе в связи с утолщением земной коры и всей литосферы глубина очагов образования магмогенерации увеличивается, возрастает степень дифференцированности и количество формации. Происходит смена толеитового вулканизма

известково-щелочным; для этого этапа характерны повышенная магниальность, пониженное содержание титана, хрома, никеля и повышенное щелочных и щелочноземельных элементов. Специфика базит-гипербазитового магматизма субплатформенного этапа обусловлена консолидацией земной коры, увеличением глубины очагов магмогенерации, локальным проявлением магматизма и полным исчезновением вулканитов. Каждая субплатформенная формация характеризуется присущей ей спецификой химического состава, обусловленной особенностями петрогенезиса.

Первые гранитоиды в земной коре были, вероятно, дифференциатами базальтовых магм, хотя уже на нуклеарном этапе допускается образование гранитов по основному субстрату под воздействием глубинных флюидно-тепловых потоков. Среди гранитоидов раннегеосинклинального этапа весьма существенная роль принадлежит тоналитам и плагиогранитам, которые могут рассматриваться как возможные дифференциаты базальтовых магм. Мантийные и коровые плагиогранитоиды различаются по содержанию Sr, Rb и отношению  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Гранитоиды геосинклинального этапа являются исключительно коровыми образованиями, несмотря на все их огромное разнообразие по составу, генезису и механизму образования. Гранитоиды субплатформенного и платформенного этапов своим возникновением обязаны, вероятно, поступлению в верхнюю часть земной коры флюидно-тепловых потоков, сопровождающих формирование основных и ультраосновных магм. Устанавливается отчетливая тенденция обогащения гранитоидов от раннегеосинклинальных к платформенным рубидием (средние содержания составляют 60 и 600 г/т), свинцом (8 и 65 г/т), цирконием (100 и 500 г/т) и ниобием (15 и 100 г/т). Содержание стронция при этом снижается от 500—700 г/т в раннегеосинклинальных до 5 г/т в платформенных гранитоидах.

В определенной связи с эволюцией магматизма находится концентрация рудообразующих и сопутствующих им элементов. Так, коматиитовые вулканиты и габбро-перидотитовые интрузии металлогенетически специализированы на сульфидный никель, гипербазитовые формации — на хром, габбро-верлитовая имеет железо-титан-ванадиевую металлогенетическую специализацию, щелочно-гипербазитовая — редкометельно-фосфатную, габбро-норит-гипербазитовая — медно-никелевую, габбро-анортозитовая — железо-титан-ванадиевую с фосфором. С основными и ультраосновными вулканитами генетически связаны вулканогенные железисто-кремнистые формации, в том числе и железорудные месторождения.

#### Литература

1. Соллогуб В. Б. Земная кора Украины. — Геофиз. журн., 1982, т. 4, № 4, с. 3—25.

2. Щербак Н. П., Соллогуб В. Б., Усенко И. С. Эволюция вещества литосферы континентов на ранних стадиях их развития (на примере докембрия Украинского щита). — В кн.: Петрология литосферы и рудоносность. Л., 1981, с. 59—60.

3. Щербак Н. П., Бибикина Е. В., Бойко В. П. и др. Древнейшие ультрабазиты Украинского щита. — В кн.: Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования. — Киев, 1982, с. 79—81.

*Е. М. Лазько, А. М. Лысак, К. И. Свешников,  
А. А. Сиворонов, Г. М. Яценко*

#### **РЕЖИМЫ ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ**

**(на примере Украинского щита)**

Важным звеном на пути познания особенностей развития земной коры в раннем докембрии является изучение гранитоидных образований. Имеющиеся материалы позволяют говорить о последовательном проявлении на раннедокембрийском этапе развития Украинского щита двух принципиально различных типов режимов гранитообразования. Гранитоиды первого из них пространственно совмещены с площадями распространения гранулитовых и амфиболитовых супракрустальных комплексов. Характерным для этого режима является ареальное проявление ультраметаморфизма и развитие гранитоидов на месте супракрустальных формаций практически с полным унаследованием их состава. Морфология тел, особенности внутренней упорядоченности и распределения их в пространстве, а также разнообразие гранитоидных формаций определялись главным образом составом и строением вмещающих толщ и термодинамическими условиями ультраметаморфизма.

Гранитоидные формации второго, более позднего, режима гранитообразования не обнаруживают отчетливых признаков унаследованности состава вмещающих пород, образуют различные по форме, в том числе близкие к изометричным, разрозненные тела, обычно обладающие четкими признаками аллохтонности. Наибольшим распространением они пользуются в тех регионах, где развиты зонально метаморфизованные комплексы. Отмеченные особенности раннедокембрийского гранитообразования особенно отчетливо проявлены в Побужском и Приднепровском блоках Украинского щита.

В Побужском блоке широко развиты гранитоиды первого типа и почти полностью отсутствуют гранитоидные формации второго типа. Блок этот сложен архейскими гранулитовыми суперкрустальными формациями побужского комплекса [3] и почти целиком унаследовавшими их состав плутоно-метаморфическими гранитоидными формациями. Здесь резко преобладают три парные формационные сочетания, в состав которых входят суперкрустальные формации: 1) кинцигитовая, 2) кальцифир-кристаллосланцевая, 3) лейкогранулитовая [2] и сформировавшиеся на их

месте плутоно-метаморфические формации соответственно: 1) кинцит-гранитовая (биотит-гранатовые, местами с кордиеритом и ортопироксеном гранитоиды с включениями биотит-гранатовых гнейсов), иногда эндербиты с включениями пироксенсодержащих кристаллических сланцев, 2) гнейсо-эндербитовая (эндербиты с включениями пироксенсодержащих кристаллических сланцев и плагиогнейсов), 3) гнейсо-аляскитовая (лейкократовые граниты с включениями двуполевошпатовых гнейсов, плагиогнейсов, пироксеновых кристаллических сланцев, железистых кварцитов).

Широким развитием гранитоиды первого типа пользуются также в Приднепровском блоке, но наряду с ними здесь значительно распространены и гранитоидные формации второго типа. Этот регион представляет собой типичную гранитно-зеленокаменную область с отчетливо выраженным двухъярусным строением. Нижний ярус (фундамент зеленокаменных структур) составляют главным образом равномерно метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации образования аульской серии [1] и тесно с ними связанные гнейсо-гранит-плагиогранитовая (биотитовые и эпидот-биотитовые плагиограниты, реже граниты с включениями биотитовых и роговообманково-биотитовых плагиогнейсов, иногда амфиболитов) и гнейсо-диорит-плагиогранитовая (биотитовые и биотит-роговообманковые плагиограниты, кварцевые диориты, диориты с включениями плагиогнейсов, кристаллосланцев, амфиболитов) плутоно-метаморфические формации. Первая из них пространственно совмещена с площадями развития нижней части разреза аульской серии и близка ей по составу, вторая — с верхней.

В фундаменте Среднеприднепровской гранитно-зеленокаменной области обнаружены также парагенетически связанные между собой породы с реликтовыми минеральными ассоциациями гранулитовой фации. По данным Б. З. Берзенина [1], это повсеместно диафторированные в условиях амфиболитовой фации гиперстенсодержащие плагиогнейсы и кристаллосланцы, эндербиты и плагиограниты. К настоящему времени площади их распространения оконтурены недостаточно надежно.

Прямые геологические данные о характере соотношения этих образований с аульской серией и унаследовавшими ее состав плутоно-метаморфическими формациями отсутствуют. Некоторые косвенные признаки (диафторез, изофациальный прогрессивному метаморфизму аульской серии, данные о соотношениях [3] амфиболитовых и гранулитовых комплексов других регионов) позволяют считать их наиболее древними образованиями региона и допускать двухъярусное строение самого фундамента зеленокаменных структур и соответственно двухэтапное проявление (в условиях гранулитовой и, позже, амфиболитовой фаций) первого типа режима гранитообразования. Вместе с тем большинство имеющихся изотопных датировок гранитоидов Среднего Приднепровья и пород зеленокаменного комплекса укладывается в срав-

нительно узкий интервал цифр — от 3.1 до 2.6 млрд. лет [7]. Вслед за другими исследователями мы склонны это объяснять явлениями значительной ремобилизации фундамента зеленокаменных структур на этапе их становления.

С этапом формирования верхнего структурного этажа (зеленокаменных структур) связано становление тел тоналит-плаггиогранитовой, гранитовой, аплито-пегматоидной и некоторых других, менее распространенных формаций. Первая слагает неправильные в плане или несколько удлинённые массивы, располагающиеся преимущественно в зонах сочленения зеленокаменных структур с фундаментом. Сложена она весьма разнообразными среднезернистыми биотитовыми, местами с роговой обманкой плаггиогранитоидами, тоналитами, плаггиогранитами, реже кварцевыми диоритами.

Гранитовая формация представлена рядом массивов изометричной или удлинённой формы, находящихся среди пород фундамента, но в непосредственной близости к зеленокаменным структурам и в ряде случаев имеющих с ними активные контакты. Это преимущественно среднезернистые неяснопорфировидные биотитовые граниты с характерным зональным строением тел, подчеркивающимся уменьшением зернистости пород к приконтактовым зонам.

Аплито-пегматоидная формация представлена телами преимущественно жильной формы, располагающимися среди гранитоидных и суперкрупных образований фундамента зеленокаменных структур. Особенно большая концентрация их наблюдается в бассейне р. Базавлук, где они составляют до 40—50 % общего объема породных ассоциаций; местами их содержание достигает 70—80 %.

Для других блоков Украинского щита характерна сходная со Средним Приднестровьем последовательность формирования разных типов гранитоидных формаций, отличия заключаются в масштабах проявлений того или иного типа. В Росинско-Тикичском районе, где развиты метаморфизованные в амфиболитовой фации супракрупные образования росинско-тикичской серии и претерпевшие изофациальный с ними диафорез образования гранулитового комплекса [2], широко распространены унаследовавшие их состав плутоно-метаморфические формации — собитовая [5], кристаллосланцево-диоритовая, гнейсо-гранодиоритовая, гнейсо-лейкогранитовая [2]. Относительно более поздней является уманская порфировидногранитовая формация [6], характеризующаяся резким отличием состава от вмещающих ее образований.

В пределах Кировоградского и Северо-Западного блоков, где широко распространены зонально метаморфизованные нижнепротерозойские терригенно-карбонатные комплексы, преобладают гранитоидные формации, образующие обычно четко индивидуализированные разрозненные тела, не обнаруживающие ощутимых признаков унаследования состава вмещающих пород. Но и здесь

установлены выступы фундамента с супракрустальными образованиями амфиболитовых комплексов и близких к ним по валовому химическому составу гранитоидных формаций. Примером могут служить образования аульской серии и сопровождающая их гнейсо-гранит-плагиигранитовая формация Ингулецкой глыбы Кировоградского блока.

Таким образом, в нижнем докембрии Украинского щита отчетливо устанавливается группа автохтонных гранитоидных формаций, парагенетически связанных с определенными по составу супракрустальными формациями и группа формаций, не обнаруживающих такой связи. Первые повсеместно являются более древними и пользуются широким площадным распространением. Различия в характере взаимосвязи с вмещающими образованиями и в масштабе проявления этих групп гранитоидов предопределены различиями условий (режимов) гранитообразования, причем ведущее значение, вероятно, имела температура. Образование ранних формаций происходило, по-видимому, в условиях более или менее однородного теплового поля в пределах значительной части земной коры и довольно равномерно распределенных местных очагов генерации тепла, которыми могли быть радиоактивные элементы. Вероятно, лишь в таких условиях возможно превращение больших объемов супракрустальных пород разного состава в гранитоидные образования, без существенного перемещения гранитофильных компонентов.

Второй тип условий раннедокембрийского гранитообразования, по-видимому, связан с поступлением тепла из верхней мантии. Возникшее в связи с этим неоднородное (неравномерное) тепловое поле обусловило дифференцированную мобилизацию гранитофильных компонентов и перемещение их в верхние горизонты земной коры (например, по типу зонной плавки А. П. Виноградова); наряду с этим создавались условия для плавления предварительно несколько обедненных мобильными компонентами нижних уровней коры.

## Л и т е р а т у р а

1. Берзенин Б. З. К стратиграфии архейских образований Среднего Приднепровья. — В кн.: Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита. Киев, 1983, с. 68—71.
2. Кирилюк В. П. Стратиграфия докембрия западной части Украинского щита (на формационной основе). Статья 2: Формации позднего архея и сводная стратиграфическая схема. — Геол. журн., 1982, № 4, с. 30—41.
3. Лазыко Е. М., Кирилюк В. П., Лашманов В. И. и др. Эозойские комплексы СССР. — В кн.: Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия. М., 1976, с. 218—228. (МГК, XXV сессия. Докл. сов. геологов).
4. Лазыко Е. М., Кирилюк В. П., Сиворонов А. А., Яценко Г. М. Нижний докембрий западной части Украинского щита: (возрастные комплексы и формации). Львов, 1975. 239 с.
5. Лысак А. М., Пашенко В. Г. Событовая формация западной части Украинского щита: (объем и внутреннее строение). — В кн.: Вопросы теории и практики формационных исследований нижнего докембрия. Львов, 1982, с. 92—104.
6. Лысак А. М. Формации плутоно-метаморфических ассоциаций и прин-

цпы их выделения. — В кн.: *Метаморфические формации: принципы выделения и классификации*. Новосибирск, 1981, с. 36—42.

7. Щербак Н. П., Злобенко В. Г., Жуков Г. В. и др. Каталог изотопных дат пород Украинского щита. Киев, 1978. 224 с.

*С. В. Богданова, Т. А. Лапинская, Л. П. Попова,  
А. В. Постников*

### ЭВОЛЮЦИЯ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА

В истории формирования континентальной коры Волго-Уральского сегмента выделяется несколько этапов, каждый из которых отличается спецификой эндогенных проявлений и своим вкладом в создание современной структуры коры.

Ранний архейский этап запечатлен в особенностях состава нижней в разрезе архея отрадненской серии, распространенной повсеместно в пределах региона и перекрывающейся вулканогенно-осадочной большечеремшанской серией архея. Она слагает отдельные крупные блоки, разобщенные большечеремшанской серией, или ядра антиклинорных структур внутри последней. Основу отрадненской серии составляют породы нурлатского комплекса, представленного чередованием гиперстеновых плагиогнейсов эндербито-гнейсов и основных кристаллических сланцев. Последние слагают не более 20 % разреза комплекса. По геохимической характеристике нурлатский комплекс соответствует известково-щелочным магматическим сериям.

Широкое распространение комплекса, его структурная самостоятельность позволяют предполагать существование до образования архейских осадочно-вулканогенных толщ ранней сиалической протокры дацит-андезитового состава. Выплавление больших масс известково-щелочных магм было следствием особого эндогенного режима, по-видимому, не повторившегося впоследствии в таких масштабах.

Сейчас трудно оценить мощность наиболее ранней оболочки земной коры Волго-Уральского региона, но можно ожидать, что она не была одинаковой. Эта первичная неоднородность могла быть одним из определяющих факторов различий в эндогенном режиме на протяжении всей последующей истории формирования коры.

Достаточно надежно документирован следующий архейский этап, сопровождавшийся деструкцией и магматогенной переработкой ранней сиалической протокры. Местами эти процессы имели площадной характер и сопровождались выплавлением умеренно- и высокожелезистых толеитовых магм. В отдельных участках породы основного состава — метагабброиды екатериновского комплекса — занимают до 40 % площади, изменяя состав ранней сиалической коры до среднего состава «базальтового» слоя.

Комогматичные им метавулканыты — основные кристаллические сланцы — достаточно широко развиты в нижних частях разреза вулканогенно-осадочной большечеремшанской серии.

Этап деструкции сменяется площадным накоплением мощных толщ ритмичнослоистых осадков большечеремшанской серии в обширных бассейнах седиментации, что явилось одним из важнейших факторов роста континентальной коры.

В участках, разделяющих сформировавшиеся бассейны, приращение коры происходило лишь за счет внедрения тоналитовых магм и роста тоналитовых куполов (свияжский комплекс) в связи с формированием типичного для зеленокаменных поясов коматитового разреза привяцкого комплекса и ультрабазитов чубовского комплекса.

Конец архея (2.8—2.6 млрд. лет) был кульминационным по интенсивности эндогенных процессов корообразования — метаморфизма, складчатости, гранитизации. Процессы архейского метаморфизма и складчатости происходили в течение двух этапов, разделенных внедрением в шовные зоны габбро-норит-анортозитового туймазинского комплекса.

Ранний этап характеризуется повсеместным проявлением однородного гранулитового высокоградиентного метаморфизма, наложившегося на все ранее образованные комплексы. Широко проявленные в этот этап процессы ультраметабазитового гранитообразования привели к формированию значительных масс гранитоидов, состав которых тесно связан с составом субстрата, по которому они образованы. Эндербитовый колыванский комплекс ассоциирует с отрадненской серией. Рахмановский комплекс гранитоидов, содержащих гранат, кордиерит и силлиманит — с большечеремшанской.

Второй этап метаморфизма, также гранулитового, но более неоднородного, протекал при более низкоградиентном режиме. Вторичная переработка архейского субстрата выражена в процессах гранулитизации (пластического течения), обусловивших характерные «карандашные» текстуры и собственно гранулитовые структуры пород. Этот этап был главным в оформлении линейно-складчатой структуры архея, выраженной в современной структуре фундамента в чередовании узких полос отрадненской и большечеремшанской серий шириной до 10 км при протяженности до 100 км и более.

Рассмотренные особенности характерны для областей распространения большечеремшанской вулканогенно-осадочной серии, значительная мощность которой и тектоническое сгущивание архейских серий обусловили появление к раннему протерозою «архейских массивов» — участков повышенной мощности архейской коры. В разделяющих линейных зонах процессы метаморфизма проходили преимущественно в относительно более низкотемпературном и низкоградиентном режиме.

Начало раннего протерозоя отмечено дальнейшей структурной и вещественной дифференциацией коры. «Архейские массивы»

стали областями формирования крупных термально-купольных кольцевых структур. Их становление начиналось с заложения системы кольцевых и радиальных разломов, секущих и частично наследующих структурные элементы архейской коры. Зоны разломов контролировали наиболее интенсивные проявления эндогенной активности. Вдоль радиальных зон разломов закладывались троговые структуры, к которым было приурочено накопление толщ вулканитов андезит-базальтового состава повышенной щелочности, ассоциирующих с граувакками и карбонатсодержащими осадками (сармановская серия).

Режим метаморфизма и гранитообразования в процессе роста куполов неоднократно менялся. Начало диафторической переработки архейского субстрата связано с локальными проявлениями умеренноградиентного метаморфизма фации альмандиновых амфиболитов. На следующем этапе в условиях высокоградиентного зонального метаморфизма от фации куммингтонитовых амфиболитов до эпидот-амфиболитовой одновременно с прогрессивным метаморфизмом сармановской вулканогенно-осадочной серии происходил интенсивный диафторез архейского субстрата. Он сопровождался мощным гранитообразованием плагиогранитной и сменившей ее позднее гранитной формаций бакалинского комплекса. Эти процессы были локализованы в кольцевой и радиальных зонах.

По мере роста купольных форм в этот период в их периферических частях закладывались обширные прогибы, заполнявшиеся песчанико-сланцевыми флишоидными толщами воронцовской серии, унийской толщи, подвергшимися на заключительном этапе раннепротерозойского цикла зональному, высокоградиентному метаморфизму от амфиболитовой до низких ступеней зеленосланцевой фации. Метаморфизм сопровождался и был связан с внедрением интрузий гранитоидов калиевого ряда.

В линейных зонах процессы переработки архейского субстрата подчинены локально неоднородной полифациальной метаморфической зональности в целом сниженного температурного режима. Раннепротерозойские структуры, с которыми связаны процессы диафтореза, повторной ультраметаморфической переработки и бластокатаклаза, во многом наследуют элементы архейского структурного плана.

Таким образом, земная кора Волго-Уральского сегмента весьма неоднородна по составу. Различны ход эволюции и роль эндогенных процессов при формировании основных ее структурных элементов.

В пределах купольных структур или «массивов» большую роль наряду с эндогенными играли экзогенные процессы седиментогенеза. Направленность формирования коры была в целом конструктивной. Нарращивание ее шло в основном за счет повторного фракционирования (экзогенного и эндогенного) ранее созданных оболочек при подчиненной роли привноса подкорового вещества, особенно на заключительных этапах. Отмечаются poste-

печное снижение интенсивности глубинных источников эндогенной активности и их перемещение в более высокие горизонты земной коры.

В линейных зонах, имеющих многие черты сходства с гранито-зеленокаменными областями древних платформ, корообразование было всегда связано с эндогенными процессами, деструкцией ранней архейской сиалической коры, латеральным ее приращением и переработкой. Процесс созидания континентальной коры был завершен к рубежу 1.9—1.8 млрд. лет. Последующая ее частичная деструкция, сопровождавшаяся трапповым магматизмом и заложением авлакогенов, отвечает уже платформенному этапу развития восточной части Русской плиты.

*В. И. Кицул, В. Л. Дук*

### ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ ФОРМИРОВАНИЯ И ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ РАННЕДОКЕМБРИЙСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ ВИТИМО-АЛДАНСКОГО ШИТА

В статье приводятся результаты исследований, выполненных при составлении карты раннего докембрия Южной Якутии. В основу построения карты положены данные детального геологоструктурного и структурно-метаморфического картирования опорных участков. В составлении карты и картировании опорных участков принимали участие сотрудники ИГ ЯФ СО АН СССР и ИГГД АН СССР.

Раннедокембрийские образования Алданского щита формировались в течение пяти циклов (эпох) эндогенной активности, проявлявшихся начиная с архея и до нижнего протерозоя включительно. Различаются три крупных этапа (мегацикла): алданский, становой и тасмиелинско-удоканский, отражающие качественные изменения в геологической эволюции раннедокембрийской литосферы Витимо-Алданского щита.

**Алданский этап (I—II циклы).** Предыстория его здесь не рассматривается. Начало геологической истории устанавливается с момента переотложения в авулканической тектонической обстановке высокозрелых и глубокодифференцированных осадочных отложений — продуктов глубокого химического выветривания пород гранитоидного состава, представленных различными ассоциациями метаморфических пород курумканской толщи (верхнеалданская свита), характерными и преобладающими членами которой являются кварциты и высокоглиноземистые гнейсы. Накопление отложений курумканской толщи имело место только в центральной части Алданского массива, площадь распространения которой выделяется нами в качестве Центрально-Алданской структурно-фациальной зоны (рис. 1).

Одновременно с отложением курумканской толщи в Олёкминско-Южно-Алданской зоне происходило накопление зверевской

и курультинской толщ. Для курультинской толщи характерны различные ассоциации гранат-биотитовых, гранат-гиперстеновых плагиогнейсов, двупироксеновых и двупироксен-амфиболовых плагиогнейсов, иногда присутствуют линзы магнетитсодержащих кварцитов, основных кристаллических сланцев, являющихся метаморфическими аналогами граувакков, частью глинистых гидрослюдистых и монтмориллонит-гидрослюдистых глин, толеитовых базальтов. Гранатсодержащие двупироксеновые плагиогнейсы соответствуют андезито-базальтам, тяготея по содержанию  $Al_2O_3$  к субщелочным базальтам. Встречаются тела ультраосновных сланцев, соответствующие пироксенитам и пироксеновым комагнитам.

Для зверевской толщи находки железистых кварцитов не характерны. В ассоциации аналогичной курультинской толщ распространены известково-силикатные породы. Большая часть толщ (около 70 % площади) сложена двупироксеновыми и двупироксен-амфиболовыми, иногда с гранатом плагиогнейсами и сланцами нередко интрузивного облика, соответствующими дифференцированной андезито-базальтовой серии. Редко встречаются кристаллические сланцы, отвечающие по составу оливиновым толеитовым базальтам и пикрито-базальтам. Единичны находки карбонатных пород и аналогов граувакк. Гиперстеновые плагиогнейсы здесь образуют единый ряд с породами андезито-базальтовой серии.

Последовавшая вскоре активизация тектонических движений привела к возникновению новых подвижных зон (структурно-фациальные зоны второй возрастной группы) северо-западного простирания: Западно-Алданской, Иджеко-Сутамской и Восточно-Алданской, обрамлявших с запада и востока более раннюю Центральную-Алданскую зону, перешедшую с этого момента в активизированное состояние (рис. 1).

В пределах Западно-Алданской зоны накапливались вулканогенно-карбонатно-терригенные отложения с участием железистых кварцитов (чугунская толща), где вулканы представлены толеитовыми и субщелочными базальтами, а терри-

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

1—4 — сегменты земной коры и структурно-фациальные зоны (1—V): 1 — Центрально-Алданский, возникший на месте Центрально-Алданской (а) и Иджеко-Сутамской (б) структурно-фациальных зон, 2 — Олёкминско-Южно-Алданский, 3 — Западно-Алданский, 4 — Восточно-Алданский; 5 — толща Восточно-Алданского сегмента в аллохтонном залежании; 6 — Иджеко-Нуямская зона; 7—11 — гравиты: структурно-фациальных зон (7), сегментов (8) и блоков (9), 10 — распространения кварцитов в Центрально-Алданской структурно-фациальной зоне (восточная граница), 11 — курультинской и зверевской толщ; 12—16 — интрузивные породы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации; 12 — гилерзиты, 13 — лейкосланцы, анортзитоподобные, 14 — мелкие (а) и крупные (б) тела ортосланцев, 15 — дифференцированный комплекс габбро, микрогаббро, габбро-диоритов и диоритов, 16 — гиперстеновые метадiorиты, 17 — осевые поверхности главных алданских син- и антиформных складок (а), синклизиориев и антиклизиориев (б). Блоки: О — Одомокитский, К — Курультинский, З — Зверевский, Т — Тантракский, Н — Нимырский, М — Мелемкенский, С-И — Сеймскоиджекский, С — Сутамский, В-А — Восточно-Алданский.



генные отложения характеризуются повышенной карбонатностью (рис. 2).

В Иджеко-Сутамской структурно-фациальной зоне шло накопление терригенных, преимущественно граувакковых и глинистых отложений, в меньшей мере — кварцитов, в том числе железистых, и карбонатных пород, а также вулканитов, представленных толеитовыми базальтами и их туфами и туффитами, пикрито-базальтами и пикритами (рис. 2), превращенных в процессе метаморфизма в гранат-биотитовые и гранат-гиперстеновые гнейсы и плагиогнейсы, высокоглиноземистые гнейсы, гранулиты, кварциты, известково-силикатные сланцы и основные кристаллические сланцы и плагиогнейсы (сеймская толща).

В Восточно-Алданской структурно-фациальной зоне накапливались преимущественно граувакки (гранат-биотитовые  $\pm$  силлиманит)-плагиогнейсы при подчиненной роли карбонатных пород и кварцитов, имел место и незначительный по масштабу толеитовый магматизм.

В активизированной Центрально-Алданской структурно-фациальной области в это время были образованы толеитовые базальты континентального типа, которые являются более поздними по отношению к осадконакоплению и как бы вложены в разрез курумканской толщи [22], нередко пересекая ее границы.

К началу поздней стадии развития новых подвижных зон и отложения толщ верхнего комплекса алданского мегакомплекса толщи нижнего комплекса последнего были деформированы, а возможно, и метаморфизированы в результате проявления I иенгского или дофедоровского цикла [12]. Именно эта фаза складчатости была принята нами за границу между I и II тектономагматическими циклами.

На поздней стадии развития в Восточно-Алданской структурно-фациальной зоне формировались ритмичнослоистые толщи с более высоким, чем в толщах ранней стадии, содержанием карбонатных пород (иджекская и кюриканская толщи). Терригенные отложения в них преимущественно грауваккового состава с повышенной карбонатностью, а вулканиты — субщелочные и переходные к известково-щелочным, высокоглиноземистые базальты и андезито-базальты. В иджекской толще иногда присутствуют толеиты (рис. 2). Однако образованная в это же время федоровская толща, находящаяся в пределах Центрально-Алданской области, возможно в аллохтонном залегании, отличается от двух предыдущих толщ практически полным отсутствием аналогов терригенных отложений и своим преимущественно вулканогенным составом. Вулканиты в ней представлены субщелочными редко нормальными базальтами, андезито-базальтами (рис. 2), редко дацитами [6].

Неоднородность формационного состава алданского мегакомплекса как по латерали, так и по вертикали (разрезу) несомненно свидетельствует о накоплении его в условиях дифференцированного тектонического режима, а также направленной его эволюции — смена толеитового базальтового вулканизма субщелочным

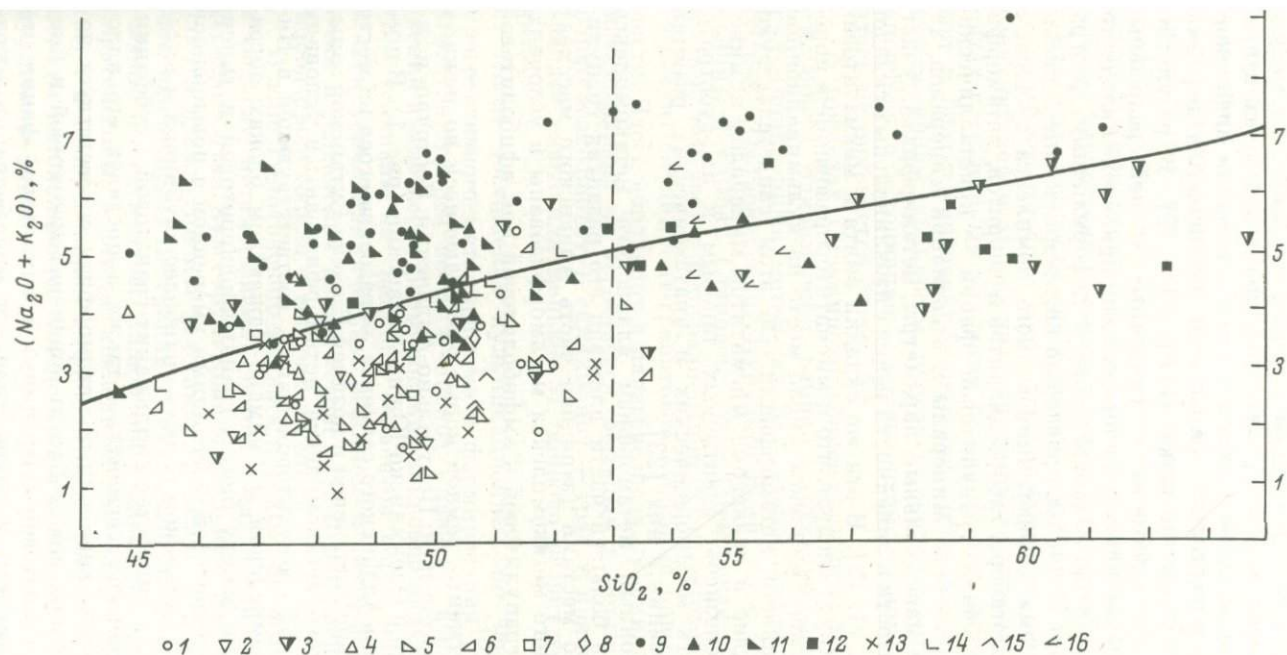


Рис. 2. Распределение составов основных кристаллических сланцев и плаггиогнейсов — предлагаемых аналогов основных и средних вулканитов на диаграмме: щелочи — кремнезем.

Толщи: 1 — курумканская толща, 2—3 — толща Зверева, 4 — курультинская толща, 5 — сеймская толща, 6 — холбоховская толща, 7 — амедичинская толща, 8 — чугинская толща, 9 — федоровская толща, 10 — кюриканская толща, 11 — иджекская толща, 12 — станова́я серия, 13 — тунгурчинская серия, 14 — чульманская серия, 15 — субганская серия, 16 — ярогинская серия. Сплошная линия — граница между нормальными и субщелочными вулканитами, а штриховая — между их основными и средними составами. Границы даны в соответствии с работой: Классификация и номенклатура магматических пород (Л, 1981).

базальтовым и андезито-базальтовым вулканизмом на поздних стадиях развития структурно-фациальных зон.

Кульминационные условия метаморфизма были достигнуты после накопления толщ в структурно-фациальных зонах второй возрастной группы. Одновременно с этим все толщи алданского мегакомплекса подвергались совместным интенсивным деформациям — изоклиналильные складки II  $F_{1-3}$  [1, 12]. В результате изоклинальной складчатости и связанных с ней разрывных нарушений строение метаморфических толщ приобрело складчаточешуйчатый характер. Одновременно с деформациями, разграничивающими I и II циклы, произошло внедрение в зоне Иджеко-Нуямского разлома дифференцированного комплекса субщелочных габбро, лейкогаббро, габбро-диоритов и диоритов, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, — кристаллические сланцы и плаггиогнейсы. Минералы и ассоциации минералов, характеризующие максимальные параметры метаморфизма, участвуют в сланцеватости и линейности ранних изоклиналильных складок II цикла [1, 10, 11, 12]. В эти же складки смята и мигматитовая полосчатость, откуда следует, что и мигматитообразование в породах алданского мегакомплекса имело место на кульминационном этапе прогрессивного метаморфизма. Об этом свидетельствуют также присутствие в лейкосоме мигматитов минералов и минеральных парагенезисов, идентичных таковым в их субстрате, и сопряженность метаморфических и анатектических реакций минералообразования в них [23].

Кульминационный метаморфизм алданского мегакомплекса соответствует на большей части площади его развития гранулитовой фации, но местами (западная часть Алданского массива) породы алданского мегакомплекса метаморфизованы в условиях переходных от гранулитовой к амфиболитовой или афиболитовой фаций [7, 14, 15].

Возникли сегменты земной коры, различающиеся по режиму глубинного петрогенезиса: Центральнo-Алданский, Восточно- и Западно-Алданский и Олёмкинско-Южно-Алданский (рис. 1). В пределах Центральнo-Алданского сегмента, образовавшегося на месте ранней Центральнo-Алданской и поздней Иджеко-Сутамской зоны, породы алданского мегакомплекса метаморфизованы в условиях высокоградной гранулитовой фации, соответствующей в Нимырском, Мелемкенском и Сеймско-Иджекском блоках пограничным условиям между биотит-гранат-кордиеритовой и гиперстен-гранат-кордиеритовой субфациями умеренной и повышенной глубинности, а в Сутамском блоке — наиболее глубинной и высокотемпературной гиперстен-силлиманит-гранатовой субфации. В Восточно-Алданском сегменте, а также в пределах его аллохтона (рис. 1) кульминационный метаморфизм соответствует пограничным условиям между биотит-кордиерит-гранатовой и биотит-силлиманит-гранатовой субфациями гранулитовой фации повышенной глубинности и осуществляется при более низкоградном, чем в Центральнo-Алданском сегменте, режиме, судя

по появлению здесь граната в метабазитах и отсутствию парагенезиса гиперстена с кордиеритом.

В пределах Западно-Алданского сегмента метаморфизм пород алданского мегакомплекса неоднородный. В восточной части сегмента (амедичинская толща) 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, отвечающим в метапелитах пограничным условиям между биотит-силлиманит-гранатовой и биотит-кордиерит-гранатовой субфациями умеренной или пониженной глубинности, поскольку железистость граната, находящегося в ассоциации с кордиеритом и (или) силлиманитом, здесь не опускается ниже 75.

В пределах Олёкминско-Южноалданского сегмента, соответствующего одноименной ранней структурно-фациальной зоне, кульминационный метаморфизм, устанавливаемый в отдельных блоках (Оломокинский, Курультинский, блок Зверева, Тангракский) и глыбах Становой зоны (Иенгская, Холодниканская и др.), отвечает низкоградиентной гранулитовой фации, точнее ее биотит-силлиманит-гранатовой субфации повышенной глубинности. Здесь кордиерит в парагенезисах кульминационного этапа метаморфизма не встречается, обычным в метапелитах является парагенезис биотит + силлиманит + гранат, причем железистость граната равна или меньше 57, широко развит гранат в метабазитах.

После достижения кульминационных по давлению условий прогрессивного метаморфизма и формирования ранних мигматитов, т. е. скорее всего в период инверсии вертикальных движений имело место формирование покровно-надвиговых структур. Они возникли на границах сегментов коры, наиболее отличавшихся термодинамическим режимом метаморфизма — Тимптонский и Алданский надвиги (рис. 1). Перемещение масс горных пород происходило с востока на запад.

В зоне Тимптонского надвиги породы, аналогичные по составу и режиму метаморфизма Восточно-Алданской зоне, перекрыли Иджеко-Сутамскую структурно-фациальную зону и сейчас наблюдаются в аллохтонном залегании, в районе устья р. Иджек (иджекская толща). На границе Центрально-Алданского и Западно-Алданского сегментов (Алданский надвиг) выдвинуты глубинные парагенезисы, а внутри последнего совмещены породы гранулитовой и прогрессивной амфиболитовой фаций. В зонах надвигов породы интенсивно расщеплены в условиях регрессивной гранулитовой фации.

Затем последовало образование главных алданских складчатых структур — линейных на границе сегментов и изометричных (овальных-куполовидных) внутри сегментов (этап II D<sub>4</sub>). На

границе Центрально-Алданского и Восточно-Алданского сегментов образовалась система линейных складок, охватившая всю Иджеко-Сутамскую структурно-фациальную зону и прилегающую к ней часть Восточно-Алданской зоны [10, 11, 15].

Примером овалных-куполовидных структур является Нижне-Тимптонская структура [8, 17, 20]. Автономному развитию куполовидной структуры предшествовало не менее двух систем линейных складок, которые к началу формирования структуры имели одинаковую первоначальную ориентировку шарниров (северо-западную и северо-восточную) в различных ее частях. Их осевые поверхности к началу формирования купола были приведены в статистически горизонтальное положение [12]. Воздымание участков земной коры в период формирования главных алданских структур сопровождалось падением литостатического давления, что при сохранении высоких температур должно было способствовать генерации гранитных расплавов и их последующей кристаллизации с образованием реоморфических гранитоидов.

К концу алданского этапа развития возникла сложноскладчатая чешуйчато-надвиговая структура алданид, спаявшая разнородные по формационному составу и термодинамическому режиму сегменты земной коры, различающиеся глубиной эрозионного среза. Кратонизация алданид представлена в завершающих II цикл структурах (II D<sub>6</sub>) — зоны вторичного расщепления с перекристаллизацией в условиях регрессивной гранулитовой фации.

**Становой этап (III—IV циклы).** В результате раннестановой активизации (III цикл) на месте Олёкминско-Южно-Алданского сегмента, исключая блок Зверева, возник Олёкмо-Становой подвижный пояс, а на месте Центрально- и Восточно-Алданского сегментов образовалась более консолидированная структура — Алданский мегаблок. Между двумя этими разнородными структурами, на месте Западно-Алданского сегмента и блока Зверева, возникла промежуточная по тектоническому режиму Приолёкмо-Пристановая зона (рис. 3).

Заложение подвижного пояса сопровождалось внедрением в Приолёкмо-Пристановой зоне специфических интрузивно-магматических комплексов, отражающих смену стабильных тектонических режимов активизированными. Именно в это время были образованы расслоенные дифференцированные массивы, сложенные метаморфизованными в амфиболитовой фации пироксенидами, горнблендитами, субщелочными габбро, габбро-диоритами и гранодиоритами с преобладанием основных пород (участок Надвиговой),<sup>1</sup> а также массивы метаморфизованных в амфиболитовой фации монцититов, субщелочных лейкогранитов и щелочных сиенитов типа Кабактанского.

<sup>1</sup> Эта интрузия детально изучалась В. Д. Габышевым и Г. А. Габышевой, установившими ее расслоенный характер. Петрохимическое изучение проводилось И. В. Булдаковым.

Граница подвижного пояса, как и в более ранних тектонических схемах, проведена по распространению парагенезисов фации альмандин-диопсидовых амфиболитов. Реакции дезклогитизации в основных сланцах (гранат → гиперстен + плагиоклаз), завершающие в Олёкминско-Южно-Алданском сегменте алданский этап развития, сменяются реакциями дистенизации в силлиманитсодержащих гнейсах алданского мегакомплекса и реакциями эклогитизации в основных сланцах. Последние являются наиболее ранними метаморфическими преобразованиями в основных породах III цикла — мелкие тела габбро, габбро-диоритов, габбро-норитов и в щелочных сиенитах Кабактанского массива.

Началу станового этапа соответствует заложение Южно-Алданского разлома, внедрение каларских анортозитов и серий дайкообразных тел основных и ультраосновных пород состава базальтовых и перидотитовых коматитов, образующих правые кулисообразные ряды. Раннестановые дайки базитов и гипербазитов преобразованы в результате метаморфизма в Сутамском блоке и в блоке Зверева в двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы, а в Олёкмо-Становом поясе — в диопсид-альмандиновые амфиболиты. В III цикле происходило накопление осадочно-вулканогенных толщ — становой серии в Становой зоне.

Становая серия в верховье р. Чульман [9] представлена толщей монотонно чередующихся биотитовых, биотит-амфиболовых и амфибол-биотитовых, иногда с клинопироксеном и гранатом, лейко- и мезократовых плагиогнейсов, реже сланцев, отвечающих по химическому составу умеренно- и высокоглиноземистым субщелочным базальтам и андезитобазальтам (рис. 2). В верховье р. Алгома в составе толщи распространены гранат-биотитовые, иногда с дистеном, плагиогнейсы [1].

Возможно, к этому же времени относится накопление толщ тунгурчинской серии, распространенных в пределах Олёкминской ветви Олёкмо-Становой подвижной зоны, где они локализованы в тектонических клиньях, возникших в позднестановое время (IV цикл). Эти клинья группируются в отдельные полосы — западную шириной до 10 км и восточную шириной до 5 км (рис. 3). Судя по присутствию отдельных мелких выходов пород этой серии и за пределами этих полос, можно предполагать более широкое распространение отложений тунгурчинской серии, чем это наблюдается в настоящее время.

Разрезы тунгурчинской серии в разных клиньях неодинаковы. Наиболее мощный разрез ее вскрывается в Сырылырском клине, где, по данным Л. М. Богомоловой и В. Ф. Тимофеева, он имеет трехчленное строение. Нижняя часть разреза представлена чередующимися карбонатными и известково-силикатными породами, средняя — карбонатными, известково-силикатными породами с редкими слюдястыми, иногда углеродистыми сланцами, кварцито- и микрогнейсами, верхняя — двуслюдяными сланцами с гранатом, ставролитом и редкими линзами амфиболсодержащих сланцев. Общая мощность разреза около 1000 м. В других тектонических клиньях встречаются ассоциации пород, сходные или

с верхней (Ботолкойский клин) или со средней (Ботолкойский, Тунгурчаканский клинья) частями разреза Сырылырского клина. В Яелахском клине тунгурчинская серия сложена глиноземистыми гнейсами, известково-силикатными породами, амфиболовыми сланцами, железистыми и безрудными кварцитами. Ассоциация основных сланцев, железистых и безрудных кварцитов, кварцитов с гранатом и куммингтонитом встречается в средней части разрезом Сырылырского и Ботолкойского клиньев. Содержащие железистые кварциты части разреза обычно относятся к борсалинской серии.

По данным петрохимических исследований, амфиболовые мелкозернистые сланцы соответствуют низко- и умеренноглиноземистым нормальным базальтам, а мономинеральные амфиболовые сланцы — цикрито-базальтам и пироксенитам, иногда встречаются аналоги серпентинитов. Основные сланцы тунгурчинской серии частью представляют собой метаморфизованные вулканиты, а часть — интрузии.

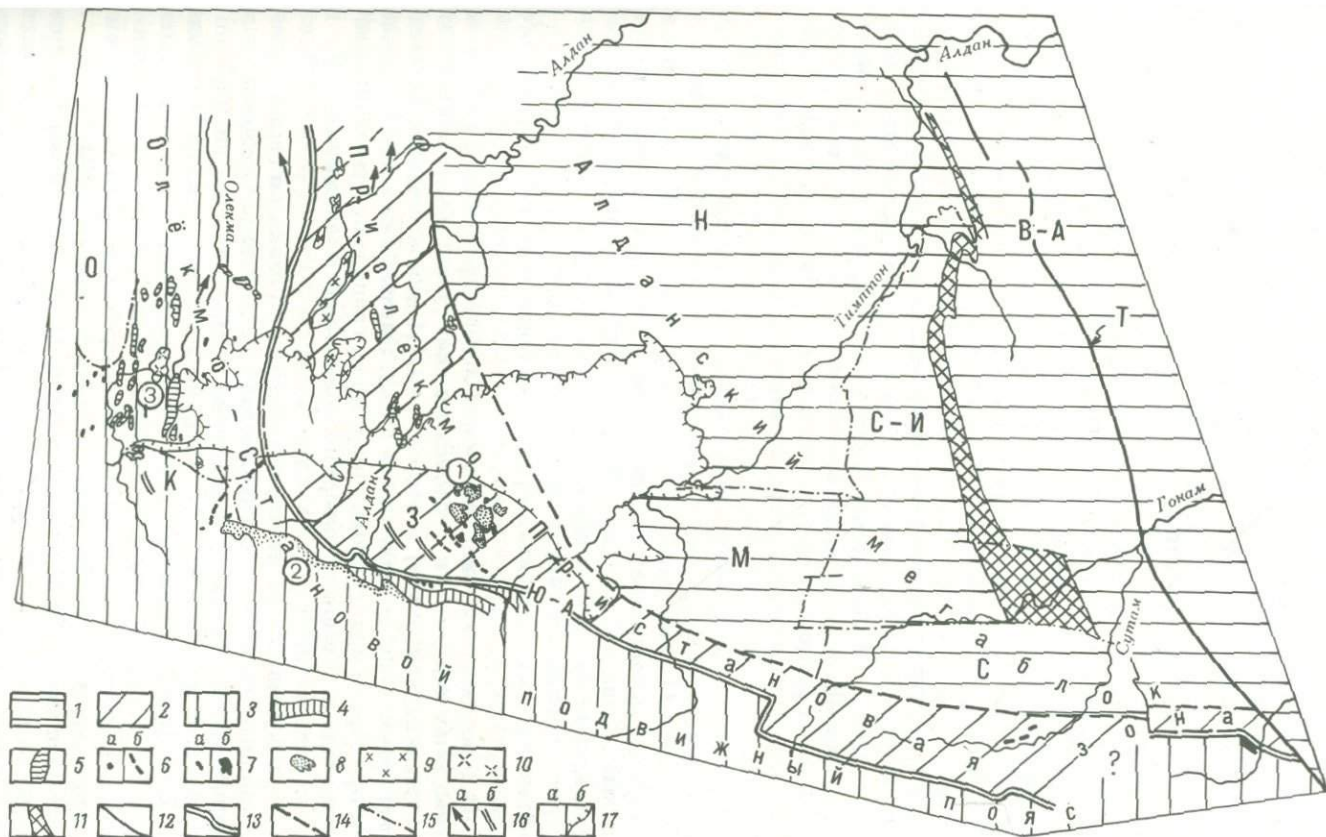
На основании структурных исследований А. Л. Харитонова к этому же возрастному уровню можно отнести толщу Олондинской структуры — преимущественно вулканиты основного состава, среди которых присутствуют коматииты (Олондинский зеленокаменный пояс). Возраст вулканитов среднего состава определен Е. В. Бибиковой по цирконам U-Pb изохронным методом — 2900 млн. лет (коллекция Г. М. Друговой).

Булгуняхтахская серия, выделенная из состава верхнеалданской свиты в последние годы (Березкин, Кулиш, 1976; Реутов, 1978, 1981), наблюдается в виде мелких (от первых десятков метров до  $10 \times 2$  км) изолированных выходов, сосредоточенных в тектонической зоне Реутова IV цикла (рис. 3).

В верхнем течении р. Алдан выходы булгуняхтахской серии представлены ассоциацией глиноземистых гнейсов, часто с силлиманитом и реликтами ставролита, биотитовых сланцев и редко гранат-роговообманковых сланцев; в районе устья р. Нэмэй (верхнее течение р. Алдан) — ассоциацией биотитовых сланцев, редко силлиманитсодержащих, местами с инъекционным мигматитовым материалом и силлиманит-биотитовых микрогнейсов. На правом берегу р. Ярогу наблюдаются две ассоциации, одна из которых представлена толщей кварцитов с прослоями глиноземистых

Рис. 3. Структурные зоны и эндогенные процессы раннеэоценового периода.

1 — Алданский мегаблок; 2 — Приолёкмо-Пристановая зона; 3 — Олёкмо-Стаиновой пояс; 4 — стаянская серия; 5 — тунгурчинская, булгуняхтахская и балаганяхтахская серии; 6—10 — интрузивные породы, метаморфизованные в гранулитовой или амфиболитовой фации: 6 — тела (а) и зоны даек (б) гипербазитов, 7 — мелкие тела (а) и массивы габбро-диоритов, габбро, габбро-диоритов и диоритов (б), в том числе участка Надвигово (1), 8 — массивы монзонитов, субщелочных лейкогранитов и сиенитов, в том числе Кабактанский массив (2), 9 — субщелочные граниты, 10 — Усть-Олдонгсинский массив (3) гранодиоритов и плагиогранитов; 11 — Иджико-Нуямская зона; 12 — Тыркандинская зона (Т); грацицы; 13 — Олёкмо-Стаиновой пояса, 14 — Приолёкмо-Пристанового пояса, 15 — блоков; 16 — шарниры (а) и осевые поверхности (б) главных складок III цикла; 17 — Чудьманская мезозойская впадина (а) и ее границы (б). Остальные обозначения те же, что и на рис. 1.



сланцев, а другая — чередованием кварцитов и роговообманковых сланцев с прослоями и линзами железистых кварцитов, известково-силикатных и карбонатных пород. По петрохимическим данным гранат-биотитовые сланцы и микрогнейсы по соотношению щелочей (преобладание  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$ ) и высокому содержанию окислов железа, магния и кальция близки к парагнейсам тунгурчинской серии, а основные сланцы соответствуют толеитовым базальтам (рис. 2).

Балаганахская толща в виде редких отдельных выходов приурочена к Алдано-Килиерской зоне IV цикла (рис. 3, схема II). Наиболее крупный выход балаганахской толщи, размером  $7 \times 2$  км, находится в нижнем течении р. Чуги, в районе устья р. Балаганах, где он давно был выделен из состава верхнеалданской свиты [16]. Здесь выходят мелкозернистые амфиболовые сланцы с прослоями клинопироксен-амфиболовых сланцев. Несколько более мелких выходов пород балаганахской толщи встречается на р. Амедици, в ее нижнем течении, и на правобережье р. Алдан, где она раньше выделялась Л. М. Минкиным в качестве сагарской толщи нижнего протерозоя. В этих выходах в составе толщи наряду с мелкозернистыми амфиболовыми сланцами, содержащими иногда гранат, присутствуют гранат-биотитовые микрогнейсы, местами с силлиманитом.

В породах алданского мегакомплекса раннестановая складчатость наиболее интенсивно проявлена в блоках, находящихся в пределах Олёкмо-Станового подвижного пояса. В Приолёкмо-Пристановой зоне активизации наложенная складчатость III цикла ориентирована параллельно Олёкмо-Становому поясу (блок Зверева, южная часть Сутамского блока, верховье р. Алгомы). В качестве главных структур здесь выступают складки III  $F_3$  — сжатые прямые, постепенно раскрывающиеся в глубь Алданского мегаблока [1, 9, 10].

В породах тунгурчинской серии бассейна р. Олёкмы [5] и в ее возрастных аналогах в Приолёкминской зоне (булгуняхтахская и балаганахская серии) к структурам III цикла, видимо, принадлежат ранние изоклиналильные складки. Смятые в складки IV цикла они приобрели ориентировку шарниров, совпадающую с направлением падения осевых поверхностей главных складок IV  $F_2$  и плоскостных текстур на их крыльях.

Прогрессивный метаморфизм отложений становой серии и раннестановых магматических образований в пределах Становой зоны соответствовал фации альмандиновых амфиболитов или дистеновых гнейсов и во времени коррелируется с деформациями III цикла [1, 4, 9]. В тунгурчинской серии с группой ранних изоклиналильных складок коррелируются парагенезисы: кварц + мусковит, кварц + мусковит + дистен, кварц + ставролит + дистен, кварц + мусковит + биотит + ставролит + гранат [21].

В Приолёкмо-Пристановой зоне складчатая переработка происходила в западной части геоблока и в северо-восточной части хр. Зверева в условиях амфиболитовой фации, более высокоградийентной по сравнению со Становой зоной. В блоке Зверева и

в Сутамском блоке перекристаллизация осуществлялась в условиях высокоградиентной регрессивной гранулитовой фации.

В Олёкминской ветви пояса магматизм завершается формированием слабодифференцированных массивов гранодиоритов-плагиогранитов, а в Приолёкминской зоне — внедрением нормальных и субцелочных гранитов. Внедрение гранитов произошло после надвигания Алданского мегаблока по Олёкминскую зону. Располагаясь среди пород гранулитовой фации, граниты содержат ксенолиты типичных для Олёкминской зоны диоритов, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации. После завершения эндогенных процессов III цикла в образовавшемся Олёкмо-Алданском геоблоке наступил длительный период кратонизации.

В IV тектоно-магматическую эпоху режим подвижной области сохраняется только в Становой зоне. Относительно стабильной структурой является Олёкмо-Алданский геоблок. В его западной части выявлены многочисленные шовные зоны — зоны активизации — Темулякит-Тунгурчинская, Борсалино-Нелюкинская, зона Реутова, Алдано-Килиерская и Унгра-Дес-Мелемкенская (рис. 4). В дальнейшем в этих зонах сформировались чешуйчато-надвиговые структуры (перемещение с востока на запад), что сопровождалось тектоническим заклиниванием (бороздой размещенные клинья) толщ тунгурчинской серии и ее возрастных аналогов среди более высокометаморфизованных пород.

Началу позднестановой активизации соответствует внедрение в южном крае Алданского геоблока расслоенных дифференцированных интрузий габбро-диоритов и диоритов типа Бурпалинского массива (верховье р. Правой Унгры), а в Унгра-Лес-Мелемкенской зоне — многочисленных крупных массивов габбро-плагиогранитной серии и небольших тел ультраосновных пород. Основной магматизм, как и последовавший за ним гранитоидный магматизм, проявились главным образом в шовных зонах, являющихся зонами высокой проницаемости и расположенных частью на границах сегментов разноградиентного метаморфизма II цикла (характерен основной и гранитоидный магматизм), а частью являющихся новообразованными (характерен только гранитоидный магматизм).

В Становой зоне в IV цикле была сформирована чulyманская карбонатно-терригенно-вулканогенная серия (преимущественно толеитовые базальты, туффыты), внедрены дайки габбро-норитов и массивы субцелочных лейкогранитов (чulyманских).

Наиболее полно позднестановые деформации (IV цикл) проявились в Становой зоне, где складки этого цикла (IV  $F_2$ ) являются главными картируемыми складчатыми структурами [9]. Складки IV  $F_2$  здесь имеют почти строго широтное простирание и субвертикальное положение осевых поверхностей.

В Олёкмо-Алданском геоблоке интенсивная складчатость этого времени проявлена прерывисто. Здесь она приурочена к шовным зонам, которые после формирования надвигов развивались как зоны смятия. Совместными деформациями пород тунгурчинского возрастного уровня и диафоритов, бластомилонитов все наблюда-

мые в них плоскостные текстуры были приведены в статистически параллельное положение. Тектонические контакты и плоскостные текстуры оказались смяты в субмеридиональные, а в Унгра-Дес-Мелемкенской зоне — в северо-западные, субширотные прямые складки. За пределами шовных зон деформации IV цикла представлены системами открытых складок, существенным образом не изменившимися здесь более ранние складчатые структуры.

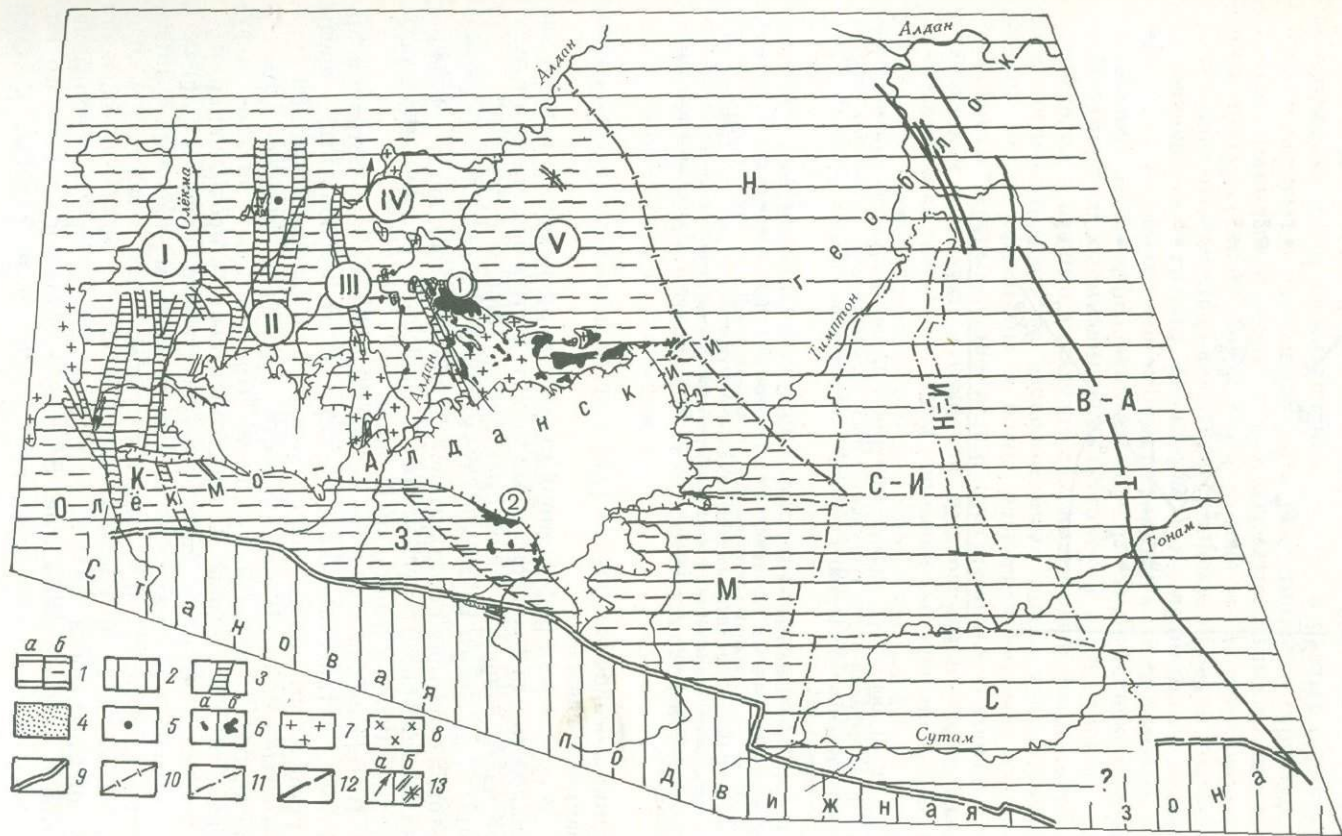
В конце станового этапа ранне- и (или) позднестановые супра-крупные толщи были неоднородно метаморфизированы в условиях кианит (силлиманит)-биотит-ставролитовой субфации ставролитовой фации (тунгурчинская серия в пределах Тунгурчинской, Ботолкойской и части Сырылырской структур), фации биотит-силлиманит-мусковитовых гнейсов (тунгурчинская серия в части Сырылырской и Ялахской структур, булгунихтахская и чульманская серии) и гранат-силлиманит-кордиерит-ортоклазовой субфации амфиболитовой фации (балаганахская толща). При этом метаморфизм тунгурчинской серии осуществлялся в режиме кианит-силлиманитовой фациальной серии, а метаморфизм булгунихтахской, чульманской и балаганахской серий — в переходном режиме от кианит-силлиманитовой к андалузит-силлиманитовой фациальной серии (рис. 5).

По цирконам из габбро унгринской габбро-плагиогранитной серии U-Pb изохронным методом определен возраст 2050 млн. лет [3].

**Тасмиэлинский—удоканский этап (V—VI циклы).** Активные эндогенные процессы проявляются только в западной части кратона. На западе в Тасмиэлинском грабене происходило накопление преимущественно грубообломочных ритмично чередующихся пород, причем увеличивается роль более мелкозернистых пород вверх по разрезу. Главные складки V  $F_1$  здесь представлены крупными, запрокинутыми к востоку достаточно сжатыми субмеридиональными структурами с пологими шарнирами и крутыми осевыми поверхностями [5]. Метаморфизм тасмиэлинской серии, совпадающий с формированием главных складок V  $F_1$ , происходил в андалузит-силлиманитовой фациальной серии и проявлен зонально — от биотитовой субфации зеленосланцевой фации на западе структуры до ставролит-хлоритовой субфации ставролитовой фации на востоке. Изограды секут складчато-деформированные

Рис. 4. Структурные зоны и эндогенные процессы позднестанового периода.

1 — Олёкмо-Алданский геоблок (а) и его активизированная область (б); 2 — Становая зона; 3 — зоны интенсивного расщепления и бластомилонитизации с присутствием пород тунгурчинской, булгунихтахской и балаганахской серий; 4 — чульманская серия; 5 — 8 — интрузивные породы, метаморфизованные в амфиболитовой фации; 5 — гипер-базиты, 6 — мелкие тела (а) и массивы (б) габбро, габбро-диоритов и диоритов, в том числе Унгринский (1) и Бурпалинский (2), 7 — граниты, 8 — плагиограниты унгринского комплекса; границы: 9 — Становой зоны, 10 — активизированной области, 11 — блоков; 12 — главные разломы, 13 — шарниры (а) и осевые поверхности (б) главных складок IV цикла. I—V — зоны позднестановой активизации; I — Темулякит-Тунгурчинская, II — Борсалинско-Нелюканская, III — зона Реутова, IV — Алдано-Килиерская, V — Унгра-Дес-Мелемкенская. Остальные обозначения те же, что и на рис. 1, 3.



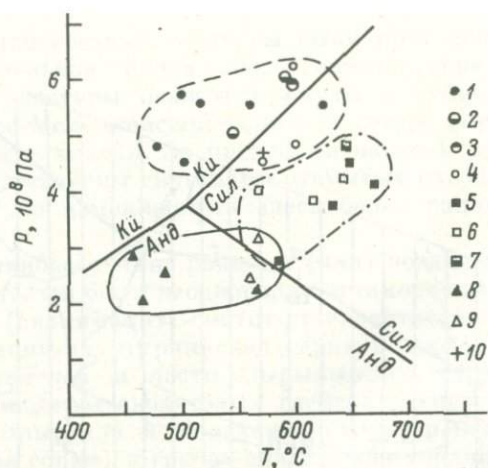


Рис. 5. P—T-диаграмма, иллюстрирующая фациальные условия кульминационного метаморфизма пород тургурчинского и тасмиелинского возрастных уровней, а также чульманской серии. Равновесия полиморфов силиката глинозема даны по Холдзеву [24].

1—7 — тургурчинская серия и ее возрастные аналоги: 1 — Сырылырская, 2 — Ботолкойская, 3 — Яедахская, 4 — Тургурчинская структуры; 5 — Крутойский выход, 6 — Нэмэйский выход, 7 — балаганакская толща; 8 — тасмиелинская, 9 — субганская, 10 — чульманская серии. Положение точек на диаграмме соответствует значениям  $T$  и  $P$ , рассчитанных с помощью минералогических и термобарометров по составам сосуществующих минералов из минеральных ассоциаций метаморфических пород указанных геологических подразделений.

границы осадочных ритмов [21] и субпараллельны тектоническим границам грабена.

В субганской рифтогенной структуре происходило накопление мощной толщи толеитовых высокожелезистых базальтов, а в верхней части разреза — глинистых пород. Породы субганской серии метаморфизованы на западе структуры в условиях биотит-ставролитовой субфации ставролитовой фации, а на востоке ее — в фации силлиманит-биотит-мусковитовых гнейсов в режиме андалузит-силлиманитовой фациальной серии.

В Ярогинской структуре разрез представлен слюдястыми кварцитами, метапесчаниками. Присутствуют карбонатные породы с устойчивым парагенезисом доломита и кварца и высокоглиноземистые сланцы. В краевой части структуры встречены метаконгломераты с галькой гранитов. Присутствуют кислые эффузивы [19]. В верховье р. Амедици в южном продолжении Ярогинской структуры развиты преимущественно кварциты с линзами тремолитсодержащих карбонатных пород и амфиболовых сланцев, соответствующих нормальным и субщелочным базальтам и андезито-базальтам. В средней части толщи в пачке чередования метапесчаников и метагравелитов встречен горизонт конгломератов с галькой кварцитов. В северо-восточной части этого выхода встречены андалузитовые двуслюдяные сланцы, местами с кордиеритом.

Резко различный формационный состав, зональный характер метморфизма толщ тасмиэлинского уровня в разных структурах свидетельствуют о разобщенности и разнотипности структур.

Критериями разновозрастности рассматриваемых толщ с породами тунгурчинского возрастного уровня является следующее: 1) секущее относительно толщ тунгурчинского уровня положение их тектонических границ; 2) складки  $V F_1$ , являющиеся первыми складками тасмиэлинской серии, деформируют метадиабазы, прорывающие метаморфизованные породы тунгурчинской серии; 3) метаморфизм тасмиэлинской, субганской и ярогинской серий происходил в режиме андалузит-силлиманитовой фациальной серии, тогда как здесь же расположенные толщи тунгурчинского уровня метаморфизованы в более низкоградиентных условиях; 4) граниты, прорывающие толщи тунгурчинского уровня ( $\gamma_4^2$ ), находятся с породами субганской и ярогинской серий только в тектонических соотношениях, а прорывающие ярогинскую серию граниты содержат ксенолиты бластомилонитизированных гранитов ( $\gamma_4^2$ ). В рассматриваемом этапе имело место также накопление толщ в Ханинской и в Олдонгсинской структурах (аналоги удокана).

Окончательная кратонизация и затухание эндогенных процессов наступили на Алданском щите уже к началу отложения кебектинской серии (угуйский комплекс), залегающей в Олдонгсинской структуре с размывом и угловым несогласием на породах этыркянской и намсалинской свит и представленной песчаниками с конглобрекциями в основании.

---

1. Раннедокембрийская литосфера Витимо-Алданского щита имеет длительную, видимо не менее 1 млрд. лет, сложную геологическую историю. Она сформирована в результате трех крупных этапов развития эндогенных процессов: алданского (I—II циклы), станового (III—IV циклы) и тасмиэлинско-удоканского (V—VI циклы), охватывающих период от архея до нижнего протерозоя включительно. Последние активные докембрийские эндогенные процессы датируются изотопными методами в интервале времени 1900—1700 млн. лет.

2. Становление и раннедокембрийская эволюция литосферы Витимо-Алданского щита на всех этапах его геологического развития осуществлялась в условиях латеральной дифференцированности тектонических и термодинамических режимов. В ходе последовательной смены этих этапов происходило направленное изменение эндогенных процессов в смысле все возрастающей их гетерогенности. Одновременно происходило смещение во времени проявлений наиболее интенсивных эндогенных процессов в направлении с востока на запад и с севера на юг, что выразилось в омоложении в этом направлении главных складчатых структур, интрузивно-магматических образований и процессов метаморфической перекристаллизации.

## Литература

1. Балаганский В. В. Раннедокембрийские эндогенные процессы района сочленения Алданского массива и Становой зоны. — В кн.: Геодинамические исследования, № 5. М., 1979, с. 30—45.
2. Березкин В. И., Кулиш Е. А. Литологические и геотектонические особенности метаморфического нижнепротерозойского комплекса Алданского щита. — В кн.: Литология и минералогия метаморфических комплексов Дальнего Востока. Хабаровск, 1976, с. 157—172.
3. Бибикова Е. В., Грачева Т. В., Дук В. Л., Кицул В. И., Макаров В. А. Изотонный возраст унгринского магматического комплекса. — ДАН СССР, 1984, т. 276, № 1, с. 206—209.
4. Богомолова Л. М. Микроструктурная ориентировка амфибола, гиперстена и диопсида из амфибол-двупироксенового плагиосланца серии зверева. — В кн.: Структурная и метаморфическая петрология раннего докембрия Алданского щита. Якутск, 1975, с. 42—45.
5. Богомолова Л. М., Тимофеев В. Я. Тектоника «трогового» комплекса бассейна р. Олекма. — В кн.: Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Тез. Всес. совещ. Новосибирск, 1983, с. 22—24.
6. Великославинский С. Д. Закономерности раннеархейского основного вулканизма центральной части Алданского щита. — Зап. Всесоюз. мин. об-ва, 1976, ч. 105, вып. 1, с. 48—58.
7. Высокоградиентные режимы метаморфизма в развитии земной коры. Л., 1982. 229 с.
8. Грабкин О. В. К вопросу о внутреннем строении и условиях формирования Нижне-Тимптонского купола на Алданском щите. — Вестн. МГУ. Сер. IV, геология, 1965, № 1, с. 36—44.
9. Дук В. Л. Алданский кристаллический массив и Становая складчатая зона (район хр. Зверева). — В кн.: Структурная эволюция метаморфических комплексов. Л., 1977, с. 27—46.
10. Дук В. Л., Балаганский В. В., Зедгенизова А. Н. Последовательность деформаций в архейских образованиях Сутамского блока. — В кн.: Структурная и метаморфическая петрология раннего докембрия Алданского щита. Якутск, 1975, с. 19—41.
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, № 5. М., 1979, с. 5—29.
12. Дук В. Л., Салье М. Е., Байкова В. С. Структурно-метаморфическая эволюция и флогопитоносность гранулитов Алдана. Л., 1975. 226 с.
13. Дук В. Л., Кицул В. И. Эндогенные режимы и особенности их проявления в гранулитовом массиве Алданского щита. — В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л., 1980, с. 77—83.
14. Кицул В. И. Минеральные фации докембрийских метаморфических пород Алданского щита. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с. 71—91.
15. 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.
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., 1966, с. 135—158.
17. Минкин Л. М. Некоторые вопросы методики картирования гранитизированных комплексов архея Алданского щита. — Матер. по геол. и полез. ископ. Якутии. Якутск, 1960, вып. 3, с. 125—129.
18. Реутов Л. М. Новый докембрийский трог в центральной части Алданского щита. — Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 6, с. 1411—1414.
19. Реутов Л. М. Докембрий центрального Алдана. Новосибирск, 1981. 184 с.

20. Салон Л. И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола. — Бюл. МОИП. Отдел геол., 1971, т. 46, с. 5—32.
21. С мелов А. П. Последовательность минералообразования и оценка параметров метаморфизма в метapelитах «трогов» бассейна р. Олёкмы. — В кн.: Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск, 1983, с. 115—116. (Тез. Всесоюз. совещ.).
22. Травин Л. В. Петрохимические и формационные особенности архейских метасадочных образований центральной части Алданского щита. — Литология и полез. ископ., 1977, № 3, с. 115—126.
23. Шкодзинский В. С. Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов. Новосибирск, 1976. 222 с.
24. Holdaway M. J. Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. — Amer. J. Sci., 1971, vol. 271, N 2, p. 97—131.

*Л. П. Карсаков*

### ОСОБЕННОСТИ ЭНДОГЕННОГО РЕЖИМА ФОРМИРОВАНИЯ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ СТАНОВОЙ ОБЛАСТИ

Основу строения Становой области составляют раннедокембрийские метаморфические комплексы: зверевско-чогарский, становой, гилульский и джелтулакский. Возрастные соотношения зверевско-чогарского и гилульского (более молодого) комплексов сомнений не вызывают, тогда как вопрос о стратиграфическом положении станового комплекса постоянно дискутируется. Принято относить чогарский комплекс к нижнему архею, становой — к верхнему архею, джелтулакский — к нижнему протерозою.

**Зверевско-чогарский комплекс** включает толщи кристаллических сланцев основного состава, близких к толеитовым базальтам, высокоглиноземистым сланцам, кварцитам, реже кальцифирам, а также ассоциирующие с ними metabазиты и метагипербазиты, анортозиты, чарнокиты, эндербиты и граниты. Комплекс слагает крупные блоки, отделенные от окружающих пород мощными зонами бластомилонитизации.

Петрологические и геотермобарометрические данные указывают на формирование зверевско-чогарского гранулитового комплекса Становой области при высоком давлении (10—11 кбар) и высокой температуре (1000 °C) в условиях низкого парциального давления воды и высокой роли углекислоты, фтора [2]. Непосредственное изучение первичных флюидных включений в кварце кварцита с сапфирином, бронзитом, сидлиманитом показало, что они представлены жидкой углекислотой с примесью метана, CO, H<sub>2</sub>, N<sub>2</sub> и редких газов, что свидетельствует о восстановительном состоянии флюида.

Термодинамические параметры формирования гранулитов Становой области варьируют и отличаются от таковых на Алданском щите. Относительно низкие параметры фиксируются в Могочинском и Иенгском блоках, наиболее высокие — в Сивакано-Токском и Чогарском блоках; по-видимому, промежуточные значения, но достаточно высокие — в Ларбинском, Дамбукинском, Джуг-

джурском блоках. В этом отражена тектоническая неоднородность всего Алдано-Станового региона еще в глубоком докембрии.

**Становой комплекс** объединяет породы разнообразного состава, метаморфизованные в амфиболитовой фации, а также различные интрузивные и ультраметаморфические породы. По формационному составу толщ, особенностям проявления магматизма и метаморфизма становой комплекс резко отличается от раннеархейских и от более молодых образований гилюйского комплекса. Объем станового комплекса в последние годы существенно уточнен [4, 5]. Характерной особенностью образований станового комплекса является однообразный их состав, насыщенность частыми телами диорито-гнейсов, гранодиорито-гнейсов и плагиогранито-гнейсов, близких к «серым гнейсам» других регионов. По существу эти образования являются сквозными элементами, позволяющими достаточно уверенно идентифицировать породы станового комплекса разных структурно-формационных зон, в пределах которых толщи объединены в купуринскую, усть-гилюйскую, иликанскую и тунгирскую серии. Обычно в состав станового комплекса включают также гнейсовую (чильчинскую) на западе и карбонатно-гнейсовую (зейскую) толщу на востоке, слагающую ядра овальных структур. Но этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Породы станового комплекса метаморфизованы в амфиболитовой фации, о чем свидетельствуют минеральные парагенезисы и геотермобарометрические данные. Устанавливается латеральная дифференциация термодинамического режима метаморфизма станового комплекса. В северной части Становой области метаморфизм происходил в условиях дистен-силлиманитовой фациальной серии (при  $T = 600-630$  °С,  $P = 5-8 \cdot 10^8$  Па), на юге (Усть-Гилюйский блок) — в андалузит-силлиманитовой серии ( $4-7 \times 10^8$  Па), где местами достигались условия гранулитовой фации. В составе флюида в породах станового комплекса, по термобаро-геохимическим данным, преобладала углекислота с примесью воды [1].

Гилюйский комплекс — новый, его образования ранее традиционно включались в становой комплекс. Он представлен биотитогробообманковыми гнейсами, амфиболитами и биотитовыми гнейсами с прослоями и линзами кварцитов, тремолитовых сланцев, железистых кварцитов, метакогломератами, которые локализованы в зонах шовных дислокаций, развившихся вдоль крупных разломов. К этим зонам приурочены также тела основных и ультраосновных пород, гранитоидов. Образования комплекса широко распространены в бассейне р. Гилюй, откуда комплекс получил название [4]. Выходы пород комплекса известны в Джелтулакской, Унахинской, Сугджарской и других зонах.

С гилюйским этапом развития региона связано становление огромных массивов так называемых позднестановых гранитоидов и гранито-гнейсовых куполов, развитие метасоматических процес-

сов. Процессы реоморфизма привели к образованию крупных брахиформных структур, затушевали структурное несогласие между гилюйским и станovým комплексами, сnivelировали разный структурный план дислокации их толщ.

Современный структурный план Становой области в значительной мере предопределен складчатостью гилюйского этапа.

Породы гилюйского комплекса метаморфизованы зонально: от амфиболитовой фации до эпидот-амфиболитовой. Температура метаморфизма гранат-ставролитовых парагенезисов с дистеном не превышает 525—600 °С, давление — 4.5—5.5 · 10<sup>8</sup> Па. В области реоморфизма гранитоидов температура, вероятно, была несколько выше.

Микрозондовое изучение гранатов гилюйского комплекса установило в них прямую зональность: центральные их части отличаются высокой известковистостью и несколько повышенной марганцовистостью при очень высокой железистости. Температура кристаллизации внешних кромок граната по гранат-биотитовому геотермометру колеблется от 580 до 660 °С, по другим данным — от 525 до 575°. Гилюйский комплекс формировался в умеренно-градиентных условиях, что особенно ярко выражено в шовных зонах, где присутствуют дистенсодержащие парагенезисы.

Джелтулакский комплекс объединяет слабометаморфизованные образования одноименной шовной зоны. Образования комплекса распространены на ограниченной площади. К ним относятся кроме образований джелтулакской серии выходы филлитовидных сланцев, метапесчаников, метаконгломератов в среднем течении р. Гилюй, в верховьях рр. Купури и Бол. Чайдах и др. Выходы пород комплекса приурочены к зонам крупных разломов: Джелтулакскому, Тукурингскому, Сугджарскому, Становому, Унахинскому. По существу они сохранились в тех же зонах, что и наиболее крупные выходы гилюйского комплекса. С формированием джелтулакского комплекса связано становление расслоенных тел дифференцированных габброидов, габбро-сиенитов и некоторых тел гранитов, граносиенитов. Граниты в Джелтулакской зоне прорывают верхнюю толщу нижнепротерозойского комплекса.

Толщи джелтулакского комплекса метаморфизованы от зеленосланцевой фации до верхней субфации ставролитовой фации. Температура метаморфизма достигала 530—580 °С [5]. Режим формирования пород джелтулакского комплекса относится, по видимому, к андалузит-силлиманитовому типу.

#### Л и т е р а т у р а

1. Бердников Н. В., Карсаков Л. П. Флюидный режим метаморфизма амфиболитовой фации станového комплекса (Восточная Сибирь). — Тихоокеанская геология, 1984, № 1, с. 28—35.
2. Карсаков Л. П. Глубинные гранулиты. М., 1978. 151 с.
3. Карсаков Л. П. Тектоническая позиция глубинных гранулитов и особенности строения нижних горизонтов земной коры. — В кн.: Тектоника Сибири. Новосибирск, 1980, т. 8, с. 69—73.

4. Карсаков Л. П. Становая система, ее границы, структурно-вещественные комплексы. — В кн.: Современные тектонические концепции и региональная тектоника СССР. Якутск, 1980, с. 142—144.

5. Карсаков Л. П. Метаморфические комплексы Приамурья. — В кн.: Метаморфизм докембрия в районе БАМ. Л., 1983, с. 66—97.

6. Кастрыкина В. М., Кастрыкин Ю. П., Ельянов А. А. Геологическое строение и металлогенические особенности докембрийских образований Нюкжинско-Тындинского участка БАМ. — В кн.: Докембрийские комплексы зоны БАМ. Владивосток, 1979, с. 55—71.

*Р. А. Хайдаров*

#### СТАДИЙНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НЕКОТОРЫХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ СТРУКТУР АЛДАНСКОГО И БАЛТИЙСКОГО ЩИТОВ

В настоящей работе автором делается попытка дать анализ стадийности в развитии Олондинской (Алданский щит) и Хаутаваарской (Балтийский щит) структур, используя при этом в качестве метода структурно-формационный анализ и геохимические характеристики метавулканогенных формаций (анализ распределения титана и калия).

В олондинском комплексе можно выделить два формационных уровня (снизу вверх): первая, формация биотит-амфиболовых сланцев и амфиболитов (1250 м), сложенная преимущественно метаморфизованными базальтами, гипербазитами и реже андезитами. Петрографический фон данной формации, по данным А. Ф. Петрова [3], имеет щелочной характер. Выше, с конгломератами в основании (полевые наблюдения автора 1982—1983 гг.), залегает формация высокоглинозистых и биотит-амфиболовых сланцев (700 м), в составе которой доминируют метаандезиты с подчиненной ролью метабазальтов, габброидов и парапород.

Анализ вариационных диаграмм Ti-K (см. рисунок) метавулканитов олондинской серии и сравнение их с вулканитами молодых островных дуг и океанической коры (данные Б. Г. Лутца [2]) дает возможность отметить следующие их особенности.

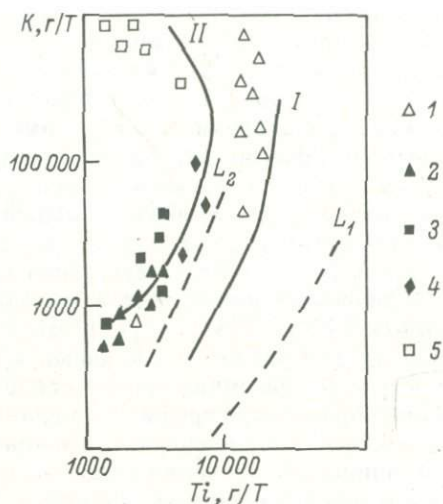
1. Метабазальты (амфиболиты и амфиболовые сланцы) формации биотит-амфиболовых сланцев и амфиболитов попадают в поле тренда океанических рифтов и отличаются повышенным содержанием титана и щелочей. Содержание двуокиси титана в них достигает 4.5—4.8 %, а сумма  $K_2O$  и  $Ca_2O$  до 3.5—4.2 %, где доля  $K_2O$  иногда составляет 3.2 %.

2. Метаандезиты и метабазальты формации высокоглинозистых и биотит-амфиболовых сланцев тяготеют к тренду базальтов островных дуг. Содержание  $TiO_2$  в них не более 0.8—1.2 %, что также является показателем островодужных условий их образования.

3. Обычно в дифференцированных сериях с увеличением калия количество фосфора снижается, так как этот элемент тесно связан

Диаграмма титан—калий для базальтов океанов и островных дуг [2], а также Олондинской и Хаутаваарской структур (по данным автора).

Тренды: I — океанических базальтов, II — базальтов островных дуг,  $L_1$  и  $L_2$  — «морских» и континентальных базальтов Луны, 1 — метабазальты Олондинской структуры, 2 — метандезиты Олондинской структуры, 3—5 — метавулканисты Хаутаваарской структуры (3 — метабазальты, 4 — метандезиты, 5 — метадацит-лицариты).



с кальцием. Это явление также нашло отражение в характере магматизма Олондинского трога, где количество пятиоксида фосфора в метагабброидах формации высокоглиноземистых и биотит-амфиболовых сланцев (имеющих нормальную щелочность) достигает 3.7 %, тогда как в гипербазитах формации биотит-амфиболовых сланцев и амфиболитов с повышенной щелочностью количество  $P_2O_5$  не более 0.6—0.8 %.

Характер вулканизма, повышенная щелочность в базальтах первой формации и доминирование андезитов во второй, а также наличие конгломератов между ними позволяют считать, что эти формации отвечают двум различным стадиям развития: первая — вероятно, рифтогенной, а вторая — переходной (островодужной). В верхах олондинской серии со стратиграфическим несогласием залегают метаморфизованные терригенные породы молассоидного облика и возможно, что они отвечают орогенной стадии развития зеленокаменной Олондинской структуры.

Хаутаваарскую структуру Балтийского щита, имеющую значительное сходство с Олондинским трогом, как в структурном отношении, так и по характеру вещественного выполнения можно коротко охарактеризовать следующим образом.

Формационный ряд ее на основании анализа материалов С. Б. Лобач-Жученко [4], С. И. Рыбакова [4] и автора [5] можно представить в следующем виде (снизу вверх): кварцито-амфиболито-сланцевая формация (метабазальты, порфиристы, андезитобазальты, дациты, графитистые сланцы, кварциты), выделенная в объеме вьетуккалампинской и лоухиваарской свит; графитистомраморно-кварцито-сланцевая (метатUFFы андезито-, липарито-дацитов, графитистые сланцы, карбонаты, кремнистые сланцы), охватывающая калярвинскую свиту; амфиболито-сланцевая формация (метабазальты, порфиристы), выделенная в объеме кульюнской свиты, и самая верхняя графито-сланцевая формация, состоя-

щая из метапсаммитовых туфов, туффитов, андезит-дацитов, липаритов и графитистых сланцев усмитсанъярвинской свиты. Анализ распределения титана и калия в метавулканитах вышеперечисленных формаций показал следующее: 1) metabазальты первых трех формаций на диаграмме Ti—K имеют свой собственный тренд, который по форме близок к тренду базальтов фанерозойских островных дуг и базальтов второй стадии и олондинского комплекса, но характеризуются меньшей титанистостью; 2) кислые разности метавулканитов дацит-липаритового ряда графитисто-сланцевой формации на диаграмме Ti—K имеют несколько большее содержание калия, чем в молодых аналогах (сопоставление с данными Б. Г. Лутца [2]), и это доказывается отклонением их тренда на диаграмме Ti—K влево, в сторону уменьшения титана (такое резкое различие может свидетельствовать об особенностях условий образования графитисто-сланцевой формации, и, учитывая ее положение, можно считать, что она отвечает орогенной стадии); 3) на основании изучения вещественного состава метавулканитов и гранитоидов Хаутаваарскую структуру многие авторы [1, 4] относят к образованиям островодужного типа, однако более правильным будет выделение здесь также еще и орогенного этажа в объеме усмитсанъярвинской свиты.

Таким образом, результаты геолого-геохимического изучения зеленокаменных поясов (Хаутаваарской) и их аналогов на Алданском щите (Олондинский, Итчилякский, Верхне-Токкинский трюги) говорят о полистадийности их развития. В геологическом развитии Олондинской структуры можно выделить рифтогенную, переходную (островодужную) и орогенную стадии. В истории развития Хаутаваарской структуры отчетливо выделяются островодужная и орогенная стадии. Пегматиты, «отсекающие» все вышеперечисленные структуры от карельского (удоканского) комплекса, в совокупности с молассоидами можно отнести к предкарельской стадии кратонизации.

Резюмируя, можно сказать, что вся совокупность геологических процессов, протекавших в трюговых структурах от начала их заложения до стадии кратонизации, отвечает одному самостоятельному тектоно-магматическому циклу (тектоническому этапу), приведшему к образованию киватинского (лопского) структурно-формационного комплекса. В киватинском этапе развития отчетливо выделяются три стадии: рифтогенная, островодужная (флишевая) и кратонизации. В результате вышеописанных процессов к концу верхнего архея в пределах древних щитов образовалась своеобразная кора. Она отличалась от протометаморфической раннеархейской коры большей мощностью и гетерогенностью, но еще не была типично континентального типа, и поэтому ее можно назвать дейтерометаморфической корой.

Выделение стадийности в развитии зеленокаменных поясов, анализ формационных рядов и их геохимических особенностей важно для целей прогноза и определения минерагенической специализации изучаемых структур.

## Л и т е р а т у р а

1. Лобач-Жученко С. Б. Основные проблемы геологии и петрологии гранит-зеленокаменной области Центральной Карелии. — В кн.: Геология и петрология архейского гранитно-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. Л., с. 226—244.
2. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М., 1980. 247 с.
3. Петров А. Ф. Докембрийские орогенные комплексы запада Алданского щита. Новосибирск, 1976. 120 с.
4. Рыбаков С. И., Светов А. И., Куликов В. С. и др. Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. Л., 1981. 152 с.
5. Хайдаров Р. А. Сравнительная характеристика Олондьянского трога Алданского щита и Хаутаваарской структуры Балтийского щита. — В кн.: Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск, 1983, с. 125—127.

### III. ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ФАНОРОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

*Р. Б. Баратов, К. Т. Буданова, В. В. Мозаровский*

#### ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ ТАДЖИКИСТАНА И МОДЕЛИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В складчатых областях фанерозоя выходы раннедокембрийских пород представлены, как правило, полиметаморфическими комплексами. Выявление роли кристаллического основания в структуре складчатой области (срединный массив, геоантиклиналь I рода, фундамент) важно потому, что особенности становления и эволюции кристаллических пород жестких глыб в докембрии во многом предопределяют развитие крупных блоков земной коры в фанерозое, их петро-геохимическую и металлогеническую специализацию, как это будет показано ниже.

В свою очередь особенности эндогенных режимов коровых образований зависят от латеральных неоднородностей верхней мантии, ибо характер флюидно-теплового взаимодействия коры и мантии определяют энергетическое состояние (эндогенный режим) крупных участков литосферы, особенности процессов деформации, метаморфизма и магматизма [4]. Успехи, достигнутые в последнее время в изучении верхней мантии описываемого региона, наглядно демонстрируют единство причинно-следственных связей в развитии подвижных поясов, их складчато-кристаллического основания, состава и состояния верхней мантии (Земная кора . . . , 1984). Несмотря на то что качественные модели коры и верхней мантии построены для альпийской структуры, региональные различия в химизме разновозрастных (докембрийских и фанерозойских) гранитоидов, производных плавления верхней мантии, а также состава и объемного соотношения глубинных нодулей в щелочных базальтоидах даек и трубок взрыва позволяют предполагать, что эти различия унаследованы с ранних стадий развития континентальной коры.

Граница Тянь-Шаня и Памира рассматривается многими исследователями как область сочленения не только крупных разновозрастных складчатых поясов — Урало-Монгольского и Средиземноморского [33, 43], но и как зона стыка Лавразийского и Гондванского секторов литосферы [2, 47]. Складчатые пояса заложены на гетерогенном фундаменте, причем с севера на юг происхо-

дит их омоложение: каледониды Северного Тянь-Шаня, герциниды Южного Тянь-Шаня и Северного Памира, киммериды Южного Памира, альпиды Гималаев. Поступательное смещение к югу активности тектонических процессов в фанерозое обусловлено, по-видимому, различным энергетическим состоянием мантии, а различиями в ее составе — неоднородности состава производных как раннедокембрийского, так и фанерозойского магматизма и метаморфизма.

К раннедокембрийским образованиям в Таджикистане относятся метаморфические комплексы нижних ярусов Гармского блока в Южном Тянь-Шане и Юго-Западного Памира с радиологическими датами 2.7—3.0 млрд. лет [45]. Главное, что отличает эти комплексы, — режимы давления, умеренные и низкие давления в первом районе и высокие — во втором. Указанное различие свойственно и более поздним метаморфическим комплексам названных регионов, включая фанерозойские. Различна и эволюция режима метаморфизма в раннем докембрии этих районов: на Памире она идет с повышением температуры и снижением давления, в Гармском блоке отмечено снижение обоих параметров [9].

Если учитывать особенности метаморфических комплексов древних платформ и складчатых поясов [26], то эти различия могут служить основанием для отнесения пород Гармского блока к фрагменту древней (Таримской?) платформы и соответственно рассматривать его и Байсунский выход как срединные массивы. Структурная же композиция метаморфических пород Юго-Западного Памира неопределенна, поскольку подобные высокobarические комплексы не имеют своих аналогов на платформах. Отнесение их к срединным массивам неправильно, и даже отнесение к фундаменту подвижной области вызывает возражения [32]. Изложенный ниже фактический материал позволяет представить структуру Южного Памира в раннем докембрии как сочетание гранито-гнейсовых куполов и зеленокаменных поясов, отличающихся от таковых на древних платформах пониженным теплотоклом. Более «экономный» расход энергии в блоках литосферы с неистощенной мантией может обеспечить длительное, с неоднократной активизацией эндогенное развитие, хотя главные геологические события и здесь, как и на платформах, закончились в докембрии.

Модель земной коры Юго-Западного Памира построена с учетом выхода на поверхность в виде тектонической пластины (пластин?) пород хорогского ортокомплекса, по составу и  $P-T$ -условиям метаморфизма сопоставимых с нижнекоровыми образованиями [7, 17]. По системе надвигов, характеризующих этап субгоризонтального расслоения и скупивания коры, они «внедрились» в образования гранито-гнейсового слоя и совместно с ними испытали деформации и метаморфизм последующих циклов, которым предшествовал высокobarический метаморфизм 1-го цикла [8, 46]. По возрасту этот цикл сопоставим с нуклеарной стадией развития литосферы, когда зарождались купольно-гнейсовые структуры и зеленокаменные пояса. Состав пород ортокомплекса не противоре-

чит возможности формирования их именно в вулканогенном трогe (зеленокаменном поясе?), заложенном при деструкции тонкой сиалической коры. Это основные ортогнейсы, переслаивающиеся с высокоглиноземистыми плаггиогнейсами, заключающие многочисленные линзо- и пластообразные тела эколгитоподобных пород, эколгитизированных гипербазитов и ультраосновных сланцев, близких по составу к коматиитам [9]. Вышеперечисленные породы встречены в виде ксенолитов в гранитоидах чарнокитовой формации, сопоставимых по составу с производными кальциево-щелочных магм [13]. Таким образом, последовательность формирования ортопород имеет антидромный характер — кварцевые и оливиновые толеиты → пикриты → чарнокиты и обусловлена, по-видимому, быстрыми нисходящими движениями в вулканогенном трогe, где накапливались относительно холодные осадки, а очаги плавления в верхней мантии соответственно углублялись. При таких условиях возможен высокобарический, относительно низкотемпературный метаморфизм ( $P \geq 10-11$  кбар,  $T = 700-750^\circ$ ). Стадия повышения  $T$  до  $800-900^\circ$  и некоторого спада  $P$  ( $\leq 10$  кбар) обусловлена, по-видимому, инверсионными тектоническими движениями, когда начинается ранняя гранитизация, образование чарнокитовых парагенезисов в лейкосоме мигматитов, а затем и внедрение глубинных магм гранитоидного (чарнокиты) состава. Однако режим относительно повышенных давлений сохраняется как на этой стадии, так и несколько позже, о чем свидетельствует наличие в чарнокитах гранат-гиперстеновых парагенезисов, реакционные взаимоотношения между пироксенами и плаггиоклазом с образованием граната и новой генерации клинопироксена, парагенезисы эколгитоподобных пород в дайках, секущих чарнокиты. Эта поздняя стадия метаморфизма при  $P \sim 8-9$  кбар,  $T = 650-700^\circ$ , приближается по сути дела к параметрам второго цикла метаморфизма.

Подстилающие в современной структуре ортокомплекс породы горанской и шахдаринской серий представлены плаггиогнейсами, кварцитами, мраморами; породы с парагенезисами высоких давлений развиты ограниченно, а метапикриты, чарнокиты и сланцы коматиитового состава отсутствуют. Эти первично терригенно-карбонатные (и хемогенные?) отложения, с ограниченной ролью вулканогенных, формировались, по-видимому, в условиях относительно приподнятых бассейнов седиментации, возможно — шельфовых морях, так как горанская серия отчасти сопоставима с ортокварцит-известняковой ассоциацией [37]. Скорость погружения в этих бассейнах была меньшей, чем в разделяющем их вулканогенном трогe, за счет чего образовалась некоторая разница в градиентных режимах метаморфизма ранних стадий. Вулканогенный трог образовался, по-видимому, в результате деструкции тонкой раннеархейской гранулитобазитовой коры. Интенсивный флюидно-тепловой поток в ослабленной зоне обусловил длительную ( $\sim 1$  млрд. лет) магматическую активность в ее пределах, однако в силу высокой диссипации тепла на стадии раскрытия подвижной области здесь не реализованы высокоградиентные режимы, что

является отличительной особенностью зеленокаменных поясов докембрия [37]. Низкоградиентные режимы в особенности характерны для стадий быстрого погружения трога. Лишь на инверсионной стадии (когда начинаются спад давления, интенсивная гранитизация и анатексис, наиболее ярко выраженные в соседних купольных структурах) отмечаются повышение температуры и трансформация гранулит-базитовых толщ ортокомплекса под воздействием щелочных маловодных флюидов в мигматиты с черноводными парагенезисами в лейкоosome, а затем происходит внедрение перегретых известково-щелочных магм. Последним обстоятельством объясняется преимущественное сосредоточение парагенезисов гранулитовой фации именно в пределах распространения ортокомплекса.

Таким образом, относительно маломощные ( $\sim 5$  км) и мелководные (вплоть до появления эвапоритов, по данным И. А. Лицарева и др. [21]) карбонатно-терригенные осадки соседних с зеленокаменным поясом (?) бассейнов составляют единый в возрастном отношении, меняющийся по латерали состав ансамбль пород. Ранний эндогенный цикл продолжительностью  $\sim 1$  млрд. лет закончился к среднему протерозою — 1.8—2.0 млрд. лет, поскольку последние даты характеризуют регрессивные стадии чарнокитизации и парагенетически связанного с ней образования месторождений магнезиально-скарновой формации повышенной щелочности — лазурита, флогопита. Сейчас трудно уверенно сказать, относится ли инфильтрационный метасоматоз к регрессивной стадии раннего цикла либо характеризует новый цикл метаморфизма, протекавшего при более высоких значениях  $P_{H_2O}$  и окисленности флюида. Только по пересечению флогопитовыми жилами ранних складок можно полагать, что процессы метасоматоза с образованием гидроксилсодержащих минералов магнезиально-скарновой формации (талк, флогопит) происходили наиболее интенсивно во II цикле метаморфизма. Последнему предшествовали закрытие вулканогенного пояса, надвиги и первая бластомилонитизация, шарьирование глубинных пород ортокомплекса на уровень верхнекорковых образований, горизонтальное расслоение и, по-видимому, скупивание коры. Высокобарические образования заняли среднее положение в общем разрезе, и во II цикле  $P$ — $T$  условия их метаморфизма однотипны с таковыми в породах горанского и шахдаринского блоков ( $P=6.5-8$  кбар,  $T=650-700^\circ$ ). Окончание этого цикла можно связывать с радиологическими датами в интервале 1 млрд. лет [44] и, таким образом, его продолжительность сопоставима с первым циклом. По-видимому, активизация эндогенных процессов в этом цикле связана с заложением и развитием нового прогиба, где формировались карбонатно-вулканогенно-терригенные породы аличурской серии. Высокоградиентный метаморфизм последних ( $T=650-800^\circ$ ,  $P=5-6$  кбар, по данным А. П. Карякина [19]) завершает кратонизацию коры региона. Если подтвердится ранне-среднепротерозойский возраст метаморфизма аличурской серии, то развитие метаморфических комплексов Юго-Западного Памира можно представить в этом

цикле как сопряжение режимов умеренно повышенного градиента в нижнем ярусе и высокого — в верхнем. Особенностью метаморфизма II цикла в породах нижнего структурного яруса является многостадийность мигматизации, повышение роли калиевых гранитов в лейкоosome, обогащение коры литофильными редкими элементами — Sn, F, Sr, Pb и др. [10, 22, 29]. Метаморфизм и деформации завершаются интенсивной бластомилонитизацией по плоскостям пологой сланцеватости, сформированной в конце I цикла. Особенно интенсивна бластомилонитизация в зоне сочленения пород аличурской серии и нижнего структурного яруса. Эта пологая вторичная расслоенность осложнена лишь крупными мезокайнозойскими складками и создает впечатление простоты деформаций. Третий цикл метаморфизма, связанный с заложением и развитием фанерозойских прогибов, проявлен в породах кристаллического основания локально, в условиях ставролитовой и зеленосланцевой фаций.

Таким образом, намечается необратимый процесс увеличения градиента  $\Delta T/\Delta P$  как в течение отдельных циклов, так и от цикла к циклу (при снижении абсолютных значений параметров  $P$  и  $T$  во времени) в докембрии Юго-Западного Памира, что отличает этот регион от метаморфических комплексов Южного Тянь-Шаня. По-видимому, этот процесс отражает разную контрастность эндогенных режимов в структурно неоднородных участках раннедокембрийского корообразования. Эта контрастность в дальнейшем все увеличивается, достигая максимума в развитии фанерозойских подвижных зон, часть из которых определено возникает при деформации зрелой коры. При этом в соседних районах отмечается скучивание, рост «корней гор», что будет показано ниже при сравнении отдельных блоков Южного Тянь-Шаня и Памира.

Исходя из реальных объемов разновидностей пород и петрохимической информации по ним, а также учитывая геофизические данные по мощностям слоев (Земная кора, 1981), сделан расчет (см. таблицу) состава коры региона [6]. Состав гранито-гнейсового слоя оказался промежуточным между тоналитом и кварцевым диоритом, отличаясь от обоих повышенной меланократовостью и в то же время высокой калиевостью. Состав гранулитобазитового слоя сопоставим с базальтами андезитовых формаций, а кора в целом — с гиперстеновым андезитом. Таким образом, состав коры Юго-Западного Памира более основной, чем в моделях Б. Г. Лутца [25] и А. А. Беуса [5]. По другим данным [22], гранито-гнейсовый слой здесь близок к калиевому меланократовому гранодиориту, что, возможно, объясняется недоучетом в модели карбонатных пород, особенно в низах разреза.

Представление об эклогит-лерцолитовом составе верхней мантии района [17] основано на наличии в хорогском ортокомплексе гранатизированных гипербазитов и эклогитоподобных пород. Следует заметить, что среди гипербазитов преобладают пироксениты, как преобладают они и среди ксенолитов из базальтоидов Восточного Памира [14]. Поэтому более вероятной кажется лерцолит-пироксенитовая, с линзами эклогитов, модель верхней

Средневзвешенные составы составляющих земную кору  
и верхнюю мантию отдельных блоков Памира и Южного Тянь-Шаня

Номер п. п.	n	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	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П. п. п
1	65	53.9	1.3	14.8	2.2	7.7	6.6	7.2	2.2	2.0	2.0
2	344	62.8	0.6	13.7	1.2	3.2	3.2	5.7	2.4	2.9	3.8
3	409	58.6	0.9	14.2	1.6	5.4	4.9	6.4	2.3	2.5	2.7
4	80	66.3	0.7	15.4	1.7	3.8	2.4	2.4	3.0	2.4	1.2
5	119	61.4	0.8	14.3	1.0	5.6	3.0	4.6	2.4	3.1	3.3
6	257	65.1	0.7	15.9	0.9	4.3	2.5	1.6	2.3	3.4	2.3
7	46	47.1	0.6	8.4	3.0	3.8	15.0	18.2	0.6	0.3	3.5
8	7	42.0	0.3	5.3	3.2	4.9	32.9	4.1	0.5	0.2	6.3

Примечание. 1—3 — Юго-Западный Памир: 1 — гранулит-базитовый слой, 2 — гранито-гнейсовый слой, 3 — кора в целом (по данным В. И. Буданова и др. [6, 17]); 4 — гранито-гнейсовый (?) слой Северного Памира (боршитская серия+гранитоиды рС); 5 — гранито-гнейсовый слой Гармского блока; 6 — то же Байсунского блока (Южный Гиссар); 7 — верхняя мантия Южного Гиссара; 8 — верхняя мантия Зеравшано-Гиссара (по данным В. С. Луткова, В. В. Могаровского [23, 24]. n — число анализов.

мантии. Существенно пироксенитовый, неистощенный тип мантии Южного Памира (как и Южного Гиссара) обуславливает длительную эндогенную мантийную и коровую активность.

Геохимическая дифференциация коры выражена в обогащении нижнекоровых образований халько- и сидерофильными элементами, одновременно отмечаются повышенные (относительно глобальных кларков для основных пород) концентрации Sn, F и др. [31]. В целом по редкоэлементному составу породы ортокомплекса близки к породам среднего состава, отличаясь от них пониженными содержаниями Rb, В и повышенными — Sn и F. «Сквозная» специализация на Sn, F сохраняется и в породах гранито-гнейсового слоя, находя отражение в металлогении Южного Памира в целом.

Условно раннепротерозойские метаморфические толщи боршитской серии на Северном Памире могут дать представление о верхнекоровых образованиях региона. Изученность их несравнима с таковыми Юго-Западного Памира, в особенности нижней свиты — бивачной [12], между тем основной состав ее (амфиболовые орто(?)-гнейсы) как раз очень важен для выявления режима метаморфизма и особенностей докембрийского магматизма. Пока можно лишь в самой предположительной форме говорить о том, что накопление терригенных, существенно граувакковых толщ боршитской серии (шодакская и тогмайская свиты) предшествовал базальтоидный магматизм. О составе фундамента докембрийского прогиба, равно как и герцинских Калайхумбской и Ванчской эвгеосинклиналей [48], можно судить лишь по косвенным признакам. Многочисленные протрузивные тела альпийно-типных гипербазитов [36] обнаружены как в боршитской серии, так и в обрамляющих ее толщах фанерозоя. Они свидетельствуют о пироксенит-дунит-лерцолитовом составе мантии, в фанерозое существенно «истощенной» вследствие интенсивного андезит-базальтоидного магматизма в эвгеосинклинальных прогибах. Исто-

ценная мантия характерна для активизированных частей платформ [15], а Северный Памир, по мнению многих геологов, относится к активизированной в герцинское время рифей-нижнепалеозойской платформе. Характер (тип) коры, на которой заложены эвгеосинклинальные структуры Северного Памира, неясен. Одни считают, что при рифтогенезе сиалическая кора здесь уничтожена [39, 48], другие предполагают сиалическое основание рифта [40] или прогиба [20]. Но каков бы ни был состав коры, очевидна ее незрелость в сравнении с Южным Памиром, о чем свидетельствуют относительно пониженные ее мощности, большая мощность гранулитобазитового слоя в сравнении с гранито-гнейсовым [17] и в особенности — К/Na отношение ( $< 1$ ), свойственное как породам боршитской серии, так и фанерозойским метаморфическим толщам, вмещающим крупные массивы плагиигранитов. Представляется вероятным, что высокая натровость осадков боршитской серии обусловлена размывом нижней коры повышенной основности. Существенно натровый профиль магматизма характерен и для фанерозоя. Латеральные неоднородности коры, заложенные еще в раннем докембрии, проявились в рифее и фанерозое в виде появления как высокоглиноземистых низкощелочных базальтов и андезито-базальтов [40], так и анортозитов, натровых, реже — калиевых, гранитоидов. Последние приурочены к участкам с высоким положением сиалических блоков [38]. Поэтому можно говорить об относительной незрелости коры в современной структуре, ибо сам факт наличия эвгеосинклиналей свидетельствует о незавершенности корообразующих процессов.

Метаморфические породы Северного Памира, как и фанерозойские гранитоиды, характеризуются также более высокой глиноземистостью и железистостью и в то же время — низкой кальциевостью и отчасти магниевостью в сравнении с таковыми Южного Памира (см. таблицу), в то же время гранито-гнейсовый слой Северного Памира в целом обладает более высокой кремнекислотностью. Низкая кальциевость при относительно высокой железистости и повышенной кремнекислотности объясняется, скорее всего, существенно терригенным исходным составом метаморфитов Северного Памира. В сравнении с глобальными кларками раннедокембрийские породы Северного Памира отличаются пониженной концентрацией К, F и ряда других литофильных элементов и повышенной — Fe, Sr, As и некоторых редких сидерофильных элементов. Это предопределило фанерозойскую металлогеническую специализацию региона на халько- и сидерофильные элементы [22].

Зональный характер метаморфизма боршитской серии в условиях умеренно повышенных градиентов очевиден [38, 42], однако вопрос о проявлении полиметаморфизма находится в стадии изучения. Зональность, по нашему мнению, может иметь фанерозойский (180—190 млн. лет) возраст, судя по однотипному с выше-названным постнадвиговому метаморфизму в породах пермской (?) пшихарвской свиты. В то же время рифей-нижнепалеозойские образования Северного Памира метаморфизованы в зеленосланце-

вой фации. Это позволяет предположить, что зональный метаморфизм в боршитской серии наложился на докембрийские образования умеренно низкоградиентного режима (дистен-сланцевый тип) в постпермское время в связи с инверсионной стадией развития в эвгеосинклинальных прогибах и активизацией эндогенных процессов в блоках континентальной коры. Несмотря на очевидные признаки низкоградиентных режимов (парагенезисы с дистеном и др.), оценки давлений в интервале 7—8 кбар [42] и даже 10 кбар [9] кажутся малообоснованными ввиду отсутствия эклогитов, жедрит-гранат-дистеновых, тальк-дистен-кварцевых ассоциаций. Собственно в докембрии эволюция режима неясна ввиду слабой изученности серии, особенно по простиранию ее выходов. Тем не менее уже сейчас можно говорить о сравнительной простоте складчатых форм, ограниченности явлений бластомилонитизации и стадий мигматитообразования (причем одна из них явно фанерозойская). Все это свидетельствует в пользу моноциклической докембрийской эволюции комплекса. В этом отношении боршитскую серию можно сопоставить с аличурской, но развитие их шло в условиях разного режима осадконакопления, разных градиентов температуры, петрохимического фона, что свидетельствует о латеральной неоднородности эндогенных режимов в разных блоках коры одной и той же (?) стадии. Эти различия сохранились и в фанерозойских метаморфических и магматических породах, являясь, по-видимому, следствием петрохимических неоднородностей глубокой коры и верхней мантии, заложенных на ранних стадиях развития литосферы.

В Южном Тянь-Шане к раннему докембрию относятся метаморфические толщи Гармского блока с возрастом 2.7—3.0 млрд. лет [46] и, возможно, Байсунского выступа [16]. Как и на Юго-Западном Памире, здесь установлено двухъярусное строение блоков. При этом в нижних ярусах проявлен однородный высокотемпературный метаморфизм силлиманит-ортоклазовой субфации ( $T=650-750^{\circ}\text{C}$ ,  $P=5-6$  кбар) с переходом к гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации на регрессивном этапе [9], в верхнем — зональный высокоградиентный метаморфизм [41]. Последний проявлен в породах нижнего яруса как интенсивная гранитизация, однако вопрос о времени ее проявления не решен. Имеются точки зрения, как о докембрийском [28], так и девонском ее возрасте [3]. Учитывая данные о рифей-нижнепалеозойском возрасте низкоградиентного метаморфизма (глаукофанзеленосланцевая субфация) в Зеравшано-Гиссаре [27], можно предположить, что на данном этапе метаморфизм в мезогеосинклинальной области и в верхнем ярусе фундамента осуществлялся по парно-поясовому типу. Радиологические даты по байсунтауской серии в интервале 1.4—1.3 млрд. лет [28], по-видимому, отражают время наложенного высокоградиентного метаморфизма в породах верхних структурных ярусов (чубайская и сурхантауская серии), а в соседних геосинклинальных прогибах метаморфизм несколько запаздывает (горифская серия, иттынусайская свита). Не исключено, что подобное «опережение» по возрасту имеет и фанерозойское грани-

тообразование: в фундаменте оно могло начаться раньше — в девоне, а в прогибах — преимущественно в  $S_{2-3}$  [35] из-за отсутствия значительных затрат энергии на реакции дегидратации в кристаллических породах по сравнению с осадочными. Требуется дальнейшее радиологическое обоснование этапов гранитизации в породах нижнего яруса Гармского блока, намеченных по структурно-петрологическим данным: до-, син- и постметаморфических гранитоидов [9]. Верхнекоровые ксенолиты относительно пониженного градиента (гранат-гиперстеновые гнейсы) редко обнаруживаются как в дометаморфогенных гранитоидах, так и в нодулях диатрем, и в сравнении с Юго-западным Памиром здесь определенно можно говорить об отсутствии производных высокобарического режима на ранних стадиях развития.

Представляется вероятной принадлежность пород Гармского блока к кратонной стадии. Породы нуклеарной стадии (чарнокиты, пироксен-амфиболовые ( $\pm$  гранат) кристаллосланцы, кислые гранулиты и др.) выведены на поверхность лишь в трубках взрыва и дайках щелочных базальтоидов (Баратов и др., 1970; Мушкин, 1979) и относятся, по-видимому, к нижней коре; их изучение имеет важное значение для палеорекострукции эндогенных режимов раннего докембрия. Верхнекоровые образования из нодулей часто имеют свои аналоги в реальных разрезах Гармского и Байсунского выходов, однако характерной чертой их также является отсутствие парагенезисов низкоградиентного высокобарического метаморфизма [29].

Средневзвешенный состав гранито-гнейсового слоя Гармского блока (см. таблицу) сопоставим с кварцевым диоритом [23], отличаясь лишь более высокой калиевоcтью, и в сущности близок к таковому Юго-Западного Памира, только более железистый. Гранулитобазитовый слой, судя по нодулям из щелочных базальтоидов в регионе и окружающих зонах Южного Тянь-Шаня, имеет базальтовый или базальт-андезитовый состав. В пользу этого косвенно свидетельствует и существенно шпинель-лерцолитовый, т. е. истощенный состав верхней мантии в Зеравшано-Гиссаре [29], откуда в значительной степени удалены продукты среднеосновного магматизма. Ограниченность инициального базальтоидного магматизма в фанерозое и достаточно меланократовый характер гранито-гнейсового слоя этой зоны (предполагается, что он близок по составу Гармскому блоку) позволяют думать, что базальтоидные дифференциаты верхней мантии в значительной мере сосредоточены здесь в основании коры.

Особенностью Зеравшано-Гиссара, где мощность коры оценивается в 45—55 км, является пониженная (относительно Южного Гиссара) мощность гранито-гнейсового слоя, соотношение этого и гранулитобазитового слоев равны соответственно 1 : 1 и 2 : 1 [17]. В то же время описываемые зоны сильно различаются по масштабам фанерозойского гранитоидного магматизма калиевого профиля:  $>50\%$  площади в Южном Гиссаре и  $\sim 10\%$  — в Зеравшано-Гиссаре [24, 35], что может служить показателем большей зрелости континентальной коры в Южном Гиссаре. Зона деструк-

ции в виде рифтогенного Ширкентского прогиба образуется здесь лишь в карбоне, как и Калайхумбский рифтогенный прогиб Северного Памира. В Зеравшано-Гиссаре рифтоподобные структуры закладывались уже в протерозое, судя по рифейскому возрасту метаморфизма кремнисто-вулканогенной формации [16], шарьированной вместе с реликтами меланократового основания. Одновозрастный Южно-Ферганский офиолитовый пояс проходит и вдоль северной границы Южного Тянь-Шаня. По-видимому, этот разрыв во времени эпох деструкции земной коры в разных зонах Южного Тянь-Шаня отражает пульсационно-поступательное, скользящее в пространстве изменение активности эндогенных режимов и разрядки напряжений в земной коре.

Изучение глубинных нодулей в щелочных базальтоидах обеих зон позволило составить качественные и количественные модели верхней мантии. Для Южного Гиссара модель существенно пироксенитовая, для Зеравшано-Гиссара — пироксенит-лерцолитовая [24, 30, 34]. Средневзвешенный состав верхней мантии Южного Гиссара отличается от такового Зеравшано-Гиссара повышенными концентрациями Si, Al, Ti, Ca, Na, F, Rb, Cs и др., а также пониженными — Mg, B, Hg, Sb. По-видимому, большая меланократовость фрагментов гранито-гнейсового слоя Зеравшано-Гиссарской зоны (условно — Гармский блок), а также более основной состав здесь гранулитобазитового слоя, судя по составу и объемному соотношению нижнекоровых ксенолитов [17, 24] в сравнении с Южным Гиссаром (Байсунский блок), объясняется разным составом и степенью дифференцированности мантии и отчасти — разной глубиной верхнекоровых пород (в Гарме вскрыты более глубинные породы). Гетерогенность состава коры и мантии Южного Тянь-Шаня обусловила различие их фанерозойской металлогении: наличие флюоритовых и редкометалльных и некоторых других проявлений в Южном Гиссаре, а в Зеравшано-Гиссаре — ртутно-сурьмяных и вольфрамово-оловянных месторождений [24].

Изучение поведения сидеро- и халькофильных элементов в глубинных ксенолитах Памира и Центрального Таджикистана показало, что их концентрации в пироксенитах значительно ближе к таковым для основных пород, чем для гипербазитов. По-видимому, явления плавления в верхней мантии по схеме пироксенит → базальт + лерцолит (рестит) могут служить мощным источником поступления редких литофильных элементов в гранито-гнейсовый слой [17].

Таковы основные особенности развития земной коры Южного Тянь-Шаня и Памира в докембрии, среди которых следует выделить главные.

1. Кора в описываемых регионах сформирована в основном в раннем докембрии, при этом Южный Памир и Южный Гиссар характеризуются наиболее зрелой корой с мощным магматизмом высокоглиноземистых и высококалиевых гранитов в фанерозое. Неистощенный (существенно пироксенитовый) состав мантии в этих регионах обусловил длительное развитие с неоднократной активизацией эндогенных процессов в докембрии и фанерозое.

2. Окраины фрагментов древних платформ (Северный Памир, южная и северная окраины Южного Тянь-шаня) подвергались деструкции с образованием эвгеосинклинальных прогибов, для которых характерны, начиная с позднего протерозоя, базит-гранитоидные серии На-профиля. Этим участкам в альпийской структуре присущи пониженные мощности гранито-гнейсового слоя, существенно шпинель-лерцолитовый, истощенный, состав верхней мантии.

3. Установлено различие эндогенных режимов раннего докембрия и дальнейшей их эволюции. На Южном Памире развиты высокобарические комплексы; трансформация эндогенного режима к высокоградиентному метаморфизму намечается с протерозоя (~2 млрд. лет), т. е. с эпохи кратонизации коры. Для Памира в целом низкоградиентные режимы, в том числе и в фанерозое, не являются редкостью. Для Южного Тянь-Шаня характерны умеренно- и высокоградиентные режимы метаморфизма как в раннем докембрии, так и в фанерозое. Низкоградиентные режимы проявлены ограниченно и лишь в рифтогенных структурах (глаукофанзеленосланцевые комплексы).

4. Особенностью Южного Памира является наличие на ранних стадиях развития земной коры структур типа вулканогенных трогов с наиболее высокобарическими комплексами, являющимися, возможно, структурной разновидностью зеленокаменных поясов архея. Низкоградиентный тип метаморфизма на ранних стадиях развития таких структур и в соседних сиалических блоках, не характерный для древних платформ, позволяет предполагать латеральную эндогенную неоднородность литосферы, которая обуславливает разный тип структурно-метаморфических преобразований, начиная с раннего докембрия. Структурная позиция эклогит-дистен-гнейсовых комплексов в складчатых поясах требует дальнейших разработок.

5. Качественные и количественные модели земной коры и верхней мантии отражают конечный результат взаимодействия эндогенных процессов при формировании литосферы изученных регионов — Памира и Южного Тянь-Шаня. При близости составов гранито-гнейсового слоя обоих регионов намечаются заложенные еще в раннем докембрии различия в составе отдельных блоков коры и мантии, определяющие специфику эндогенных процессов и металлогении. Наиболее масштабна «сквозная» специализация Памира и Южного Тянь-Шаня на олово, что является геохимической особенностью коры и мантии региона.

#### Литература

1. Баратов Р. Б., Кутенец В. А. и др. О возрасте гранитизации в метаморфических толщах Гармского блока. — Докл. АН ТаджССР, 1970, т. 16, № 8, с. 41—43.

2. Баратов Р. Б., Буданов В. И. Метаморфические и гранитоидные серии в эволюции земной коры: (на примере Памира и Тянь-Шаня). — Матер. XXVI сессии МГК, докл. сов. геологов. М., 1980, с. 73—80.

3. Баратов Р. Б., Кухтиков М. М., Мушкин И. В. и др. Вулканические трубки взрыва и некоторые особенности глубинного строения Южного Гиссара. Душанбе, 1970. 113 с.

4. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., 1975. 263 с.
5. Беус А. А. Геохимия литосферы. М., 1981. 295 с.
6. Буданов В. И., Буданова К. Т., Могааровский В. В. Земная кора Юго-Западного Памира по петрохимическим данным. — Докл. АН ТаджССР, 1983, т. 26, № 5, с. 329—331.
7. Буданова К. Т., Буданов В. И. Юго-Западный Памир — новая провинция гранатосодержащих гипербазитов. — ДАН СССР, 1975, т. 222, № 5, с. 1982—1985.
8. Буданова К. Т. Тектонический режим становления докембрийского комплекса метаматматических пород Юго-Западного Памира. — В кн.: Метаморфизм горных пород Урала. Свердловск, 1979, с. 36—40.
9. Буданова К. Т. Некоторые минеральные равновесия в высокотемпературных метapelитах полиметаморфических комплексов. — ДАН СССР, 1980, т. 254, № 5, с. 1207—1210.
10. Буданова К. Т. Некоторые метагипербазит-базиты Юго-Западного Памира как возможные глубинные аналоги коматиитов. — ДАН СССР, 1981, т. 261, № 1, с. 180—183.
11. Буданова К. Т., Аверьянов Г. С., Козырев В. И. Уран и торий в метаморфических породах Юго-Западного Памира. — Докл. АН Тадж. ССР, 1982, т. 25, № 1, с. 32—36.
12. Власов Н. Г., Гниловской Г. В. Древнейшие метаморфические образования Северного Памира. — Тр. ВСЕГЕИ, 1970, т. 168. Н. с.
13. Грин Т. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968, с. 118—131.
14. Дмитриев Э. А. Кайнозойские калиевые щелочные породы Восточного Памира. Душанбе, 1976. 172 с.
15. Добрецов Н. Л. Глобальные петрологические процессы. М., 1981. 270 с.
16. Докембрий Средней Азии. Л., 1982. 264 с.
17. Земная кора и верхняя мантия Таджикистана: (по петрологическим данным) / Отв. ред. М. М. Кухтиков. Душанбе, 1981. 283 с.
18. Карякин А. П. Термодинамические условия регионального метаморфизма боршитского комплекса. — ДАН ТаджССР, 1978, т. 21, № 10, с. 21—30.
19. Карякин А. П. Высокотемпературные ассоциации аличурской серии. — Докл. АН ТаджССР, 1982, т. 25, № 12, с. 738—740.
20. Кухтиков М. М., Винниченко Г. П. Палеозойская тектоническая зональность Памира. — Сов. геология, 1979, № 12, с. 56—68.
21. Лицарев М. А., Виноградов В. И., Кулешов В. Н. О солёности раннедокембрийских отложений ваханской серии. — ДАН СССР, 1977, т. 234, № 6, с. 1425—1428.
22. Лутков В. С., Могааровский В. В. К геохимии метаморфических пород Северного и Южного Памира. — Докл. АН СССР, 1980, т. 23, № 5, с. 270—273.
23. Лутков В. С., Могааровский В. В. Геохимическая модель гранито-гнейсового слоя земной коры Южного Тянь-Шаня и Памира. — ДАН СССР, 1981, т. 257, № 2, с. 471—474.
24. Лутков В. С., Могааровский В. В. Латеральная неоднородность состава верхней мантии Южного Тянь-Шаня. — ДАН СССР, 1982, т. 263, № 3, с. 680—684.
25. Лутц Б. Т. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М., 1974.
26. Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск, 1977. 348 с.
27. Минаев В. Е., Ишан-Шо Г. А. Термальный режим зеленосланцевого метаморфизма Каратегина. — Докл. АН ТаджССР, 1980, т. 23, № 7, с. 381—384.
28. Мирходжаев И. М., Хохлов В. А. и др. Метаморфические формации Узбекистана. Ташкент, 1977. 238 с.
29. Могааровский В. В., Буданова К. Т. О составе верхней мантии и земной коры в Зеравшано-Гиссарской зоне Южного Тянь-Шаня. — Докл. АН ТаджССР, 1981, т. 24, № 8, с. 502—504.
30. Могааровский В. В., Буданов В. И. Глубинное строение Зеравшано-Гиссарской зоны Южного Тянь-Шаня по данным о нодулах в щелочных базальтоидах. — ДАН СССР, 1981, т. 261, № 1, с. 183—187.

31. Могаровский В. В., Буданова К. Т., Буданов В. И. Редкие элементы земной коры Юго-Западного Памира. — Докл. АН ТаджССР, 1980, т. 26, № 4, с. 244—249.
32. Московченко Н. И. Высокобарические комплексы докембрия в складчатых поясах фанерозоя. Л., 1982. 160 с.
33. Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. М., 1975. 216 с.
34. Мушкин И. В. Петрология верхней мантии Южного Тянь-Шаня. Ташкент, 1979. 136 с.
35. Петрология и геохимия магматических формаций Памира и Гиссаро-Алая. / Гл ред. Р. Б. Баратов, Душанбе, 1978. 343 с.
36. Попова Н. А. Ультрабазиты и связанные с ними породы основного состава южного склона Дарвазского хребта. — В кн.: Материалы по геологии Памира, 1963, вып. 1, с. 217—234.
37. Ранняя история Земли. М., 1980. 620 с.
38. Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе, 1976. 268 с.
39. Руженцев С. В., Поспелов И. И., Сухов А. Н. Тектоника Калайхумб-Сауксайской зоны Северного Памира. — Геотектоника, 1977, № 4, с. 68—80.
40. Стеблова В. М. Геосинклинальные вулканогенные формации Северного Памира. — Сов. геология, 1980, № 6, с. 89—98.
41. Толмачева Е. В. К вопросу о возрасте метаморфических толщ Восточного Каратегина. — ДАН СССР, 1978, т. 241, № 1, с. 185—188.
42. Федькин В. В. Метаморфизм пород боршитской серии: (Северный Памир). — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование, Вишица, 1982, с. 206—207.
43. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., 1973. 511 с.
44. Хорева Б. Я., Искандерова А. Д., Шергина Ю. П. Возраст субстрата метаморфических серий Юго-Западного Памира по данным свинцово-изохронного метода. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1971, № 8, с. 40—46.
45. Хорева Б. Я., Кутенец В. А. и др. О возрасте метаморфических пород Гармского блока. — ДАН СССР, 1975, т. 22, № 2, с. 439—441.
46. Цикличность и направленность процессов регионального метаморфизма. Л., 1977. 288 с.
47. Чернер Э. С., Буданов Ц. И., Соколов В. А. Проблемы тектоники Памира. — В кн.: Тектоника Средиземного пояса. М., 1980, с. 190—196.

*Ф. П. Митрофанов, И. К. Козаков,  
Л. В. Сумин*

## **ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ ДРЕВНЕЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ТЕРРИТОРИИ МОНГОЛИИ**

Исследования, проведенные в последние годы в Монголии, позволили выделить среди рифейских, каледонских и герцинских структур этого региона, приуроченного к осевой части Центрально-Азиатского складчатого пояса, комплексы пород раннего докембрия, которые можно коррелировать с древнейшими образованиями Тувы, Восточного Саяна, Присаянья и других районов [17]. На начальных этапах выделение, расчленение и корреляция докембрия были основаны на изучении эндогенной цикличности и палеофитологических данных [12, 19]. К настоящему времени имеются уже результаты определения абсолютного возраста для ряда реперных магматических комплексов, что позволяет более обоснованно давать возрастную оценку выделяемых эндогенных циклов.

Наиболее полный разрез метаморфизованного докембрия установлен в рифеидах западной части Тувино-Монгольского массива (Западный Сангилен Тувы и северный склон хр. Хан-Хухэй), где выделено четыре докембрийских структурно-метаморфических комплекса, поздний из которых, нарынский — IV, по данным палеофитологического анализа датируется нижним—средним рифеем, а более древние — нижним протерозоем (балыктыгхемский — III), верхним (моренский — II) и нижним (эрзинский — I) археем [8, 9]. Геологические исследования, проведенные в других структурах на территории Монголии, показали присутствие и в них возрастных аналогов этих комплексов (или некоторых из них).

Изучение вещественного состава древнейшего (эрзинского — I) комплекса сильно осложнено широким развитием в нем наложенных метаморфических преобразований, во многих случаях сопровождавшихся неоднократной мигматизацией. Непереработанные диафторезом породы эрзинского комплекса, как правило, сохраняются только в центральных частях будин и пропалстков среди пород амфиболитовой фации. Они представлены гиперстеновыми и гранат-гиперстеновыми гнейсами, двупироксеновыми кристаллическими сланцами, гранат-силлиманит-кордиеритовыми гнейсами со шпинелью (иногда с гиперстеном) [8, 9, 4, 15, 16]. На Сангиленском нагорье в состав эрзинского комплекса включены также форстеритсодержащие мраморы и кварциты; среди ортопород распространены чарнокитоиды. Важным показателем широкого распространения пород гранулитовой фации в Монголии является присутствие кварц-калишпат-двупироксеновых гнейсов среди ксенолитов в базальтах вулкана Тавырым-Царам в Северной Монголии [3]. Главной особенностью первичного вещественного состава пород эрзинского комплекса и его аналогов является ассоциация субсиалитов, карбонатов и кварцитов с вулканитами толентовой серии (в подчиненном количестве), что является показателем энсиалического развития [2].

Образования моренского уровня (II) распространены практически во всех блоках докембрия региона. На севере Монголии и в Южной Туве разрез моренского комплекса представлен толщами с ассоциациями троговых формаций: карбонатно-амфиболитотерригенно-лептинитовой и железисто-кремнистой. На юге в разрезе увеличивается количество серых тоналитовых гнейсов в ассоциации с подчиненными пироксеновыми амфиболитами (байдаринский комплекс). По химическому составу серые гнейсы соответствуют андезито-дацитам (до риолитов), а амфиболиты — андезитам и андезито-базальтам, что указывает на сходство с некоторыми троговыми образованиями юга Сибирской платформы [13].

Толщи следующего возрастного уровня (III) еще более изменчивы по составу. Так, в пределах Тувино-Монгольского массива и Гоби-Алтайского блока преобладают породы лептинито-терригенно-карбонатной и кварцито-карбонатной формации (балыктыгхемский, есэнбулакский комплексы), а в Байдаринском, Дарибском и в некоторых блоках Восточного Прихубсугуля развиты ассоциации пород троговых формаций: кварцито-карбонатно-

амфиболитовая, амфиболито-лентинитовая. Состав метавулканитов контрастный, наиболее часто встречаемая ассоциация представлена андезито-базальтами и дацитами или риолитами.

Метаморфические образования четвертого возрастного уровня (IV), как правило, представлены существенно терригенной с признаками мелководного происхождения серией пород и карбонатами, в ряде случаев содержащих остатки микрофитолитов и строматолитов рифея. Они отличаются значительной изменчивостью в вертикальном и латеральном направлениях, в связи с чем намечается тенденция коррелировать их то с нарынкой свитой Сангилена, то с окинской — Восточного Саяна. Обычно в качестве аналога нарынкой свиты выделяются рифейские толщи Центральной и Южной Монголии, в то время как разрезы Северной Монголии сопоставляются с окинской свитой. Видимо, целесообразно терригенные зеленосланцевые толщи окинской свиты с рифейской органикой, а также метаморфизованные вулканогенно-терригенные и терригенно-карбонатные толщи нарынкой свиты рассматривать в составе единого комплекса, отвечающему ниже(?)—среднерифейскому окинско-нарынскому уровню — IV. Формационные особенности данного комплекса определяются широким развитием метаолигомиктовых, метаполимиктовых и метааркозовых обломочных пород (среднее течение р. Эгийнгол), являющихся продуктами разрушения дорифейского сиалического материала. В разрезах комплекса присутствуют терригенные толщи метapelитов, черных углеродистых сланцев, метapесчаников с подчиненными горизонтами известняков и метавулканитов андезито-базальтового состава, а также флишоидно-карбонатные толщи (восточное побережье оз. Хубсугул, район Хархала, Баян-Хонгорская зона и др.) [5]. В основании комплекса повсеместно устанавливаются стратиграфическое, структурное и метаморфическое несогласие, перерыв и начинающаяся тектоническая перестройка структур фундамента.

С таким же несогласием по тектоническим контактам надвигового характера породы окинско-нарынкой комплекса (IV) перекрыты метаморфизованными мафит-ультрамафитовыми, метабазальтовыми и граувакко-андезитовыми толщами, которые относятся к V структурно-вещественному комплексу — дархатско-хубсугульскому [5]. В составе его выделяются также различные осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканические формации, возраст которых на основании геологических соотношений, микропалеофитологических данных, остатков фауны археоцеат, гастропод и единичных геохронологических датировок определяется в интервале от верхнего рифея до венда-нижнего кембрия включительно [1, 17]. Они образуют определенную последовательность рифей-нижнекембрийского разреза, фациально неустойчивого и различного по формационному составу. Устанавливается сильная фациальная изменчивость толщ данного уровня с преобладающей ролью то вулканокластических, то вулканических образований, характеризующих формации геосинклинального типа, формирую-

щиеся в разных геотектонических обстановках. Этому временному уровню принадлежат и специфические формации офиолитовых зон [6], представленные толщами зеленокаменных подушечных лав-метавулканитов основного и среднего состава, местами с комплексами параллельных даек, с массивами ультрамафитов и слоенных габброидов, а также ассоциирующими с ними карбонатно-кремнистыми отложениями (нередко глубоководными). Палеонтологически охарактеризованные венд-нижнекембрийские и нижнекембрийские осадочные толщи перекрывают офиолиты или располагаются выше их в воссозданных на основании формационных, литолого-структурных и структурно-метаморфических разрезах. Таким образом, формирование пород собственно офиолитовых комплексов связано, видимо, с позднерифейским временем, в отдельных случаях продолжавшимся до венда включительно. Эффузивы офиолитовых формаций обнаруживают большое разнообразие типов вулканических серий, часто сближенных пространственно [6]. Выделены толеитовые слабодифференцированные серии основных лав окраинноморского типа, толеитовые слабодифференцированные серии низкотитанистых основных лав островодужного типа, высокомагнезиальные низкотитанистые базальты (базальтовые коматииты), высокомагнезиальные низкотитанистые базальты с известково-щелочным трендом (мерианитобиниты), известково-щелочные сильнотифференцированные серии базальтов—андезитов-дацитов и андезитов-дацитов—риолитов и щелочные слабодифференцированные серии высокотитанистых базальтов. Условия формирования этих пород отвечают широкому ряду тектонических обстановок: островная дуга—окраинный бассейн—континентальная окраина.

К верхам разреза комплекса V относятся кремнисто-карбонатные, флишoidные, молассовые и граувакково-туфогенные формации, своеобразные олистростромовые формации, в целом характеризующие этап тектонического скупивания.

Формирование каждого комплекса сопровождалось процессами самостоятельного цикла регионального метаморфизма. Прогрессивный региональный метаморфизм эрзинского комплекса (I цикл) в пределах Тувино-Монгольского массива происходил в условиях гранулитовой фации. Наиболее характерными парагенезисами являются: гиперстен ( $F=62$ ) + кордиерит + шпинель + магнетит + гранат ( $F=76$ ) + плагиоклаз (№ 33—35) + к. п. ш. + биотит + кварц; кварц + плагиоклаз (№ 30) + к. п. ш. + гиперстен ( $F=34—46$ ) + моноклинный пироксен ( $F=33—42$ ); кварц + плагиоклаз (№ 30) + к. п. ш. + силлиманит + гранат + биотит + кордиерит + шпинель [4, 8, 9, 17]. Указанные парагенезисы показывают, что формирование гранулитов эрзинского комплекса происходило в условиях относительно высокоградиентного режима при  $T \sim 800^\circ$  и  $P \sim 6—7$  кбар.

В блоках докембрия на остальной части территории Монголии гранулиты, которые можно относить к I циклу, присутствуют только в виде реликтов среди диафоритов амфиболитовой фации,

поэтому определить их принадлежность к какой-либо фациальной серии по давлению пока не удалось. Важно, что во всех установленных случаях в докембрийских блоках Монголии, как и Центрально-Азиатского складчатого пояса в целом, наиболее ранние проявления метаморфизма связаны с  $P-T$ -условиями гранулитовой фации (см. рисунок).

Для регионального метаморфизма II цикла устанавливается некоторая неоднородность по температуре. В породах моренского комплекса Южной Тувы устанавливаются парагенезисы дистен-гранат-биотит-ортоклазовой субфации амфиболитовой фации, к югу, на территории Монголии, этот же метаморфизм происходит в  $PT$ -условиях гранулитовой фации, что определяется присутствием парагенезиса: гранат + моноклиновый пироксен + гиперстен + бурая роговая обманка + плагиоклаз (№ 38—45) + кварц. Иными словами, ко II циклу произошел переход к более низкоградиентному режиму, выдержанному по давлению на больших площадях [17]. При этом зона с наиболее высокотемпературными ассоциациями приурочена к осевой части Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 1).

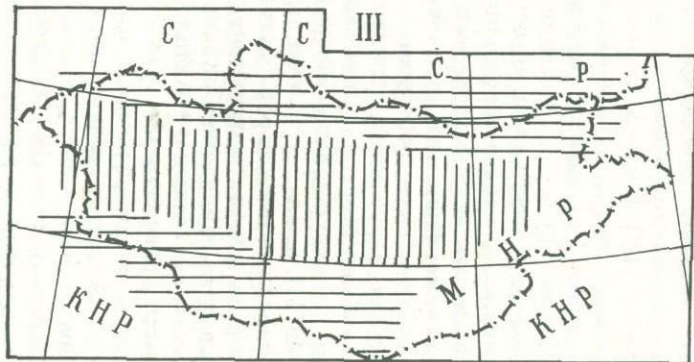
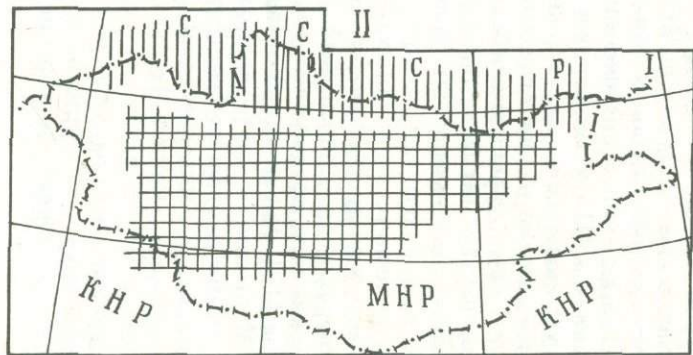
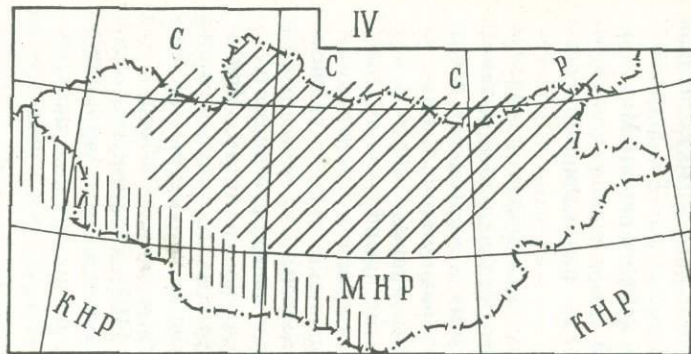
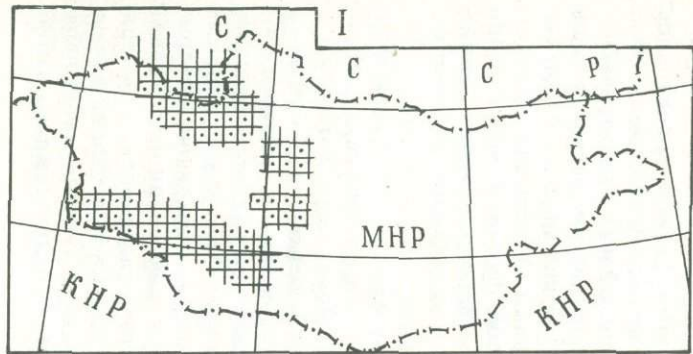
В III цикле неоднородность  $P-T$ -условий регионального метаморфизма проявлена и по температуре и по давлению. В пределах Тувино-Монгольского массива, Гоби-Алтайского блока и выходов докембрия южного склона Монгольского Алтая региональный метаморфизм III цикла происходил в условиях амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии [10, 17]. В блоках, где развиты метавулканы бумбугерского и идэрского комплексов и их аналогов (Байдарицкий блок, блоки Восточного Прихубсугуля и др.), этот же метаморфизм происходил в условиях амфиболитовой фации дистен-силлиманитовой фациальной серии. Таким образом, метаморфический пояс III цикла, в своей осевой части соответствующий в дальнейшем эвгеосинклиналям каледонского цикла, характеризуется более низкоградиентным режимом по сравнению с периферическими частями, примыкающими к современным древним платформам Центральной Азии (рис. 1).

Наибольшей неоднородностью характеризуется региональный метаморфизм IV цикла. В одних случаях он происходил в условиях фации зеленых сланцев и практически не сопровождался диафторезом раннедокембрийских пород. В других, например в породах нижнего-среднего рифея, надвинутых на толщи раннего докембрия в западной оконечности Тувино-Монгольского массива [17], уста-

---

Схема современного положения разновозрастных и разнофациальных метаморфических образований докембрия на территории Монголии и сопредельных областей.

Циклы: I — ранний архей, II — поздний архей, III — ранний протерозой, IV — поздний протерозой. Фаации: 1 — гранулитовая умеренного и пониженного давления, 2 — гранулитовая умеренного и повышенного давления; 3 — амфиболитовая умеренного и повышенного давления; 4 — амфиболитовая пониженного давления; 5 — зеленосланцевая пониженного давления.



навливаются парагенезисы ставролит-биотит-дистен-мусковитовой субфации амфиболитовой фации, что соответствует  $T=550-600^{\circ}$  и  $P=5-8$  кбар [20]. В блоках докембрия южного склона Монгольского и Гобийского Алтая аналогичный по условиям диафторез IV цикла привел к полной переработке раннедокембрийских пород [10] (рис. 1).

Минеральные ассоциации и составы минералов дархатско-хубсугульского комплекса характеризуют региональный метаморфизм V цикла как зеленосланцевый низких и умеренных давлений. Этот метаморфизм проявлен очень неравномерно. С ним связана только локальная деформация более древних образований.

Изучение и корреляция структур в метаморфических комплексах докембрия Монголии показали, что главные картируемые складчатые структуры были сформированы в период развития деформации III цикла. При этом практически все более ранние структуры были нацело переработаны и в настоящее время устанавливаются и реконструируются только по реликтам. Исключением являются раннедокембрийские образования южного склона Монгольского и Гобийского Алтая, главные структуры которых определяются региональным наложением складкообразующих деформаций и метаморфизма IV цикла [10]. Характерным является также то, что на деформации каледонского и герцинского циклов образования раннего докембрия реагируют уже как относительно жесткие тела. Новые структурные формы в них проявлены зонами разломов, рассланцевания, милонитизации и ограничено проявленной приразломной складчатостью.

Основная масса ультраметагенных автохтонных гранитоидов и мигматитов, изофациальных с метаморфизмом амфиболитовой и гранулитовой фации, была сформирована в I и II циклах, в меньшей степени — в III цикле. Серии ультраметагенных гранитоидов IV цикла установлены только в докембрийских породах Монгольского и Гобийского Алтая, где участками региональный метаморфизм достигал уровня амфиболитовой фации, с чем связано перемещение там мигматит-плутонов и ассоциирующих с ними перемещенных анатектических гранатовых аплитов и пегматитов [10].

Древнейшие из установленных ортомагматогенных образований представлены дупироксеновыми диоритами, кварцевыми диоритами и гиперстеновыми гранитами. Г. В. Поляковым и его сотрудниками, кроме того, среди раннедокембрийских пород обнаружены анортозиты [18]. Характерной особенностью докембрийского магматизма Монголии и сопредельных районов является широкое развитие синметаморфических (раннескладчатых) интрузивных плагиоклазовых и микроклин-плагиоклазовых гранитов, которые известны для всех циклов [7, 17], при подчиненном значении постметаморфических калиевых гранитов, слагающих, как правило, небольшие массивы, чаще дайки, жилы, что косвенно указывает на некоторую незавершенность развития тектоно-метаморфических циклов в докембрии этого региона. Анализ химизма дайко-

вых базитов, формирование которых происходило между циклами, показывает их петрохимическое сходство с образованиями континентального типа [17].

Геохронологическая изученность докембрия Монголии в настоящее время еще недостаточна и базируется в основном на отдельных определениях абсолютного возраста, полученных К-Аг методом, который мало применим для датирования полиметаморфических образований, особенно с учетом неоднократного проявления в них фанерозойской магматической активности. Применение нами свинец-свинцового термоизохронного метода позволяет сейчас наметить здесь основные возрастные рубежи в проявлении докембрийских эндогенных процессов. Все определения сделаны по цирконам из реперных магматических тел, для которых установлено геологическое положение по отношению к этапам тектоно-метаморфических циклов.

Наиболее древние значения абсолютного возраста (более 3000 млн. лет) получены для двупироксеновых кварцевых диоритов байдарагинского комплекса и анортозитов. Достаточно отчетливо фиксируется и рубеж 2500—2700 млн. лет по цирконам из двупироксеновых кварцевых диоритов и анортозитов и серых гнейсов байдарагинского комплекса, что подтверждено и определениями в 2650 млн. лет, сделанными по цирконам уран-свинцовым изохронным методом. Хорошо датируется проявление эндогенной активности III цикла (1800—2000 млн. лет), определяющего для большей части исследованных блоков докембрия их главные полигенные структурно-метаморфические характеристики. Развитие геологических процессов IV цикла также находит отражение в изотопной «памяти» цирконов. При этом для структур, где не проявлена метаморфическая переработка IV цикла, изотопные данные имеют широкий спектр значений от позднепротерозойских (1200—1400 и 600—800 млн. лет) до архейских. В блоках же раннего докембрия Монгольского Алтая, где по геологическим данным проявлена структурно-метаморфическая переработка пород раннего докембрия процессами IV цикла, реликтовых древних датировок пока не получено, возрастные значения (650—800 и 1100 млн. лет) отражают проявление процессов позднепротерозойской активизации [10].

Изложенные данные пока недостаточны для точной возрастной корреляции выделяемых докембрийских комплексов; однако они, находясь в соответствии с установленной по геологическим данным эндогенной цикличностью, подтверждают правильность выделения здесь раннедокембрийских комплексов.

Докембрийские образования Монголии находятся в осевой зоне палеозойского Центрально-Азиатского складчатого пояса, расположенного в этой части между двумя системами древних платформ: Восточно-Сибирской с севера и Северо-Китайской с Таримским массивом с юга. Проведенные исследования показывают, что здесь имеются формационные и возрастные аналоги раннедокембрийских комплексов, развитых в фундаменте древних

платформ. Намечается и возможность корреляции эндогенных циклов, проявленных в этих структурах. Все это позволяет перейти к сравнению эндогенных режимов, существовавших в них в докембрийское время. Все древнейшие супракратальные породы с изотопным возрастом более 3000 млн. лет метаморфизованы в условиях гранулитовой фации как в пределах Восточно-Сибирской [11] и Китайской [22] платформ, так и в рассматриваемой интракратонной зоне. При этом все эти образования были почти полностью переработаны к концу позднего архея (II цикл). Различие в характере развития эндогенных процессов начинает отчетливо проявляться в раннем протерозое (III цикл). В пределах современных древних платформ формируются эпиархейские прото-платформы, разделенные узкими мобильными энсиалическими поясами. В это же время между системами этих платформ был заложен пояс, в котором к концу раннего протерозоя были почти полностью переработаны все более древние образования. То есть к этому времени начала затухать эндогенная активность в областях современных древних платформ, оставаясь по-прежнему высокой в интракратонных зонах. В позднем протерозое (IV цикл) установился платформенный режим в древних платформах. Эндогенная активность в это время определяется развитием Урало-Монгольского пояса [14], в пределах которого образования раннего докембрия в одних случаях образуют относительно жесткие глыбы, в других формируют пояса с активными процессами типа гренивильского или мозамбикского [21].

Таким образом, можно показать, что на территории современной осевой части Центрально-Азиатского складчатого пояса в дорифейское время были сформированы сиалические комплексы, важной составной частью которых являются контрастные серии метавулканитов, плагиограниты, разнообразные мигматиты и калиевые граниты вплоть до рапакивитоподобных [17]. Это является показателем наличия зрелой сиалической коры. Граница раннего протерозоя и рифея — важный переломный рубеж в истории геологического развития региона, приведший к появлению обширных эпиконтинентальных прогибов окраинно-материкового типа (окинско-нарынский уровень) и ознаменовавший начало деструкции дорифейского фундамента, маркируемого сериями базитовых даек типа гашунурского комплекса [17]. Эта переходная стадия начинающейся деструкции дорифейского сиалического основания является догеосинклинальной и предшествует формированию океанической коры в Монголии. Дальнейшая история развития региона, отвечающая позднему рифею—венду—раннему кембрию, была связана с весьма сложными, меняющимися по латерали геодинамическими режимами, спецификой которых была продолжающаяся деструкция континентальной коры и формирование океанической коры в условиях передовой дуги — окраинного бассейна — континентальной окраины.

Последующие процессы, относимые к салаирскому этапу, связаны с закрытием океанического бассейна, что вызвало дефор-

мацию и метаморфизм офиолитов и надвигание отдельных их фрагментов на континентальные окраины; в связи с утонением литосферы происходило плавление, что фиксируется внедрением плагиогранитов среднего—позднего кембрия таннуольского типа и является первым признаком преобразования океанической коры в континентальную.

## Литература

1. Благодоров В. А., Зайцев Н. С. Джидинская зона каледонид Монголии. — Геотектоника, 1972, № 6, с. 55—65.
2. Глебовицкий В. А., Дук В. Л., Кицул В. И., Митрофанов Ф. П., Шарков Е. В., Эз В. В. Взаимосвязь эндогенных процессов в развитии структуры земной коры в раннем докембрии. — В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л., 1980, с. 153—172.
3. Кебезинская В. В., Зайцев Н. С., Лучицкий И. В. и др. Основание континентальной коры Монголии по гранулитовым ксенолитам. — ДАН СССР, 1976, т. 229, № 2, с. 451—455.
4. Кебезинская К. Б. Парагенетический анализ и петрохимия средне-температурных метapelитов. Новосибирск, 1977. 198 с.
5. Кебезинская К. Б., Прусевич Н. А., Усова Л. В. Палеотектоническая обстановка формирования и особенности метаморфизма вулканогенно-осадочных формаций Восточного Прихубсугуля (МНР). — Геология и геофизика, 1984, № 7, с. 27—42.
6. Кебезинская К. Б., Кебезинская В. В., Прусевич Н. А., Доржнамжаа Д. Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Монголии. — В кн.: Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск, 1985.
7. Козаков И. К. Структурные особенности и метаморфизм докембрийских гранитоидов Сангиленского нагорья Тувы. — Геол. и геофиз., 1976, № 12, с. 154—160.
8. Козаков И. К., Митрофанов Ф. П. Полиметаморфизм гранулитового основания Сангиленского срединного массива Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1976.
9. Козаков И. К., Митрофанов Ф. П. Корреляция эндогенных процессов в докембрии западного Сангиленского массива. — В кн.: Корреляция эндогенных процессов в докембрийских метаморфических комплексах: Геодинамические исследования. М., 1979, с. 80—91.
10. Козаков И. К., Митрофанов Ф. П., Зайцев Н. С., Соколов Ю. М., Шуркин К. А. Мусковитовые пегматиты Монгольского Алтая (МНР). — В кн.: Геология и генезис пегматитов. Л., 1983, с. 225—235.
11. Кратц К. О., Вревский А. Б., Платунова А. П. О некоторых типах кратогенов в докембрии. — В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л., 1980, с. 45—56.
12. Кратц К. О., Митрофанов Ф. П., Московченко Н. И., Козаков И. К. Принципы и методы расчленения кристаллических образований в фанерозойских складчатых областях. — В кн.: Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л., 1982, с. 6—19.
13. Лейтес А. М., Федоровский В. С. Тектоника и важнейшие этапы становления континентальной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии. — В кн.: Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М., 1978, с. 109—163.
14. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли. М., 1983. 279 с.
15. Митрофанов Ф. П., Козаков И. К., Зингер Т. Ф. Раннедокембрийские конгломераты с валунами гранулитов в Сангиленском срединном массиве каледонид Тувы. — В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л., 1977, с. 232—238.
16. Митрофанов Ф. П., Козаков И. К. Сангиленский массив. —

В кн.: Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии. Новосибирск, 1978, с. 202—208.

17. Митрофанов Ф. П., Козаков И. К., Палей И. П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л., 1981. 156 с.

18. Поляков Г. В., Изох А. Э., Кривенко А. П. Габбро-анортозитовая формация Монголии. — ДАН СССР, 1983, т. 270, № 4, с. 955—959.

19. Структурная эволюция метаморфических комплексов / А. Н. Казаков, Ю. В. Миллер, В. Л. Дук, А. Л. Харитонов. Л., 1977.

20. Термо- и барометрия метаморфических пород / В. А. Глебовицкий, Г. М. Другова, С. П. Екимов и др. Л., 1977. 207 с.

21. Этапы и типы эволюции докембрийских щитов / К. О. Кратц, В. Я. Хильтова, А. Б. Вревский и др. Л., 1980. 164 с.

22. Xinguan Ma, Zhengwen Wu. Early tectonic evolution of China. — Precambrian Research, 1981, vol. 14, N 3—4, p. 185—202.

*Е. П. Васильев, Л. З. Резницкий,  
В. И. Вишняков*

### ПРОБЛЕМЫ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ДОКЕМБРИЯ ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ И ХРЕБТА ХАМАР-ДАБАН

При изучении и анализе метаморфической неоднородности первоочередным и наиболее важным является вопрос о моноили полихронности ее формирования. В зональных комплексах дилемма моно-полиметаморфизма зачастую становится ключевой в решении проблем их возрастного расчленения, стадийности и направленности структурно-метаморфических перестроек и в целом эволюции эндогенных процессов.

Особую проблему представляет зональность с участием пород гранулитовой фации, тем более что вообще возможность формирования гранулитов в монометаморфических зональных ореолах признается далеко не всеми исследователями; в такой ситуации чаще привлекаются различные модели зональности с древними ядрами [2].

Южное Прибайкалье и хр. Хамар-Дабан можно рассматривать как классический полигон, где обсуждаемая проблема поставлена еще в 30—40-х годах работами Д. С. Коржинского [7] и др. Здесь представлены шарыжалгайский «пангранулитовый» комплекс фундамента Сибирской платформы и полифациальные стратифицированные комплексы Саяно-Байкальского подвижного пояса — слюдянской гранулитовый и хамардабанский зональный андалузит-силлиманитового типа. Последние перекрыты отложениями палеозоя (рис. 1). Существуют три точки зрения на соотношение этих комплексов:

— слюдянский и шарыжалгайский близкоодновозрастны (архей) и тождественны в противопоставление протерозойскому хамардабанскому [7, 9, 11].

— слюдянские гранулиты являются крайним членом хамардабанского зонального комплекса протерозойского [13] либо палеозойского [1] возраста;

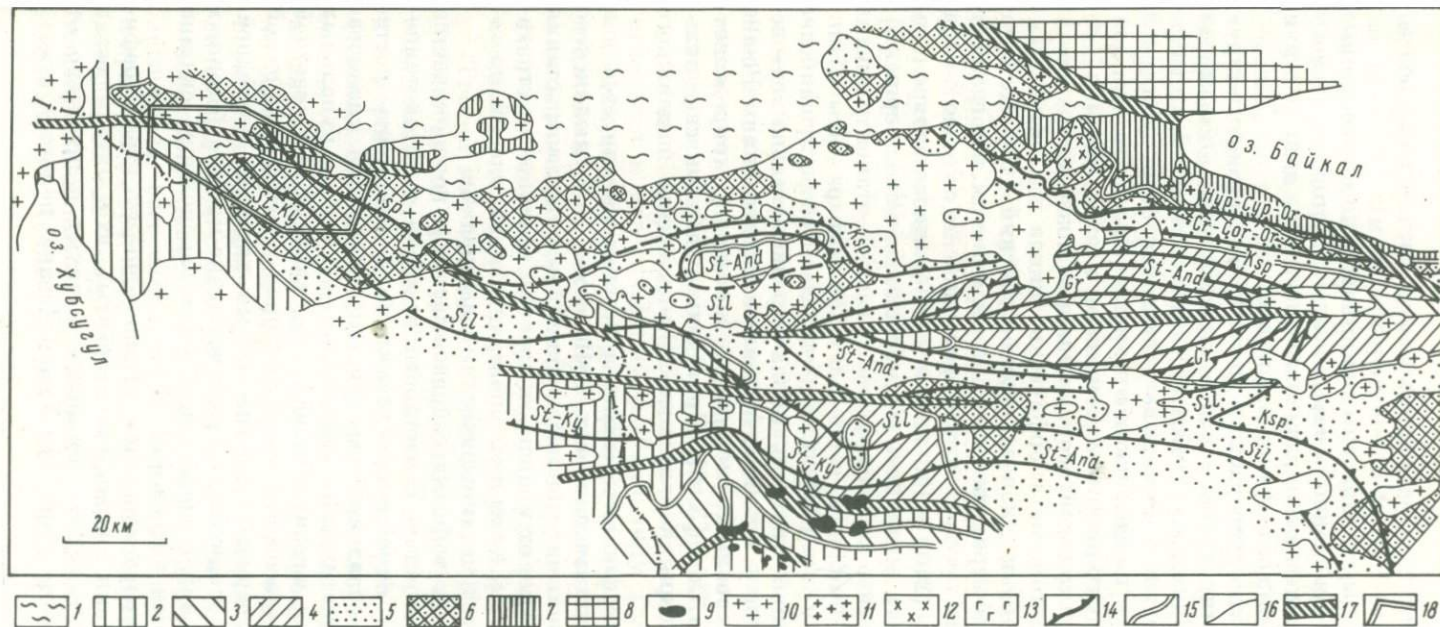


Рис. 1. Схема метаморфизма Южного Прибайкалья и хр. Хамар-Дабан. Составлена с использованием материалов А. А. Шафеева (1970), ПГО «Иркутскгеология» и «Бурятгеология».

1 — кайнозойские отложения; 2 — ниже-среднепалеозойские отложения нерасчлененные; 3, 4 — хамардабанская серия (PR<sub>2</sub>); 3 — шубутуйская свита, карбонатно-терригенная, 4 — корниловская свита, терригенная; 5, 6 — хагарульская серия (PR<sub>1</sub>); 5 — безмянская свита, карбонатно-терригенная, 6 — харагольская свита, карбонатно-терригенно-вулканогенная; 7 — слюдяная серия (AR<sub>2</sub>), терригенно-вулканогенно-кремнисто-карбонатная; 8 — шарыжалгайская серия (AR<sub>1</sub>) фундамента Сибирской платформы; 9 — палеозойские гипербазиты; 10 — палеозойские и верхне-протерозойские гранитоиды нерасчлененные; 11 — аляскитовые гранит-пегматиты (PR<sub>1</sub>); 12 — сиениты (PR<sub>1</sub>); 13 — метагабброиды (PR<sub>1</sub>); 14 — изограды метаморфизма; 15 — границы стратиграфических несогласий; 16 — прочие геологические границы; 17 — главнейшие разломы и тектонические швы; 18 — контур площади, показанной на рис. 2.

— все три комплекса разновозрастны и тектонически обособлены [12].

В последние годы установлены принципиально новые данные, позволяющие с неожиданной, парадоксальной стороны подойти к проблеме. В совокупности с ранее известными эти данные сгруппированы в трех нижеследующих пунктах.

1. В регионе закартированы и подтверждены геолого-структурными данными угловые стратиграфические несогласия: первое — по границе слюдянской и хангарульской серий, второе — по контакту последней с перекрывающей хамардабанской серией, третье — в подошве палеозойских отложений (рис. 1).

Детальные структурно-петрологические исследования в пределах слюдянского гранулитового комплекса позволили надежно установить три тектоно-метаморфических цикла его эволюции — позднеархейский, ранне- и позднепротерозойский [12]. Не останавливаясь на характеристике этих циклов, отметим, что гранулитовый метаморфизм проявился во втором цикле не позднее 2 млрд. лет, судя по U-Pb ( $2100 \pm 150$  млн. лет) и свинцово-изохронным ( $1980 \pm 60$  млн. лет) датировкам мраморов слюдянской серии [3]; третий цикл отчетливо коррелируется с главным этапом развития хамардабанского комплекса, в пределах которого развиты гранитоиды с возрастом до 1200—1300 млн. лет; возраст наиболее поздних образований третьего цикла — редкометально-редкоземельных пегматитов — по многочисленным определениям Pb-Pb, U-Pb и Pb-изохронным методами однозначно определяется в  $550 \pm 50$  млн. лет [3, 6]. Приведенные данные свидетельствуют о длительном полициклическом развитии подвижного пояса.

2. Метаморфическая зональность в регионе картируется как прогрессивная и единая для всех комплексов — от слюдянского до палеозойского включительно. При общей тенденции возрастания степени метаморфизма от молодых к древним комплексам стратиграфические границы, в том числе поверхности несогласий, повсеместно пересекаются метаморфическими изоградами.

Зональность метаморфизма сопровождается и подчеркивается структурной зональностью. В частности, от низко- к высокотемпературным фациям линейная «кливажная» складчатость постепенно сменяется складчатостью кристаллизационной сланцеватости, затем «мигматитовой» складчатостью на фоне купольных структур и, наконец, в гранулитовой зоне — сложной перекрестной складчатостью. Согласованность структурной и метаморфической зональностей подтверждает прогрессивный характер последней. На это же указывает площадное распределение метаморфогенных жильных образований и гранитов, которое закономерно связано с метаморфическими зонами [10, 13].

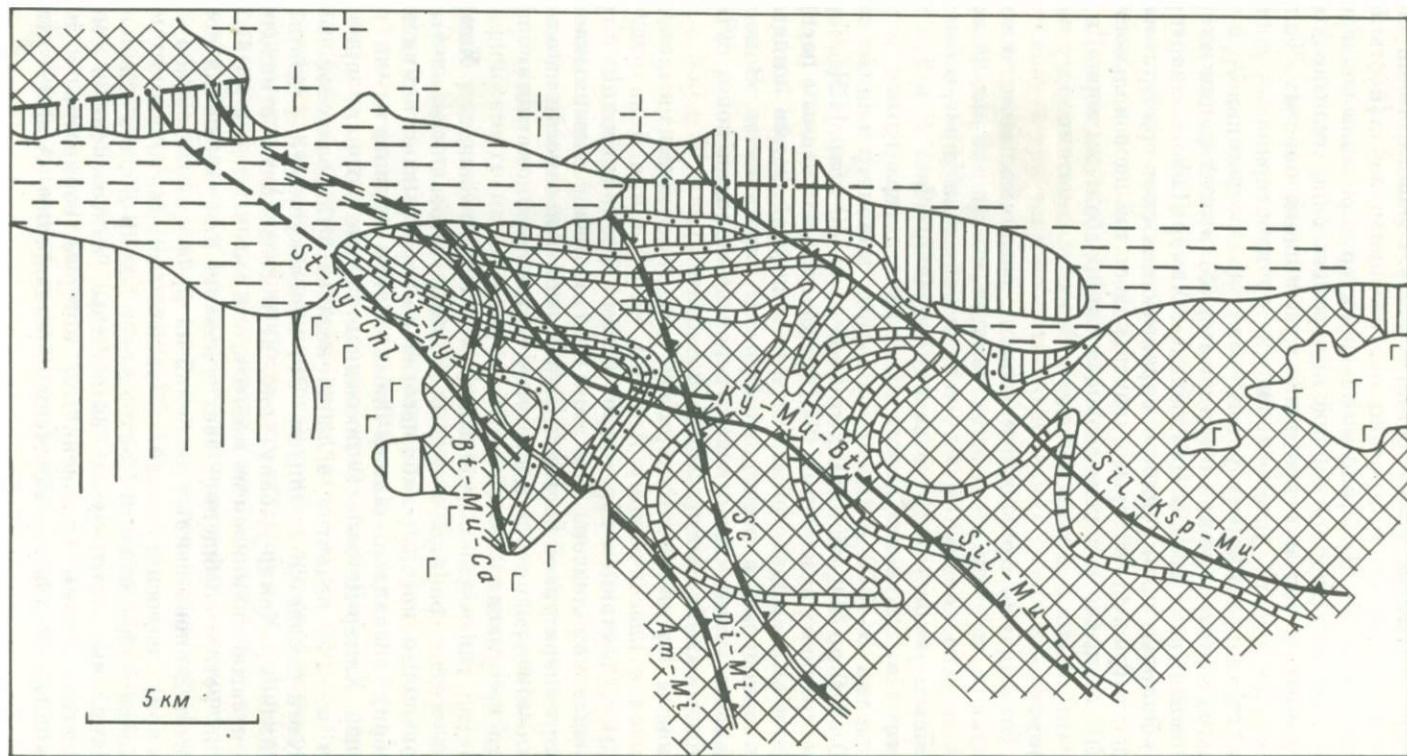
Специальным прослеживанием установлено, что стратиграфические подразделения (маркирующие свиты), входящие в состав слюдянского гранулитового комплекса, следуют непрерывно от Байкала до западного окончания Хамар-Дабана, переходя в поле

низко-среднетемпературных фаций (рис. 1). В районе Мондинской впадины по ним откартирована прогрессивная зональность Ку-Sill типа (рис. 2). Прогрессивный характер переходов подчеркивается однонаправленной сменой минеральных парагенезисов как в метапелитах, так и в кремнисто-известковых породах. Таким образом, достоверно установлено, что по простиранию одних и тех же стратиграфических уровней степень прогрессивного метаморфизма меняется от низов эпидот-амфиболитовой фации до гранулитовой. Кроме того, в Центральном Хамар-Дабане закартированы обширные поля аналогов маркирующих свит гранулитового комплекса (рис. 1), которые охвачены здесь той же зональностью And-Sill типа, что и перекрывающая хамардабанская серия, и не несут признаков предшествующего более высокотемпературного метаморфизма.

3. Выделяются три области (пояса), различающиеся по типу зональности, т. е. градиентности режима метаморфизма. В поле развития слюдяных гранулитов установлена прогрессивная зональность, выраженная повышением равновесных  $P$  и  $T$  в направлении к Шарыжалгайскому выступу с латеральными палеоградиентами  $5-7^{\circ}\text{C}$  и  $0.3-0.4$  кбар на километр в диапазоне от  $700-750$  до  $800-850^{\circ}\text{C}$  и от  $4-6$  до  $8-10$  кбар [12]. Барический градиент независимо подтверждается площадным распределением волластонитовой и кварц-кальцитовой фаций по давлению и находками в последней Нур-Sill парагенезиса. В целом зональность гранулитов отвечает переходу от алданской к сугамской фации глубинности (линия  $a$  на рис. 3).

На всей территории Центрального Хамар-Дабана зональность относится к классическому And-Sill типу (линия  $b$  на рис. 3) с общим возрастанием параметров метаморфизма к границе с гранулитовым комплексом. При этом максимальная зональность смыкается с низкотемпературной частью гранулитовой зональности на одном фациальном уровне без достоверно установленного метаморфического несогласия (линии  $a$  и  $b$  на рис. 3).

Третий тип зональности выделяется в Юго-Западном Хамар-Дабане вдоль границы с палеозойскими эвгеосинклинальными образованиями, которые либо несогласно перекрывают комплексы докембрия (Западный Хамар-Дабан), либо надвинуты на них (Южный Хамар-Дабан). В последнем случае по мере приближения к зоне надвигов в парагенезисах ставролитовой зоны андалузит сменяется кианитом. Это в совокупности с данными по Западному Хамар-Дабану (рис. 2) и сведениями о находках парагенезисов с кианитом на монгольском склоне хребта (В. Г. Беличенко, устное сообщение) дает основание для выделения пояса относительно повышенных давлений на фронте палеозойской (каледонской) эвгеосинклинали. Обращаем внимание на то, что в принадлежащей области Центрального Хамар-Дабана отдельные синклинальные структуры выполнены палеозойскими миогеосинклинальными отложениями, которые совместно с подстилающими толщами охвачены зональностью And-Sill типа



- Legend symbols:
- 1 [Symbol: Dashed lines]
  - 2 [Symbol: Two small rectangles]
  - 3 [Symbol: Empty rectangle]
  - 4 [Symbol: Cross-hatched pattern]
  - 5 [Symbol: Vertical lines]
  - 6 [Symbol: Diagonal lines /a/6]
  - 7 [Symbol: Diagonal lines \a/6]
  - 8 [Symbol: Plus signs]
  - 9 [Symbol: Arrow with dot]

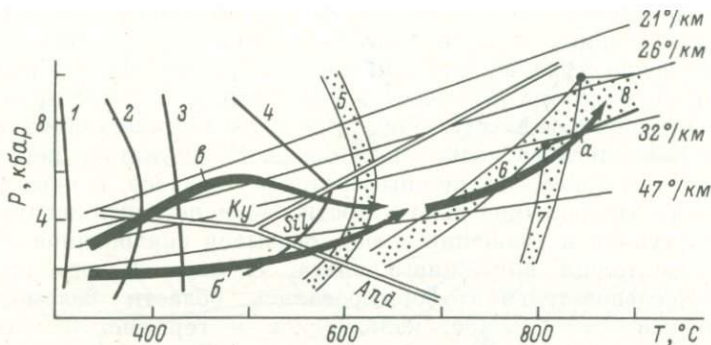


Рис. 3. Положение латеральных срезов метаморфической зональности в  $P$ - $T$  поле.

$a$  — слюдяного гранулитового комплекса,  $b$  — Центрального Хамар-Дабана,  $c$  — Юго-Западного Хамар-Дабана. Петрогенетическая схема для метapelитов дана по С. П. Кориловскому [8] и В. А. Глебовицкому [4]. Моновариантные равновесия: 1 —  $Stp + Chl + Mikr = Bi + Mu + Qu$ ; 2 —  $Chl + Qu = Gr$ ; 3 —  $Chlt + Chl + Ky(And) = St + Qu$ ; 4 —  $St + Mu + Qu = Bi + Gr + Al_2SiO_5$ ; 5 —  $Mu + Qu = Ort + Al_2SiO_5$ ; 6 —  $Bi + Sill + Qu = Gr + Cor + Ort$ ; 7 —  $Bi + Gr + Qu = Cor + Hyp + Ort$ ; 8 —  $Gr + Cord = Hyp + Sill + Qu$ .

(рис. 1). С учетом этого метаморфическая зональность юго-западной части Хамар-Дабана может быть представлена линией  $b$  на рис. 3.

Таким образом, налицо парадоксальная ситуация — комплексу данных, однозначно указывающих на полицикличность развития метаморфитов (пункт 1), явно противоречит не менее убедительные признаки единой монометаморфической зональности (пункт 2). Факт площадной неоднородности режима метаморфизма (пункт 3) не проясняет эту ситуацию, поскольку неоднородность может быть интерпретирована и как результат полиметаморфизма и как монометаморфическая гетерогradientная зональность. Ясно лишь, что в данном случае альтернативное решение не может быть достигнуто в рамках устоявшихся представлений о строении и эволюции метаморфических комплексов.

Одну из возможностей решения проблемы представляет, на наш взгляд, известная геодинамическая концепция, связывающая эндогенные процессы на юге Восточной Сибири с горизонтальным

Рис. 2. Схема метаморфической зональности в районе Мондинской впадины (Западный Хамар-Дабан).

1 — кайнозойские отложения; 2 — кайнозойские базальты; 3 — нижепалеозойские отложения — мраморы, кремнисто-карбонатные породы, метаэффузивы среднего и основного состава; 4 — харагольская свита — кальцит-двуслюдяные, кальцит-амфибол-биотитовые сланцы, сменяющиеся в высокотемпературных зонах кальцит-диопсидовыми, скаполит-кальцит-диопсидовыми кристаллосланцами, частые прослои глиноземистых гнейсов и (реже) мраморов; 5 — слюдяная серия — мраморы с прослоями кристаллосланцев основного состава, глиноземистых гнейсов, кварц-тремолятовых и кварц-диопсидовых пород, иногда с апатитом; 6 — отдельные маркирующие слои глиноземистых гнейсов ( $a$ ) и мраморов ( $b$ ); 7 — изограды метаморфизма:  $a$  — в глиноземистых гнейсах,  $b$  — в известково-силикатных породах; 8 — граниты; 9 — разрывные нарушения.

взаимодействием блоков литосферы [5]. Наиболее грандиозным по последствиям, согласно этой концепции, было периодическое (прерываемое фазами стабилизации и растяжения) смещение Сибирского кратона в южных румбах. Его динамическое воздействие активизировало эндогенные процессы в прилегающих частях Саяно-Байкальского подвижного пояса. В результате периферические зоны пояса, обращенные в сторону кратона, превращались в области завершенной складчатости. По мере консолидации они тоже вступали в движение к югу, оказывая аналогичное воздействие на толщи подвижного пояса. В итоге к югу от кратона последовательно сформировались области беломорской, карельской, байкальской, каледонской и герцинской консолидаций.

Исходя из данной концепции, нами предлагается модель структурно-метаморфического развития рассматриваемой части подвижного пояса (рис. 4). Особое значение придается факту латерального возрастания  $PT$ -параметров и интенсивности деформаций с приближением к зоне краевого шва платформы. Предполагается, что в фазы сжатия раннедокембрийских тектонических циклов ( $AR_2$ ,  $PR_1$ ) краевой шов являлся осью линейной «баротермальной» антиклинали, влияние которой, судя по наблюдаемому в гранулитовом комплексе латеральному  $PT$ -градиенту, не распространялось далеко в глубь подвижного пояса, равно как и кратона.

В стадию сжатия позднеархейского цикла метаморфизм проявился в сравнительно узкой полосе пришовных деформаций и, вероятно, не превышал уровня амфиболитовой фации (рис. 4). Своего максимума он достиг в следующем, раннепротерозойском, цикле, когда после отложения хангарульской серии шовные деформации охватили довольно широкую зону и проявились с наибольшей интенсивностью. При этом фронт метаморфизма, достигавшего в шовной зоне уровня высших ступеней гранулитовой фации, продвинулся в глубь подвижного пояса, полностью уничтожив следы предшествующего метаморфизма. К концу цикла вдоль кратона сформировалась зона раннепротерозойской консолидации.

Объем статьи не позволяет остановиться на факторах, определивших повышенный метаморфизм в зоне краевого шва. Этот вопрос рассмотрен нами ранее [12].

На рубеже раннего и позднего протерозоя по краю консолидированной зоны, спаявшейся с кратоном, заложился новый шов, который играл ту же роль в ходе позднепротерозойского цикла, что и краевой шов кратона в предшествующие. Сформировавшаяся в этом цикле зональность прогрессивно наложилась на низкотемпературную и нарастила высокотемпературную части предшествующей. Фронт зонального метаморфизма вновь продвинулся по латерали и вверх по разрезу, однако в удалении от шва толщи по-прежнему оставались в режиме метаморфизма погружения и слабых деформаций.

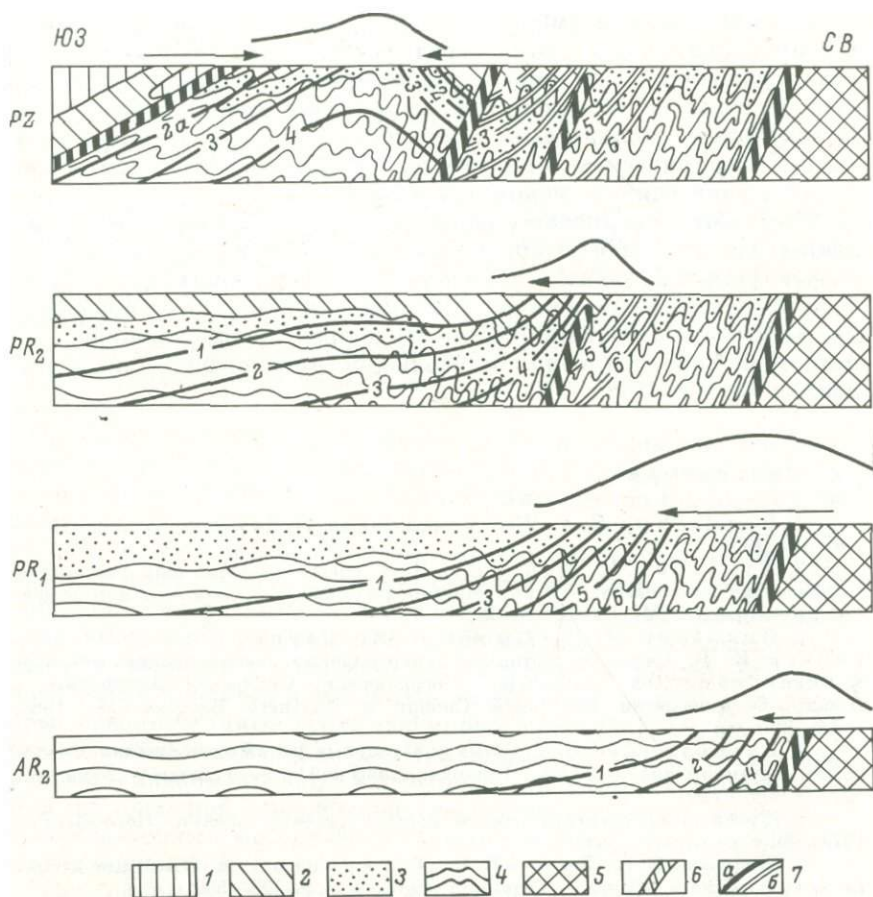


Рис. 4. Модель структурно-метаморфического развития хамардабанского сегмента Саяно-Байкальского подвижного пояса.

1 — палеозойские отложения; 2 — хамардабанская серия; 3 — хатгарульская серия; 4 — слюдянская серия; 5 — шарыжалгайская серия фундамента платформы; 6 — тектонические швы; 7 — изограды метаморфизма: а — данного этапа, б — предыдущих этапов (1 — гранита, 2 — ставролита и андалузита, 2а — ставролита и кванита, 3 — силлиманита, 4 — калишпата, 5 — Gr-Cor-Ort парагенезиса, 6 — Nur-Cor-Ort парагенезиса). Кривыми условно показано распределение температурного поля (термальные антиклинали). Стрелками обозначены участки максимальных деформаций и направление активных тангенциальных сил.

В начале палеозойского (каледонского) цикла в пределах подвижного пояса обособились (с северо-востока на юго-запад) стабильная область протерозойской консолидации, миогеосинклиналь (краевая геантиклиналь) и эвгеосинклиналь. Последующее сжатие было вызвано, по-видимому, не только смещением консолидированного геоблока, но и встречным движением со стороны эвгеосинклинали. Метаморфизм этой эпохи был дифференцирован по типу парного пояса: высокоградиентный в тыльной части

миогеосинклинали и умеренноградиентный в зоне ее сочленения с эвгеосинклиналью. Высокоградиентная зональность прогрессивно наложилась на низкотемпературную часть предшествующей и согласно причленилась к высокотемпературной части. В результате окончательно сформировалась наблюдаемая ныне полиметаморфическая зональность, которая вместе с тем имеет все признаки единой, монометаморфической.

Разумеется, предполагаемая модель крайне гипотетична и нуждается в более строгой аргументации по многим позициям. Это скорее попытка увязать комплекс противоречащих друг другу фактов. Если же дальнейшие исследования покажут ее правоту, то это повлечет необходимость корректировки сложившихся представлений о строении и эволюции метаморфических комплексов.

### Л и т е р а т у р а

1. Беличенко В. Г. Каледониды байкальской горной области. Новосибирск, 1977. 134 с.
2. Буданов В. И., Добрецов Н. Л. Проблемы зональных и полиметаморфических комплексов. — В кн.: *Метаморфическая зональность и метаморфические комплексы*. М., 1983, с. 5—21.
3. Волобуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И., Воробьев И. В. Свинцово-изотопная геохронология докембрийских метаморфических комплексов юго-западного ограничения Сибирской платформы. — В кн.: *Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока*. М., 1980, с. 14—30.
4. Глебовицкий В. А. Схема минеральных фаций и термодинамический режим метаморфизма. — В кн.: *Термодинамический режим метаморфизма*. Л., 1976, с. 105—120.
5. Древняя структура земной коры Восточной Сибири. Новосибирск, 1975. 186 с.
6. Жирова В. В., Зыков С. И., Тугаринов А. И. О возрасте пегматитов Слюдянского района. — *Геохимия*, 1957, № 7, с. 592—599.
7. Коржинский Д. С. Кристаллические толщи Юго-Западного Прибайкалья. — В кн.: *Путеводитель экскурсии Международного геологического конгресса 1937 г. Сибирская экскурсия*. Восточная Сибирь. М., 1937, с. 63—88.
8. Кориковский С. П. Фации метаморфизма метапелитов. М., 1979. 264 с.
9. Кузнецова Ф. В. Гранулитовый комплекс Юго-Западного Прибайкалья. Новосибирск, 1981. 182 с.
10. Макрыгина В. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений. Новосибирск, 1981. 200 с.
11. Сезько А. И. Корреляция метаморфических, магматических и тектонических процессов в докембрии Восточного Саяна. — В кн.: *Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы и ее обрамления*. Новосибирск, 1982, с. 60—73.
12. Слюдянский кристаллический комплекс. Новосибирск, 1981. 198 с.
13. Шафеев А. А. Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. М., 1970. 179 с.

## ЭНДОГЕННАЯ ДОРИФЕЙСКАЯ ПРЕДЫСТОРИЯ МЕЗОЗОИД СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Разработки последних лет показали, что заложение геосинклинальных зон Северо-Востока СССР, завершивших свое развитие в мезозое (Верхояно-Чукотская складчатая область) и кайнозое (Анадырско-Корякская складчатая система), произошло в конце докембрия—начале палеозоя [5]. Этому времени на срединных массивах отвечает крупнейшее несогласие между кристаллическим фундаментом и осадочным чехлом, низы которого относятся к рифею.

Дорифейский докембрий изучен слабо, и взгляды на его роль противоречивы. Исторически первой явилась идея о повсеместном распространении под складчатыми зонами Северо-Востока СССР гнейсового фундамента, аналогичного вскрытому в поднятиях. Его издавна отмеченное сходство с археем Сибирской платформы породило представление о былом существовании на востоке Азии обширного синклинального кратона. В новейших геотектонических концепциях гнейсовые комплексы складчатых зон Тихоокеанского кольца интерпретируются как заложившиеся в докембрии и активно разрастающиеся в фанерозое «ядра роста» континентальной коры, локализованные среди обширных пространств с еще более древней мафической корой [2]. Причина разногласий обусловлена не только низким уровнем изученности древнейших комплексов, но и их большой спецификой, недооценка которой порождает не всегда верный методический подход к интерпретации наблюдаемых признаков.

Так, одним из аргументов «ядерной» модели служит малая площадь и разобщенность выходов дорифейских образований в мезозоидах. Это логически неверно, поскольку сами принципы тектонического районирования предопределяют выделение в качестве складчатых областей только тех территорий, на современном срезе которых существенно преобладают геосинклинальные формации. Распознавание же природы структур, сложенных древними кристаллическими комплексами, в таких случаях увереннее всего может опираться на историко-геологический анализ режима их формирования. Второй важный источник информации составляют наблюдения над взаимоотношениями древнейших метаморфических комплексов с окружающими фанерозойскими образованиями. В них раскрывается не только характер участия этих комплексов в геосинклинальном процессе, но и природа собственно дорифейских структур. На Северо-Востоке СССР в результате подобного анализа выявились определенные взаимосвязи между некоторыми особенностями эволюции метаморфических комплексов в дорифейское время и характером последующего развития вмещающих их фанерозойских структур.

Следует отметить, что если фанерозойская геологическая история реконструируется всеми исследователями исходя из более или менее однозначно понимаемых принципов, то для расшифровки раннедокембрийской эволюции единая методическая основа отсутствует, и отсюда проистекают многочисленные разногласия. Для древнейших комплексов, участвующих в строении фанерозойских подвижных поясов, ситуация оказывается наиболее сложной, так как от них *arguē* часто ожидается информация о событиях всей геологической истории региона.

Однако имеющиеся в нашем распоряжении материалы свидетельствуют, что особенною тектонической позиции достоверно дорифейских комплексов Верхояно-Чукотской складчатой области является приуроченность их выходов только к тем элементам, которые на протяжении всего геосинклинального цикла устойчиво сохраняли тенденцию к воздыманию и значительно отличаются по характеру развития от окружающих складчатых зон. Это Охотский и Омолонский срединные массивы, Тайгоносское и Восточно-Чукотское миогеоантиклинальные поднятия.

Срединные массивы замечательны тем, что именно в их пределах удастся наблюдать непосредственное налегание рифейско-палеозойского чехла на глубокометаморфизованные комплексы, и этот чехол представляет собой естественный репер для разграничения до- и пострифейских эндогенных процессов. Изучение с этих позиций Омолонского срединного массива, который является одним из лучших тектонотипов этой категории структур, показало, что пострифейские изменения кристаллического фундамента сосредоточены здесь в контактовых ореолах крупных интрузий и узких зонах низкотемпературного гидротермального метасоматоза. При этом наиболее мощные проявления магматизма относятся к началу и середине палеозоя, а собственно мезозойский орогенный магматизм, характерный для складчатых зон, редуцирован. Миогеоантиклинальные поднятия отличаются от срединных массивов гораздо более активным участием в геосинклинальном тектогенезе. Их фундамент в пострифейское время испытывает значительный повторный метаморфизм и вмещает большое количество орогенных гранитоидных массивов.

Таким образом, комплексы фундамента срединных массивов, с одной стороны, и миогеоантиклиналей — с другой, различаются прежде всего интенсивностью переработки наложенными геосинклинальными процессами.

Еще больший интерес для разбираемой проблемы представляют различия, улавливаемые в их дорифейской истории. Они не столь очевидны, так как проявляются на фоне принципиального сходства всех дорифейских комплексов по таким признакам, как стратифицированный характер внутреннего строения и общий высокий уровень регионального метаморфизма. По этим же признакам дорифейский докембрий мезозоид Северо-Востока СССР оказывается хорошо сопоставим с образованиями фундамента Сибирской платформы.

Наиболее полно ранний докембрий крайнего Северо-Востока Азии характеризуется сводным разрезом, реконструирующимся в Омолон-Тайгоносском районе.<sup>1</sup> Снизу вверх в его составе выделяются базито-, гнейсово- и известково-кварцито-гранулитовая формации общей мощностью около 20 км. Наиболее ранние парагенезисы во всем указанном разрезе отвечают гранулитовой фации повышенного давления ( $T=700-800^\circ$ ,  $P_{\text{общ}}=8-10$  кбар), причем намечается сопряженное возрастание с глубиной  $T$  и  $P_{\text{общ}}$ . Структурно-текстурные особенности пород гранулитовой фации и минеральные ассоциации свидетельствуют об их кристаллизации в закрытой, однородной по характеру напряжений системе, что в совокупности с другими особенностями позволяет определить гранулитовый метаморфизм как метаморфизм погружения в условиях специфического термодинамического состояния первичной литосферы.

Отчетливая сиалическая направленность геохимической эволюции слоистых толщ оказывается связана с экзогенной дифференциацией древнейшего базитового субстрата, аналогично тому, как это было установлено Н. Ф. Фроловой для архея Алданского щита, чем ярче подчеркивается первоначальное единство путей эволюции современной тихоокеанской окраины Азии и ее наиболее стабильных внутренних частей.

С другой стороны, появление продуктов экзогенной дифференциации вещества на достаточно низких уровнях разреза свидетельствует о весьма рано начавшейся дифференциации тектонических структур, что в свою очередь указывает на вступление в действие новых глубинных факторов тектогенеза. Таковыми, на наш взгляд, могли выступать процессы гранитизации, так как именно они, проявляясь в больших объемах, ведут к значительному разуплотнению масс и сопровождаются формированием долгоживущих положительных структур — сводов, гнейсовых овалов, гнейсовых куполов.

Вопрос о роли процессов гранитизации в формировании докембрийской земной коры, несмотря на свою длительную историю, остается дискуссионным. В последние годы в связи с появлением новых геотектонических концепций, опирающихся на опыт изучения современных активных зон Земли, наметилась тенденция интерпретировать генезис гранитоидных пород раннего докембрия исходя из аналогии с фанерозойским магматизмом. В результате для раннего докембрия стали реконструироваться островодужные, рифтовые и другие геодинамические обстановки этого ряда. Подоб-

<sup>1</sup> Корреляция разрезов, характеризующих отдельные выходы, наталкивается на принципиальные трудности, обусловленные дискуссионностью вопроса о природе стратификации древнейших метаморфических комплексов вообще. Выполненные в этом направлении специальные исследования показали, что в разрезах рассматриваемого региона чередование контрастных по химизму слоистых тел в своих главных чертах отражает историческую последовательность накопления толщ в погружающихся структурах и может использоваться для целей стратиграфии [3].

ный подход представляется не только слишком упрощенным, но и методологически неверным, поскольку он практически полностью игнорирует специфичность термодинамического состояния ранней Земли и общую необратимость ее развития.

Материалы по раннедокембрийским комплексам Северо-Востока СССР, хорошо сопоставимым к тому же со всеми древнейшими комплексами Восточной Азии, позволяють заключить, что ведущая роль в формировании пород гранитоидного состава на этом отрезке геологической истории принадлежала процессам длительного и многостадийного взаимодействия относительно более древнего базитового субстрата с глубинным флюидом и все эти геохимически достаточно разнообразные процессы по конечному результату могут быть определены как гранитизация.

В обнаженных на современной дневной поверхности дорифейских комплексах Северо-Востока СССР гранитизированные образования резко преобладают над изохимически перекристаллизованными породами гранулитовой фации. Главной формой гранитизации является послонная мигматизация, и тесное, на первый взгляд неразрывное единство субстрата с насыщающим его лейкократовым материалом значительно затрудняет историко-геологический анализ.

Методическую основу расшифровки эволюции глубоко гранитизированных толщ составляет сочетание различных приемов стратиграфического расчленения с тщательным анализом временной последовательности минералообразования. Только таким путем удастся установить, что субстрат мигматитов, с одной стороны, и жильный материал — с другой, формировались не одновременно и в различной термодинамической обстановке, фиксируя собой разные моменты эволюции метаморфических толщ.

В целом в составе дорифейских комплексов Северо-Востока СССР выделяются три разновременные группы гранитизированных образований. Древнейшими являются чарнокитоиды, тесно ассоциированные с двушроксеновыми кристаллосланцами низов сводного разреза, вскрывающихся в Ауланджинском блоке Омолонского массива. Именно к ним относится дата 3.4 млрд. лет, определенная Е. В. Бибиковой U-Pb методом по цирконам [1]. Нигде более на Северо-Востоке СССР подобные образования не известны. Наиболее широко распространенными (практически повсеместно, за исключением толщ чарнокитоидов) являются анатектические плагиомигматиты, температура начала образования которых лежит в области гранулитовой фации, а завершения — в амфиболитовой. Наконец, третью самостоятельную группу представляют продукты палингенно-метасоматической калиевой гранитизации, время проявления которой по данным Rb-Sr изохронного метода приходится уже на ранний протерозой [4]. Для нее характерна резкая латеральная неравномерность.

Взаимосвязь между до- и пострифейской эволюцией тектонических структур, на которую обращалось внимание выше, выражается в том, что в фанерозое наиболее отчетливой тенденцией

к воздыманию отличались именно те участки, где предшествующая гранитизация фундамента была проявлена максимально.

Первоначальное обособление положительных тектонических элементов, параметры которых, вероятно, были сопоставимы с параметрами Охотского и Омолонского срединных массивов мезозой в их наиболее широких границах, было связано с самыми ранними процессами раскисления базитового субстрата — чарнокитизацией и плагиомигматизацией. Раннепротерозойская гранитизация обусловила дальнейшую дифференциацию тектонических структур, и ее влияние сейчас прослеживается наиболее отчетливо. В пределах срединных массивов участкам максимально интенсивной раннепротерозойской гранитизации отвечают поднятия, в которых на протяжении рифея — первой половины палеозоя последовательно проявлялся толеитовый, щелочной и известково-щелочной магматизм. В дальнейшем эндогенная активность срединных массивов резко снизилась. Фундамент миогеоантиклинальных поднятий на стадии общей инверсии мезозой (конец — начало мела), напротив, испытал значительную регенерацию, что и обусловило проявление в этих структурах повторного метаморфизма и интрузивного гранитоидного магматизма.

Фанерозойские миогеосинклинальные прогибы, обособление которых, согласно изложенной точке зрения, уходит своими корнями в ранний докембрий, имеют в своем основании слабее гранитизированный и более полный по стратиграфическому объему кристаллический фундамент. В пользу этого свидетельствует, кроме общих построений, и недавнее выявление в Сугойском прогибе Яно-Колымской складчатой системы (западное побережье Гижигинской губы) известково-гнейсовой толщи, прогрессивно метаморфизованной в условиях амфиболитовой фации повышенного давления и сходной по многим признакам с верхнеархейским.

Эвгеосинклинальные зоны Северо-Востока СССР, судя по составу эндогенных формаций, лишены дорифейского гнейсового фундамента, что объясняется рифтовым механизмом их возникновения.

## Л и т е р а т у р а

1. Бибилова Е. В., Макаров В. А., Грачева Т. В., Сеславинский К. Б. Возраст древнейших пород Омолонского массива. — Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 2, с. 434—436.
2. Васильковский Н. П. Геологическая история Северо-Востока Азии. М., 1982. 308 с.
3. Жуланова И. Л. Проблемы расчленения дорифейского докембрия Северо-Востока СССР. — В кн.: Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР. Л., 1979, с. 163—167.
4. Жуланова И. Л., Милов А. П., Давыдов И. А. Этапы формирования «гранитного» слоя Северо-Восточной Азии по геологическим и геохронологическим данным. — В кн.: Геология и металлогения докембрия Дальнего Востока. Л., 1981, с. 84—95.
5. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М., 1980. 285 с.

Предисловие (В. А. Глебовицкий, Ф. П. Митрофанов) . . . . .	3
<b>I. Эндогенные режимы формирования характерных докембрийских структур земной коры, породных и рудных ассоциаций . . . . .</b>	<b>8</b>
<i>Глебовицкий В. А., Московченко Н. И., Митрофанов Ф. П.</i> Проблема эндогенных режимов формирования земной коры в докембрии . . . . .	8
<i>Летников Ф. А.</i> Эволюция флюидного режима глубинного петрогенезиса в раннем докембрии . . . . .	22
<i>Кременецкий А. А., Овчинников Л. Н.</i> Петролого-геохимическая модель формирования рифтогенных структур докембрия (на примере северо-запада Кольского полуострова) . . . . .	32
<i>Лобач-Жученко С. Б., Абрамович И. И., Вревский А. Б.</i> Тектоно-магматические и геофизические индикаторы геодинамического режима в раннем докембрии . . . . .	59
<i>Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Московченко Н. И., Прияткина Л. А., Хильтова В. Я.</i> Типы эндогенных режимов в геоструктурах докембрия . . . . .	71
<i>Кейльман Г. А.</i> Геодинамическая модель метаморфизма . . . . .	85
<i>Другова Г. М.</i> К вопросу об особенностях эндогенных режимов в раннем докембрии . . . . .	90
<i>Прияткина Л. А.</i> О двух типах гранулитов . . . . .	91
<i>Дук Г. Г.</i> Эндогенные режимы становления зеленосланцевых комплексов в симатических поясах позднего докембрия . . . . .	92
<i>Михайлов Д. А., Соколов Ю. М.</i> Эндогенные режимы рудогенеза в раннем докембрии . . . . .	103
<i>Ермолаев Н. П., Созинов Н. А.</i> Режим рудообразования малых элементов в сланцевых толщах при эволюции метаморфических процессов . . . . .	120
<b>II. Эволюция эндогенных режимов и связанных с ними процессов рудообразования на примерах крупных докембрийских регионов СССР</b>	<b>131</b>
<i>Левковский Р. З., Шуркин К. А., Билибина Т. В.</i> Циклы эндогенных процессов и рудообразования в раннем докембрии Восточно-Европейской платформы . . . . .	131
<i>Батиева И. Д., Беляев О. А., Бельков И. В., Ветрин В. Р., Виноградов А. Н., Дубровский М. И., Петров В. П.</i> Эндогенные режимы магматизма и метаморфизма и их взаимосвязь в раннем докембрии Кольского полуострова . . . . .	145
<i>Виноградов А. Н., Ефимов М. М., Загородный В. Г., Радченко А. Т.</i> Эволюция эндогенных режимов и важнейшие рудогенные формации раннего докембрия северо-восточной части Балтийского щита . . . . .	160
<i>Бозачев А. И., Гришин А. С., Костин В. А., Проскураков В. В., Слюсарев В. Д., Стенарь М. М., Хазов Р. А.</i> Проблемы строения земной коры и металлогении Карелии . . . . .	167
<i>Куликов В. С., Куликова В. В.</i> Некоторые черты эндогенных режимов в докембрии Карельского региона . . . . .	187

<i>Бочаров В. Л., Чернышов Н. М.</i> Эндогенные режимы раннего докембрия Воронежского кристаллического массива . . . . .	192
<i>Есипчук К. Е., Орта В. И., Фомин А. Б., Щербаков И. Б.</i> Режимы магмообразования на ранних этапах формирования земной коры Украинского щита . . . . .	205
<i>Лазько Е. М., Лысак А. М., Свешников К. И., Сиворонов А. А., Яценко Г. М.</i> Режимы гранитообразования в раннем докембрии (на примере Украинского щита) . . . . .	210
<i>Богданова С. В., Лапинская Т. А., Попова Л. П., Постников А. В.</i> Эволюция эндогенных процессов при формировании земной коры Волго-Уральского сегмента . . . . .	214
<i>Кицул В. И., Дук В. Л.</i> Эндогенные режимы формирования и этапы эволюции раннедокембрийской литосферы Витимо-Алданского щита . . . . .	217
<i>Карсаков Л. П.</i> Особенности эндогенного режима формирования раннедокембрийских метаморфических комплексов Становой области . . . . .	235
<i>Хайдаров Р. А.</i> Стадийность формирования и геохимические особенности некоторых зеленокаменных структур Алданского и Балтийского щитов	238
<b>III. Эндогенные режимы формирования докембрийских метаморфических комплексов фанерозойских складчатых областей . . . . .</b>	<b>242</b>
<i>Баратов Р. Б., Буданова К. Т., Могаровский В. В.</i> Эндогенные режимы в раннем докембрии Таджикистана и модели строения земной коры . . . . .	242
<i>Митрофанов Ф. П., Козаков И. К., Сумин Л. В.</i> Эндогенные процессы формирования древней земной коры на территории Монголии . . . . .	254
<i>Васильев Е. П., Резницкий Л. З., Вишняков В. Н.</i> Проблемы метаморфической зональности докембрия Южного Прибайкалья и хребта Хамар-Дабан	264
<i>Жуланова И. Л.</i> Эндогенная дорифейская предыстория мезозоид Северо-Востока СССР . . . . .	273

**ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ  
ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ  
И РУДООБРАЗОВАНИЯ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ**

*Утверждено к печати  
Институтом геологии и геохронологии  
докембрия АН СССР*

Редактор издательства *Р. П. Жуков*  
Технический редактор *И. М. Кашеварова*  
Корректоры *Е. А. Гинстлинг, Н. П. Кизим*  
и *К. С. Фридлянд*

ИБ № 21192

Сдано в набор 12.06.85. Подписано к печати 27.11.85.  
М-32345. Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага для глубокой печати.  
Гарнитура обыкновенная. Печать офсетная. Фотонабор.  
Усл.-печ. л. 18. Усл. кр.-отт. 18.25. Уч.-изд. л. 20.88.  
Тираж 650. Тип. зак. 549. Цена 3 р. 20 к.

Ордена Трудового Красного Знамени  
издательство «Наука», Ленинградское отделение.

Ордена Трудового Красного Знамени  
Первая типография издательства «Наука».  
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12.

УДК 551.24

Проблема эндогенных режимов формирования земной коры в докембрии/В. А. Гл е б о в и ц к и й, Н. И. М о с к о в ч е н к о, Ф. П. М и т р о ф а н о в. — В кн.: Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985, с. 8—21.

Приводятся доказательства связи режимов проявления эндогенных процессов с режимами вертикальных тектонических движений, причем для неогена это положение аргументируется с помощью имеющихся теплофизических моделей. Показано, что главные специфические черты эндогенных режимов формирования континентальной коры в раннем докембрии обусловлены резко повышенным геотермическим фоном. Эволюция сводится к постепенному снижению этого фона и увеличению контрастности тектонических режимов. Их латеральная неоднородность обеспечивается появлением зон магматической базификации первичной сиалической коры. Приводятся обобщенные данные по составу и режиму флюидных потоков и их роли в уровне термостатирования зон частичного или полного плавления, а значит, и в появлении того или иного типа метаморфических комплексов, в частности ареальных гранулитов.

Библиогр. 25 назв. Ил. 3.

УДК 550.36 + 552.16

Эволюция флюидного режима глубинного петрогенезиса в раннем докембрии/Ф. А. Л е т н и к о в. — В кн.: Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985, с. 22—32.

Приводятся данные газовой хроматографии по составу флюида в гипербазитах, базитах и метаморфических породах разного возраста. Доказывается, что для архейских магматических и метаморфических пород по сравнению с протерозойскими и более поздними образованиями характерны более восстановленные и более углеродные флюиды. Последние отражают постепенное истощение верхней мантии по углероду и отступление «углеродного» фронта на глубину одновременно с отступлением «щелочного» фронта в связи с развитием гранитизации верхов литосферы.

Библиогр. 8 назв. Ил. 4. Табл. 1.

УДК (552.1 + 550.4 + 551.24):551.4'72 (470.21)

Петролого-геохимическая модель формирования рифтогенных структур докембрия (на примере северо-запада Кольского полуострова)/А. А. К р е м е н е ц к и й, Л. Н. О в ч и н и к о в. — В кн.: Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985, с. 32—59.

На основе комплексного (геолого-геохимического и петрофизического) изучения разреза Кольской сверхглубокой скважины и окружающей поверхности (исследовался блок площадью 2500 кв. м до глубины 12 км) дана новая интерпретация глубинного строения и истории геологического развития печенгского рифтогенной структуры. Существенно уточнены схемы стратиграфического и формационного расчленения печенгского комплекса и на их основе выделены предрифтовый, рифтовый (в том числе рифтово-континентальный и рифтово-океанический) и послерифтовый этапы развития протерозойского зеленокаменного пояса. Охарактеризован синрифтовый метаморфизм, сопровождавший стадию пикрит-базальтового вулканизма и сформировавший наблюдаемую вертикальную зональность: зеленосланцевая фация в верхней части разреза печенгского комплекса и эпидот-амфиболитовая — в нижней его части и подстилающем архейском фундаменте. Особенностью синрифтового метаморфизма является протекание его в условиях закрытой системы, определяемых спецификой геодинамического режима развития рифтогенных структур. Сопровождающее метаморфизм резкое отделение метаморфогенного флюида вызвало гидрогено-химическое разуплотнение глубинных пород, мобилизацию из них рассеянных металлов существенно хлоридными растворами и перетолжение их в благоприятных участках фундамента с образованием аномальных концентраций.

Библиогр. 26 назв. Ил. 7.

**Тектоно-магматические и геофизические индикаторы геодинамического режима в раннем докембрии/С. Б. Лобач-Жученко, И. И. Абрамович, А. Б. Вревский. — В кн.: Эндеогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985, с. 59—71.**

Выявлены значимые корреляционные связи между геологическими, геофизическими и геохимическими характеристиками докембрийских областей. Наиболее крупные области архея подстилаются относительно уплотненной мантией, отличающейся повышенной концентрацией высокобарических фаз. Разновозрастные тектоно-термальные переработки существенно и по-разному влияют на характер указанных связей. Сильная положительная корреляционная связь между размером архейских кратонов и степенью их переработки установлена только для гренвилльской эпохи. Как в фанерозое, развитие складчатых поясов в докембрии происходило на конвергентных границах литосферных плит, а тектоническая переработка затрагивала преимущественно их внутренние части. Совокупность выявленных соотношений находит объяснение в предположении, что из трех эпох тектоно-термальной переработки только гренвилльская отличалась широким проявлением рифтогенеза и значительным раздвижением континентальных масс.

Библиогр. 23 назв. Ил. 6. Табл. 3.

#### УДК 551.24

**Типы эндогенных режимов в структурах докембрия/В. А. Глебовицкий, Г. М. Другова, Н. И. Московченко, Л. А. Прияткина, В. Я. Хильтова. — В кн.: Эндеогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985, с. 71—85.**

Приведена систематика *структурно-вещественных комплексов раннего докембрия* по возрасту и по тектоническим режимам формирования. Доказывается, что в пределах гранит-зеленокаменных и гранито-гнейсовых ареалов архея в древнейшие эпохи геологического развития существовала латеральная неоднородность эндогенных режимов, степень дифференцированности которых возрастает со временем. В формировании структуры фундамента эпикарельских платформ существенная роль принадлежала парным, комплектно развивающимся зонам, одни из которых характеризовались режимами быстрого погружения, другие — воздымания, что и определило главные черты эндогенных процессов.

Библиогр. 22 назв. Табл. 2.

#### УДК 552.16

**Геодинамическая модель метаморфизма/Г. А. Кейльман. — В кн.: Эндеогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985, с. 85—89.**

Обосновывается выделение геотермально-статического в эогее и неогее, зеленокаменного рифтовых зон, зеленосланцевого антиклинорных структур, глаукофансланцевого *континентальных окраин, синдического, высокоградиентного, зонального синдических зон, симатического выдвинутых офиолитовых пластин* типов метаморфизма, каждый из которых отражает свою геодинамическую обстановку плутонизма.

Библиогр. 3 назв.

#### УДК 552.16

**К вопросу об особенностях эндогенных режимов в раннем докембрии/Г. М. Другова. — В кн.: Эндеогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985, с. 90.**

Необратимая эволюция докембрийской литосферы приводит к закономерному изменению режима гранулитового метаморфизма от раннего архея к протерозою и исчезновению гранулитов в фанерозойских комплексах. Причины дифференциации эндогенных режимов в докембрийских комплексах скорее всего связаны с неоднородностью процессов в докембрийской мантии.

Библиогр. 4 назв.

**О двух типах гранулитов/Л. А. Прияткина.** — В кн.: Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985, с. 91—92.

Обосновывается необходимость выделения двух типов гранулитов. Образование гранулитов первого типа обусловлено погружением пород на соответствующие глубины в различных геотермических обстановках. Второй тип связан с точечным прогревом коры в связи с подъемом больших масс сильно перегретых глубинных расплавов.

**Эндогенные режимы становления зеленосланцевых комплексов в симатических поясах позднего докембрия/Г. Г. Дук.** — В кн.: Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985, с. 92—103.

В статье рассматриваются два типа фемических зеленосланцевых поясов: средне-верхнерифейский высокобарический и верхнерифейско-венд-нижнекембрийский низкобарический. Охарактеризованы эндогенные режимы метаморфизма (экстремальные), магматизма, тектоники для каждого типа. Определены тектоническая позиция поздне-кембрийских зеленосланцевых поясов в складчатых областях фанерозоя и стадии их формирования (океаническая, геосинклинальная — островодужная, континентальная). Оба типа поясов имеют планетарное развитие и знаменуют собой появление на древних кратонах наиболее ранних геосинклиналией.

Библиогр. 11 назв. Ил. 4.

**Эндогенные режимы рудогенеза в раннем докембрии/Д. А. Михайлов, Ю. М. Соколов.** — В кн.: Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985, с. 103—120.

На основании анализа оригинального фактического материала и синтеза публикаций авторы рассматривают ведущие геологические факторы, определяющие металлогеническую специализацию метаморфических поясов. Используя геологические и геохронологические данные, делается вывод о том, что наиболее интенсивное рудообразование в большинстве регионов докембрия происходило при реализации в определенных структурах метаморфических толщ импульса эндогенной металлогенической активности, равного  $1900 \pm 100$  млн. лет. Это время экстремального проявления метасоматических процессов на регрессивной стадии заключительных циклов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, с которыми связано образование ряда рудных формаций ортометаморфического класса.

Библиогр. 29 назв. Ил. 10.

**Режим рудообразования малых элементов в сланцевых толщах при эволюции метаморфических процессов/Н. П. Ермолаев, Н. А. Созинов.** — В кн.: Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985, с. 120—130.

Рассматривается роль процессов седиментогенеза и диагенеза, катагенеза, различных типов метаморфизма в поведении рудной примеси сланцев. Вскрывается рудоподготовительная роль этих процессов. Обосновываются оптимальные условия катагенетической и метаморфической подготовки рудной примеси для последующей ее мобилизации в периоды активизации блоков пород.

Библиогр. 30 назв. Табл. 2.

**Циклы эндогенных процессов и рудообразования в раннем докембрии Восточно-Европейской платформы/Р. З. Левковский, К. А. Шуркин, Т. В. Билибина.** — В кн.: Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985, с. 131—145.

В раннекембрийской истории развития Восточно-Европейской платформы выделяются четыре тектоно-магматических этапа: саамский (ранний архей, древнее 3000 млн. лет), ребольский (поздний архей, от 3000 до 2600 млн. лет), селецкий (ранний протерозой I, от 2600 до 2300 млн. лет), свекофенский (ранний протерозой II, от 2300 до 1650 млн. лет). Тектоно-магматические этапы разделены стадиями относительной консолидации. Этапы отражают процесс дискретного расширения Земли. Каждый этап

включает две стадии, принципиально отличающиеся по тектоническому режиму: стадию радиально-тангенциального расширения, характеризующуюся инициальным базит-ультрабазитовым вулканоплутонизмом, и стадию радиально-тангенциального сжатия, характеризующуюся преимущественно кислым магматизмом. Подобие главных черт взаимосвязанных процессов тектоники, магматизма и метаморфизма, а также оруденения, разных тектоно-магматических этапов отражает цикличность проявления эндогенных режимов. Наряду с этим отсутствие тождества между циклами, выраженное в различии масштабов и форм проявления эндогенных процессов, отражает направленность и необратимость эволюции земной коры.

Библиогр. 7 назв. Табл. 5.

УДК 551.2 + 551.71/72 (470.21)

Эндогенные режимы магматизма и метаморфизма и их взаимосвязь в раннем докембрии Кольского полуострова/Д. И. Батиева, О. А. Беляев, И. В. Бельков, В. Р. Ветрин, А. Н. Виноградов, М. И. Дубровский, В. П. Петров. — В кн.: Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985, с. 145—160.

На основании имеющихся данных по тектонике, магматизму и метаморфизму Кольского полуострова разработана модель эндогенных режимов в раннем докембрии. В раннем архее выделен «нуклеарный» режим становления первичной континентальной коры, не имеющей аналогов в последующей истории. В верхнем архее и протерозое в регионе последовательно проявляются протогеосинклиальный, протоплатформенный, орогенные, рифтогенные и активизационные режимы, с каждым из которых связан специфический ряд магматических формаций. Кульминация регионального метаморфизма умеренных давлений с интенсивным проявлением корового гранитообразования совпадает с инверсионными стадиями развития протогеосинклиальных зон; на протоплатформенном этапе в зонах внутрикоровой субдукции формируются высокоградиентные метаморфические зональности фациальной серии B<sub>1</sub>—B<sub>2</sub>.

Библиогр. 17 назв. Ил. 6. Табл. 1.

УДК 551.24 (470.21)

Эволюция эндогенных режимов и важнейшие рудогенные формации раннего докембрия северо-восточной части Балтийского щита/А. Н. Виноградов, М. М. Ефимов, В. Г. Загородный, А. Т. Радченко. — В кн.: Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985, с. 160—167.

В истории формирования раннего докембрия северо-восточной части Балтийского щита установлены признаки проявления пяти классов эндогенных режимов: 1) становления первичной коры, 2) протогеосинклиальный, 3) протоорогенный, 4) протоплатформенный, 5) активизированной протоплатформы. С первым классом рудогенез не связан. Для второго класса характерны проявления рудной формации железистых кварцитов, для третьего — редкометалльных пегматитов, титаноносных габброидов. В протоплатформенном режиме формируются высокоглиноземистые комплексы кор выветривания, преобразованные при последующем метаморфизме в кианитовые месторождения. С режимами активизации протоплатформы связаны рудные формации меденосных вулканитов, сульфидная медно-никелевая, нельсонитовая молибден-порфировая, редкометалльно-редкоземельные фельдшпалитовая и грейзеновая, высокоглиноземистая нефелин-полевошпатовая и др.

Библиогр. 3 назв. Табл. 1.

УДК 553.078 + 551.241 (470.22)

Проблемы строения земной коры и металлогении Карелии/А. И. Богачев, А. С. Гринин, В. А. Костин, В. В. Проскураков, В. Д. Слюсарев, М. М. Стенарь, Р. А. Хазов. — В кн.: Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985, с. 167—186.

Рассматриваются вопросы строения земной коры, вытекающие из совместного анализа геолого-физических данных, проводится металлогенический анализ на основе изменения взаимосвязи поверхностных структур с элементами глубинного строения и эндогенными режимами, а также ставятся нерешенные проблемы.

Библиогр. 22 назв. Ил. 5.

**Некоторые черты эндогенных режимов в докембрии Карельского региона/В. С. Куликов, В. В. Куликова.** — В кн.: Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985, с. 187—192.

Выделено четыре этапа проявления эндогенных режимов в докембрии Карельского региона: саамский (древнее 3.2 млрд. лет), лопийский (3.2—2.6 млрд. лет), карельский (2.6—1.65 млрд. лет), рифейский (1.65—0.63 млрд. лет). Установление эндогенных режимов саамского этапа затруднено в связи с неоднократными процессами преобразования саамских пород. Лопийский этап характеризуется эволюционной направленностью превращения саамской протокры в кору континентального типа. На ранней стадии лопийского этапа выделяются протоконтинентальные массивы среди мобильных поясов протоокеанической коры. Базит-ультрабазитовый вулканоплутонизм, последующая гранитизация и кислый магматизм способствовали преобразованию участков с различным типом коры в единый континентальный массив. Эндогенные режимы карельского этапа отличались большой неоднородностью. В пределах консолидирующейся коры континентального типа на первой стадии (сумий—сариолий) эндогенный режим отвечал рифтогенному (протоорогенному) режиму, на второй (ятулий) и третьей (людиковий) — протоплатформенному, на четвертой (ливвий) — эпиплатформенному рифтогенному. В пределах свекофенского подвижного пояса происходило развитие коры геосинклинального типа. В завершающую стадию (вепсий) в протоплатформенных условиях сформировались габбродиабазы. Рифейский этап характеризовался платформенным режимом с формированием толстов и субщелочных базальтов.

Библиогр. 13 назв. Ил. 1.

УДК 550.93 : 551.7 (470.321/324)

**Эндогенные режимы раннего докембрия Воронежского кристаллического массива/В. Л. Бочаров, Н. М. Чернышов.** — В кн.: Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985, с. 192—205.

В истории консолидации докембрийского основания Воронежского кристаллического массива выделено пять циклов эндогенных режимов, каждый из которых характеризуется специфической взаимосвязью тектонических деформаций, магматизма, метаморфизма, рудогенеза и находит свое отражение в характере связи литосферы с нижележащими горизонтами мантии. Эндогенные режимы фиксированы на уровне структурно-вещественных комплексов каждой из выделенных крупных геоструктур региона — раннеархейских нуклеократонов, позднеархейских палеорифтовых систем и шовных структур (зеленокаменных поясов), раннепротерозойских зон протоактивизации и прогрессивно-стабилизирующейся протоплатформы. Прослежены основные черты структурно-вещественной эволюции эндогенных процессов, определяемой главным образом последовательной сменой состояния мобильности коры состоянием общей и устойчивой ее кратонизации. Рассмотрены геохимические аспекты развития рудно-магматических систем от существенно сидерофильных и сульфидных медно-никелевых к фосфатно-редкоземельным.

Библиогр. 14 назв. Ил. 2.

УДК 552.31 (477)

**Режимы магмообразования на ранних этапах формирования земной коры Украинского щита/К. Е. Сипчук, В. И. Орс, А. Б. Фомин, И. Б. Щербakov.** — В кн.: Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985, с. 205—210.

В истории формирования земной коры Украинского щита выделяются лунный, нуклеарный, раннегеосинклинальный, геосинклинальный, субплатформенный и платформенный этапы. На лунном этапе (до 4 млрд. лет) образовалась первичная кора основного состава. Нуклеарный этап (4.0—3.5 млрд. лет) проявился в метаморфизме и гранитизации первичной коры и наращивании ее мощности за счет излияния преимущественно толстовых базальтов и коматитов. На раннегеосинклинальном этапе (3.5—2.6 млрд. лет) продолжалась интенсивная вулканическая деятельность лишь в пределах отдельных крупных зон: первые интенсивные проявления гранитоидного магматизма с образованием формаций андезитов, тоналитов и плагиигранитов. С геосинклинальным этапом (2.6—1.9 млрд. лет) связано максимальное развитие гранитоидов, представленных несколькими формациями; выделяются два типа гранитообразования — прогрессивный и регрессивный. Базит-гипербазитовый магматизм этого этапа характеризуется еще большей пространственно-структурной локализацией и разнообразием его продуктов, представленных интрузивными и эффузивными формациями. Субплатформенный этап (1.9—1.7 млрд. лет) характеризуется локальным проявлением интрузивного магматизма от ультраосновного

**Режимы гранитообразования в раннем докембрии (на примере Украинского щита)/** Е. М. Лазько, А. М. Лысак, К. И. Свешников, А. А. Сивороненко, Г. М. Яценко. — В кн.: Эндеогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985, с. 210—214.

На Украинском щите в раннем докембрии последовательно проявились два принципиально разных типа режимов гранитообразования. Формирование более ранних гранитоидных формаций происходило, по-видимому, в условиях сравнительно однородного теплового поля в пределах значительной части земной коры, а более поздних — дифференцированного.

Библиогр. 7 назв.

**Эволюция эндогенных процессов при формировании земной коры Волго-Уральского сегмента/** С. В. Богданова, Т. А. Лапинская, Л. П. Попова, А. В. Постников. — В кн.: Эндеогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985, с. 214—217.

Рассмотрены главные этапы эндогенной активности (магматизма и метаморфизма) раннего докембрия, являющиеся и основными этапами формирования континентальной коры Волго-Уральского сегмента. Отмечена роль неоднородности архейской литосферы в создании современной структуры коры, подчеркнуты существенные различия в ходе ее становления, особенно проявившиеся в раннем протерозое.

Библиогр. 24 назв. Ил. 5.

**Эндеогенные режимы формирования и этапы эволюции раннедокембрийской литосферы Витимо-Алданского щита/** В. И. Кицуд, В. Л. Дук. — В кн.: Эндеогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985, с. 217—235.

Раннедокембрийские образования Витимо-Алданского щита формировались в течение пяти циклов эндогенной активности, объединяемых в три крупных мегацикла: алданский (I—II циклы), становой (III—IV циклы) и тасмизлинско-удоканский (V цикл). Характеризуются последовательностью, эндогенные режимы и их эволюция. Показано, что становление и эволюция раннедокембрийской литосферы Витимо-Алданского щита на всех этапах геологического развития осуществлялись в условиях латеральной дифференциации тектонических и термодинамических режимов, в ходе последовательной смены которых происходило направленное изменение эндогенных процессов — возрастание их гетерогенности и уменьшение интенсивности и масштабности проявления вплоть до их полного завершения к началу верхнего протерозоя. Одновременно происходило смещение наиболее активных эндогенных процессов во времени в направлении с востока на запад и с севера на юг, что выразилось в последовательном обновлении в этих направлениях главных складчатых структур, интрузивно-магматических образований и процессов метаморфизма.

Библиогр. 24 назв. Ил. 5.

**Особенности эндогенного режима формирования раннедокембрийских метаморфических комплексов Становой области/** Л. П. Карсаков. — В кн.: Эндеогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985, с. 235—238.

Охарактеризованы раннедокембрийские структурно-вещественные комплексы — зверевско-погарский, становой, гилуэйский и желтулакский, а также их термодинамический режим формирования.

Библиогр. 9 назв.

**Стадийность формирования и геохимические особенности некоторых зеленокаменных структур Аздакского и Балтийского щитов/Р. А. Хайдаров.** — В кн.: Эндеогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985, с. 238—241.

Рассматривается последовательность формирования структур зеленокаменных поясов Карелии и Восточной Сибири. Приводятся результаты сравнительного анализа состава супракратальных пород зеленокаменных трогов на основе данных по геохимии главных и редких элементов.

Библиогр. 5 назв.

## УДК 552.4 (575.3)

**Эндеогенные режимы в раннем докембрии Таджикистана в модели строения земной коры / Р. Б. Баратов, К. Т. Бутанова, В. В. Могааровский.** — В кн.: Эндеогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985, с. 242—254.

На основании изучения раннедокембрийских метаморфических и магматических пород в районах их выходов на поверхность и в подулах среди щелочных базальтоидов делается вывод, что земная кора региона сформирована в основном в раннем докембрии. При этом Южный Памир и Южный Гиссар характеризуются наиболее зрелой корой с мощным гранито-гнейсовым слоем существенно пироксенитовой мантией. Окраины фрагментов древних платформ (Северный Памир, Зеравшан-Гиссар) имеют пониженную мощность гранито-гнейсового слоя, существенно дерцолитовый состав мантии. Для Памира, начиная с раннего докембрия, характерны низкоградиентные режимы метаморфизма, для Южного Тянь-Шаня — умеренно- и высокоградиентные режимы; низкоградиентные режимы развиваются в рифтогенных структурах, начиная с рифей. Латеральной неоднородностью литосферы, проявленной уже в раннем докембрии, обусловлена неоднородность состава, эндогенного развития и металлогении отдельных блоков коры и мантии в позднем докембрии и фанерозое.

Библиогр. 49 назв. Табл. 1.

## УДК 551.24 + 551.25 + 552.3

**Эндеогенные режимы формирования древней земной коры на территории Монголии/Ф. П. Митрофанов, И. К. Козаков, Л. В. Сумин.** — В кн.: Эндеогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985, с. 254—264.

Докембрийские образования Монголии находятся в осевой зоне палеозойского Центрально-Азиатского складчатого пояса, расположенного в этой части между двумя системами древних платформ — Восточно-Сибирской и Северо-Китайской — с Таримским массивом. Произведенные исследования показывают, что в этом регионе имеются формационные и возрастные аналоги раннедокембрийских комплексов, развитых в фундаменте древних платформ. По данным Pb-Pb термо-ионно-эмиссионного метода намечены основные рубежи в проявлении докембрийских эндогенных процессов. Наиболее древние значения абсолютного возраста (> 3000 млн. лет) получены для двупироксеновых диоритов байдаргинского комплекса и апортозитов. Отчетливо фиксируются рубежи 2500—2700, 1800—2000, 1200—1400 и 650—800 млн. лет.

Библиогр. 22 назв. Ил. 1.

## УДК 551.71

**Проблемы метаморфической зональности докембрии Южного Прибайкалья и хребта Хамар-Дабан/Е. П. Васильев, Л. З. Резницкий, В. И. Вишняков.** — В кн.: Эндеогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985, с. 264—272.

В пределах региона установлены три тектоно-метаморфических цикла эволюции: позднеархейский, раннепротерозойский и позднепротерозойский. При общей тенденции возрастания степени метаморфизма от молодых к древним комплексам стратиграфические границы повсеместно пересекаются метаморфическими изоградами. По простиранию одних и тех же стратиграфических уровней степень прогрессивного метаморфизма меняется от низов эллиот-амфиболитовой фации до гранулитовой. Выделяются три пояса, различающиеся по типу зональности. В поле развития слюдяных гранулитов установлена прогрессивная зональность, выраженная повышением равновесных  $P$  и  $T$  в на-

правлении к Шарыжалгайскому выступу с латеральными палеоградиентами  $5-7^{\circ}\text{C}$  и  $0.3-0.4$  кбар на километр в диапазоне от  $700-750$  до  $800-850^{\circ}$  и от  $4-6$  до  $8-10$  кбар. На территории Центрального Хамар-Дабана зональность относится к андалузит-силлиманитовому типу с общим возрастанием параметров метаморфизма к границе с гранулитовым комплексом. В Юго-Западном Хамар-Дабане по мере приближения к зоне надвигов палеозойских эвгеосинклинальных образований на комплексы докембрия в парагенезисах ставролитовой зоны андалузит меняется кианитом. Особенности метаморфической зональности региона объясняются дискретным смещением Сибирского кратона в южных румбах.

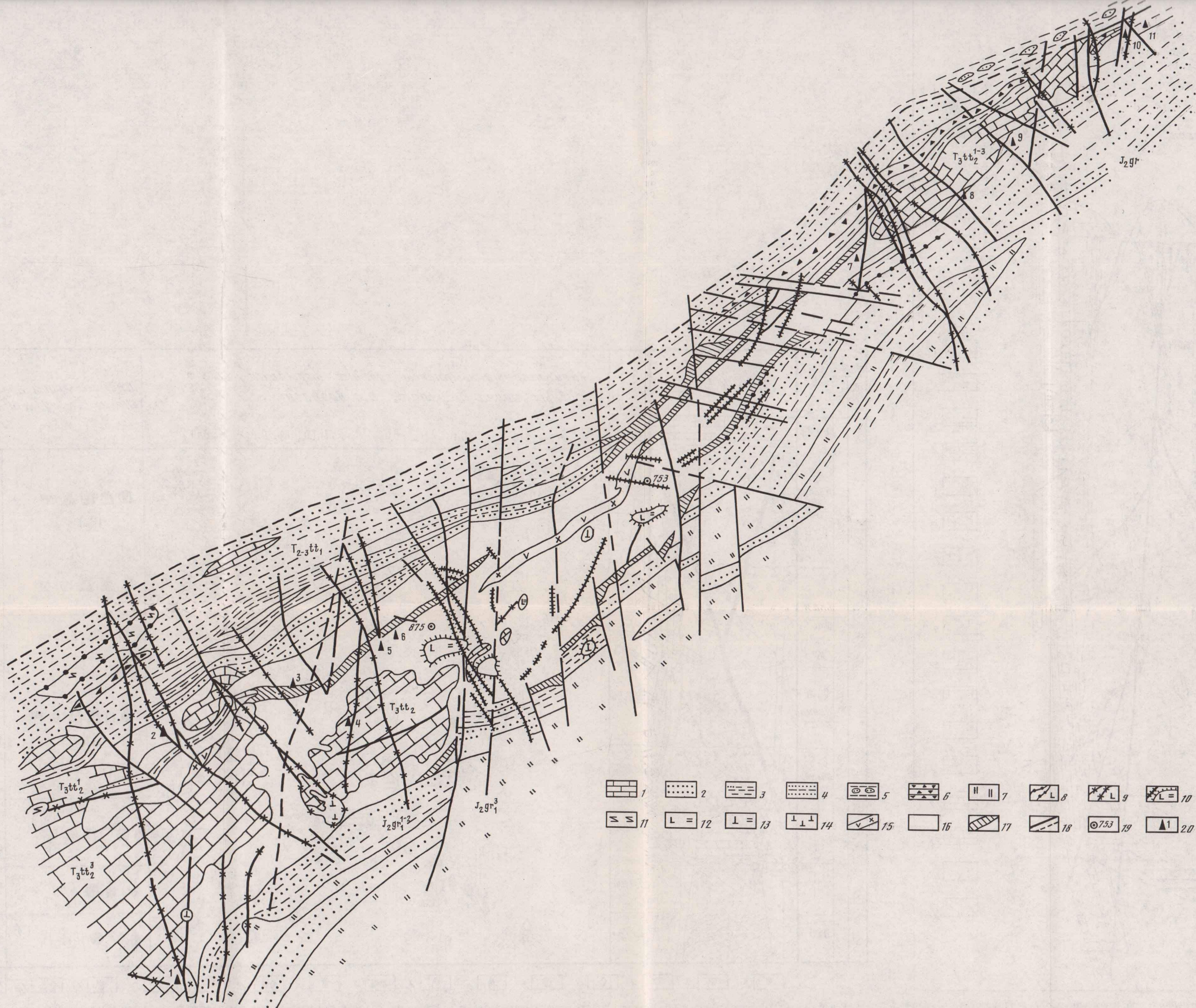
Библиогр. 13 назв. Ил. 4.

УДК 551.24 : 551.71/72 (571.65)

**Эндогенная дорифейская предыстория мезозоид Северо-Востока СССР/И. Л. Жуланова.** — В кн.: Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985, с. 273—277.

Историко-геологический анализ эндогенного режима формирования гнейсово-гранулитовых комплексов Северо-Востока СССР в до- и пострифейское время свидетельствует об определенной преемственности в развитии докембрийских и фанерозойских тектонических структур. Она выражается в том, что фундамент стабильных элементов мезозоид Омолонского и Охотского срединных массивов в архее и раннем протерозое являлся областью наиболее интенсивной гранитизации и сохранял свою эндогенную активность вплоть до середины палеозоя, что обусловило проявление в этих структурах рифейского толдеитового и палеозойского щелочного и известково-щелочного магматизма. Фундамент складчатых зон, вскрытый в миогеоантиклиналях, на ранних стадиях геосинклинального цикла характеризовался относительной пассивностью, но испытал значительную переработку в период общей инверсии мезозоид.

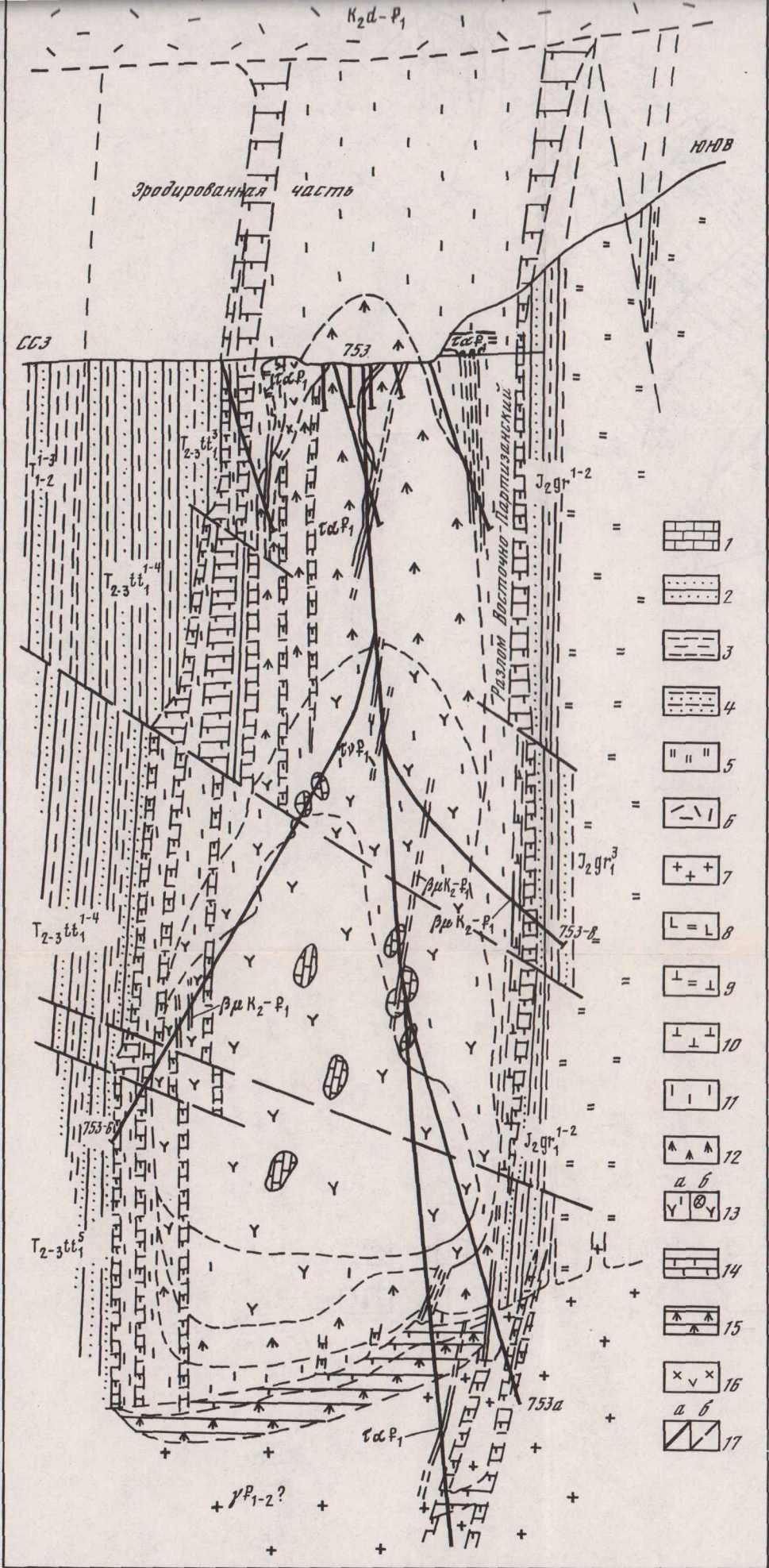
Библиогр. 5 назв.



Р и с. 25. Геологическая карта Дальнегорского боросиликатного месторождения. Составил Н.А. Носенко с использованием материалов В.М. Щербинина

1 — известняки; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — песчаники и алевролиты переслаивающиеся; 5 — то же, будинированные; 6 — полимиктовые брекчии; 7 — кремнистые породы; 8 — дайки и дайкообразные интрузии горбушинского комплекса; 9 — дайки и штоки дальнегорского комплекса; 10 — дайки, лакколитообразные интрузии сихалинского комплекса; 11 — габбро-диабазы и диабазовые порфиры; 12 — трахиандезиты; 13 — эссексит-диабазы, 14 — шонкиниты;

15 — кварц-кальцитовые зоны; 16 — скарны, развитые по известнякам; 17 — скарны, развитые по песчаникам, алевролитам; 18 — разрывные (а — установленные во вмещающих породах, б — "залеченные" скарново-боросиликатной минерализацией); 19 — структурно-поисковые скважины; 20 — проявления сульфидной минерализации: 1 — Больничное, 2 — Партизанское, 3 — Западное, 4 — Натальинское, 5 — Дайковое, 6 — Дорожное, 7 — Сентябрьское, 8 — Солнечное, 9 — Карьерное, 10 — Арсенопиритовое, 11 — Трещинное



Р и с. 26. Зональное строение скарново-рудной залежи месторождения  
 1 - известняки; 2 - песчаники; 3 - алевролиты; 4 - переслаивание алевролитов и песчаников; 5 - кремнистые породы; 6 - туфы липаритов; 7 - граниты биотит-роговообманковые, 8 - трахиандезиты 9 - эссексит-диабазы; 10 - диабазовые порфиристы; 11-13 - метасоматические зоны, развитые

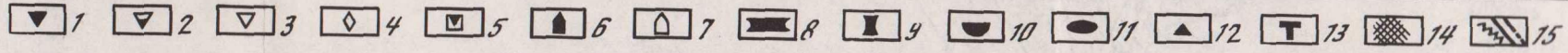
по известнякам: 11 - гранатовая, 12 - пироксеновая, 13 - волластонитовая (а - с гранатом, б - с реликтами известняков); 14-15 - метасоматические зоны, развитые по алмосиликатным породам (песчаникам, алевролитам, гранитам); 14 - гранатовая, 15 - пироксеновая, 16 - кварц-кальцитовая; 17 - разрывные нарушения (а - установленные, б - предполагаемые)

Структурные этажи	Ярус	Свита	Колонка	Мощность, м	Характерные комплексы рудных формаций в рудных полях и узлах, их возраст							Основные ярусы оруденения и присущие им рудные формации и металлы
					W	Mo	Cu	Bi	PbZnCu(Ag)	Au	CaF <sub>2</sub>	
Верхний	Третий	P <sub>2</sub>	Кызылнуринская	1500	[Complexes of symbols]							Pb, Bi, Ag, CaF <sub>2</sub> , Fe(гематит) (Zn, Cu, Mo)
		P <sub>1-2</sub>	Шурибгайская	1000	[Complexes of symbols]							
		P <sub>1</sub>	Оясайская	1200	[Complexes of symbols]							
Второй	Второй	G <sub>2т</sub> G <sub>3</sub>	Надокская	1200	[Complexes of symbols]							G <sub>3</sub> -P <sub>1</sub> ; P <sub>1-2</sub>
		G <sub>2т</sub>	Акчинская	До 2000	[Complexes of symbols]							
Первый	Первый	G <sub>2в</sub>	Минбулакская	До 1000	[Complexes of symbols]							Mo, W, Cu, Au, Fe(магнетит), Te (Bi, Pb, Co)
		D <sub>2</sub> -C <sub>1</sub>		До 1500	[Complexes of symbols]							
Средний	Средний	D <sub>1</sub>		До 1300	[Complexes of symbols]							Pb, Zn, Cu, Fe(магнетит) (Cd, W, As, Ag, Bi)
		O-S		>2200	[Complexes of symbols]							
Нижний	Нижний				[Complexes of symbols]							Mo, W, Au

Р и с. 35. Схема размещения наиболее характерных ярусов оруденения и присущих им рудных формаций, их комплексов и металлов в Кураминском регионе (Срединный Тянь-Шань)

Месторождения различных рудных формаций: 1-3 - медные и молибдено-медные: 1 - медно-порфиоровой, 2 - халькопирит-кварцевой, 3 - молибдено-медной (молибденит-халькопирит-кварцевой); 4, 5 - молибдено-вольфрамовые и оловорудные: 4 - молибде-

но-вольфрамо-медные скарновые, 5 - колломорфного молибдена с флюоритом, галенитом и сульфосолями; 6, 7 - золоторудные: 6 - сульфидной, 7 - кварцевой формации; 8-14 - прочие проявления: 8 - магнетит-скарновые, 9 - гематит-кварцевые и гематитовые, 10 - арсенопиритовые, 11 - алуниты и вторичные кварциты, 12 - флюоритовые, 13 - турмалиновые проявления и зоны турмалинизации, 14 - скарны; 15 - дайки и разломы. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 32-34



Зр. 20 к.

5151



ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ