

ПРОБЛЕМЫ
ОСАДОЧНОЙ
ГЕОЛОГИИ
ДОКЕМБРИЯ

9

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ ЛИТОСФЕРЫ

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

им. К. И. САТПАЕВА

МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

INSTITUTE OF THE LITHOSPHERE

ACADEMY OF SCIENCES OF KAZAKH SSR

K. I. SATPAEV INSTITUTE
OF GEOLOGICAL SCIENCES

LITHOLOGICAL COMMITTEE

PROBLEMS OF SEDIMENTARY GEOLOGY OF THE PRECAMBRIAN

Volume 9

LITHOLOGY, METAMORPHISM
AND METALLOGENY
OF THE EARLY PRECAMBRIAN



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»

MOSCOW 1984

ПРОБЛЕМЫ ОСАДОЧНОЙ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

Выпуск 9

ЛИТОЛОГИЯ, МЕТАМОРФИЗМ
И МЕТАЛЛОГЕНИЯ
РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

4426
уже
внеси в каталог.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1984



Публикуются материалы V Всесоюзного совещания «Литология и осадочная геология докембрия» (г. Алма-Ата, 8—10 октября 1981 г.), организованного Институтом литосферы АН СССР, Институтом геологических наук им. К. И. Сатпаева АН Казахской ССР и Междуведомственным литологическим Комитетом. Рассмотрены актуальные проблемы литологии и осадочной геологии докембрия, показано большое значение процессов экзогенеза и седиментогенеза в становлении докембрийских геологических формаций, освещены основные закономерности формирования пород и руд на ранних стадиях развития Земли, приведены новые данные для разных регионов страны.

Редакционная коллегия

Академик А. В. СИДОРЕНКО (ответственный редактор),
академик А. Л. ЯНШИН (редактор выпуска), А. С. КОРЯКИН,
чл.-кор. АН СССР И. В. ЛУЧИЦКИЙ,
В. М. МОРАЛЕВ, Д. П. СЕРДЮЧЕНКО,
Св. А. СИДОРЕНКО, Н. А. СОЗИНОВ, В. А. ТЕНЯКОВ

Ответственные за выпуск: *О. М. Розен, А. Н. Белов*

This volume contains the materials of the V All-Union symposium „Lithology and sedimentary geology of the Precambrian” (Alma-Ata, October 8—10, 1981) prepared by the Institute of the Lithosphere, K. I. Satpaev Institute of Geological Sciences and Interdepartment Lithological Committee.

The urgent problems of the Precambrian lithology and sedimentary geology are outlined; exogenetic and sedimentogenetic processes are demonstrated to be of great importance for formation of Precambrian geological complexes; basic regularities of rocks and ores formation at the early stages of the Earth evolution are considered and new data on these problems are given for various regions of the USSR.

Editorial board

Academician A. V. SIDORENKO (editor-in-chief),
academician A. L. JANSVIN (editor of fascicle), A. S. KORJAKIN,
Corresponding member of the USSR
Academy of Sciences I. V. LUCHITSKY,
V. M. MORALEV, D. P. SERDUCHENKO,
Sv. A. SIDORENKO, N. A. SOZINOV, V. A. TENJAKOV

Responsible for fascicle: *O. M. Rosen, A. N. Belov*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Пятое Всесоюзное Совещание «Литология и осадочная геология докембрия» проведено в соответствии с решением X Всесоюзного литологического Совещания, посвященного литологии и осадочной геологии докембрия. Его работа осуществлялась в рамках проекта № 91 «Металлогения докембрия» Международной программы геологической корреляции МСГН ЮНЕСКО и Межведомственного литологического комитета. Организациями, ответственными за его проведение, были утверждены Институт литосферы АН СССР и Институт геологических наук им. К. И. Сагпаева АН Казахской ССР.

Главные темы обсуждений — литология и метаморфизм докембрия срединных массивов, углеродистые отложения докембрия в свете современных данных о биолитогенезе, закономерности формирования пород и руд на ранних стадиях геологического развития Земли. Обсуждение каждой из этих тем охватывало литологические, петрологические, геохимические и изотопные аспекты применительно к вулканогенно-осадочным породам и их метаморфическим производным, а также явления метаморфизма и анатексиса седиментогенных комплексов. Кроме того, обсуждались общие особенности литогенеза, метаморфизма и формирования земной коры в докембрии, методики выявления первичной природы метаморфизованных пород и установления условий их осадконакопления, проблемы региональной геологии слоистых комплексов в докембрийских регионах территории СССР.

К настоящему времени в нашей стране изучение литологии и осадочной геологии докембрия сформировалось как самостоятельное, новое и плодотворное научное направление. На основе сочетания геологических, литологических, петрологических, минералогических и геохимических методов сложился системный подход к изучению полигенетических докембрийских комплексов. Этот подход предусматривает исследование широкого круга вопросов в рамках осадочной геологии докембрия — от формирования исходного вещества в корях выветривания, захоронения осадков и вулканитов до их метаморфизма с отделением рудоносных и углеводородных флюидов и расплавов. Теоретическая и практическая значимость этого научного направления определяются преобладающим развитием седиментогенных отложений в слоистых комплексах докембрия. Это обуславливает современное понимание совокупности геологических явлений в архее, протерозое и в фанерозое как единого эволюционного процесса, при котором последовательно формируются верхние горизонты земной коры. Получил признание принцип единого, эволюционно усложняющегося геологического развития в докембрии и фанерозое, имеющий существенное методологическое значение в познании докембрия.

Данное совещание подвело общие итоги исследований, которым были посвящены Всесоюзные совещания по литологии и осадочной геологии докембрия в городах Петрозаводск (1963 г.), Апатиты (1964 г.), Киев (1965 г.) и Москва (1973 г.). Широкий круг вопросов обсуждался на Всесоюзных тематических семинарах по докембрийским корам выветривания (Москва, 1975 г.), терригенным породам докембрия (Апатиты, 1975 г.), карбонатным (Ростов-на-Дону, 1978 г.) и углеродистым (Фрунзе, 1979 г.) отложениям, закономерностям метаморфизма и металлогении осадочных пород (Апатиты, 1979 г.). Эти исследования привлекли внимание за рубежом и рассматривались на Международных симпозиумах: «Корреляция докембрия» (Москва, 1975 г.), «Осадочная

геология глубокометаморфизованных комплексов докембрия» (Петрозаводск, 1981 г.) и др. Они вошли в такие крупные проекты Международной программы геологической корреляции МСГН ЮНЕСКО как № 91 «Металлогения докембрия» и № 160 «Экзогенные процессы докембрия».

Большое значение для специалистов по докембрию имело издание серии сборников под общим названием «Проблемы осадочной геологии докембрия». Отдельные выпуски серии посвящены литологии (1966 г.), литологии и рудоносности (1967 г.), литологии и палеовулканологии (1971 г.), геохимии и металлогении докембрия, а также проблеме ранних стадий геологического развития Земли (1981 г.), итогам совещаний (1975 г.) и семинаров (1975—1981 гг.).

За последнее время исследования в рассматриваемой области, проводившиеся во всех регионах докембрия Советского Союза, дали большой и ценный материал.

В пределах всех древних щитов СССР установлены неодинаково метаморфизованные докембрийские коры выветривания или различные высокоглинозистые отложения (продукты их размыва). Выявлен спектр типов разнообразных терригенных отложений (конгломератов, песчаников, глин); в частности, определена роль граувакк, существенно кварцевых отложений высокой степени зрелости и других пород среди метаморфических комплексов. Среди карбонатных разностей выделяются все основные типы чистых и смешанных (карбонатно-терригенных) осадков. Постоянство изотопного состава углерода в архейских и протерозойских породах указывает на стабильность газового баланса атмосферы Земли на протяжении почти всего докембрия. Выявлены признаки сульфат-содержащих эвапоритов в метаморфизованных отложениях вплоть до наиболее древних.

Органическое вещество (ОВ) играло принципиально важную роль при формировании отложений на протяжении всего докембрия; биологическая активность обусловила присутствие кислорода в атмосфере, начиная, вероятно, уже с 3 млрд. лет назад. Формационные и литологические исследования позволяют раскрыть генетические особенности высокой рудоносности этих отложений. Показано металлогеническое значение флюида, освобождающегося при метаморфизме осадочных, в особенности смешанных (карбонатно-глинистых) пород. Важное значение для понимания генезиса месторождений углеводородов имеет процесс отделения углеводородов при метаморфизме ОВ докембрийских комплексов.

Представляет интерес начатое в последние годы изучение литогенеза на самых ранних стадиях геологического развития Земли. Уже для периода с возрастом 3,8 млрд. лет выявляются все основные типы терригенных и карбонатных осадков, глубокометаморфизованных и участвующих в строении первичной земной коры. Нередко они насыщены органическим веществом.

Значительные достижения получены при изучении докембрия срединных массивов и докембрийских структур в пределах складчатых областей фанерозоя. Разработаны детальные стратиграфические схемы докембрия, осуществлена корреляция удаленных разрезов, уточнено региональное положение нижней границы фанерозойских отложений. Здесь представлены все главные типы седиментогенных пород, в различной мере неоднократно метаморфизованных в фанерозойское время. Выявление по радиологическим данным отложений раннего докембрия в этих структурах открывает возможность прямого литолого-фациального сопоставления с комплексами фундамента щитов.

В области металлогении показано, что процессы миграции и концентрации рудных элементов в толщах осадочных отложений при их метаморфизме приводят к формированию метаморфогенных месторождений. Изучение литологии докембрийских отложений способствовало выявлению и определению перспектив стратиформных рудных месторождений. Полученные результаты способствуют созданию теоретических основ прогнозирования месторождений полезных ископаемых в докембрийских регионах.

Совещание выдвинуло основные задачи дальнейших исследований в рассматриваемой области.

1. Исследование структурно-текстурных особенностей и литологии всех типов отложений и их естественных ассоциаций с последующим переходом к изучению первичноосадоч-

ных и вулканогенно-осадочных формаций и далее к изучению крупных бассейнов осадконакопления, а также к установлению связи между ними и возникающими при их метаморфизме петрографическими провинциями.

2. Изучение закономерностей распределения ОВ в докембрийских отложениях, исследование его формационных, структурных, геохимических и генетических особенностей.

3. Изучение седиментогенных пород и процессов на ранних стадиях геологического развития Земли с целью раскрытия эволюции условий экзогенеза и установления закономерностей в образовании первичной земной коры и выявления особенностей металлогении этой эпохи.

4. Дальнейшее развитие теории формирования первично-осадочных и метаморфогенных руд в докембрийских комплексах.

5. Изучение постседиментационных преобразований и метаморфизма и связи проявлений метаморфизма с исходным составом пород.

6. Совершенствование геологических, минералогических, геохимических и других методов выявления первичной природы и условий осадконакопления в разной степени метаморфизованных комплексов докембрия.

Материалы V Совещания публикуются в двух книгах (9 и 10 выпуски) серии «Проблемы осадочной геологии докембрия».

А. В. СИДОРЕНКО

АКТУАЛЬНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ В ИЗУЧЕНИИ ОСАДОЧНОЙ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

Первое Всесоюзное совещание по осадочной геологии докембрия проходило в Петрозаводске в 1964 г. В дальнейшем по проблемам, связанным с древнейшими геологическими процессами, проводился целый ряд региональных и тематических совещаний, посвященных как научному направлению в целом, так и отдельным его разделам.

С удовлетворением можно сказать, что прошедшие 15—20 лет оказались весьма плодотворными для направления, связанного с применением литологических методов, методов осадочной и экзогенной геологии для изучения глубокометаморфизованных и сильно измененных пород. По существу, сформировалось, выросло и уже получило признание новое научное направление — изучение докембрийского комплекса метаморфических пород литологическими методами. Принципиальной методологической основой было то, что мы не исходили из априорных представлений, а опирались на большой опыт осадочной геологии. За основу был взят принцип единства ведущих геологических процессов, принцип единого развития земной коры от возникновения ее как геологического тела до настоящего времени. Мы не стали противопоставлять докембрий и фанерозой, а, наоборот, рассматривали всю геологическую историю как единый процесс развития, эволюционно усложняющийся. Такая методологическая основа дает возможность понять существо того, чем же первоначально были горные породы, которые преобразовались за длительную геологическую эпоху в условиях высоких температур на той или иной ступени метаморфизма.

Первоначально главная задача литологии и осадочной геологии докембрия состояла в выявлении первичноосадочных горных пород среди метаморфических толщ. Использовались породы заведомо осадочные, где ясно сохранились их структуры и текстуры. На основании их изучения создавались те или другие реперные горизонты, которые давали возможность распознавать среди многообразия метаморфизованных пород определенные типы осадочных пород. На этом основании оказалось возможным перевести осадочные породы в индивидуальные типы метаморфических аналогов.

Многочисленные совещания, встречи и обсуждения показали, что практически все известные в фанерозое типы осадочных пород — терригенные, хемогенные и органогенные — существовали на протяжении всех 3,8 млрд. лет геологической истории. С первых собственно осадочных пород и началось формирование земной коры, т. е. формирование сиалической оболочки. В связи с этим выявление в докембрии всех типов осадочных пород, известных в фанерозое, приобрело большое принципиальное значение для понимания эволюции земной коры. Таким же крупным и принципиально важным геологическим открытием стало и то, что одновременно с существованием всех известных типов осадочных пород земной коры на протяжении всей геологической истории существовало живое органическое вещество (ОВ). Это — второе, не менее важное направление в развитии нашей науки.

Живое вещество и его роль в седиментации установлены в последние 10—15 лет. Подтвержден тот известный тезис, который был высказан В. И. Вернадским о том, что биосфера существовала как планетное явление на протяжении всей истории развития Земли, и по существу история геологического развития планеты — это история былых биосфер.

В основе развития земной коры лежит сочетание живого вещества и косной минеральной материи. Они сочетались на всем протяжении развития Земли, и история нашей планеты — это история прежде всего былых биосфер потому, что ничто так быстро не сме-

нялось и не меняется в эволюции как живое вещество. Вероятно, если химические элементы, физические и химические свойства минералов остаются постоянными во времени, то живое вещество меняется не только от рода к роду, от вида к виду и от семейства к семейству, но меняются и накапливаются новые признаки в пределах того или иного поколения. И это дает основания рассматривать живое вещество как движущий фактор эволюции земной коры, который определяет основные принципы эволюционирования биосферы и живой подвижной биокосной системы как единого целого земной коры. Так как сейчас бесспорно установлено, что в докембрии существовали все первичноосадочные породы и что основные геологические процессы и возникавшие формации были едины (но эволюционно усложнились), то стало возможным поставить одну из важнейших задач перед геологической наукой — задачу понимания эволюции геологической материи на исторической основе. Это следует принять в том случае, если мы перейдем к пониманию того, как меняются количественные соотношения между типами пород на протяжении геологической истории Земли, т. е. речь в настоящее время должна идти о том, чтобы поставить глубокие исследования по количественному подсчету объемов и масс осадочных пород, реконструированных после «снятия» метаморфизма. Такая задача установления количественных соотношений между типами различных пород в сочетании с изучением живого ОВ и его остаточных форм может быть поставлена как изучение соотношения между органогенными породами и накоплением осадков, с одной стороны, и этапами биологической активности в отдельные периоды — с другой. Это — одна из очень важных задач дальнейшего развития литологии и осадочной геологии докембрия.

Важным и основополагающим направлением мне представляется также следующее. Мы научились расчленять докембрий до тектоно-магматической фазы по фазам орогенеза, по фазам развития метаморфизма. При расчленении за основу брался метод изотопного датирования горных пород. Сейчас следует перейти к созданию такой стратиграфической шкалы, в которой отдельные этапы развития докембрия выделялись бы не только по возрасту, но и в сочетании с этапами экзогенного развития земной коры, разделенных тектоно-магматическими и метаморфическими фазами. Речь идет о накоплении знаний, которые позволили бы понять фациальную и палеогеографическую обстановку геологических процессов, развивавшихся в экзогенных условиях, т. е. осадочных процессов между периодами тектоно-магматизма.

Многие из вопросов, которые рассматриваются по отдельным плитам, в частности по Балтийскому, представляют определенный интерес и являются теми самыми фрагментами, теми деталями, благодаря которым можно построить в дальнейшем стройную картину расчленения докембрия на этапы экзогенного развития, как это сделано для фанерозоя. Это очень большая и сложная задача не только одного коллектива, а всей нашей геологической науки. Без разрешения этой задачи мы вряд ли можем построить свое понимание докембрия как эволюционно развивающихся земных биосфер. Мы должны установить стратотипы для докембрийских метаморфизованных комплексов так же, как мы создали стратотипы для отдельных периодов фанерозоя.

И, наконец, еще одна очень большая, сложная и весьма важная задача — интеграция знаний в области петрографии, минералогии и литологии, а также тех знаний, которые накапливаются по биогенному ОВ. И в этой связи нужно опираться не только на традиционные методы, но и более широко поставить исследования по взаимодействию живого и неорганического минерального мира, а также по изучению различных металлоорганических соединений и по изучению биологической природы живого вещества на протяжении всего докембрия. Только на этой основе можно понять процессы эволюционирования всей биологической материи за 3,5 млрд. лет. Эту задачу сейчас трудно сформулировать во всех ее основных направлениях. Но в соединении исследований косного, минерального и живого вещества стало необходимым видеть интеграцию нашей науки и биологии. Это, бесспорно, назрело потому, что мы все больше начинаем понимать значение образования геологических формаций через живое вещество, через живые организмы — самые активные составляющие осадочной оболочки земной коры. Это очень важно знать для понимания эволюции земной коры и для понимания процессов образования и формирования многих месторождений полезных ископаемых, прошедших

сложную эволюцию через концентрацию в живом и неживом органическом веществе в виде так называемых черных сланцев. Далее, необходимо отметить фактор миграции живого вещества из этих черносланцевых формаций во вмещающие и близлежащие породы. Вот поэтому изучение живого вещества предвдвляет сейчас большой интерес и для понимания процессов рудообразования и формирования месторождений полезных ископаемых. Возможно, покажется, что такая гипотеза несколько преждевременна, но я думаю, что на ней безусловно следует заострить внимание специалистов.

Закономерности взаимодействия живого и космоминерального вещества нашей планеты, сформированного в условиях экзогенеза, когда сохраняется биосфера и накапливается огромное количество космической и солнечной энергии, могут стать основой для понимания энергетических процессов в верхней части литосферы. Обратим внимание на причины тектонических движений или иных энергетических источников геологических процессов в той части земной коры, которую мы привыкли называть сиалической. Аккумулируя огромное количество солнечной энергии, энергии живого вещества в осадочном комплексе пород, насыщенных ОВ, эта биологическая масса в условиях больших давлений и глубин сохраняется и дает основу для развития многих метаморфических процессов. Это приводит к выделению той энергии, которая, по нашему мнению, обуславливает многие тектонические движения. В этой связи следует обратить внимание на метаморфизм как на один из мощных факторов не только при распределении химических элементов в земной коре, но и как на один из ведущих факторов формирования земной коры. Метаморфизму мы уделяем очень много внимания, изучая его петрографическими и петрологическими методами. И это совершенно правильно, поскольку это та основа, которая дает сейчас возможность понимать метаморфические процессы. Но надо и к метаморфизму подходить так же, как к естественно-историческому глобальному явлению нашей планеты и рассматривать его как основу многих геологических процессов, формировавших земную кору, т. е. литосферу. Наряду с изучением литологии и ОВ метаморфических комплексов, сейчас наступило время обратить на метаморфизм особое внимание как на один из важнейших факторов геологических процессов, происходивших в земной коре.

Перечисленные направления должны найти отражение в новом крупнейшем проекте, который утвержден Международным союзом геодезии и геофизики, Международным союзом геологических наук и Международным советом научных союзов и получил название «Динамика и эволюция литосферы — основа обеспечения человечества природными ресурсами и уменьшения ущерба от стихийных бедствий». Это большой глобальный проект, который пришел к нам на смену проекта «Верхняя мантия и земная кора». В нем участвуют 25 стран. Ученые Советского Союза и США занимают одно из ведущих мест в этом проекте. Он явится основой наших работ на ближайшие 10 лет. Исследования докембрия должны занять в этом проекте соответствующее место.

Бурение сверхглубокой скважины на Кольском полуострове, достигшей уже более 12 тыс. метров, показало, кроме всех других данных, очень важное принципиальное явление, которое мы должны осмыслить. Оно показало, что эта часть земной коры живет геологической жизнью, как мантия и астеносфера, как и все экзогенные явления на поверхности Земли. Здесь происходит миграция вещества, существуют и мигрируют гидротермальные растворы и газы; они охватывают не только кристаллические породы докембрия, но и перемещаются в вышележащий осадочный чехол. Это совершенно новое представление о докембрии, о его динамичной развивающейся геологической среде.

Исходя из этого, представляется, что в этом проекте наше направление изучения докембрия и те принципы, по которым оно складывается, должны занять соответствующее место.

Проблема литологии и осадочной геологии докембрия переросла в проблему экзогенного развития и эволюции нашей планеты на протяжении всех 3,5 млрд. лет, в проблему истории ее возникновения как планеты Земля, в проблему возникновения первых геологических тел, сохранившихся до нашего времени. Это направление сейчас стало одним из важнейших научных направлений в фундаментальных науках, и поэтому не

исключает среди фундаментальных направлений теоретических исследований, которые включены в планы экономико-социального развития нашей страны на ближайшие годы. Развитие работ по изучению состава, строения и эволюции земной коры отмечено как одно из важнейших научных направлений наряду с такими областями знаний, как физика, математика, космические исследования. Поэтому, чтобы занять подобающее место в выполнении этих директив и основных направлений XXVI съезда КПСС по изучению состава, строения и эволюции земной коры как фундаментальной основы обеспечения геологоразведочных работ, расширения сырьевой базы страны, прогнозирования стихийных последствий геологической деятельности в земной коре, так важно изучение докембрия.

Перед геологами — специалистами по докембрию, сосредоточившими свое внимание на изучении того, что было до метаморфических этапов геологического развития, стоят очень большие и сложные задачи. Выдвинутые проблемы не исчерпывают всего многообразия вопросов. Не затронуты, например, процессы развития магматизма докембрия, процессы развития вулканизма и накопления вулканогенно-осадочных толщ. Хотелось бы обратить внимание на экзогенно-геологическую часть развития докембрия и привлечь к нему внимание. Этим самым ни в коей мере не отбрасываются другие научные направления, но в докембрии эти три направления (эволюции осадочного процесса метаморфизма и биолитогенеза) должны занять подобающее место. Это будет и составной частью дальнейшего развития учения В. И. Вернадского о былых биосферах и основой для дальнейших фундаментальных исследований земной коры как поставщика всех природных ресурсов, необходимых человечеству для своего развития, для своего будущего.

УДК 551.81/82 : 551.14/.15

В. А. ТЕНЯКОВ

ЗЕМНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС В СВЕТЕ УСПЕХОВ ПОЗНАНИЯ ДОКЕМБРИЯ

Как это часто встречается в самых различных областях научного знания, количественное накопление даже очень важных исследований время от времени прерывается изменением «качества» проблемы: рождаются синтезированные, принципиально новые выводы, дающие новое освещение старой проблемы, и новые «выходы» на другие крупные проблемы в пограничных или смежных областях науки.

Так случилось и с развитием наших знаний о докембрии, с познанием древнейших этапов геологической жизни земной коры.

К настоящим выводам автора подвели как успехи в изучении докембрия в СССР, так и анализ и синтез наиболее принципиальных данных по докембрию, накопленных нашими зарубежными коллегами.

Успехи познания докембрия последних десятилетий привели к установлению глобальных факторов такого рода, которые позволяют еще раз, но с качественно иной точки зрения, посмотреть в целом на земной геологический процесс, на само земное геологическое явление как таковое, на его суть в принципе, на его неперменные, обязательные генетические «компоненты».

Что позволяет нам вообще соотносить докембрий и земной геологический процесс? Не слишком ли неравные понятия при этом сопоставляются? Нет: геологические, геохимические, генетические закономерности, выявляемые в докембрии, безусловно, понимаются как характеризующие геологический процесс на Земле. В конечном счете, как бы традиционно мы не давали применительно к докембрию характеристики «ранние», или «древнейшие», *стадии жизни земной коры, геохронологически докембрийский этап и по времени и по объему породообразования — основной, главный, преобладающий отрезок геологической истории нашей планеты* [10].

Анализируя развитие представлений о природе и происхождении докембрийских образований во времени, нельзя не заметить, что наиболее постоянной тенденцией на этом пути было обнаружение первично-осадочных пород и проявлений жизни во все более и более глубоких и древних слоях геологической истории нашей планеты [15]. Небезынтересно обратить внимание на то, что на всех этапах развития этой тенденции факты почти всегда значительно опережали «идеи» и «концепции» исследователей.

Можно напомнить весьма показательную и в эвристическом, и в научном отношении эволюцию наших представлений о времени начала проявления экзогенных процессов в докембрии.

I. Международный геологический конгресс, Москва, 1937 г. Этот этап выделяется потому, что это был канун массового появления абсолютно-возрастных дат, т. е. начало принципиально нового этапа в развитии геологических знаний.

II. Международный симпозиум «Земная кора», Балтимора, 1955 г. Данный этап устанавливается в связи с тем, что к этому времени накопилось достаточное количество новых геохронологических датировок по древнейшим породам Земли [1].

III. Международный симпозиум «Корреляция докембрия», Москва, 1975 г. Он выражает сегодняшний уровень знаний в области массовых абсолютно-возрастных датировок.

К началу 40-х годов (I этап) при почти полном отсутствии геохронологической основы представлялось, что вся седиментогенная история (и история органического мира) должна иметь место лишь в пределах протерозоя, причем, вероятнее всего, — верхнего. О. О. Баклунд [2] в своем докладе на Геологическом конгрессе в 1937 г. определил всю временную длительность докембрия в 1500 млн. лет.

К середине 50-х годов (II этап) возраст осадочных пород был установлен примерно в 2700 млн. лет [1], а наиболее древние докембрийские даты (в то время не совсем подтвержденные) достигали и даже несколько превышали абсолютный возраст 3000 млн. лет.

В настоящее время (III этап) возраст древнейших осадочных горных пород Земли определен в 3800 млн. лет, и, что очень важно, он вплотную приблизился к возрасту вообще древнейших горных пород земной коры — всевозможных гнейсов и гранитов. Однако, как следует из некоторых последних исследований, эти цифры, возможно, в ближайшее время будут пересматриваться, поскольку для первично-седиментогенных образований основания Капвальского и Родезийского кратонов в Юго-Восточной Африке и федоровской свиты на Алдане многие исследователи уже допускают абсолютный возраст седиментации в 4000—4200 млн. лет.

Такова фактическая картина развития за последние 40 лет наших представлений о времени «начала» проявления экзогенных процессов в геологической истории Земли. Факты показали, что экзогенная жизнь Земли оказалась больше в четыре раза.

Как показывают теперь уже весьма многочисленные работы, с некоторым отставанием от опускавшегося нижнего возрастного «рубежа» проявления экзогенеза неуклонно опускалась, удревнялась во времени и граница «начала» проявления жизни в геологической истории.

В настоящее время мы фактически можем констатировать, что возраст актуалистических первично-осадочных пород докембрия, т. е. «нижний рубеж» жизни и возраст вообще древнейших горных пород земной коры — всевозможных гнейсов и гранитов — практически полностью сомкнулись!

Хотя в полной мере научное и даже философское значение данного факта до конца еще не осознано, очевидно, что это самым существенным образом может повлиять на наши геологические представления, на дальнейшее развитие теории происхождения жизни на Земле, на понимание закономерностей формирования и эволюции земной коры и образование месторождений полезных ископаемых.

Каким же в настоящее время нам представляется земной геологический процесс и каковы его важнейшие слагаемые?

Суммируем еще раз те факты, на которых базируются наши представления о существовании и условиях развития геологического процесса; они имеют, с нашей точки зрения, фундаментальное значение для современной геологии.

1. Преобладание в доступных нашему изучению силикатических массах земной коры первично-осадочных образований [10]. Это позволяет считать слоистые (осадочные и вулканогенно-осадочные) породы своего рода главным продуктом геологического процесса, геологической стадии жизни Земли [6].

2. Отсутствие даже среди самых древнейших из известных нам осадочных пород Земли сколько-нибудь необычных, экзотических образований [16], которые хотя бы в какой-то мере отвечали теоретически допускаемым некоторыми исследователями типам или состояниям атмосфер для самых ранних этапов становления земной коры [4]. Реально же, даже на наидревнейшем возрастном уровне седиментации — 3,7—3,5 млрд. лет — среди главных типов осадочных пород мы видим те же глины, пески и карбонатные породы, которые геохимически принципиально неотличимы от своих аналогов фанерозойского возраста.

3. Широкая распространенность в осадочно-метаморфических породах даже самого раннего докембрия органического, биогенного вещества [12]. Это дает основание констатировать, что практически вся известная нам история геологического процесса на дометаморфической экзогенно-седиментационной стадии протекала в условиях достаточно развитой жизни, в условиях интенсивного функционирования «живых систем».

4. Исключительный масштаб, глубина и динамизм воздействия живого и ОВ на косную материю [3, 5] — алюмосиликатное вещество, воду, газы в совокупности с другими данными позволяют предполагать именно «биогеологический» механизм трансформации, переработки вещества наружной части Земли при формировании, во всяком случае, верхних силикатических масс земной коры [14].

5. Существование глобального циклического процесса газового обмена («газового дыхания») земной коры [13]. Это по существу и генетически, и исторически, и эволюционно тесно связывает между собой все наружные оболочки Земли — атмосферу, гидросферу и биосферу — в единую систему, сбалансированную в пределах всего геологического времени [11, 13—15].

6. Наличие определенной взаимосвязи, взаимозависимости и взаимообусловленности в развитии косной и живой материи на Земле; связи биологической эволюции живых систем и глобально-проявленных эпох формирования высокоуглеродистых формаций с геологическими (тектоническими, палеогеографическими) условиями, в которых эта жизнь реализовалась [15, 17].

Еще по мере приближения к только что сформулированным выводам становилось все более очевидным, что геологическая наука стоит на пороге принципиального пересмотра главнейших и существеннейших основ понимания самого геологического процесса. Суммирование этих главных основ нового понимания его сути и многих других данных [14] позволило увидеть, что жизнь и продукты ее деятельности почти буквально пронизывают земную геологическую «колонну» и принимают определяющее участие в трансформации вещества наружной зоны Земли. Стало очевидным, что только в единстве геологического и биологического начала геологический, а точнее, биогеологический процесс и может существовать как таковой.

Такое понимание сути рассматриваемых явлений приводит и к выводу о том, что развитие и эволюция живого вещества и жизни на Земле генетически связаны с геологической формой развития земного вещества в наружных оболочках Земли. Сама жизнь, вероятнее всего, — тоже необходимая форма эволюции земного вещества на такой планете «Земного типа», каковой является наша планета.

Иначе говоря, развитие некоторых планет на определенной стадии их эволюции с неизбежностью приводит к появлению атмосферы и гидросферы и, как следствие этого, — к широкому развитию процессов экзогенного преобразования земного вещества. Возникновение и развитие жизни, которая, по всей вероятности, в исключительно короткое (геологически) время достигает некоторого оптимального и далее, возможно, постоянного «объема», становится тем важным и обязательным ингредиентом, который впоследствии уже по существу неотделим от самого процесса экзогенной дифференциации алюмосиликатного вещества и всей последующей жизни возникших новообразований. Начинается формирование закономерно появившейся новой твердой оболочки Земли.

Сказанное выше позволяет обоснованно относить седиментогенные, биогенные и метаморфические процессы в полной мере к процессам планетогенным (для определенного типа планет), т. е. к процессам, в результате действия которых возникает, растет (нарастает во времени) и эволюционно изменяется самая наружная твердая их оболочка (сфера). Иначе говоря, перед нами открываются совершенно новые, неожиданные, но реально воплощающие в эволюции планет роль и значение этих процессов, познание которых, безусловно, составит новое направление в сравнительной планетологии.

Уверенность в перспективности и плодотворности этого нового, космогонического аспекта в познании земных седиментогенных, биогенных и метаморфических процессов базируется еще и на том, что именно изучение роли и значения этих процессов в формировании твердой наружной оболочки (или оболочек?) Земли будет способствовать выявлению и познанию подобной оболочки (оболочек?) и на других планетах земного типа, прежде всего в пределах Солнечной системы — на Венере и Марсе. Последняя же задача, вне всяких сомнений, уже в сравнительно близкое время будет стоять как задача практическая.

Такой, на первый взгляд несколько неожиданный, космогонический, подход к земным процессам в самой поверхностной, наружной зоне Земли станет намного менее необычным, если взглянуть на них как на процессы, которые протекают на космическом, планетарном объекте, каким является наша Земля, и, главное, которые ответственны за формирование одной из твердых наружных ее оболочек. Более того, мы твердо убеждены в том, что сугубо условно выделяемая «геологическая стадия» в жизни Земли не только может, но и должна рассматриваться как закономерно продолжающийся процесс эволюционного развития Земли как планеты. Упрочению такого взгляда никоим образом не может препятствовать относительно небольшой (в масштабе всей Земли) объем этой оболочки: во-первых, потому, что в природных процессах «незначительное» (по масштабу) и «несущественное» — не одно и то же; и, во-вторых, в связи с тем, что и далее геологический процесс будет захватывать своей переработкой все более значительные массы еще не затронутого этим процессом, более глуболежащего земного вещества. Можно предполагать, каковым окажется объем земной коры на планете Земля через 1—3 млрд. лет. Ведь достаточно хорошо известно, что, например, в раннем докембрии масса геологических образований была совершенно несопоставима с той, которую мы видим в настоящее время. Все вышесказанное свидетельствует о том, что настало время преступить, наконец, психологический барьер в нашем мышлении и взглянуть на земной геологический процесс как на часть общего космогонического процесса организации вещества в космические тела на определенной стадии развития.

Хорошо ли мы себе представляем в настоящее время объем геологических образований? Нижняя граница геологической стадии становления и развития Земли фактически нами пока не установлена, и, строго говоря, у нас нет никаких фактических (подчеркиваем — именно фактических — *В. Т.*) данных предполагать ее на каком-то определенном «стратиграфическом» или «геофизическом» уровне среди «гранитной» или «базальтовой» оболочек. То, что многие исследователи помещают эту границу в основание известной нам (обнаженной в настоящее время эрозией) стратифицируемой «геологической колонны», не более чем гипотеза, обусловленная острым дефицитом фактических данных о более глубокозалегающих образованиях и существованием уже привычной гипотезы о первозданной гранитной коре Земли. И поэтому сейчас можно лишь удивляться той легкости, с которой когда-то геологи поставили отсчетный ноль в геологической истории на тех образованиях, которые к нашему времени эрозия случайно (!) вывела на дневную поверхность.

Поскольку, как хорошо теперь известно, верхняя, более изученная часть «гранитной» оболочки — это главным образом не граниты, а преимущественно осадочно-метаморфические образования, а «базальтовая» оболочка (во всяком случае, в своей верхней части) — это тоже, вероятнее всего, «не только базальты», то становится ясным, что о действительной роли геологического процесса даже в формировании земной коры говорить пока рано. Еще в 1956 г. Ж. Мишо [18], а в последнее время И. А. Резанов [6—9] предполагали, что, возможно, среди образований «базальтовой» оболочки немалое

значение имеют еще более древние и ультраметаморфизованные первично-осадочные породы первоначально основного и даже ультраосновного состава. При отсутствии фактических данных об образованиях этого слоя ничто не мешает принятию пока и такой гипотезы.

Все это показывает, что роль и значение геологического процесса (даже в сегодняшнем понимании его содержания) в формировании нашей планеты как космического тела еще до конца не ясны и могут оказаться намного более значительными, чем это представляется нам в настоящее время.

* * *

В заключение выделим еще раз основную мысль нашего сообщения: земной геологический процесс, каким он фактически известен сегодня человеку, — это такая совокупность явлений трансформации вещества наружной оболочки Земли, которую мы принципиально не можем сейчас представить себе без экзогенных, седиментогенных процессов и без такой мощной силы, сопровождающей их, как живое и органическое вещество; на планете Земля нам неизвестны пока такие геологические слои, которые были бы лишены осадков и биолитогенных образований. Естественно, что эти кардинальные для современной геологии выводы совершенно определенным образом освещают и подход к анализу металлогении докембрия и к прогнозированию среди докембрийских комплексов определенного ряда полезных ископаемых. Они позволяют применять этот подход даже к наидревнейшим этапам становления и развития геологического процесса на Земле. А это показывает и их большую практическую полезность.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аренс Л. А. Древнейшие обнаженные породы Земли. — В кн.: Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957, с. 169—183.
2. Беклунд О. О. О принципах подразделения докембрия. — В кн.: Международный геологический конгресс: Тр. XVII сес. М.: ГОНТИ, 1939, т. 2, с. 9—15.
3. Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 43 с.
4. Виноградов А. П. Газовый режим Земли. — В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, т. 2, с. 5—21.
5. Добродеев О. П. Опыт количественной оценки глобальной геохимической деятельности живого вещества. — Вестн. МГУ. Сер. геогр., 1974, № 1, с. 32—37.
6. Резанов И. А. К вопросу о геологической интерпретации данных глубинного сейсмического зондирования. — Сов. геология, 1960, № 6, с. 45—47.
7. Резанов И. А. О геологической интерпретации профиля глубинного сейсмического зондирования Магадан—Кольма. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962а, № 7, с. 985—995.
8. Резанов И. А. О строении земной коры платформенных областей. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1962б, т. 36, № 1, с. 638—649.
9. Резанов И. А. Земная кора. М.: Наука, 1974. 159 с.
10. Сидоренко А. В. Проблемы осадочной геологии докембрия. — Сов. геология, 1963, № 4, с. 3—23.
11. Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А. Стационарное изотопное равновесие между карбонатной и органической формами углеродов в земной коре и проблема геохимической эволюции Земли: VI Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии: Тез. докл. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1976, с. 6—8.
12. Сидоренко Св. А., Сидоренко А. В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975. 115 с.
13. Сидоренко А. В., Теняков В. А., Сидоренко Св. А. О едином биогеологическом процессе созидания и развития земной коры. — Докл. АН СССР, 1978а, т. 238, № 4, с. 924—927.
14. Сидоренко А. В., Теняков В. А., Сидоренко Св. А. Осадочно-метаморфические процессы и «газовое дыхание» земной коры. — Докл. АН СССР, 1978б, т. 238, № 3, с. 705—708.
15. Сидоренко Св. А., Теняков В. А. О глобальных «эпохах» накопления в докембрии высокоуглеродистых формаций. — Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 1, с. 120—123.
16. Теняков В. А. О некоторых дискуссионных проблемах экзогенно-метаморфогенной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 47—56.
17. Теняков В. А., Сидоренко Св. А. Новые актуальные аспекты исследования системы «выветривание—осадконакопление—метаморфизм». — В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты, 1977, с. 21—39.
18. Michot G. La géologie des zones profondes de l'écorce terrestre. — Ann. Soc. Geol. Belgique, 80, Oct., 1956. 205 p.

Ю. А. БОРЩЕВСКИЙ

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА НА ПЕРВОЗДАННОЙ ЗЕМЛЕ ПО ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ

Наиболее важное достижение абсолютной геохронологии, изотопной геологии и молекулярной палеонтологии раннего докембрия, имеющее фундаментальное значение для познания геохимической эволюции Земли, — доказательство чрезвычайно раннего возникновения на поверхности первозданной Земли экзогенных процессов водно-углеродного типа, которые геологически быстро, всего за 250 млн. лет, т. е. за период, равный половине фанерозойского времени, привели к образованию стратисферы и биосферы [1—4].

Древнейшие осадочные породы формации Ишуа (Гренландия) образовались в условиях уже установившегося биогеохимического цикла углерода [9], а их возраст (3,8 млрд. лет) максимально близок к возрасту Земли (4,5 млрд. лет).

Новейшие данные палеобиологии и палеобиохимии [5] свидетельствуют о том, что простейшие зобионтные системы должны были появиться уже 4,25 млрд. лет назад, чтобы последующая биологическая эволюция могла уложиться во временные рамки земной истории.

В связи с этим одной из кардинальных проблем современного естествознания стала проблема геохимической обстановки на первозданной Земле. Эта обстановка должна была обусловить как быстрое образование стратисферы (а затем и сиалической земной коры), так и практически одновременное формирование геологической среды возникновения жизни (а затем и биосферы).

В настоящей работе сделана попытка суммировать данные, которые получены в разных областях естествознания — изотопной геологии, палеобиологии, планетной космогонии, изотопной и органической космохимии — и позволяют судить о геохимической обстановке на первозданной Земле. От того, насколько правильны будут наши представления об этой обстановке, зависит успешное решение многих проблем, тесно связанных с ранними стадиями геологического и биологического развития Земли.

В основу наиболее реальной модели геохимической обстановки на первозданной Земле должен быть положен бесспорный факт существования на нашей планете жизни и биосферы уже 4,25 млрд. лет назад. Общую геохимическую обстановку на такой Земле определяли первичная гидросфера, первозданное органическое вещество, солнечная радиация, а также химические свойства некоторых геохимически важных природных веществ.

Из всех существующих сейчас теоретических представлений о происхождении Солнечной системы в целом и нашей планеты, в частности, концепция, развиваемая известными шведскими астрофизиками Х. Альвенем и Г. Аррениусом [8], наиболее полно соответствует основным требованиям геохимической обстановки, в которой должна была возникнуть жизнь и биосфера. Согласно этой концепции, при аккреции Земли из мелких планетоземалей вначале возникло внутреннее железо-никелевое ядро, а затем внешнее расплавленное силикатное ядро и, наконец, достаточно холодная мантия Земли. При этом гидросфера возникла и, главное, могла устойчиво существовать в жидком состоянии уже с того времени, когда Земля имела примерно 70% современной массы. Образование гидросферы и атмосферы происходило в результате ударного испарения летучих веществ (вода, метан, аммиак и др.) при медленной аккреции мантии Земли что, собственно, и обусловило достаточно низкую температуру мантии и позволило существовать огромным массам воды на земной поверхности.

Первичная гидросфера сыграла исключительно важную роль в раннем возникновении стратисферы и биосферы, во-первых, благодаря тому, что надежно предохраняла земные недра от нагрева, быстро переизлучая кинетическую энергию аккреотирующего вещества в межпланетное пространство и термостатируя тем самым условия на земной

поверхности, во-вторых, благодаря своим гидролитическим свойствам и, в-третьих, благодаря способности воды легко подвергаться фотолизу, о чем будет сказано особо.

Еще в 1965 г. К. П. Флоренский [6] обосновал механизм образования первичного океана в результате ударного испарения воды в процессе аккреции Земли. В последнее время это предствление получило дальнейшее развитие [7].

Другим необходимым фактором, определявшим экзогенные процессы водно-углеродного типа на ранней Земле, было первозданное органическое вещество (ОВ) [1].

Важное достижение органической космохимии — установление абиогенного синтеза сложных высокомолекулярных органических соединений и их азот-, сера-, хлор-, бор- и других производных еще на стадии протопланетного газо-пылевого облака.

Есть основания считать, что первозданное ОВ полимерной (ароматической) природы, достаточно термически- и радиационно-устойчивое, было основной химической формой углерода в зоне планет земной группы. В процессе гравитационно-химической дифференциации, сопровождавшей аккрецию Земли, оно изначально было сконцентрировано в ее внешней зоне, образовав первичную карбосферу. В завершающий этап аккреции Земли и при последующем гравитационном уплотнении происходила крупномасштабная термическая и гидролитическая фрагментация первозданного ОВ, что обусловило образование ранней метаново-аммиачной атмосферы Земли.

Принимая во внимание, что первозданная Земля содержала углерод исключительно в гидридной форме, т. е. в форме ОВ, а уже 3,8 млрд. лет назад углекислота представляла собой второй после кремнекислоты анионный компонент силикатической земной коры и, более того, в это время уже установилось стационарное равновесие между карбонатной и органической формами углерода земной коры, следует считать ключевым вопросом геохимической обстановки на ранней Земле вопрос об условиях столь раннего появления большого количества углекислоты на земной поверхности. Этот вопрос находит естественное решение, если учесть огромное влияние солнечной радиации на все без исключения геохимические процессы, протекавшие на первозданной Земле.

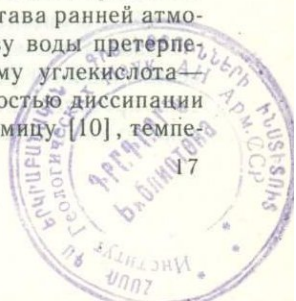
Глубокие фотохимические преобразования земного вещества в поверхностной зоне, обусловленные действием солнечной радиации и в первую очередь высокоэнергетического ультрафиолетового излучения, представляли собой важнейшую особенность геохимической обстановки на первозданной Земле.

Именно благодаря солнечной радиации с окончанием аккреции Земли завершилась космическая гидридная стадия эволюции протоземного вещества и началась планетная оксидная стадия эволюции вещества поверхностной зоны. Иными словами, все фотохимические изменения происходили в направлении кислородного доминирования, т. е. образования оксисферы Земли. В этот период оксисфера еще не была определенной геосферой со значительным содержанием свободного кислорода, а представляла собой лишь поверхностную зону планеты, где широкое распространение имели окислительные процессы с участием фотолитического кислорода и где вследствие этого неуклонно возрастал общий окислительный потенциал.

Подобная направленность обусловлена тем, что основной фотохимической реакцией был фотолиз воды, сопровождавшийся диссипацией водорода, тогда как кислород реализовывал свои высокие окислительные способности в поверхностной зоне Земли. Особо следует подчеркнуть, что фотолиз воды имел грандиозные геохимические и биохимические последствия. Эта простейшая фотохимическая реакция по существу и определила весь химизм на первозданной Земле, а затем легла в основу всей энергетики биосферы, так как фотосинтезирующая деятельность живых организмов основана на фотолизе воды, который сопровождается усвоением водорода и связыванием, а затем и выделением молекулярного кислорода.

Какие же геохимические последствия вызвали указанные фотолитические процессы?

В первую очередь, они вызвали быстрое изменение химического состава ранней атмосферы. Первичная система метан—аммиак—вода благодаря фотолизу воды претерпела трансформацию во вторичную радиационно-устойчивую систему углекислота—азот—вода. Скорость этой трансформации всецело определялась скоростью диссипации водорода. Как показали аэрономические расчеты, выполненные М. Шимидзу [10], темпе-



ратура экзосферного слоя ранней атмосферы достигала 1300 К, что должно было благоприятствовать сравнительно быстрой диссипации водорода — основного продукта фотолитического разложения воды, метана и аммиака.

Значительные масштабы фотолитических процессов в земной атмосфере в этот период находят соответствующее отражение в существенном утяжелении изотопного состава водорода гидросферы, вследствие того что Земля потеряла значительное количество фотолитического водорода, при этом в большей мере диссипировал протий, а не дейтерий.

Фотохимическое окисление метаново-аммиачной атмосферы было довольно продолжительным процессом, так что ранняя атмосфера длительное время, возможно около 100 млн. лет, могла иметь переменный состав ($\text{CH}_4\text{—NH}_3\text{—CO}_2\text{—N}_2$). Весьма вероятно, что именно в такой сложной по составу, химически лабильной атмосфере возникла на Земле жизнь, т. е. уже в первые 100—200 млн. лет земной истории происходила интенсивная эволюция предбиологических структур в физико-химических условиях земной поверхности, близких к современным. Это заключение обусловлено тем, что в этот период биологической эволюции уже должен был действовать дарвиновский естественный отбор, обеспечивший существование живых организмов, максимально приспособленных к современным условиям земной поверхности.

Поскольку процессы фрагментации первозданного ОВ и процесс фотохимического окисления метана были довольно продолжительными, то фотолитическая углекислота, которая вместе с водой участвовала в химическом разложении первичных силикатов, успевала подвергаться минерализации и не создавала значительных концентраций в ранней атмосфере. Более того, буферное действие океана должно было поддерживать невысокий уровень содержания CO_2 в ранней атмосфере.

Преобразование метановой атмосферы в существенно углекислую имело чрезвычайно важные литологические последствия, так как вызвало появление первого и самого мощного геохимического фактора — химически сопряженной системы углекислота—вода. Воздействие этой системы на первичные силикаты обусловило глобальное выветривание и образование первых в истории Земли осадочных пород: карбонатов, глин и кремнистых пород.

Первозданное ОВ было также носителем целого ряда летучих элементов, таких, как Cl, F, B, S и другие, которые должны были сравнительно легко освобождаться при процессах деструкции и фотохимического окисления сложных органических соединений и служили дополнительными и притом активными агентами химического выветривания.

Интенсивное химическое воздействие гидросферы и атмосферы, содержащих значительные концентрации фотолитической углекислоты, на первичные силикаты и было началом формирования стратисферы и солевого состава первичной гидросферы, которое можно датировать возрастом 4,4 млрд. лет, поскольку, согласно концепции Х. Альвена и Г. Аррениуса [8], около 30% всего аккреционного материала, составившего верхнюю мантию Земли, должно было пройти через своеобразный седиментационный процесс, испытав при этом определенные гидрохимические изменения, так как аккрецирующее вещество попадало в водную оболочку растущей Земли.

Первые карбонаты, глины и кремнистые породы, вероятно, не сохранились, но их значение для формирования силикатной коры и солевого состава гидросферы трудно переоценить.

Раннее химическое выветривание, сопровождавшееся также фотохимическим окислением первичных силикатов, сравнительно быстро обеспечило устойчивое нахождение в гидросфере в растворенном состоянии окисленных форм многих редких элементов переменной валентности, таких, как P, V, Mo, Nb и др. Без них, как известно, было бы невозможно возникновение живых клеточных структур. Кроме того, сами глинистые минералы имеют решающее значение в процессах природного синтеза биомолекул на предбиологической стадии.

Важно подчеркнуть, что физико-химическая основа и неперемное условие возникновения жизни и развития биосферы — стационарность всех геологических и геохимических процессов на ранней Земле, иными словами, исключены экстремальные изменения физико-химических параметров геохимической обстановки в это время.

Таким образом, ОВ первичной карбосферы сыграло исключительно важную роль в ранней геохимической эволюции Земли. Во-первых, оно было химической основой возникновения жизни, обеспечивавшее значительный выигрыш во времени, столь необходимый для молекулярной эволюции сложных органических соединений, во-вторых, обусловило раннее появление на земной поверхности фотолитической углекислоты, которая при наличии гидросферы вызвала интенсивное химическое выветривание первичных силикатов и геологически быстрое формирование стратисферы, в результате чего возникли наиболее благоприятные условия для быстрой эволюции предбиологических систем.

Раннее возникновение жизни сопровождалось геологически мгновенным завоеванием ею всей земной поверхности, т. е. образованием биосферы. Именно с этих позиций становятся понятны слова В. И. Вернадского о том, что «жизнь геологически вечна на нашей планете».

Из всего сказанного следует, что так называемого лунного этапа и догеологической истории Земли не было, так как наша планета имела сугубо земной тип развития, предопределенный рядом космогонических и космохимических причин.

В частности, тот факт, что геологические и биологические процессы на первозданной Земле имеют сугубо земной характер (т. е. являются процессами водно-углеродного типа), обусловлен тем, что исходное космохимическое отношение гидридных форм углерода и кислорода ($C_{\text{орг}}/H_2O$) для протоземного вещества было равно примерно 0,2. Иначе говоря, воды было в 5 раз больше, чем космогенного органического углерода. Для сравнения отметим, что отношение $C_{\text{орг}}/H_2O$ для Венеры было, вероятнее всего, больше 1.

Именно поэтому Земля — единственная планета Солнечной системы, имеющая гидросферу, карбосферу и, как следствие этого, биосферу.

Таким образом, внешние силы геохимических процессов на первозданной Земле — солнечная радиация и внутренние силы — химические свойства, присущие земному веществу, — это уникальные физико-химические свойства воды и углерода. Они по существу определили как возникновение водно-углекислого типа выветривания первичных силикатов, обусловившего многие черты земного осадочного процесса и приведшего к формированию стратисферы, так и возникновение водно-углеродного типа жизни и быстрое развитие биосферы.

Есть все основания считать, что только описанная выше геохимическая обстановка на первозданной Земле, обусловленная рядом факторов космогонического и космохимического характера, была единственно возможным и вполне естественным началом как геологической, так и биологической истории Земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борщевский Ю. А. Первозданное органическое вещество — ведущий фактор ранней геохимической эволюции Земли. — Докл. АН СССР, 1980, т. 253, № 2, с. 433—435.
2. Борщевский Ю. А. Фотолитиз как основа экзогенных процессов водно-углеродного типа на первозданной Земле. — В кн.: Тез. докл. Всесоюз. совещ. по геохимии углерода. М., 1981, с. 340—342.
3. Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А. Общие тенденции в эволюции изотопного состава карбонатов в докембрии и фанерозое. — Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 4, с. 892—895.
4. Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А. Проблема геохимической эволюции Земли в свете данных изотопной геологии докембрия. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1979, вып. 5, с. 34—44.
5. Соколов Б. С. Органический мир Земли на пути к фанерозойской дифференциации. — Вестн. АН ССР. Сер. 4, Геология, 1976, № 1, с. 126—143.
6. Флоренский К. П. О начальном этапе дифференциации вещества Земли. — Геохимия, 1965, № 8, с. 909—917.
7. Флоренский К. П., Базилевский А. Т., Иванов А. В. Геологические процессы на поверхности космических тел земной группы и проблема ранних стадий геологического развития Земли. — В кн.: Тез. докл. V Всесоюз. совещ.: Литология и осадочная геология докембрия. Алма-Ата, 1981, с. 118—119.

8. *Alfven H., Arrhenius G.* Evolution of the Solar System. NASA: Washington, D. C., 1976. 485 p.
9. *Schidlowski M., Appel P. W. U., Eichmann R., Junge C. E.* Carbon isotope geochemistry of the $3,7 \cdot 10^9$ -yr-old Isua sediments, West Greenland: implications for the Archaean carbon and oxygen cycles.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1979, vol. 43, № 2, p. 189—199.
10. *Shimizu M.* Instability of a highly reducing atmosphere on the primitive Earth.— *Precambr. Res.*, 1976, vol. 3, N 5, 454 p.

УДК 552.14:551.7

А. И. АНАТОЛЬЕВА

ПРОБЛЕМЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ЛИТОГЕНЕЗА ДОКЕМБРИЯ НА ПРИМЕРЕ КРАСНОЦВЕТНЫХ ФОРМАЦИЙ

Изучение континентального докембрийского литогенеза связано с разработкой многих принципиальных вопросов осадочной геологии докембрия, существенно важных в общетеоретическом и практическом отношениях. Наибольшее значение имеет следующее: выявление типичных черт континентальных отложений, особенностей их состава и условий образования, выяснение общих закономерностей распространений и типов формаций, реконструкция палеоландшафтов, а также определение этапов и главных рубежей континентальной седиментации и металлогенической специализации. Методы изучения осадочных образований, в том числе докембрийских, хорошо разработанные в нашей стране, позволяют широко применять сравнительно-литологическое исследование и формационный анализ и на их основе восстанавливать для различных территорий общие черты палеогеографии и условия седиментации, свойственные минувшим геологическим эпохам [5, 7, 16, 19, 24].

Хотя в настоящее время еще невозможно строго определить все разнообразие континентальных комплексов, все же вполне правомерно предполагать их широкое распространение на обширных площадях земной поверхности в докембрии. Предстоит большая работа по выделению этих комплексов, выявлению свойственных им типичных черт и оценке возможностей привлечения их к решению главнейших задач изучения докембрийского континентального литогенеза.

Данная проблема рассматривается ниже с позиций изучения красноцветных формаций, которым уделено особое внимание в моих работах [2—4].

Типичные черты красноцветных континентальных отложений, особенности их состава и условия образования. Давно уже подмечено, что красноцветные отложения фациально замещаются сероцветными морскими толщами и являются как бы антиподами, что позволяет по этим отложениям надежно реконструировать древние участки суши. Одна из характерных черт состава красноцветных пород была запечатлена уже в первоначальных названиях «Древние» и «Новые» Красные Песчаники, определяющие принадлежность этих пород преимущественно к терригенным образованиям. Другая не менее важная черта этих отложений, определяющих их сущность,— красная окраска, обусловленная присутствием в их составе набора железистых минералов-красителей: гематита, гётита и др. Эти минералы обычно приносятся в седиментационные бассейны из областей распространения красноземных кор выветривания, но могут накапливаться также непосредственно в этих бассейнах за счет разложения железистых минералов, содержащихся в осадках. Независимо от способа образования минералов-красителей для их сохранения в осадках в неизменном виде необходимы окислительные условия. Осуществление же этих условий возможно прежде всего в атмосфере, в которой присутствует свободный кислород. Такие условия, естественно, создаются только в разнообразных континентальных обстановках, в бассейнах седиментации, размещающихся на предгорных равнинах, пересеченных водотоками, и на обширных аллювиальных равнинах, периодически затопляемых мелким морем.

Огромное влияние на процессы красноцветной седиментации оказывал также климат,

поскольку условия, благоприятные для образования кор выветривания с окислами и гидроокислами железа, которые придают продуктам выветривания интенсивную окраску, создаются в областях земного шара с наиболее высокими среднегодовыми температурами. Чтобы происходило накопление красноцветных отложений, как в областях питания, так и в бассейнах седиментации, должен господствовать жаркий влажный климат, прерываемый короткими засушливыми периодами. Таким образом, красная окраска пород соответствует определенным условиям, сочетание которых приводит к осуществлению процессов континентального красноцветного порообразования.

Красноцветные отложения отличаются не только терригенным составом и окраской, но и другими особенностями, позволяющими выяснить общие черты обстановок их образования. К ним относятся генетические особенности отложений и комплекс наблюдаемых в них органических остатков, а также свойственные красноцветным отложениям морфологические черты поверхностей напластования. Именно вследствие такой специфики появляется возможность привлекать красноцветные отложения к решению ряда геологических вопросов, имеющих отношение к проблеме континентального литогенеза.

Литологический состав красноцветных отложений сравнительно разнообразен, но господствуют, как уже отмечалось, терригенные породы. Соответственно в красноцветных толщах обычно преобладают конгломераты, осадочные брекчии, песчаники, алевролиты и аргиллиты. Исследование состава терригенных красноцветных отложений приводит к выводу о существовании двух групп этих пород, в одних случаях свойственных аридным климатическим зонам, в других — гумидным.

Сейчас установлено, что красноцветы аридных зон выделяются в общем комплексе терригенных образований присутствием карбонатных примесей, содержание которых может быть весьма значительным, но во всяком случае, как правило, не превышает 15 масс. % от общей массы породы. В целом для аридных красноцветных пород характерны образования, переходные от обломочных к карбонатным (преимущественно к тем их разновидностям, которые могут быть названы пелитоморфными). В тонких фракциях таких красноцветов карбонатная примесь становится настолько обильной, что они приобретают мергелистый состав. Кроме того, среди них появляются прослои и линзы мергелей, известняков и доломитов. Для докембрийских аридных красноцветов типичны ассоциации с медистыми песчаниками.

В гумидных зонах красноцветные терригенные породы практически лишены примеси карбонатного материала или содержат его в количестве, не превышающем 10 вес. %, а обычно 3—5 масс. % от общей массы породы. Различные представители гумидных терригенных пород докембрия нередко сопровождаются сингенетичными прослоями гематитовых железных руд. Состав обломочного материала красноцветных пород разнообразен и зависит преимущественно от геологического строения областей питания. Широко распространены полимиктовые, аркозовые и разнообразные мономиктовые породы. Наряду с обычными обломочными терригенными красноцветными породами хорошо известны смешанные породы, в которых совместно с продуктами дезинтеграции материала, распространенного в областях питания, присутствуют обломки пород, приносимых непосредственно с переотложением кластики, поступающей из областей питания. Такими процессами являются, с одной стороны, эоловые, которыми может захватываться самый разнообразный по происхождению, в том числе вулканический материал, а с другой — химические, обуславливающие седиментацию солей в бассейне накопления.

В современных представлениях о происхождении красноцветных континентальных отложений господствует две основные концепции. Одна из них в той или иной степени развывает идеи Н. Вальтера [6] об ископаемых пустынях геологического прошлого. Представления Н. Вальтера находили и находят многочисленных сторонников. В частности, М. Жинью [12] склонен относить красноцветные отложения к пустынным образованиям; сходной точки зрения придерживается и К. Глинни [36]. Другая концепция опирается на построения, предполагающие широкое участие древнего аллювия в формировании красноцветных отложений [13, 17, 21]. Поэтому в литературе можно встретить

описания, в которых одни и те же красноцветные отложения тех или иных территорий относят то к эоловым, то к аллювиальным образованиям.

Общие закономерности распространения континентальных красноцветных отложений. Геологическая летопись и сохранившиеся памятники древней истории Земли недостаточны для строгого выявления главных закономерностей размещения красноцветных осадочных и осадочно-вулканогенных образований докембрия в пространстве и во времени. Особенно это касается ранних этапов развития процессов красноцветной седиментации. В частности, нижнепротерозойские красноцветы спорадически встречаются среди мощных терригенных образований витватерсранда и гурона; к ним, очевидно, могут быть отнесены и удоканские отложения.

Наши сведения о среднепротерозойских красноцветных отложениях также ограничены. Известно их распространение в трех главных регионах: на северо-западе и востоке Евразии и на севере Северной Америки. Впрочем, можно считать среднепротерозойским также и возраст красноцветных отложений формации Рораима, распространенной на севере Южной Америки. Все эти регионы рассредоточены на земной поверхности, по-видимому, вследствие постседиментационного размыва, хотя вполне вероятно, что и первичных центров красноцветной седиментации в этот этап геологической истории было немного. В целом центрами красноцветной седиментации в среднем протерозое были ограниченные площади, расположенные вдоль окраинных зон древних платформ, в частности Сибирской, Русской и Северо-Американской.

В верхнем протерозое общая картина размещения главных ареалов красноцветной седиментации резко изменилась. Огромные территории Евразии и Африки до сих пор сохраняют в строении осадочного чехла древних платформ более или менее мощные верхнепротерозойские красноцветные толщи. В прошлом эти седиментационные области были еще более обширными, так как в настоящее время они имеют «эрозионные ограничения». Красноцветная седиментация в верхнем протерозое охватила не только разнообразные участки континентов Евразии и Африки, но затронула также Северную и Южную Америку и Австралию. Верхнепротерозойские красноцветные отложения наблюдаются в чехле таких древних платформ, как Сибирская, Русская, Северо-Американская, Африканская, Эриа, Индийская, Австралийская и Китайско-Корейская.

В целом в докембрии происходило накопление красноцветных отложений в различных условиях на протяжении почти 2 млрд. лет. Для того, чтобы определить роль этих отложений в общих процессах докембрийской континентальной седиментации и установить особенности таких процессов, необходимо располагать соответствующими более или менее полными характеристиками рассматриваемых отложений. Эти характеристики могут быть получены прежде всего на основании изучения красноцветных отложений методом формационного анализа, обеспечивающего возможность комплексного подхода к их исследованию.

Типы красноцветных формаций. Различные типы красноцветных формаций отчетливо устанавливаются по определенным устойчивым наборам терригенных пород, встречающихся в одинаковых сочетаниях на разных территориях земного шара независимо от принадлежности к различным стратиграфическим уровням [2]. Исследование естественных разрезов красноцветных отложений и сопутствующих им других осадочных и вулканогенных комплексов служило основой для выделения ряда конкретных формаций. Тщательно анализировались данные о границах этих формаций, об их внутреннем строении, а также о свойственных им парагенезах пород. Определялась, кроме того, общая изменчивость их внутреннего строения, морфология образуемых ими геологических тел и закономерности пространственного размещения. Выяснялись также особенности литологического состава пород и принадлежность формаций к представителям гумидного или аридного ряда, а также их место в вертикальном и латеральном ряду напластований. С учетом всего многообразия полученных данных проводилось сравнение формаций с их аналогами в других районах мира. Считалось, что имеются достаточные основания для выделения соответствующего формационного типа только в том случае, когда характерные черты изученной конкретной формации оказывались достаточно типичными и для ее аналогов на иных стратиграфических уровнях и на других территориях. Главную

задачу исследования формаций, таким образом, можно видеть в выделении характерных их типов, отличающихся парагенезом пород и особенностями состава, иначе говоря, в типизации формаций.

Прежде всего выделяются две обширные группы красноцветных формаций: осадочные и осадочно-вулканогенные. Каждая из этих групп по составу терригенного материала подразделяется на ряд терригенных карбонатных и терригенных бескарбонатных формаций. Терригенные карбонатные формации принадлежат аридным зонам седиментаций, а бескарбонатные — гумидным. В целом среди докембрийских красноцветных отложений в настоящее время известны разнотипные осадочные вулканогенно-осадочные формации. Установлено, что разнообразие формаций зависит не только от их различного тектонического положения, но также и от климатической обстановки, в которой происходит их накопление, от соответствующих обстановок в областях сноса, состава атмосферы и биосферы в период образования осадков, от особенностей вулканической деятельности, а также от влияния других процессов, определяющих те или иные физико-географические обстановки в областях накопления красноцветных формаций. Для выявления всех этих причин, обуславливающих разнообразие парагенезов, и необходим формационный анализ, предложенный и разработанный Н. С. Шатским [32, 33].

Красноцветные формации обладают не только общими признаками, вообще типичными для красноцветных отложений, но, кроме того, отличаются еще определенными сочетаниями с другими породами, не красноцветными, разными в различных формациях. В одних случаях в докембрийских красноцветных отложениях встречаются гематитовые прослои, в других — сероцветные медистые песчаники.

Парагенетический подход к исследованию красноцветных формаций позволил выделить в группе докембрийских осадочных формаций гематитовые и меденосные формации и показать, что гематитовые формации — образования гумидного климата, а меденосные — аридного. Установлено, кроме того, что в группе осадочно-вулканогенных формаций парагенезы вулканитов наблюдаются в равной степени как с карбонатными, так и с бескарбонатными красноцветными терригенными породами, что отвечает разнообразию климатических условий, в которых могут быть встречены те и другие ассоциации. Следовательно, по составу осадочных пород осадочно-вулканогенные красноцветные формации могут быть подразделены прежде всего на бескарбонатные и карбонатные. В зависимости же от состава вулканогенных пород, среди которых известны продукты излияний основных, средних и кислых лав, осадочно-вулканогенные формации могут быть базальтовыми, андезитовыми и риолитовыми.

Особое внимание при формационном анализе должно уделяться изучению внутреннего строения формаций, что позволяет выявлять различные фациальные сочетания и фациальные ряды отложений и тем самым определить подходы к различного рода реконструкциям. В качестве примера такого изучения можно привести верхнепротерозойские красноцветные отложения тасеевской серии на юго-западе Сибирской платформы [1]. Характерные черты состава и строения этой серии, а также свойственные ей разнообразные текстурные особенности можно получить только на основании детального изучения конкретных разрезов. Такое изучение показало, что отложения гематитовой формации накапливались на обширных предгорных равнинах, пересеченных временными водотоками, и на аллювиальных равнинах, затопляемых по периферии мелким морем.

Палеоландшафты. Привлекая к исследованию методы сравнительно-литологического изучения и формационного анализа, можно с необходимой строгостью восстановить для различных территорий общие черты палеогеографии и условия седиментации, свойственные минувшим геологическим эпохам. Опираясь на химические, физические, минералогические и литологические данные и на различного рода палеогеографические построения, можно, используя все эти данные, представить общую картину былых геологических событий и условий осадконакопления и реконструировать, таким образом, древние ландшафты.

Разработка проблемы восстановления первичного облика древних континентальных ландшафтов возможна на основе наиболее полного знания ранних стадий формирования

земного лика в докембрии. Важность такого исследования определяется тем, что докембрийские процессы формирования земного шара по длительности превышают более чем в 6 раз всю последующую геологическую историю.

Говоря о ландшафтах, необходимо иметь в виду типичные черты обширных пространств земной поверхности, определяемых свойственными им физико-географическими условиями, запечатленными в продуктах седиментации. Следуя такому наиболее общему определению понятия ландшафт, можно легко представить, что палеоландшафты могут быть восстановлены по данным изучения синхронных им осадков. Иными словами, реконструировать ландшафты прошлого можно, основываясь на всестороннем и достаточно детальном изучении отложений, накопившихся в эпоху их формирования под влиянием сложившихся в это время физико-географических условий. Очевидно, что любая осадочная порода континентального происхождения представляет собой конечный продукт длинной цепи геологических процессов, включающих выветривание и эрозию пород в областях сноса, транспортировку в той или иной воздушной или водной среде, отложение в несколько стадий (таких, как формирование осадка, его уплотнение, литификация и т. д.). Каждый из этих процессов накладывает отпечаток на состав, текстуру и структуру пород.

Научной основой реконструкции палеоландшафтов может быть прежде всего непосредственное сравнение их на основе свойственных им осадков с теми ландшафтами, которые наблюдаются на земной поверхности в настоящее или новейшее время.

Примерами наиболее распространенных современных континентальных ландшафтов, с которыми можно сравнить древние, в первую очередь — докембрийские ландшафты. Такие примеры мы приведем, опираясь на данные об особенностях состава и строения красноцветных отложений, являющихся бесспорными континентальными образованиями. В современных условиях накопление красноцветных осадков известно в областях, тяготеющих к экваториальным и отчасти субтропическим климатическим зонам, где они наблюдаются, в пределах более или менее обширных территорий с характерными чертами ландшафтов пустынь, всхолмленных плато, предгорий (пьемонтов), а также аллювиальных и прибрежных равнин.

Осадочные породы, свойственные каждому из перечисленных ландшафтов, характеризуются определенным составом, текстурными, структурными и другими особенностями, позволяющими более или менее полно реконструировать былую топографию местности и выявить типичную для нее гидрографическую сеть. Опираясь на детальное изучение этих пород, можно определить главные черты ископаемого рельефа земной поверхности, на которой шло накопление осадков. При этом следует учитывать, что состав отложений не только отвечает в определенной мере особенностям геологического строения областей питания, но отражает также обстановку седиментации и способы транспортировки осадочного материала. В общем процессе исследования изучения текстурных и структурных особенностей отложений будет способствовать выявлению условий осадконакопления и их литолого-геохимических характеристик. В определении специфики осадконакопления велика также роль ископаемых остатков, свойственных тем или иным континентальным отложениям. Учитывая, что в областях континентальной седиментации процессы накопления и разрушения происходят одновременно, особое значение при изучении континентальных образований имеет определение особенностей гидрологического режима, под влиянием которого вырабатываются разнообразные формы рельефа.

Новейшие пустынные ландшафты сейчас хорошо известны по детальным исследованиям советских и зарубежных ученых [14, 15, 18, 22, 23, 27, 34, 36]. Они занимают около 20% земной поверхности, на которой резко проявлены процессы физического разрушения пород, приводящие к мощным эоловым накоплениям, и которые являются определяющими при выделении этого типа ландшафтов. Однако, кроме эоловых отложений, для пустынь характерен сложный комплекс генетически разнородных образований. Это пролювиальные, аллювиальные и озерные осадки, образующиеся в результате переработки эоловых накоплений. Причем пустынные речные отложения настолько специфичны, что они даже имеют особое название «вади». Свообразны и пустынные озерные осадки, проявляющиеся в условиях литогенеза типа себхи и плайи. В центральных участ-

как пустынь преобладают, как правило, золотые отложения, а по периферии наблюдаются перечисленные выше генетические типы. Современные пустыни Сонора, Симпсон и Нефуд слагаются песками, окрашенными в красный цвет.

В целом пустынные отложения представляют собой слои неправильных форм залегания, имеющие вид дюн, барханов и тому подобных образований, обычно более или менее свободно перемещающихся под влиянием воздушных потоков. В ископаемом виде это чистые, хорошо сортированные и окатанные тонкозернистые песчаники с разнонаправленной крупномасштабной косо́й слоистостью.

Имея в виду докембрийское время, существенно подчеркнуть значение пустынных ландшафтов, распространившихся на всю земную поверхность вследствие полного отсутствия в то время растительного покрова, защищающего от разрушения коренные породы, что приводило к образованию мощных песчаных накоплений. Для выявления докембрийских пустынь необходимо специальное исследование, опирающееся на изучение форм залегания и состава древних осадочных образований, их текстур и других, свойственных им особенностей. Примеры докембрийских пустынных отложений весьма ограничены, но и они нуждаются в более надежных доказательствах. Это некоторые толщи Торридона Шотландии и группы Ватерберг Африки.

Другой тип современных ландшафтов, сопровождаемый красноцветными осадками, представляют всхолмленные плато, примером которых являются некоторые районы Восточной Африки, где накапливаются переотложенные продукты латеритных кор выветривания [9, 10]. Аналоги этих ландшафтов в докембрии могут быть реконструированы по данным изучения рифейских красноцветных отложений Русской платформы. Приподнятые участки фундамента этой платформы в рифее представляли холмистые равнины, подвергавшиеся интенсивному выветриванию, в результате которого образовались сравнительно мощные каолинито-железистые коры выветривания, продукты которых поступали в бассейны рифейской седиментации [3].

Еще один тип современных континентальных ландшафтов, с которыми можно сопоставлять докембрийские их аналоги, представляют горные ландшафты с сопровождающими их пьедмонтами. Известно, что в предгорных зонах накапливаются мощные комплексы пролювиальных отложений, представляющие собой результат деятельности водных или грязевых потоков, сосредоточенных по окраинам погружающихся бассейнов и образующих веера конусов выноса, иногда распадающиеся в протяженные шлейфы, опоясывающие горные гряды. Эти веера в ископаемом виде представлены главным образом крупнозернистыми песчаниками и конгломератами, отличающимися плохой сортировкой обломочного материала и такой же плохой окатанностью. Для отложений этого типа ландшафтов характерно обилие крупных промоин, косонаслоенных серий и почти полное отсутствие горизонтальной слоистости. Примером красноцветных осадков, отвечающих новейшим ландшафтам пьедмонта, могут служить поздненеогеновые терригенные толщи серии Сивалик в предгорьях Гималаев [11]. Грандиозная, свыше 5 км, мощность этих отложений свидетельствует об интенсивном погружении предгималайской зоны, происходившем одновременно с седиментацией.

Близкого состава и строения докембрийские красноцветные отложения представлены соответствующими толщами тасеевской и уянской серий, а также толщ Торридона, Дабаунта, Гурона [1, 8, 20, 35, 37, 38]. Докембрийским пролювиальным красноцветным отложениям перечисленных комплексов свойствен разнозернистый, нередко грубый и, как правило, полимиктовый состав с плохо или совсем несортированным обломочным материалом. В большинстве случаев — это комплекс отложений предгорных выносов, возникающих в результате деятельности временных потоков. Эти отложения представлены разнообразными красцветными терригенными породами, включающими различной мощности прослои и линзы совершенно несортированного и плохо окатанного обломочного материала, в котором попеременно с мелким щебнем, песком и илом находятся гальки и валуны. Терригенные породы, типичные для таких палеоландшафтов, обычно не слоисты, хотя в них и наблюдается грубое переслаивание различной зернистости пачек. Полимиктовый состав этих отложений свидетельствует о незначительной транспортировке обломочного материала из областей сноса, а содержание в этом мате-

риале большого количества свежих, почти не претерпевших разложения, зерен полевых шпатов и других минералов — о быстром захоронении осадков. Характерна значительная мощность докембрийских пролювиальных отложений, достигающая нередко многих тысяч метров.

Аллювиальные равнины весьма разнообразны, и именно они при накоплении континентальных отложений являются наиболее распространенным типом ландшафта. В применении к докембрию наибольший интерес представляет анализ аллювия разветвленных рек, для которых характерно преобладание фаций со свойственным им неоднородным литологическим составом отложений. В древних осадках — это чередование конгломератов, песков и реже глин, обломочный материал которых обнаруживает плохую сортировку и окатанность. Породы образуют призмы, веера и шлейфы с присущей им грубой и однонаправленной косою слоистостью. Характерными типами современных аллювиальных, а также прибрежных равнин, в пределах которых отлагается терригенный материал с красящим железистым пигментом, служат некоторые районы Северной Америки, расположенные в низовьях рек Ред-Ривер, Рио-Гранде и Колорадо.

Аналоги соответствующих отложений среди красноцветов докембрия имеются во многих районах распространения красноцветных отложений, к которым принадлежат песчаники и другие красноцветы тасеевской и ятулийской серий, толщи Торридона и Гурона [2, 28, 37, 39, 40]. Эти аллювиальные отложения наблюдаются в плащеобразном залегании на обширных выровненных пространствах. Из-за отсутствия растительности докембрийские аллювиальные равнины были весьма специфичны и представляли обширные участки земной поверхности, пересеченные водными потоками с блуждающими руслами. Типичные черты таких аллювиальных отложений определяются текстурными признаками, запечатленными в различных видах косою и иного типа слоистости, специфическими структурными образованиями на поверхности напластования (промоины, знаки течения, волноприбойные знаки), а также характерными наборами пород. Помимо преобладающих русловых фаций на докембрийских аллювиальных равнинах накапливались также и озерные отложения. Они представлены преимущественно тонкозернистыми терригенными породами, среди которых немало продуктов хемогенной седиментации.

Прибрежные равнины с характерным для них комплексом дельтовых и лагунных отложений относятся к ландшафтам, которые отражают фациальные изменения, приводящие к замещению континентальных красноцветных отложений морскими сероцветными толщами. Примеры таких замещений для докембрийских отложений весьма многочисленны. Особенно выразительны латеральные переходы красноцветных терригенных толщ в морские сероцветные образования в рифейских отложениях Русской, Сибирской и Канадской платформ.

В целом главные генетические типы докембрийских континентальных красноцветных отложений принадлежат ряду элювиальных, пролювиальных, аллювиальных, эоловых, озерных, дельтовых и лагунных образований. Господство именно такого рода образований достаточно строго обосновывается фактическими наблюдениями над особенностями структуры, текстуры и состава отложений, а также условиями их залегания и взаимоотношениями с вмещающими толщами.

Данные о распространении различных генетических типов докембрийских континентальных красноцветных отложений приводят к выводу о том, что накопление этих отложений происходило в большинстве случаев на обширных равнинах, с одной стороны примыкавших к обрамляющим их горным сооружениям, с другой — переходивших в приморские равнинные побережья, временами перекрываемые морскими водами. У горных сооружений накапливались мощные толщи пролювиальных отложений, а предгорные равнины плащеобразно перекрывались аллювиальными, озерными и дельтовыми отложениями, по латерали переходящими в сероцветные морские толщи. В непосредственной близости от невысоких гор и выровненных плато, на которых развивались коры выветривания, накапливались элювиальные и другие континентальные отложения.

Для успешного решения рассмотренного круга проблем, связанных с изучением докембрийских ландшафтов, в Институте литосферы АН СССР по инициативе академика

А. В. Сидоренко разработана соответствующая программа, предусматривающая определенную последовательность развертывания исследований. На первоначальном этапе *определяются состав и возраст континентальных отложений, а также проводится их корреляция.* Этот этап работы опирается на детальное и всестороннее изучение природных разрезов. В связи с изучением состава пород, их возраста и вопросов корреляции важно подчеркнуть значение исследований, направленных одновременно на детальное изучение структур и текстур и на аутигенное минералообразование. Знание состава и типичных черт пород позволит провести необходимые сравнения и выявить свойственные изучаемым отложениям парагенезы пород и представляющие их типовые формации или ассоциации осадочных континентальных образований, характерные для различных стратиграфических уровней докембрия. Таким образом, появится перспектива выявления общих закономерностей размещения докембрийских континентальных отложений в пространстве и во времени.

Все сказанное позволит перейти к следующему этапу исследований, т. е. к реконструкции палеоландшафтов областей накопления континентальных отложений докембрия. В процессе выявления докембрийских континентальных ландшафтов необходимо располагать данными, характеризующими современные и новейшие ландшафты, которые должны быть типизированы в соответствии с задачами проводимого исследования.

Опираясь на сравнительно-литологическое изучение и на актуалистические построения среди осадочных комплексов, характеризующих новейшие ландшафты, всегда можно выделить определенные отложения, признаки которых могут быть установлены в древних литологических комплексах в качестве реликтовых, позволяющих выявить типичные черты палеоландшафтов. Поскольку древние ландшафты запечатлены в продуктах седиментации, они могут быть восстановлены главным образом на основе изучения типовых формаций, выявляющих фациальные сочетания, которые вскрывают связи процессов седиментации с древними ландшафтами.

При этом важно учитывать рассмотренные нами примеры докембрийских континентальных ландшафтов, уже известных в настоящее время, хотя и недостаточно еще изученных с точки зрения задач палеоландшафтоведения: 1) древние пустыни, 2) предгорные равнины, включающие пояса пролювиальных и речных конусов выноса, 3) всхолмленные плато, 4) великие аллювиальные равнины со сложно распределенными внутри них погребенными речными долинами и озерами, 5) прибрежные равнины, сопровождаемые пляжевыми, дельтовыми, лагунными и другими аналогичными образованиями.

Рассматривая проблему происхождения докембрийских ландшафтов, следует учитывать роль органического вещества, климата, вулканизма, тектоники и других факторов; оценить значение их возможно только на основе сравнительно-литологического и формационного исследований. При этом следует подчеркнуть, что изучение докембрийских континентальных палеоландшафтов исключительно важно еще и в целях выявления состава первичной земной атмосферы и ее общей эволюции на ранних стадиях развития Земли.

Этапы и главные рубежи красноцветной континентальной седиментации. На протяжении докембрийской истории Земли процессы континентальной красноцветной седиментации то усиливались, то угасали. В их общем развитии могут быть намечены хронологические рубежи, которым отвечает появление новых красноцветных формаций, нетипичных для более ранних эпох [3]. Таких рубежей в настоящее время может быть выделено по крайней мере три: нижнепротерозойский, среднепротерозойский и верхнепротерозойский. Эти рубежи разделены этапами красноцветной седиментации, отвечающими соответственно нижнему, среднему и верхнему протерозою.

Возможно, что красноцветные отложения впервые появились в архее, но об этих ранних этапах седиментации мы располагаем крайне ограниченными сведениями, поскольку пока остается неизвестным, какие именно метаморфические комплексы им отвечают. Во всяком случае можно утверждать, что на рубеже архея и протерозоя уже существовала принципиальная возможность накопления континентальных красноцвет-

ных отложений. Именно для этого времени могут быть достаточно строго установлены следующие факторы, необходимые для образования таких отложений: 1) в атмосфере появился свободный кислород, 2) существовали стабильные участки земной поверхности с континентальными ландшафтами, 3) из областей сноса поступал пигментирующий красноцветный материал, 4) в источниках сноса и в бассейнах седиментации преобладал жаркий климат.

И все же мы пока располагаем немногочисленными примерами красноцветных отложений с возрастом, отвечающим нижнему протерозою. Их представители — красноцветы, спорадически встречаемые в разрезах гуронской и витватерсрандской систем, а также, по-видимому, потерявшие при метаморфизме свою первоначальную окраску отложения удоканской серии. Среди нижнепротерозойских красноцветных отложений господствуют разнообразные, преимущественно бескарбонатные полимиктовые терригенные породы, принадлежавшие формациям гумидного ряда. В целом нижнепротерозойские красноцветные формации, появившиеся в разрезах осадочной оболочки Земли на рубеже 2,2—2,3 млрд. лет, определяют начальный этап типичной континентальной красноцветной седиментации.

Среднепротерозойские красноцветные отложения сравнительно широко распространены на поверхности Земли. По ним выявляется характерная черта этого периода красноцветной седиментации, выраженная тем, что ей постоянно сопутствует более или менее интенсивная вулканическая деятельность. Это, по-видимому, не случайно, так как области накопления красноцветных вулканогенно-осадочных формаций этого этапа докембрийской истории сосредоточены главным образом в тектонически активных зонах. В среднем протерозое такие формации занимали сравнительно ограниченные площади по окраинам древних докембрийских платформ.

На Сибирской платформе, в частности, разнообразные, в том числе красноцветные породы аkitканской серии приурочены к огромной протяженности линейной зоне. Красноцветные осадочно-вулканогенные андезито-дацитовые и риолитовые формации залегают здесь в узком грабенообразном прогибе, следуя вдоль края предполагаемого древнего горного сооружения. В аналогичных прогибах сосредоточены и другие осадочно-вулканогенные формации на Русской (овручская и ятулийская серии) и Северо-Американской (толщи Мартин, Дабаунт) платформах. Во всех этих регионах красноцветная седиментация осуществлялась на сравнительно небольших участках земной поверхности, в грабенообразных впадинах, ограниченных разломами, расчленяющими фундамент к прогнутым зонам, сопровождающим краевые зоны древних платформ северного полушария. Общая картина размещения осадочно-вулканогенных красноцветных формаций в системе тектонических впадин, пересекающих основание древних платформ, достаточно очевидна, и соответственно взаимосвязь распространения среднепротерозойских вулканогенно-красноцветных толщ с зонами тектонических деформаций устанавливается сравнительно четко. С появлением на границе среднего и верхнего протерозоя обширных устойчивых платформ площади седиментации расширились соизмеримо с масштабами самих этих платформ и распространились не только на северное, но и на южное полушарие.

Верхнепротерозойские красноцветы на платформах Сибирской, Китайско-Корейской, Русской, а также в ряде районов Африки и Австралии относятся к образованиям гумидного ряда, вследствие чего слагающие их терригенные породы не только практически лишены карбонатных примесей, но отличаются еще и присутствием гематитовых прослоев, образующих в некоторых районах рудные скопления. Такие красноцветные терригенные бескарбонатные породы верхнего протерозоя, сопровождаемые включениями и прослоями гематита, отчетливо обособляются в качестве представителей гематитовых формаций. Среди верхнепротерозойских красноцветных отложений известны и другие типы красноцветных формаций, в частности меденосные и вулканогенно-осадочные. Однако распространение меденосных формаций для рассматриваемого периода времени не типично, поскольку бескарбонатные терригенные отложения верхнепротерозойского этапа красноцветной седиментации принадлежат преимущественно образованиям жаркого гумидного климата. Что касается вулканогенно-осадочных крас-

ноцветных формаций, то в верхнем протерозое они встречаются сравнительно редко и, как правило, сопровождаются породами базальтового ряда.

В целом процессы континентальной красноцветной седиментации с большей или меньшей интенсивностью периодически происходили на протяжении длительной геологической истории Земли, охватывающей более 2 млрд. лет. Сравнение свойственных этим процессам формаций приводит к выводу об их неравномерном распределении в разрезе осадочной оболочки нашей планеты. Установлено [2], что некоторые формации устойчиво сохранялись на различных стратиграфических уровнях; другие, появившись на ранних этапах геологической истории, вскоре исчезали, вследствие чего в разрезах, отвечающих более поздним периодам времени, не обнаруживаются; третьи, наоборот, впервые появились на различных, более поздних этапах континентального красноцветного породообразования. Соответственно выделяются сквозные, отмирающие и возрождающиеся красноцветные формации.

Изменение состава типовых формаций свидетельствует об эволюции условий континентальной красноцветной седиментации в истории Земли. Так, например, типичные для докембрия гематитовые формации в поздние этапы палеозойской красноцветной седиментации сменялись угле- и бокситоносными формациями, а на рубеже докембрия и кембрия красноцветные образования пополнились эвапоритовыми формациями. Приведенные данные восстанавливают исторический ход красноцветного породообразования в целом и в дальнейшем должны быть дополнены более детальными разработками, на основании которых можно будет проследить эволюцию однотипных красноцветных формаций.

Общие металлогенические аспекты изучения красноцветных формаций. Общая систематика красноцветных формаций и выявление свойственных им признаков приобретает практический смысл, поскольку знание того, с каким типом этих формаций приходится сталкиваться в различных районах, может определить перспективы поисков определенных видов полезных ископаемых. Вследствие того, что разного типа красноцветные формации приурочены к различным возрастным срезам, могут быть выделены соответствующие стратиграфические уровни, благоприятные для поисков определенного типа месторождений. Выявленная, например, приуроченность гематитовых формаций к верхнему протерозою ставит вопрос о том, что именно этот стратиграфический уровень представляет практический интерес для поисков железных руд. Медистые песчаники образуются в красноцветных отложениях различных уровней докембрия. Наряду с нижнепротерозойскими удоканскими и африканскими медистыми песчаниками известны и верхнепротерозойские. Учитывая существенную роль вулканизма в процессах докембрийской красноцветной седиментации и осадочном рудообразовании, можно полагать, что и в красноцветных осадочно-вулканогенных формациях возможно появление тех или иных рудных скоплений, представляющих практический интерес. В частности, следует иметь в виду, что с этими формациями связаны меднорудные залежи.

В общем же металлогенические аспекты изучения красноцветных формаций включают разработку следующих основных вопросов: а) выявление основных критериев прогнозирования поисков россыпных, остаточных (коры выветривания) и других типов осадочных месторождений полезных ископаемых, связанных с континентальным литогенезом, б) определение типов полезных ископаемых, свойственных различным палеоландшафтам — древним пустыням, всхолмленным плато, предгорным, а также аллювиальным и прибрежным равнинам, в) анализ закономерностей пространственного и хронологического размещения полезных ископаемых в континентальных отложениях докембрия.

Подводя итог приведенным в данной статье сведениям, отметим, что по мере развертывания работ по другим типам континентальных отложений общий фронт намечаемых исследований, несомненно, претерпит изменения, но следует полагать, что основные его позиции сохранятся, а главные контуры путей изучения красноцветных отложений окажутся приемлемыми в познании также и других континентальных комплексов и в целом будут способствовать созданию реальной основы для разработки общей теории континентального литогенеза в докембрии.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Анатольева А. И.* Древняя красноцветная терригенно-гематитовая формация на юго-западе Сибирской платформы. — Бюл. МОИП, Отд. геол., 1968, т. 62, № 5, с. 79—91.
2. *Анатольева А. И.* Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск: Наука, 1972. 364 с.
3. *Анатольева А. И.* Главные рубежи эволюции красноцветных формаций. Новосибирск: Наука, 1978. 189 с.
4. *Анатольева А. И.* Современное состояние изученности терригенных красноцветных отложений. — В кн.: Проблемы изучения континентальных красноцветных формаций. Новосибирск: Наука, 1980, с. 5—22.
5. *Ботвинкина Л. Н.* Древний ландшафт Земли. М.: Знание, 1973. 64 с.
6. *Вальтер Н.* История Земли и жизни. СПб., 1911, Вып. 1/2. 447 с.
7. *Верзилин Н. Н.* Методы палеогеографических исследований. Л.: Недра, 1979. 247 с.
8. *Гамалея Ю. Н.* Формационный анализ и история развития юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии. — Геотектоника, 1968, № 6, с. 34—45.
9. *Добровольский В. В.* Кобы выветривания Восточной Африки. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 2, с. 34—43.
10. *Добровольский В. В.* Геохимические особенности экваториальных ландшафтов Африки. — В кн.: Геохимия ландшафтов. М.: Изд-во МГУ, 1975, с. 100—132.
11. *Докка М., Попов В. М., Кирсанов Ф. П.* Сравнительная характеристика сиваликской и среднеазиатской молассовых формаций. — В кн.: К геохимии и литологии Средней Азии (III науч. сес). Ташкент, 1969, с. 39—57.
12. *Жинью М.* Стратиграфическая геология. М.: Изд-во иностр. лит. 1962, 638 с.
13. *Личков Б. Л.* Геосинклинали и великие наземные аллювиальные равнины. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1932, № 7, с. 997—1027.
14. *Личков Б. Л.* К вопросу о климатах прошлого Земли и ископаемых пустынях. — Изв. Тадж. фил. АН СССР, 1944, № 4, с. 155—185.
15. *Личков Б. Л.* О времени создания на Земле современных пустынь и о времени появления в них древних околоторных аллювиальных разливов и околоторных артезианских бассейнов. — Геол. сб. Львов. геол. о-ва, 1958, № 5/6, с. 510—518.
16. *Лунева О. И.* Основные принципы палеогеографических реконструкций докембрия. — Литология и полез. ископаемые, 1972, № 6, с. 68—79.
17. *Мазарович А. Н.* Генезис и возраст пермских отложений бассейна р. Самарки. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1927, т. 5, № 3/4, с. 107—136.
18. *Мурзаев Э. М.* Природа Синьцзяна и формирование пустынь Центральной Азии. М.: Наука, 1966. 382 с.
19. *Перельман А. И.* Геохимия ландшафтов. М.: Географгиз, 1961. 496 с.
20. *Пиеннаар П. Дж.* Докембрийские ураноносные конгломераты Онтарио. М.: Мир, 1967. 198 с.
21. *Рухия Л. Б.* Основы общей палеогеографии. Л.: Гостоптехиздат, 1962. 628 с.
22. *Сидоренко А. В.* Денудационные и аккумулятивные пустыни Средней Азии. — Докл. АН СССР, 1950, т. 70, № 5, с. 863—866.
23. *Сидоренко А. В.* Континентальные отложения восточных Каракумов и их происхождение. — Докл. АН СССР, 1953, т. 92, № 3, с. 653—657.
24. *Сидоренко А. В.* Изучение докембрия — важнейшая задача современной геологии. — Вестн. АН СССР, 1965, № 10, с. 10—15.
25. *Сидоренко А. В.* Некоторые научные и практические вопросы современной литологии. — Литология и полез. ископаемые, 1972, № 6, с. 3—13.
26. *Сидоренко А. В.* Осадочная геология докембрия — состояние науки, проблемы и задачи. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 5—15.
27. *Синицын В. М.* Центральная Азия. М.: Географгиз, 1959. 456 с.
28. *Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В.* и др. Геология, литология и палеогеография ятулия центральной Карелии. Петрозаводск, 1970. 366 с.
29. *Страхов Н. М.* О сравнительно-литологическом направлении и его ближайших задачах. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1945, т. 20, № 3/4, с. 34—49.
30. *Страхов Н. М.* Историко-геологические типы осадконакопления. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 2, с. 39—72.
31. *Страхов Н. М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 525 с.
32. *Шатский Н. С.* На теоретическом фронте советской геологии. — Сов. геология, 1939, № 8, с. 3—6.
33. *Шатский Н. С.* Парагенезы осадочных вулканогенных пород и формаций. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5, с. 3—23.
34. *Cooke K. V., Warren A.* Geomorphology in deserts. L., 1973. 374 p.
35. *Donaldson J. A.* The Dubawnt group, district of Keewatin and Mackenzie. — Geol. Surv. Canada Pap., 1965, N 64/70, p. 12.
36. *Glennie K. W.* Desert sedimentary environments. Amsterdam: Elsevier, 1970. 222 p.
37. *Roscoe S. M.* Huronian rocks and uraniferous conglomerates. — Geol. Surv. Canada Pap., 1969, N 67/70, p. 205.

38. Selley R. C. Diagnostic characters of fluvial sediments of the Torridonian formation (Precambrian) of northwest Scotland. — J. Sediment. Petrol., 1965, vol. 35, N 2, p. 366—380.
39. Stewart A. D. Pre-cambrian landscapes in north west Scotland. — Geol. J., 1972, vol. 8, N 7, 71, 111—124.
40. Williams G. E. Characteristics and origin of a precambrian sediment. — J. Geol., 1969, vol. 77, N 2, p. 183—207.

УДК 552.163

Р. П. КОТИНА

К ПРОБЛЕМЕ ЭНЕРГЕТИКИ ПРОЦЕССОВ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА ПЕРВИЧНООСАДОЧНЫХ ПОРОД

Энергетика процессов регионального метаморфизма — одна из ключевых проблем, решение которых необходимо для понимания глобального процесса образования сиалической земной коры в докембрии и в фанерозое. Сущность проблемы состоит в том, что для объяснения повышенного теплового потока, проявляющегося на определенной стадии развития орогенных структур, к которой приурочены региональный метаморфизм и гранитообразование, необходимо привлечение дополнительных (по сравнению с радио-генными) источников энергии (тепла).

Для решения этой проблемы необходимо построение и оценка моделей источников тепла, которые могут быть обусловлены либо привнесом тепла из мантии (в виде магм, растворов), либо трансформацией механической энергии тектонических процессов в тепло [1, 5].

Особенности строения и тектонического положения поясов регионального термодинамометаморфизма указывают на закономерную связь формирования аномальных тепловых полей с этапами сжатия, в которое вовлекаются породы терригенных формаций. Поэтому представляется необходимым обсудить и оценить возможность образования дополнительных тепловых источников в связи с физико-химическими превращениями, протекающими в осадочных породах терригенных формаций под влиянием повышенных литостатических давлений в областях сжатия.

Общая направленность процессов, протекающих под влиянием высокого литостатического давления, определяется требованием уменьшения суммарного объема пород в зоне сжатия: уплотнение пород, уменьшение пористости и вытеснение поровых вод, сопровождающиеся уменьшением проницаемости — «закрытием» системы порового пространства, перекристаллизация с образованием ориентированных структур и текстур и, наконец, на стадии метаморфизма — химические превращения с образованием более плотных минералов, менее гидратированных и с более упорядоченной кристаллической структурой. Такая направленность химических превращений при прогрессивном метаморфизме может быть сопоставлена с процессами эклогитизации, протекающими в сухих магматических породах в условиях увеличения литостатического давления.

Для осадочных пород в условиях прогрессивного метаморфизма характерны реакции дегидратации минералов глин, имеющие отрицательные объемные эффекты в твердофазовой части и сопровождающиеся выделением воды, следствием чего является суммарный положительный объемный эффект. Следовательно, протекание их в условиях сжатия в закрытой системе порового пространства пород (на глубинах более 20 км) возможно лишь при условии инверсии знака объемного эффекта их в сопряженных процессах растворения компонентов породы во флюидной фазе [4].

Инверсия знака объемного эффекта реакций дегидратации возможна как следствие образования высококонцентрированных растворов (типа растворов внедрения) алюмосиликатного состава («цеолитоподобных»), формирующихся при избирательном растворении компонентов с положительным барическим коэффициентом растворимости: SiO_2 ,

Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O и др. Суммарный эффект дегидратации и растворения состоит в перераспределении компонентов осадочной породы между твердыми фазами и флюидным раствором, при котором твердые фазы обогащаются силикатами Mg , Fe , Al , а флюидная фаза — алюмосиликатными компонентами \pm кварц, т. е. описывает явление метаморфической дифференциации, характерное для регионально-метаморфических комплексов. Сопряженное протекание реакций дегидратации и избирательного растворения может быть определено как реакция бародегидратации.

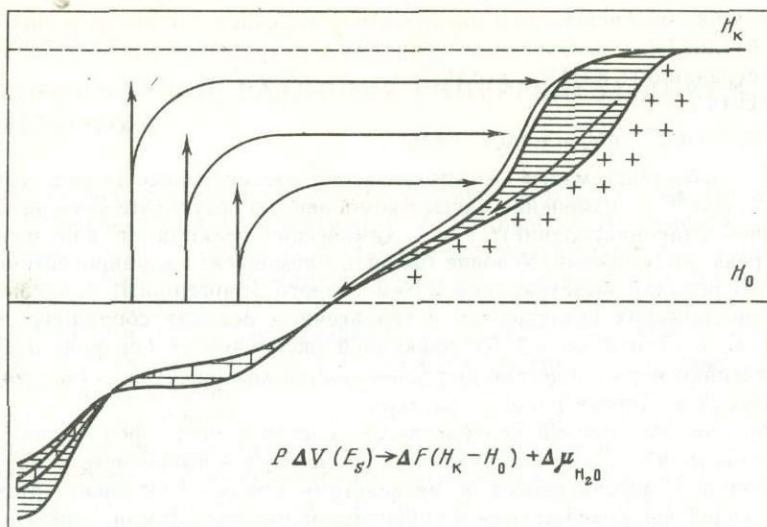
Инверсия знака объемного эффекта в реакциях бародегидратации должна приводить к инверсии знака теплового эффекта, т. е. к выделению тепла в реакциях, следовательно к появлению дополнительного теплового источника в зоне барометаморфизма.

Характерная черта теплового источника, связанного с реакциями бародегидратации,— зависимость мощности его от литологии осадочных пород в зоне сжатия, в данном случае — от содержания в них глинистой составляющей, свободного кремнезема, щелочей и кальция. Повышение температуры в зоне протекания реакций бародегидратации должно приводить к смещению равновесия между твердыми фазами и флюидным раствором, следствием которого является выделение из раствора компонентов полевых шпатов, изменение состава раствора и увеличение давления воды в новообразованном поровом пространстве. В данном случае возможно образование флюидного «сверхдавления» ($P_{H_2O} \geq P_{лит}$). Повышение температуры и высокое флюидное давление должно приводить к выплавлению эвтектических (и антиэвтектических) расплавов с образованием магматических мигматитов. Если объем осадочных пород в зоне реакции достаточно велик, то возможны процессы гравитационной дифференциации, вязкого течения (адвекции) и всплывание гранитного диапира («астенолита») с образованием купольных структур — «термоантиклиналей». Увеличение температуры и давления флюидной фазы должно привести также и к раскрытию порового пространства и появлению на границе зоны сжатия (и внутри нее) потока высокотемпературного флюида, агента метаморфизма и гранитизации в породах кровли.

Таким образом, в рамках предложенной модели получают логическое объяснение явления, наблюдаемые в связи с процессом регионального метаморфизма и гранитизации, образующие эндогенный этап в глобальном процессе образования сиалической земной коры. Образование источника энергии (тепловой) в данной модели обусловлено физико-химическими превращениями, протекающими в осадочных породах под влиянием литостатического давления, т. е. под влиянием гравитационного поля Земли.

Физико-химические превращения не являются самостоятельным («первичным») источником энергии, а только механизмом трансформации энергии, поглощенной в каком-то другом процессе. В данном случае наиболее вероятным источником энергии, трансформируемой в тепловую энергию регионального метаморфизма, является энергия солнечного излучения, поглощенная при осадкообразовании в зоне экзогенеза. Действительно, мощность источника тепла в соответствии с моделью механизма его образования, является функцией литологии осадочных пород, она определяется степенью осадочной дифференциации, протекающей на поверхности Земли, в зоне экзогенного круговорота воды, который совершается за счет поглощения энергии солнечного излучения.

Рассмотрим более детально механизмы трансформации энергии солнечного излучения, поглощенной в экзогенном круговороте воды, в химическую работу осадочной дифференциации. Начальный этап — испарение воды в океаническом бассейне. При этом тепловая компонента солнечного излучения расходуется на процессы испарения и нагревания, частично трансформируется в механическую работу изменения объема (расширения) и переноса паров воды в тепловом и гравитационном полях с уровня Океана на уровень Континента ($H_K > H_O$) [см. рисунок]. Баланс энергии в макросистеме океан—континент (закон сохранения энергии [3]): $dU = d_e U + d_i U$, где $d_e U$ — поток энергии на границе системы океан—континент; в данном случае, $d_e U = E_S$ — энергии солнечного излучения, поглощенной в процессах нагревания и испарения; принимаем для простоты $E_S^{\Sigma} = E_S^{\circ}$ — энергия, поглощенная в океане. Величина E_S° включает две составляющие: $E_S^{\circ} = d_e U = Q + PdV$, где Q — теплота нагревания и испарения, PdV — работа расшире-



1 2 3

Схема поглощения энергии солнечного излучения, трансформируемой в работу осадочной дифференциации в экзогенном цикле воды

$P\Delta V(E_s)$ — часть энергии, затраченная на работу расширения объема при испарении ($\Delta V = V_{\text{пар}} - V_{\text{жидк}}$); $\Delta F(H_K - H_O)$ — увеличение потенциальной энергии жидкой воды в гравитационном поле, трансформируемой в работу массопереноса, где H_K, H_O — уровни поверхности Континента и Океана (условные); $\Delta\mu_{H_2O}$ — увеличение химического потенциала воды, трансформируемого в энергию химических реакций выветривания и осадконакопления; 1 — терригенные породы (глины, пески); 2 — хемобиогенные породы (карбонаты, кремнистые породы и т. д.); 3 — кристаллические породы

ния объема при нагревании и испарении. Величина $d_i U$ — изменение внутренней энергии системы в процессах, протекающих внутри нее: теплообмен, массоперенос и химические реакции. Из закона сохранения энергии вытекает, что суммарное изменение внутренней энергии системы во внутренних процессах (во всех ее частях) равно нулю; приращение энергии системы может быть связано только с потоком энергии на ее внешних границах, т. е. в данном случае с потоком энергии солнечного излучения. Эта энергия, затрачиваемая на работу расширения объема и массоперенос в гравитационном поле, преобразуется в химическую энергию «пресной» воды на континенте, химический потенциал которой повышен по сравнению с исходной океанической водой, что обуславливает процессы химического выветривания, протекающие в микросистеме: раствор—твердые фазы на континенте.

Таким образом, формирование терригенных пород на поверхности континента, так же как хемо(био)генных пород в океане, обусловлено процессами массопереноса в атмосфере и гидросфере, — следствие поглощения энергии солнечного излучения.

Участие биологических систем в реакциях выветривания и осадконакопления вносит дополнительный вклад в осадочную дифференциацию, способствуя дополнительному поглощению энергии солнечного излучения в процессах экзогенного минералообразования.

Баланс вещества в макросистеме Океан—Континент: $dM^o = -dM^k$; изменение масс компонентов обусловлено перераспределением их в процессах переноса. Для воды (в единицу геологического времени):

$$dM_{H_2O}^k = +dM_{H_2O}^{o-k} - dM_{H_2O}^{k-o} + dM_{H_2O}^{xpk}, \quad dM_{H_2O}^o = -dM_{H_2O}^{o-k} + dM_{H_2O}^{k-o} + dM_{H_2O}^{xpo},$$

где $dM_{H_2O}^k, dM_{H_2O}^o$ — изменение массы воды на Континенте и в Океане (твердые фазы + гидросфера); $dM_{H_2O}^{o-k}, dM_{H_2O}^{k-o}$ — массоперенос воды в атмосфере и гидросфере, $dM_{H_2O}^{xpk}, dM_{H_2O}^{xpo}$ — изменение массы воды в результате химических реакций в системе порода—вода.

Из условия баланса вещества в макросистеме вытекает, что уменьшение массы воды в Океане обусловлено химическими реакциями гидратации континентальных пород (в зоне выветривания): $dM_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{о-к}} = -dM_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{хрк}}$.

Для компонента i :

$$dM_i^{\text{к}} = -dM_i^{\text{к-о}} + dM_i^{\text{хрк}}, \quad dM_i^{\text{о}} = +dM_i^{\text{к-о}} + dM_i^{\text{хрo}},$$

где $\pm dM_i^{\text{к-о}}$ — изменение массы i -компонента при массопереносе (в гидросфере континента), $dM_i^{\text{хрк}}$, $dM_i^{\text{хрo}}$ — изменение массы i -компонента в результате химических реакций (выветривание-осадконакопление); хрк — химические реакции на континенте, хрo — химические реакции в Океане. Условие баланса i -компонента в макросистеме приводит к сопряжению реакций выветривания и хемогенного (биогенного) осадконакопления; накопление сиалических компонентов в терригенных осадках сопряжено во времени и пространстве с относительной базификацией океанических осадков: $dM_i^{\text{хрк}} = dM_i^{\text{хрo}}$.

Количественная мера процессов дифференциации компонентов — смещение химического равновесия в системе порода—раствор.

Таким образом, образование контрастных по составу типов пород в процессе осадочной дифференциации — следствие смещения равновесия в микросистеме порода—раствор, под влиянием массопереноса в мегасистеме Океан—Континент. Механическая работа массопереноса, совершаемая в гравитационном поле Земли, — результат поглощения энергии солнечного излучения, преобразуемой в работу расширения объема системы в процессе испарения.

Продукты континентального выветривания, образующие континентальные коры выветривания, подвергаются механическому разрушению и переносу в потоках наземной гидросферы в направлении бассейнов конечного стока. В процессах осадконакопления в океане продукты механического и химического выветривания образуют осадочные формации, обогащенные теми или иными компонентами: терригенными в условиях приконтинентальных прогибов или хемо(био)генными в глубинных океанических условиях [6, 7].

Предпосылки к протеканию реакций с выделением энергии, поглощенной в процессе осадочной дифференциации, создаются при совмещении в пространстве микросистемы порода—раствор продуктов дифференциации: минералов глин, карбонатов и других растворимых продуктов реакций выветривания. Фактор, вызывающий обратный процесс трансформации избыточной химической энергии в тепло, — литостатическое давление как функция гравитационного поля Земли. Процесс метаморфической дифференциации по своей химической направленности является симметричным по отношению к процессу химического выветривания — исходному для осадочной дифференциации; поэтому предположение о выделении теплового эквивалента энергии солнечного излучения, поглощенной в процессе химического выветривания, при совершении работы сжатия в системе порода—раствор представляется логичным. Можно предположить, что этот процесс не завершается на уровне гранитообразования и регионального метаморфизма, а продолжается на более низких уровнях (подкорových), в условиях барометаморфизма осадочных пород, обогащенных карбонатными компонентами и участвующих в образовании формаций океанической коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вернадский В. И. Избранные сочинения. М.: Изд-во АН СССР, 1934. Т. 1. 250 с.
2. Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 251 с.
3. Де Гроот С. Р. Термодинамика необратимых процессов. М.: Гостехтеоретиздат, 1956. 279 с.
4. Котина Р. П. Природа источника флюида-теплоносителя в процессах метаморфизма и гранитизации. — В кн.: Метаморфическая зональность и метаморфические комплексы. М.: Наука, 1983, с. 110—121.
5. Кропоткин П. Н. Геоэнергетика и проблемы генезиса ювенильных (мантийных) и палингенетических (коровых) магм. — В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М.: Наука, 1972, с. 138—142.
6. Сидоренко А. В., Теньков В. А., Сидоренко Св. А. Осадочно-метаморфические процессы и «газовое дыхание» земной коры. — Докл. ДАН СССР, 1978, т. 238, № 3, с. 705—708.
7. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 348 с.

Б. М. МИХАЙЛОВ

ПРИНЦИПАЛЬНЫЕ РАЗЛИЧИЯ ГИПЕРГЕНЕЗА ДОКЕМБРИЯ И ФАНЕРОЗОЯ

За последние два десятилетия в трудах академика А. В. Сидоренко и его школы (работы Ю. А. Борщевского, А. С. Корякина, Е. А. Кулиша, О. И. Луневой, О. М. Розена, Св. А. Сидоренко, В. А. Тенякова, В. М. Чайки и др.) развиваются идеи «о принципиальном сходстве геохимических факторов гипергенеза на всем протяжении обозримой геологической истории Земли» [17, 10], которые получили широкий отклик на страницах геологической печати, став своеобразным катализатором изучения докембрия и его металлогении. В качестве одного из доказательств выдвигаемых положений докембрия отмечается «с одной стороны, обычность переотложенных и оставшихся элювиальных образований, а с другой — полное отсутствие сколько-нибудь необычных экзогенных продуктов гипергенеза» [21, с. 55]. Особое внимание при этом обращается на широкое развитие среди докембрийских образований кор выветривания как источника осадочного материала и на «установление принципиального сходства докембрийских и фанерозойских кор выветривания (по строению элювиального профиля и составу пород» [17, с. 9].

Поскольку в литературе по докембрийским корам выветривания приводится мало конкретного сравнительного материала, представляется необходимым остановиться на этом вопросе. Очевидно, что выветривание, как комплекс процессов, приводящий к установлению равновесия на границе атмосферы и литосферы, действует постоянно, обуславливая разрушение скальных пород и формирование осадочного чехла. Вероятно, для естественного хода этих процессов совсем необязательно формирование «мощных кор химического выветривания», ибо дезинтеграция и гидролиз вещества (вплоть до химической дифференциации) могут протекать по пути переноса, в процессе седиментации, диа- и катагенеза. Мощные же коры выветривания — покровные геологические тела, представленные элювием, — знаменуют собой особые эпохи развития крупных регионов, характеризующиеся не только стабилизацией тектонического режима, развитием влажных климатов, но и действием ряда других факторов: фиксированием дневной поверхности корневой системой наземных растений от постоянной денудации (размыв, растворение, выдувание), развитием растительного покрова и грунтовых вод как основных агентов выветривания горных пород. Именно эти факторы определяют важнейшую особенность кор выветривания — быть своеобразной «геохимической кухней», где происходит интенсивная миграция, перераспределение и одновременно концентрация отдельных элементов и соединений на гипергенных барьерах, что в конечном счете и формирует экзогенную минеральную региона.

Таким образом, каждая эпоха корообразования одновременно является эпохой гипергенного рудообразования и характеризуется строго определенным набором гипергенных рудоносных формаций: боксито-, железо-, марганце- и никеленосных, а также формаций россыпей, огнеупорных глин и др. Если действительно: «геохимические условия раннедокембрийского гипергенеза были принципиально близки с геохимическими условиями гипергенеза в фанерозое» [19, с. 680], то логично ожидать одинаковость и рудоносных гипергенных формаций. В осуществление этой идеи ведутся поиски в докембрии промышленных месторождений бокситов, марганцевых и других руд, но практически ни одного промышленного месторождения гипергенных полезных ископаемых, непосредственно связанных с корами выветривания, до сих пор не было обнаружено. Поиски продолжаются. Из этого видно, насколько важно

в практическом смысле решение проблемы о реальной перспективности отложений докембрия, о возможности (или невозможности) обнаружения среди них гипергенных месторождений.

Анализ материалов по размещению промышленных месторождений экзогенных полезных ископаемых (и, в частности, гипергенных) приводит к совершенно однозначному выводу о том, что в истории Земли имеет место прогрессивно-пульсационный рост их запасов, обусловленный длительным процессом осадочной дифференциации вещества. При этом месторождения, непосредственно связанные с корами выветривания, проявляются лишь с девона (рис. 1, см. вкл.)

Продуктивность эпох гипергенного рудообразования, соответствующих, как отмечено выше, эпохам корообразования, постоянно растет и достигает максимума к настоящему времени. Принципиально важно отметить, что более 80% бокситов, марганцевых руд, гипергенных руд никеля и кобальта, основные запасы россыпного золота, алмазов, редких и рассеянных элементов, богатых руд железа и других важнейших ископаемых в настоящее время извлекается из осадочных и элювиальных месторождений наиболее молодой олигоцен-четвертичной эпохи корообразования продолжительностью около 30 млн. лет. Важен и другой факт: формационные типы месторождений, из которых добываются эти полезные ископаемые, практически не имеют аналогов среди более древних образований. Уже одно это позволяет ставить под сомнение основные положения концепций об отсутствии резких различий в гипергенезе докембрия и фанерозоя и полной аналогии докембрийских кор выветривания фанерозойским [8, 9, 10, 16].

Отличительные особенности фанерозойских кор выветривания. Для всех эпох фанерозойского корообразования (D_3 , C_1 ; T_3-I_1 ; K_1 ; P ; $N-Q$) характерно широкое развитие кор выветривания каолинитового и латеритного профилей, общая мощность которых составляет десятки и часто сотни метров. Как в одном, так и в другом профилях выветривания обращает на себя внимание интенсивный вынос щелочей, щелочных земель, кремния и резкое сокращение объемного веса пород. Нетрудно представить себе, какие огромные массы вещества были перемещены в процессе этого грандиозного явления. И не только перемещены, но и дифференцированы с образованием многочисленных крупных месторождений гипергенных полезных ископаемых.

Важно обратить внимание на следующий факт: мерилом поведения нижней границы фанерозойских кор выветривания обычно считается начало глинизации материнских пород, т. е. интенсивный гидролиз вещества, сопровождающийся выносом щелочных земель и сокращением объемного веса пород. При этом частичная хлоритизация, соскритизация и серицитизация гипогенных минералов не принимается во внимание, так как глубина ее проникновения в настоящее время определяется многими сотнями метров. Например, в скважинах хлоритизация и серицитизация по отдельным зонам отмечались на глубинах 9—10 км. Эти в значительной мере изохимические преобразования, хотя и имеют гипергенную природу, но не формируют экзогенную минеральную кору крупных регионов земной коры.

Таким образом, при анализе фанерозойских разрезов к коре выветривания принято относить толщу пород мощностью в десятки и иногда сотни метров, сохраняющих реликтовую структуру субстрата, но сложенную существенно иным веществом как химически и минералогически, так и физически. Изменение их химического состава обусловлено выносом щелочей, щелочных земель, кремнезема, а в ряде случаев и железа, привнесением гидроксильных групп и воды. В минеральном составе продуктов фанерозойского (точнее, постдевонского) выветривания преобладают водные алюмосиликаты (минералы групп гидрослюда, монтмориллонита и каолинита), минералы окислов и гидроокислов железа, алюминия, титана и других элементов гидролизатов. Объемный вес формирующихся пород резко сокращается. Перечисленные выше преобразования пород в фанерозойских корах выветривания обычно сопровождаются процессами гипергенного метасоматоза, существенно искажающими общую картину гипергенеза.

Отличительные особенности докембрийских кор выветривания. Что же представляют «наиболее мощные коры выветривания докембрия. . .?» [17, с. 12]. Сразу отметим, что слово «мощные» применительно к докембрийским корам выветривания всегда исчезает как только исследователи обращаются к описаниям конкретных разрезов древнего элювия (см. например, работы В. А. Соколова, К. И. Хейсканена, А. С. Корякина, А. Д. Додатко и др.). Количество таких описаний, особенно детально минералогически и химически изученных профилей, в опубликованной литературе весьма ограничено.

По мнению многих исследователей [9, 14, 20] классическая область развития докембрийских кор выветривания — Балтийский щит, где «выявлено и наиболее детально изучено основное количество докембрийских кор выветривания, известных сейчас на территории СССР» [14, с. 88]. Описание докембрийских кор выветривания других районов имеется в следующих работах [3, 4, 5, 16].

Анализируя имеющиеся материалы, можно прийти к такому выводу: наблюдающиеся в настоящее время разрезы кор выветривания нигде не превышают первых метров, т. е. отличаются от мощностей фанерозойских кор выветривания на 1—2 порядка! Встречаемые в ряде работ упоминания о мощностях 20—60 м всегда объясняются отнесением к корам выветривания, химически недифференцированных материнских пород, подвергшихся лишь самым начальным стадиям изменения, где темноцветные минералы частично хлоритизированы, плагиоклазы соссюритизированы, серицитизированы, где наблюдаются растрескивание кварца и прочие процессы, характерные для различных видов преобразования пород (метасоматоз, гидротермальная переработка, воздействие гипергенных процессов на глубине). Соответственно кора выветривания, т. е. комплекс первично глинистых продуктов, возникших в процессе поверхностного гидролиза субстрата, сопровождающегося выносом щелочей, щелочных земель, кремнезема и уменьшением объемного веса, если и наблюдается, то в зачаточном виде (рис. 2).

Описывая конкретные примеры докембрийских кор выветривания, исследователи, как правило, отмечают, что в современных разрезах ими наблюдались только метаморфизованные продукты зон дезинтеграции, выщелачивания и гидрослюдистого изменения. Правда, следует отметить о стремлении многих исследователей установить зону каолинизации в разрезах докембрийских кор выветривания [3, 9, 20]. Весьма показательна в этом отношении, например, работа В. А. Соколова и К. И. Хейсканена [20, с. 178], где авторы к протерозойской (ятулийской) коре выветривания относят «породы кварц-серицитовые зеленовато-серые с нарушенной гранитной структурой нередко со значительным рассланцеванием. . . , основную массу породы составляет тонкочешуйчатый серицит». Эти серицитовые сланцы вниз по разрезу переходят в выветрелый трещиноватый гранит. Мощности их нигде не превышают первых метров. Химический состав серицитовых сланцев и гранитов практически одинаков (см. табл.).

Несмотря на это, авторы предпринимают попытку представить верхнюю часть слоя серицитовых сланцев как каолинитовую зону. Для этого предполагается, что нижняя часть серицитовых сланцев возникла за счет метаморфизма гидрослюд, а верхняя — «каолинитовая» — была обогащена «калием после захоронения коры выветривания в результате действия на исходные глинистые (каолинитовые. — Б. М.) продукты выветривания щелочных грунтовых вод» [20, с. 183].

Через 10 лет почти дословно, но без ссылок на предыдущие работы, аналогичный механизм исчезновения существовавшей некогда каолинитовой зоны ятулийской коры выветривания был описан А. С. Корякиным [9]. Некоторые исследователи идут дальше: «Наличие высокоглиноземных пород в переотложенных метаморфизованных корах выветривания Патомского нагорья и Кольского полуострова свидетельствует о развитии в докембрии и латеритных кор выветривания, материнскими породами которых среди прочих могли быть и граниты» [7, с. 204]. Существуют и такие, не обоснованные фактическим материалом, высказывания, как: «Древние коры химического выветривания. . . часто являются вместилищем и источником многих

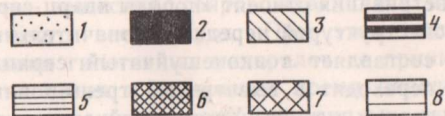
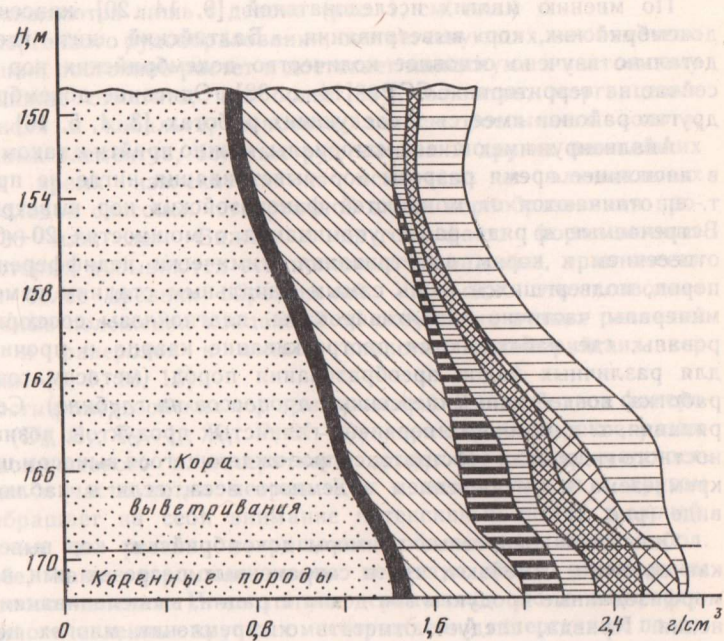
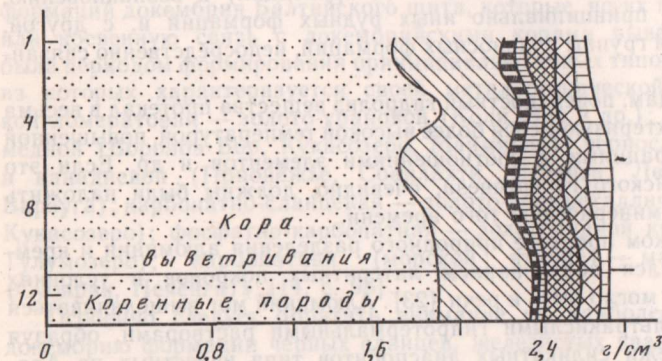
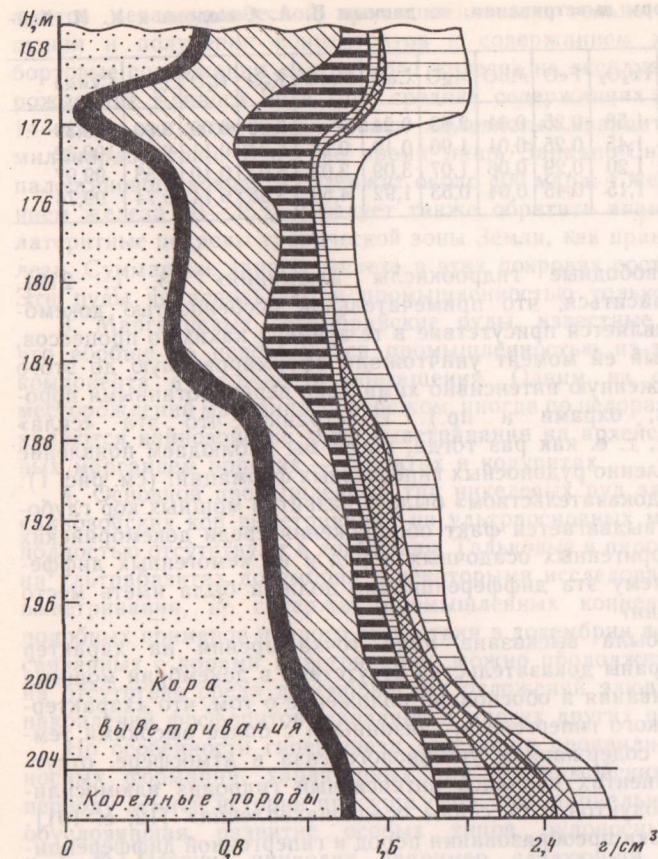


Рис. 2. Геохимические диаграммы разновозрастных кор выветривания, показывающие интенсивность процессов и объем выносимых продуктов при формировании элювия
 Выносимые продукты (см. таблицу): 1 — SiO_2 , 2 — TiO_2 , 3 — Al_2O_3 , 4 — Fe_2O_3 , 5 — FeO , 6 — $\text{MgO} + \text{CaO} + \text{N}_2\text{O}$, 7 — K_2O , 8 — потери при прокаливании

полезных ископаемых» [2, с. 196]; «Первичными осадочными образованиями предположительно были: .. латериты, бокситы» [11, с. 17]; «Развитие в докембрии процессов латеритизации и бокситообразования как регионального явления...» [18, с. 1153] и т. д. Может сложиться впечатление о действительно широком развитии в докембрии процессов гипергенного рудообразования. Но, к сожалению, в настоящее время среди докембрийских отложений не известно ни одного разреза латеритной, либо каолиновой коры выветривания, ни одного промышленного месторождения гипергенных полезных ископаемых, аналогичных сформировавшимся в фанерозе.

Исследователи докембрия Балтийского щита — Н. Б. Бекасова, Д. Д. Мирская,



Г. Ю. Пушкин — вынуждены были написать о том, что в докембрии «коры выветривания полного профиля в настоящее время не установлены» [1, с. 122]. Правоммерно задать вопрос, не установлены, потому что их не было или потому что они размыты? Практически все исследователи, с работами которых нам удалось ознакомиться, отвечают однозначно: они были, но размыты. Вот например: «Почти во всех без исключения случаях при изучении кор выветривания в докембрии речь идет о фрагментах, сохранившихся самых нижних (глубоких) горизонтов элювия» [22, с. 17], «в настоящее время мы видим лишь нижнюю, сохранившуюся от размыва часть коры выветривания, относящуюся к гидрослюдистой зоне. В более высоких ее горизонтах процессы заходили значительно глубже и здесь могли образовываться

Химические анализы гранитов и коры выветривания, по данным В. А. Соколова и К. И. Хейсканена [20]

Зона	Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
4	906-4	65,18	0,22	19,39	1,58	0,25	0,01	2,63	0,24	Сл	6,80	0,09	3,00	99,39
3	906-2	72,84	0,16	15,44	1,45	0,25	0,01	1,96	0,19	0,28	5,24	0,11	2,39	100,32
2	906-1	65,34	0,12	17,11	1,20	0,29	0,06	1,07	3,09	3,03	5,03	0,10	3,53	99,97
1	906	70,66	0,15	15,99	1,15	0,45	0,04	0,53	1,92	4,59	3,38	0,14	0,74	99,74

каолинит и, по-видимому, свободные гидроокислы алюминия» [3, с. 219]. Если это так, то следует согласиться, что примечательной особенностью докембрийских эпох корообразования является присутствие в те времена каких-то процессов, какой-то силы, которая в нужный ей момент уничтожала сформированную до этого мощную кору выветривания, сложенную интенсивно химически переработанными породами (каолинами, латеритами, охрами и пр.). И странно, что эта «сила» исчезла именно в начале девона, т. е. как раз тогда, когда мы наблюдаем появление в геологическом разрезе промышленно рудоносных гипергенных формаций! (см. рис. 1).

Практически единственным «доказательством» былого развития мощных кор глубокого химического выветривания выдвигается факт обнаружения среди докембрийских образований «крайне зрелых терригенных осадочных пород и их хемогенных дифференциатов» [14, с. 123]. Но почему эта дифференциация должна была иметь место обязательно в корях выветривания?

Уже 10 лет назад нами была высказана иная точка зрения на характер докембрийского гипергенеза, собраны доказательства отсутствия в докембрии мощных кор глубоко химического выветривания и обосновано положение о том, что «характерными особенностями докембрийского гипергенеза, связанными с более высокими температурами, резко повышенным содержанием углекислого газа в атмосфере, отсутствием растительности на континентах являлись интенсивный гидролиз алюмосиликатов и площадной смыв его продуктов в бассейны осадконакопления» [12, с. 191].

Принципиально иные обстановки преобразования пород и гипергенной дифференциации вещества, очевидно, должны были приводить (и приводили) к возникновению, с одной стороны, экзогенных, принципиально иных рудных формаций и, с другой, к невозможности возникновения группы рудоносных формаций, непосредственно связанных с корами выветривания.

Согласно полученным выводам, поверхностный гидролиз вещества протекал в весьма агрессивной водной среде, характеризующейся более высокой температурой, повышенной кислотностью, иными концентрациями и соотношениями элементов и др. Если это так, то особенности докембрийского гипергенеза, очевидно, должны были наложить свой отпечаток на экзогенную минерагению того времени.

1. Естественно, что ни о каком процессе природного разделения алюминия и кремния, который бы сопровождался образованием латеритных покровов в условиях докембрийского гипергенеза, не могло быть и речи [23]. Алюминий мог выщелачиваться из пород только кислотными и ультракислотными гидротермальными растворами, образуя линзовидные и пластовые залежи силикатных диаспоритов типа известных на Алагульском месторождении в юго-западной Монголии [6], либо накапливаться на карбонатных закарстованных поверхностях вблизи морских побережий [13].

2. Железо в осадочном процессе докембрия могло накапливаться только в водных бассейнах, куда оно поступало совместно с другими элементами. Нельзя представить такой геохимический барьер, на котором осаждалось только железо. Это позволяет однозначно и отрицательно ответить на вопрос о возможности обнаружения среди докембрийских толщ месторождений богатых (с содержанием железа > 60%) экзогенных руд железа. Подобные руды могли возникать только в корях выветривания, т. е. начиная с девона, либо при эндогенной дифференциации вещества. Бытующие у геологов представления о богатстве железными рудами докембрийских образований основаны на недоразумении. Дело в том, что железистые кварциты докембрия широко исполь-

зуются металлургической промышленностью только благодаря легкости их обогащения и получения концентратов с содержанием железа более 60%. Например, бортовые содержания «магнитного железа» на эксплуатируемых докембрийских месторождениях Кривого Рога (при средних содержаниях железа около 25%) составляют 14—16%, при этом общие запасы железистых кварцитов оцениваются в первые сотни миллиардов тонн. В то же время лишь Западно-Сибирский железорудный бассейн палеогенового возраста содержит около 400 млрд. т железных руд со средним содержанием железа 30—35%. Следует также обратить внимание на олигоцен-четвертичные латеритные покровы тропической зоны Земли, как правило содержащие более 20% железа. Суммарные запасы железа в этих покровах составляют многие триллионы тонн. Эти руды не используются промышленностью только из-за сложности обогащения.

3. Марганцевые докембрийские руды, известные на ряде древних щитов, пока что вообще не используются промышленностью из-за низкого содержания рудного компонента и сложности обогащения. Одним из основных типов промышленных месторождений марганца за рубежом, иногда по недоразумению относимых к докембрию, являются кайнозойские коры выветривания на архейских и протерозойских обогащенных марганцем породах — гондитах и кодуритах.

4. Основной промышленный тип никелевых руд за рубежом — нонтрониты и охры кайнозойских кор выветривания на ультраосновных массивах. Подобные образования полностью отсутствуют в докембрии. Тальковые и пиррофиллитовые сланцы, залегающие на ультрабазитах докембрия и некоторыми исследователями принимаемые за их кору выветривания, не содержат промышленных концентраций никеля [15]. Перечень подобных примеров полного отсутствия в докембрии полезных ископаемых, генетически связанных с корами выветривания, можно продолжить, обратив внимание, например, на отсутствие среди докембрийских отложений элювиальных россыпей, элювиальных накоплений фосфоритов, каолинов и многих других полезных ископаемых.

Но особенности гипергенеза докембрия проявились не только в отсутствии рудоносных формаций, характерных для фанерозойских эпох корообразования. Этому периоду земной истории присуща своя, принципиально иная экзогенная металлогения, обусловившая развитие особых типов рудоносных формаций. В. З. Негруца и Т. Ф. Негруца приводят, например, следующий перечень осадочных рудоносных формаций докембрия Балтийского щита, которые, по их мнению, обнаруживают прямую или косвенную связь с докембрийскими корами выветривания: «Карельская эпоха была периодом формирования принципиально новых типов осадочных формаций, каждая из которых характеризуется своей металлогенической специализацией: монокварц-конгломератовая — золото-урановой (Коли, Эно и др.); олигомиктово-песчаниковая — медной (Воронов Бор, Кукаозеро, Маймярви); черносланцевая — медно-кобальтовой и ванадиевой (Прионежье, Соанлахти, Печенга, Лехта, Куалаярви, Имандра — Варзуга); карбонатно-сланцевая — золото-полиметаллической (Приладожье, Сояярви, Кукаозеро); фосфатно-карбонатная — золоторудной кварц-доломитовой (Куоалаярви, Тулумозеро); карбонатная (морской ятулий) — марганцевой и железорудной (Суоярви, Печенга)» [14, с. 98].

Особенно следует обратить внимание на наиболее продуктивные, свойственные докембрию формации черных сланцев, железистых кварцитов и рудоносных конгломератов. Закономерности их формирования и, главное, мобилизацию разнообразных рудных компонентов (Fe, U, Au, V, Ni, Co и др.) трудно объяснить элювиальными процессами, «принципиально тождественными» фанерозойским. И, наоборот, стоит нам лишь более пристально остановиться на особенностях докембрийского гипергенеза, обусловленных естественным ходом эволюции Земли со времени ее возникновения, как мы получаем ряд конкретных закономерностей локализации докембрийских рудоносных формаций и соответственно критериев их поисков.

Идеи о существовании принципиального сходства процессов и продуктов гипергенеза на всем протяжении обозримой истории Земли, развиваемые в советской геологической литературе школой академика А. В. Сидоренко, представляют существенный научный интерес для познания геологии обширного докембрийского этапа развития нашей планеты.

Наряду с этим представляется, что разработка научных основ прогнозирования экзогенных полезных ископаемых в докембрии на базе «принципиального сходства» — тупиковый путь.

Интенсивное исследование докембрия за последние 20 лет однозначно показывает, что только различия обуславливают своеобразие металлогенической специализации гипергенеза этих двух крупных отрезков истории Земли; поэтому именно «различия» представляют наибольший интерес для разработки научных основ прогнозирования полезных ископаемых в докембрии, поскольку они определяют закономерности формирования и локализации промышленных экзогенных рудоносных формаций докембрия. В связи с этим представляется целесообразным дальнейшее исследование направить на поиски и анализ различий гипергенеза докембрия и фанерозоя.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бекасова Н. Б., Мирская Д. Д., Пушкин Г. Ю. Этапы и эволюция процессов корообразования в среднем протерозое Кольского полуострова. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975, с. 116—126.
2. Боровиков Л. И. Проблема выделения докембрийских кор выветривания в складчатых системах Казахстана и Средней Азии. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975, с. 196—202.
3. Головенко В. К. Высокоглиноземные формации докембрия. Л.: Недра, 1977. 267 с.
4. Додатко А. Д. Докембрийские неметаморфизованные коры выветривания Украинского щита. — В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенных месторождений. М.: Наука, 1980, с. 253—268.
5. Додатко А. Д., Кухарева Н. И., Семергеева Е. А. Новые данные о древней метаморфизованной коре выветривания магматических пород Саксаганского района Кривбасса. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 5, с. 126—137.
6. Докембрийские диаспоровые бокситы Монголии: (Тр. Сов.-Монг. экспедиции.; Вып. 33). Новосибирск: Наука, 1981. 97 с.
7. Домбровская Ж. В., Слукина А. Д. Некоторые аспекты изучения докембрийских кор выветривания. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975, с. 203—208.
8. Казанский Ю. П. Сопоставление основных особенностей выветривания в рифее и дорифее. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1975, вып. 4, кн. I, с. 134—137.
9. Корякин А. С. Докембрийские метаморфизованные коры выветривания Карелии. — В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1977, с. 72—80.
10. Мац В. Д., Зилов А. Р., Наумова Е. И. и др. Докембрийские коры выветривания Присяня. — Сов. геология, 1974, № 10, с. 79—89.
11. Миловский И. В. О первичных осадочных образованиях Земли и направленности геохимических процессов в геологической истории Земли. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М.: Наука, 1973, с. 123—128.
12. Михайлов Б. М. Некоторые особенности гипергенного рудообразования в докембрии. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975, с. 187—195.
13. Михайлов Б. М. Региональные и локальные закономерности размещения бокситовых месторождений. Л.: Недра, 1978. 68 с.
14. Негруца В. З., Негруца Т. Ф. Проблемы геологии докембрийских гор выветривания Балтийского щита. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975, с. 88—103.
15. Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. М.: Недра, 1967. 343 с.
16. Попов Ю. Г., Семейкин И. Н., Донцов В. В. и др. Эпохи химического выветривания и перспективы бокситоносности докембрийских отложений юга Сибирской платформы и ее

- складчатого обрамления. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М.: Наука, 1973, с. 280—284.
17. Сидоренко А. В. Докембрийские коры выветривания, поверхности выветривания и эпохи континентальных перерывов в истории докембрия. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975, с. 5—15.
 18. Сидоренко А. В., Теняков В. А. Бокситообразование в геологической истории Земли и «принцип сходства» экзогенных процессов в докембрии и фанерозое. — Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 5, с. 1150—1153.
 19. Сидоренко А. В., Теняков В. А., Розен О. М. и др. К геохимии гипергенеза в раннем докембрии. — Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 3, с. 678—681.
 20. Соколов В. А., Хейсканен К. И. Геолого-литологическая характеристика протерозойских (ятулийских) кор выветривания в Карелии. М.: Недра, 1966, вып. 1, с. 176—185.
 21. Теняков В. А. Бокситообразование в геологической истории Земли и проблема бокситов в докембрии. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975, с. 17—19.
 22. Теняков В. А. Процессы выветривания в геологической истории Земли. — В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенных минералогий. М.: Наука, 1980, с. 15—19.
 23. Яншин А. Л., Жарков М. А., Казанский Ю. П. Эволюция осадочного породообразования в истории Земли и связанные с ней закономерности размещения полезных ископаемых. — Геология и геофизика, 1977, № 11, с. 90—97.

УДК 551.72 : 712

Т. Ф. НЕГРУЦА

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И КЛИМАТ ПЕРЕХОДНОЙ ЭПОХИ ОТ АРХЕЯ К ПРОТЕРОЗОЮ

Среди разнообразных нижнепротерозойских пород широко представлены осадочные отложения, у которых совокупность признаков (исходный вещественный состав, текстуры, формы тел и контактов, соотношение с вмещающими породами, площадное распространение, морфологические особенности минералов тяжелой фракции, геохимические индексы) соответствует литогенетическим формациям в понимании В. М. Синицына [12, 13].

Результаты многолетних наблюдений на Балтийском щите и опубликованные данные по другим докембрийским щитам показывают, что среди раннепротерозойских образований представлены аналоги практически всех литогенетических формаций фанерозоя: мономиктовой, олигомиктовой, мезомиктовой, полимиктовой, бескарбонатных красноцветов, карбонатно-сульфатной, экстракарбонатной, карбонатных сероцветов. Они закономерно чередуются в разрезе, отражая циклические изменения известных типов литогенеза [10, 15, 16]. Особенно широко представлены образования, относящиеся к вулканогенно-осадочному литогенезу. Они соответствуют периодам интенсивного вулканизма, что отражает периодическое воздействие эндогенных факторов на процессы раннепротерозойского экзогенеза [7].

Особенно большое значение для расшифровки раннедокембрийской истории развития внешних оболочек Земли имеют литогенетические формации, характеризующие переход от архея к протерозою. Эти образования соответствуют временному интервалу 2800—2450 млн. лет. Они отличаются высокой контрастностью, что свидетельствует о глубокой взаимосвязи экзогенных и эндогенных процессов в этот неповторимый период развития литосферы. В восточной части Балтийского щита им отвечают осадочно-вулканогенные породы сумия и сариолия.

Образованию сумийско-сариолийских толщ (как и аналогичных формаций других щитов) предшествовала эпоха пенепленизации и денудации, которая соответствовала становлению эпипархейских платформ; в их пределах происходило интенсивное химическое выветривание. Время проявления и продолжительность этих процессов на разных щитах были разными. Поэтому нижняя граница тех толщ, которые рассмат-

риваются как начинающие нижний протерозой, для разных щитов является скользящей в строгом временном смысле. Состав таких толщ отличается исключительной фацальной изменчивостью, резким скачкообразным изменением мощностей и обычно преобладанием в разрезе вулканогенных пород. Соответствующие им структуры представляют как бы переходное звено от образований архейских зеленокаменных поясов с преимущественным развитием вулканитов к протерозойским структурам, которым более свойственны зрелые осадочные отложения.

Четкое структурное положение рассматриваемых образований между пенепленизированным архейским основанием и протерозойским трансгрессивным чехлом, представленным на Балтийском щите ятулийской ассоциацией пород, позволяет с большой достоверностью проследить закономерности первичного распространения пород на площади, установить исходные формы их тектонических структур и определить геотектонические обстановки их формирования, т. е. восстановить особенности осадконакопления и вулканизма. Временному интервалу, отмечающему смену архейского литогенеза протерозойским, свойственны мономиктовая, олигомиктовая, мезомиктовая и полимиктовая литогенетические формации. Они закономерно чередуются между собой, что характеризует периодичность смены ландшафтных обстановок.

Мономиктовая формация представлена генетическими разновидностями пород, свойственных континентальным, прибрежно-бассейновым обстановкам, а также относительно удаленным от берега областям устойчивого предположительно глубоководного бассейна. Континентальные и паралические генетические ассоциации включают кварцевые конгломераты, гравелиты, кварцито-песчаники и алевролиты. Они сложены кварцем и серицитом (или мусковитом); иногда в приконтактных частях с вмещающими вулканитами присутствует хлорит, реже хлоритоид.

Аллоигенные минералы тяжелой фракции представлены цирконом, рутилом, турмалином, сфеном, торитом. Аутигенная группа сложена в основном сульфидами, гидроокислами и окислами железа, в том числе титанового ряда, а также турмалином, рутилом, сфеном. Иногда в кварцитах присутствует распыленное углеродистое вещество, придающее им темно-серый цвет.

Генетические типы косой слоистости, свойственные мономиктовым терригенным толщам, отражены на рис. 1. Они характеризуют известные обстановки осадконакопления: потоков, зон прибрежного и мелководного волнения, а также спокойных гидродинамических условий.

Особенно хорошо выражены отложения конусов выноса с мощной однонаправленной косой слоистостью, очень крутым залеганием косых слоев в серии; прибрежно-бассейновые с крупной прибойной рябью и бороздами размыва; а также мелководные с мелкой косой слоистостью, рябью волнения и с горизонтальной (частью градационной) слоистостью, относительно удаленные от берега. Направленное изменение морфологии слоистости, отражающее эволюцию динамики среды образования отложений, свидетельствует о трансгрессивном строении толщ. Выводы на основании данных морфологии косой слоистости согласуются с наблюдениями над формой осадочных тел, окатанностью слагаемого их обломочного материала, типами контактов и соотношением с вмещающими отложениями, закономерностями изменений исходных геохимических признаков осадков [6, 8].

Наиболее глубоководным аналогом терригенной мономиктовой формации выступают углеродсодержащие высокоглиноземистые кианитовые, кианит-ставролитовые и другие сланцы. Отличительная текстурная особенность сланцев — горизонтальная, в том числе градационная слоистость (от грубой до очень тонкой) и элементарная ритмичность, выраженная степенью пигментации углеродистым веществом или увеличением содержания глинистой составной части породы кверху. Исключительная фацальная однородность пачек свидетельствует о гидродинамически спокойных, весьма обширных бассейнах седиментации, относительно глубоководных. Для сланцев характерен ограниченный набор аллотигенных минералов: циркон, рутил, сфен, иногда апатит; преобладает аутигенное минералообразование, однако основную массу составляют сульфиды и окислы железа.

Рис. 1. Строение мономиктовой формации сариолийской серии (Карелия)

I — литологическая колонка (200 м): 1 — кварциты, кварцито-песчаники, 2 — пуддинговые кварциты с гальками и зернами кварца, конгломераты; 3 — кварцевые, 4 — вулканомиктовые; II — морфологические типы косой слоистости; III — состав главных акцессорных минералов: 5 — пирит, 6 — циркон, 7 — магнетит

Построенный фациальный профиль в направлении от континентальных и прибрежно-мелководных отложений до глубоководно-бассейновых указывает на неоднородность физико-географической обстановки. Континентальные и паралические фации характеризуются чистыми кварцевыми псефитами и псаммитами — арентитами, почти не содержащими глинистого вещества; количество его несколько увеличивается в отложениях шельфовой зоны и преобладает в осадках наиболее отдаленных от берега частей бассейна.

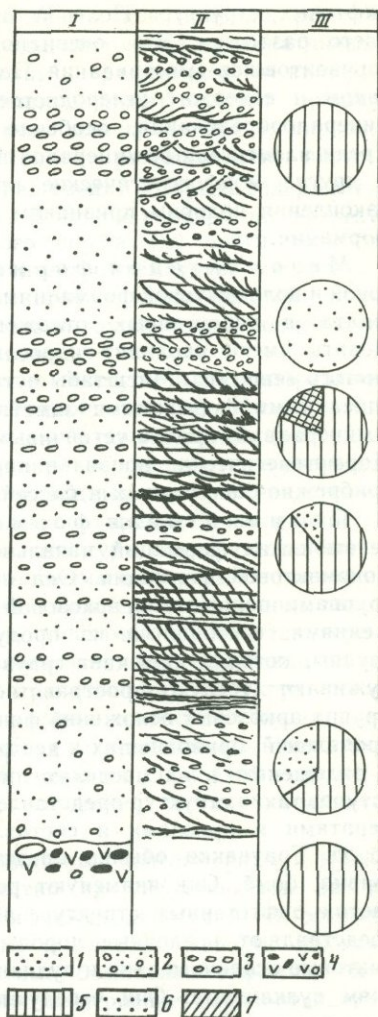
Петрохимические характеристики первичного состава метаглин [9] свидетельствуют об изменении обстановок накопления каолиновых глин вплоть до обстановок формирования каолинит-гидрослюдистых отложений.

Образования мономиктовой формации (независимо от фациальных обстановок их накопления) обычно сильно обогащены сульфидами (до 98 вес. % от веса тяжелой фракции или до 8 кг/т). Наиболее характерны сульфиды для кварцевых конгломератов и углеродистых сланцев. В конгломератах они подчеркивают косослоистые текстуры или выступают в качестве цемента, а в углеродистых сланцах слагают тонкие горизонтальные слойки, либо мелкие вкрапления.

Распространение углеродистого вещества подчиняется аналогичным закономерностям. Существует намечающаяся связь повышения его концентраций в первично каолиновых глинах. Св. А. Сидоренко и А. В. Сидоренко [11] доказана биогенная седиментационная природа органического вещества, что в настоящее время общепризнано. Все фациальные разновидности мономиктовой формации представляют собой продукты высокой осадочной дифференциации; они возникли в результате полного гидролиза силикатов и аломосиликатов, выноса всех подвижных соединений и накопления труднорастворимых обломочных фракций (кварца и др.), окислов алюминия, железа, титана. Все это свидетельствует об энергичном химическом выветривании, которое не может происходить без обильного увлажнения. При этом вполне допустимо активное участие в разложении материала простейших организмов.

Хорошая в целом сортировка и окатанность обломочного материала континентальных и паралических отложений, а также характерные для них текстуры (особенно однонаправленная косая слоистость потокового типа, где мощность серий и крутизна первоначального наклона косых слойков направленно падает вверх по разрезу) указывают на обилие поверхностных вод, частые периодические ливневые потоки и большую гидродинамическую силу водных масс.

Олигомиктовая формация отличается от мономиктовой присутствием в породах полевого шпата в количестве до 25%. Такие формации сменяют в разрезе мономиктовые. Их появление связано с началом активизации тектоно-вулканических процессов, сопровождавшихся синхронным вулканизмом в осевых частях



рифтовых структур. Полевой шпат в псефитах и псаммитах довольно выветрен, часто разложен. Это, очевидно, свидетельствует о размыве более низких частей горизонтов кор выветривания. Пелиты характеризуются каолинит-гидрослюдистым составом и содержат углеродистое вещество. По-прежнему высока роль аутигенного минералообразования, особенно гидроокислов и окислов железа, иногда пирита. Среди аллотигенных минералов встречаются циркон, рутил, турмалин, сфен. Текстуры и другие морфогенетические признаки пород, а соответственно и обстановки их накопления подобны признакам и фаціальным условиям образования мономиктовой формации.

Мезомиктовая формация составляет переходное звено между олигомиктовой и полимиктовой формациями. Она отличается повышенным содержанием полевого шпата в терригенных отложениях (25—30%) и его более свежим обликом. Пелиты имеют каолинит-гидрослюдистый состав и обычно содержат примесь углеродистого вещества. Масштабы аутигенного минералообразования по сравнению с вышеописанными формациями заметно падают. Среди аллотигенных минералов, наряду с минералами, крайне устойчивыми к выветриванию, встречаются эпидот, гранат и др. Морфогенетические признаки пород свидетельствуют о преимущественно потоковых, прибрежно-бассейновых и бассейновых условиях осадконакопления.

Полимиктовая формация составляет конечный член полного ряда литогенетических формаций начального этапа нижнего протерозоя, являясь антиподом мономиктовой формации. Она представлена существенно отличными друг от друга группами пород, т. е. аркозовой группой, которая представлена терригенными отложениями, состоящими из продуктов дезинтеграции гранитоидов, и полимиктовой группы, которая включает граувакки и вулканомиктовые породы. Обе группы обнаруживают тесную пространственно-временную связь с процессами вулканизма. Группа аркозовых отложений фиксирует импульсы интенсивных вулканотектонических проявлений, приводивших к деструкции ранее стабильных гранито-гнейсовых массивов и заложению в их пределах линейных тектонических швов. Продукты разрушения уступов таких структур представлены разнообразными, существенно гранитными конгломератами и аркозами и составляют группу незрелых аркозовых и полимиктовых пород. Граувакки обычно представляют отложения вулканических пеллов, песков, гравия, бомб. Они знаменуют результат накопления продуктов эксплозий в осевых частях рифтогенных структур, либо размыв и переотложение тефры. Если аркозы представляют осадочные породы, то в группу граувакков попадают как вулканомиктовые осадочные, так и вулканогенно-осадочные образования, синхронные проявлениям вулканизма. Они чередуются между собой, и оценка их генезиса не всегда однозначна.

В группе аркозовых пород очень широким распространением пользуются грубообломочные породы, представленные брекчиями, а также глыбовыми, валунными и валунно-галечными конгломератами, которые всегда сменяются аркозами. Конгломераты и гранитные брекчии залегают на архейском фундаменте чаще с хорошо выраженной физической корой выветривания в основании. Последняя представляет собой зону трещиноватости и глыбового элювия; выше обычно устанавливаются типичные делювиальные брекчии, на которых залегают ритмично построенные пачки плохо отсортированных конгломератов и аркозов, образованных в условиях конусов выноса временных потоков. Они приурочены к краевым частям вулканических депрессий. Обычно такие же ритмично-слоистые, плохо отсортированные толщи, но с отлично окатанными валунами и гальками, приурочены к депрессиям, унаследованным от зеленокаменных поясов архея [8].

Хорошая обработка галечного материала свидетельствует о его неоднократном переотложении. Отдельные «плавающие» валуны, гальки и их скопления характерны для аркозовых толщ. Во всех случаях обычна отчетливая разномасштабная ритмичность; в зависимости от места положения пачки в структуре и разрезе ритмичность бывает трансгрессивного, трансгрессивно-регрессивного или регрессивного типов. Для базальных горизонтов характерны трансгрессивные ритмы. Там, где они

залегают на вулканитах и завершают разрезы, строение их, как правило, регрессивное. Чаще представлены плохо отсортированные породы, состоящие из неокатанных обломков полевых шпатов (альбит-олигоклаз-микроклин), гранитоидов и кварца. В цементе пород развиты карбонат, серицит—мусковит, биотит, хлорит, кварц. В тяжелой фракции представлены минералы, характерные для гранитоидов: циркон, апатит, сфен, эпидот, рутил, роговая обманка, биотит, гематит, реже магнетит, пирит. Значительно возрастает доля аллотигенных минералов, среди которых содержится большое количество малоустойчивых к выветриванию. В аркозах вверх по разрезу резко увеличивается выветренность обломков полевого шпата (до почти полного их разложения), и вместе с тем увеличивается количество гематита, магнетита, мартита, иногда пирита, которые располагаются по косой и косоволнистой слоистости. Этим подчеркивается постепенный переход аркозовой группы пород полимиктовой формации в мезомиктовую и олигомиктовую формации.

Для всей аркозовой группы характерны косослоистые текстуры и разнообразные структуры, свидетельствующие об исключительно высокой гидродинамической силе потоков и прибрежного волнения бассейнов, в которых они накапливались (рис. 2). Морфологические признаки текстур закономерно и неоднократно изменяются в разрезе, подчеркивая ритмичность толщ. Преобладание текстур водных потоков свидетельствует о гумидных условиях их образования. Плохая сортировка и окатанность аркозовых песчаников и гравелитов, а также пуддинговые текстуры указывают на быстрое захоронение обломочного материала, принесенного селевыми и мутьевыми потоками с расчлененной суши. Для удаленных частей бассейна характерны различные типы горизонтальной слоистости, в том числе градиционная. Местами наблюдается переслаивание пород аркозовой группы с вулканогенными образованиями. Отчетливо устанавливается, что при удалении от осевых частей вулканических структур роль осадочных пород аркозовой группы полимиктовой формации возрастает; среди них появляются прослои карбонатсодержащих, кианитовых и ставролитовых тонкослоистых сланцев с примесью углеродистого вещества. В зонах со спокойной седиментацией происходит накопление пелитов, отвечающих по своему составу каолинит-гидрослюдистым и гидрослюдистым осадкам.

К группе полимиктовых пород относятся вулканомиктовые конгломераты и граувакки. Они тесно связаны с вулканизмом; количество их увеличивается вверх по разрезу и по направлению к краевым частям рифтовых депрессий. В осевых частях этих депрессий преобладают пирокластические и лавовые породы. Иногда наблюдается переслаивание конгломератов с агломератами, бомбовыми туфами и ксеноагломератами. В них также хорошо выражено ритмичное строение, горизонтальная и наклонная косая слоистость потоков. Основную массу обломков составляют плагио- и микроклиновые граниты, гранодиориты, гнейсы, вулканические породы основного и кислого состава, иногда амфиболиты, кремнистые сланцы, силициты, кварц. Цемент чаще всего граувакковый или полимиктовый, иногда сланцево-туфогенный (для верхних горизонтов вулканогенно-осадочных толщ). Для полимиктовых конгломератов и граувакк характерна минеральная ассоциация: эпидот, биотит, хлорит, роговая обманка, апатит, сфен, гематит, иногда магнетит, реже циркон. Это свидетельствует о незначительной экзогенной проработке материала, отражающего источники питания в основном вулканогенного и гранитоидного составов.

В верхних горизонтах конгломератов с песчаным цементом преобладает пирит, гематит, лимонит, сфен, циркон; эпидот встречается в виде редких знаков. Это свидетельствует о росте воздействия экзогенного фактора на породообразование к моменту затухания вулканической деятельности, выравнивания рельефа и поступления в бассейны более зрелого материала. Об этом говорят и многочисленные гальки и валуны гранитов с корочкой выветривания или почти полностью выветренных с приобретенным кварцитовидным обликом.

Особый тип образований полимиктовой формации составляют ленточнослоистые сланцы, содержащие спорадические валуны и их скопления. Такие породы, называемые тиллоидами, обычно завершают разрезы полных циклов осадконакопления и вулканизма и распространены исключительно в пределах площадей бывших

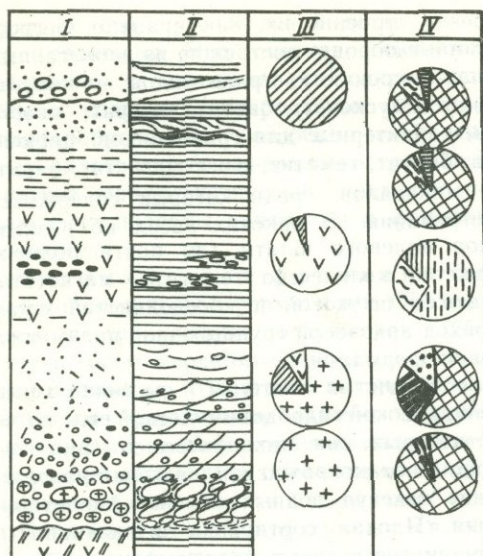
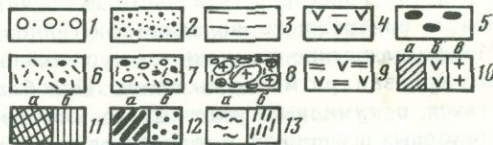


Рис. 2. Строение поликонглокативной формации сариоловской серии (Карелия)

I — литологическая колонка (250 м): 1 — кварцевые конгломераты, 2 — кварцито-песчаники, 3 — ленточнослоистые сланцы, 4 — туфы, туффиты, 5 — зеленокаменные туфо-конгломераты, 6 — граувакки, 7 — аркозы, 8 — гранитные конгломераты; 9 — туфогео-осадочная толща архея; II — морфологические типы текстур; III — состав фрагментов в конгломератах: 10 — кварц (а), эффузивные породы (б), гранитоиды (в); IV — состав главных акцессорных минералов: 11 — гематит, магнетит (а), лимонит (б), 12 — пирит (а), циркон (б), 13 — эпидот (а), сфен (б)



бассейнов как озерного, так и морского типов. В зонах активного вулканизма они сложены туфами и туффитами, в пассивных областях — пелитами каолинит-гидрослюдистого и гидрослюдистого состава.

Сланцы разнообразны по составу и цвету, что обуславливает хорошо выраженную слоистость градационного типа. Обычна смена плотных массивных слоев псаммитового и алевро-пелитового состава с прослоями тонкочешуйчатых слоистых и ленточнослоистых сланцев. Цвет — от зеленовато-серого до темно-серого и черного; состав (в %): серицит (10—70), хлорит (1—50), кварц (до 50), альбит (до 20), биотит, мусковит, эпидот, цоизит, реже карбонат. Среди акцессориев преобладают окислы и гидроокислы железа и (или) сульфиды, составляющие до 90% тяжелой фракции. Присутствуют циркон, сфен, апатит, анатаз и др. Железистые минералы, в основном аутигенные, встречаются в виде более или менее равномерной вкрапленности, подчеркнутая слоистость. Размер кристаллов от долей миллиметра до 0,5 см. Пирит, кроме того, образует прожилки и линзовидные скопления, а также конкреционные выделения. Устанавливаются прослои и редкие слойки, обогащенные углеродистым веществом мощностью от долей миллиметра до нескольких сантиметров.

Алевропесчанистые и гравелитистые разности имеют подчиненное значение, они состоят из кварца и полевого шпата с переменным содержанием слюдяного цемента. Для псаммитовых пород характерна менее четкая горизонтальная и линзовидная слоистость; иногда встречается мелкая однонаправленная косая и тонкая мультислойная слоистость. Описываемые породы слагают стратиграфически весьма выдержанный уровень с отчетливой разномасштабной ритмичностью. Наиболее часты двух-трехчленные ритмы турбидитного типа мощностью до 10 см, редко больше. Заметна более крупная ритмичность мощностью 1—2 м; последняя объединяется в ритмы мощностью до 15 м. Ритмы трансгрессивные, асимметричные. Типичны текстуры подводного оползания, иногда бугорчатые образования на плоскостях напластования слойков, напоминающие иероглифы. Наблюдаются линзы и прослои тонкострых пород с рассеянной галькой, валунами и гравийными зернами гранита, реже метадиабазов. Довольно часто в них встречаются рассеянные, плохо окатанные гальки кварца размером от 1 до 5 см, редко больше.

Судя по совокупности описанных признаков, тиллоиды накапливались в изолированных бассейнах с устойчивым спокойным осадконакоплением, которое иногда нарушалось землетрясениями, связанными с последними вспышками затухающего

вулканизма. Землетрясения способствовали образованию мутьевых потоков типа селей, выносу обломочного материала в рифтовые депрессии, разделенные в основном гранитоидами.

В бассейнах, удаленных от областей активного вулканизма со спокойными условиями седиментации, накапливались углеродистые, высокоглиноземистые тонкослоистые сланцы каолинит-гидрослюдистого состава.

Рассмотренные литогенетические формации закономерно меняются во времени от мономиктовой к олигомиктовой, составляющих начальные и средние трансгрессивные части разреза, до мезомиктовой и полимиктовой, соответствующих конечным и завершающим регрессивным фазам полных трансгрессивно-регрессивных циклов осадконакопления и вулканизма. С концом регрессий связано новое появление мезомиктовой и олигомиктовой формаций, постепенно переходящих в мономиктовую.

Последовательная смена полных рядов литогенетических формаций и их связь с вулканизмом в рассматриваемом интервале времени фиксирует два полных цикла осадконакопления и вулканизма: сумийский и сариолийский. Каждый такой цикл знаменует направленную смену во времени платформенного режима рифтогенным и снова платформенным (рис. 3). Согласно В. М. Синицыну [12, 13], мономиктовая формация — типоморфная зональная формация тропического переменного влажного климата, олигомиктовая характерна для экваториальных областей равномерновлажного климата, мезомиктовая близка субтропическому, а полимиктовая — умеренному и частично холодному климатам; все они являются формациями гумидного литогенеза. Тиллоиды, возможно, соответствуют тоже холодному климату; однако их ледниковое происхождение остается однозначно не доказанным. Исходя из этого, можно допустить соответствие последовательности изменений литогенетических формаций от сумия к сариолию последовательности изменения климатических условий; сочетание климатического и тектонического факторов обусловили формирование раннепротерозойских ландшафтных обстановок.

Как и в фанерозое, климатические факторы раннего протерозоя были связаны с тектоническими процессами.

Анализ материала по восточной части Балтийского щита показывает, что в течение первых 300—400 млн. лет раннего протерозоя дважды происходила смена ландшафтных обстановок, но преобладающим оставался гумидный тип литогенеза. Условия тектонически пассивных пустынных равнин с жарким переменным влажным климатом, широким развитием маломощных (?) кор выветривания и крайне зрелых продуктов их переотложения в бассейне сменялись условиями интенсивно развивавшихся вулканотектонических депрессий, обусловленных деструкцией эпиархейской платформы в результате рифтогенеза [6]. Характерные особенности этих структур — активный вулканизм, дифференцированный рельеф с вулканическими постройками, обособленными в бассейне осадконакопления, обильное поступление слабозрелого и незрелого обломочного материала за счет разрушения тектонических уступов и эндогенных вулканических продуктов эксплозий. Мезомиктовые и особенно полимиктовые формации, свойственные этому времени, указывают, возможно, на смену климата, близкого субтропическому, умеренным и холодным. Но поскольку климатические факторы могли быть полностью подавлены тектоническими, то такие выводы неоднозначны.

Время, соответствующее завершающему этапу рифтогенеза, характеризуется компенсацией рифтовых структур терригенным материалом, поступающим с областей сноса, нивелировкой рельефа и снова установлением платформенных условий. Влияние климата усиливается, что отражается на литохимической дифференциации; возникают продукты олигомиктовой формации, формируются и зреют коры выветривания. Периодам полного покоя и стабилизации отвечает, очевидно, жаркий засушливый климат (когда снос продуктов с континента почти полностью затухал), а условия осадконакопления были спокойными и нарушались лишь землетрясениями, связанными с последними вулканическими эксплозиями, которые сопровождалась слабыми мутьевыми потоками, образованием нептунических даек, конседиментационных сбросов,

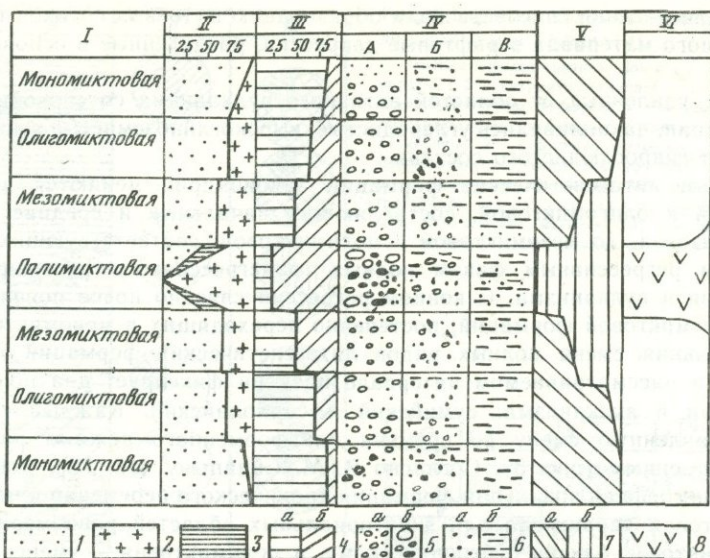


Рис. 3. Периодическая направленность изменения литогенетических формаций в тектоно-магматическом цикле и основные характеристики, отражающие взаимосвязь лито- и тектогенеза
 I — литогенетические формации; II — состав (в %): 1 — кварц, 2 — полевой шпат, 3 — биотит, хлорит, роговая обманка, обломки эффузивов; III — распределение аксессуарных минералов (в %): 4 — аутигенные (а), аллотигенные (б); IV — основные типы пород фациальных обстановок: А — континентальная, Б — переходная, В — бассейновая; 5 — конгломераты и гравелиты: а — кварцевые, б — полимиктовые, гранитные и вулканомиктовые; б — песчаники (а), сланцы (б); V — тектонический режим: 7 — стабильный, платформенного типа (а), деструкция, рифтогенез (б); VI — проявления интенсивного вулканизма

сдвигов, текстур дробления. К этому этапу иногда приурочены маломощные горизонты карбонатных пород.

В связи с этим интересно обратить внимание на то, что в разрезах платформенных структур базальный горизонт сумия представлен высокожелезистыми гранат-ставролитовыми и ставролит-гранатовыми сланцами с прослоями кианитовых углеродистых сланцев. По сравнению с другими породами они характеризуются очень высоким коэффициентом латеритизации (>25). Это дает основание предполагать латеритный профиль коры выветривания и переотложения за счет размыва ферролита [3]. Некоторые исследователи подвергают этот вывод сомнению [1, 9].

Региональный анализ кор выветривания и продуктов их переотложения дает возможность полагать, что в рассматриваемый период область суши была покрыта маломощной железистой корочкой — кирасой, образующей так называемый загар Земли (по В. М. Синицыну), свойственный пустынным областям засушливого и жаркого климата; плоский, лишенный растительности рельеф благоприятствовал длительному формированию такого «загара».

Гумидизация климата способствовала развитию делювиально-пролювиальных процессов и почти полному смыву верхней части коры выветривания — ее элювия, за счет переотложения которого накапливались чистые кварцевые пески, галечники и «каолиновые» глины, сильно обогащенные сульфидами железа и содержащие органическое вещество. Остаточные продукты кор выветривания свидетельствуют о тенденции интенсивного выноса большинства подвижных элементов даже в глубоких зонах профиля. Наряду с Na, Ca, Mg выносился SiO₂, одновременно накапливались Al₂CO₃, Fe₂O₃, FeO [4]. Весьма типично накопление K, относительные концентрации которого фиксируются не только в элювиальных продуктах кор выветривания, но и в осадочных высокозрелых отложениях. Отчетливая тенденция к увеличению относительного содержания окисного железа во времени как будто бы должна свидетельствовать об окислительной среде корообразования. Только при условиях достаточно эффективного окисления мог возникнуть профиль выветривания, который

обеспечивал поставку необходимого количества зрелого материала для образования мощных толщ мономиктовых и олигомиктовых отложений. В то же время фиксация калия в корях выветривания и продуктах ближнего отложения мономиктовой формации способствует образованию гидрослюд. Этот фактор весьма существен при оценке условий литогенеза и выражает специфику геохимических, а возможно, и биологических условий корообразования в нижнем протерозое, обусловленную прежде всего отсутствием растений. В досумийских корях происходило полное накопление окисного и закисного железа; в предсариолийских — накапливалось закисное железо, а окисное интенсивно выносилось. Очевидно, при формировании предсариолийской коры период засушливости был незначительным и сплошной железной корки не образовывалось; железо постоянно поступало со взвесями и растворами, отлагаясь частью по косо́й слоистости, образуя цемент в кварцитах и кварцевых конгломератах, подчеркивая горизонтальную слоистость, частью в терригенно-хемогенных отложениях. Встречаются углеродсодержащие пиритовые конкреции, что, согласно представлениям некоторых исследований [14, 18], может свидетельствовать о фоссилизированных остатках сернистых бактерий. Интенсивная пиритизация свойственна отложениям прибрежно-морских и предположительно наиболее глубоководных фаций. Данные по изотопному составу серы в пиритах позволяют в ряде случаев предполагать его образование при восстановлении сульфатов в биологическом процессе [14, 17]. Поэтому вполне допустимо предполагать, что в раннем протерозое существовали благоприятные условия для широкого развития сернистых бактерий (в том числе и в поровых водах), о чем, возможно, свидетельствует наблюдаемое иногда значительное накопление двухвалентного железа в корях выветривания.

Сравнительное сопоставление однотипных литогенетических формаций сумия и сариолия показывает их закономерную повторяемость и общую эволюционно усложняющуюся направленность в развитии.

Наблюдается увеличение дифференциации рельефа в сариолийское время, что способствовало большей терригенности материала. В мономиктовой формации увеличивается количество кварцевых конгломератов и мощность терригенных толщ, а также степень сортировки и окатанности кварцевого материала. Минералого-геохимические показатели указывают на уменьшение зрелости материала в этом направлении и некотором снижении подвижности элементов. Для сариолия особенно типична полимиктовая формация, представленная в значительной части валунно-галечными конгломератами, тиллоидами.

Периодическая направленность изменения литогенетических формаций в каждом тектоно-магматическом цикле свидетельствует о периодичности изменения типов литогенеза, тектонических режимов и ландшафтов (см. рис. 3). Существенно отметить, что устанавливаемая периодичность вполне сопоставима с периодичностью литогенеза в фанерозое. Это указывает на единство факторов в развитии процессов литогенеза, главными среди которых являются климат и тектоника. Соотношение и роль этих факторов в разные временные интервалы для разных формаций различно. Единство некоторых, наиболее очевидных характеристик докембрийских и фанерозойских формаций, естественно, еще не дает оснований на тождественность климатических обстановок. Однако для выявления специфики докембрийского литогенеза и ландшафтов самым плодотворным методом является сравнительное сопоставление докембрия и фанерозоя на основе литогенетических формаций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белолипецкий А. П., Гаскельберг В. Г., Гаскельберг Л. А. и др. Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Недра, 1980. 240 с.
2. Бельков И. В. Кианитовые сланцы свиты кейв. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 320 с.
3. Головенко В. К. Высокоглиноземистые формации докембрия. Л.: Недра, 1977. 268 с.

4. *Негруца Т. Ф.* Палеогеография и литогенез раннего протерозоя области сочленения карелид и беломорид. Л.: Изд-во ЛГУ, 1979. 255 с.
5. *Негруца Т. Ф.* Валунно-галечные конгломераты раннего докембрия и проблема тиллитов в восточной части Балтийского щита. — Литология и полез. ископаемые, 1980, № 1, с. 74—88.
6. *Негруца Т. Ф.* О рифтогенной природе раннепротерозойских вулканических структур Карелии. — Докл. АН СССР, 1981, т. 259, № 4.
7. *Негруца В. Ш., Негруца Т. Ф.* Проблема докембрийских кор выветривания. — В кн.: Вопросы дрейфа континентов и литогенеза. Л.: Изд-во ЛГУ, 1981б.
8. *Негруца Т. Ф., Негруца В. З.* К проблеме палеоклиматических реконструкций в докембрии. — В кн.: Проблемы палеоклиматологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1981а, с. 140—148.
9. *Предовский А. А.* Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.
10. *Рухин Л. Б.* Основы общей палеогеографии. Л.: Госгеолтехиздат, 1959. 557 с.
11. *Сидоренко Св. А., Сидоренко А. С.* Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975. 139 с.
12. *Синицын В. М.* Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1967. 232 с.
13. *Синицын В. М.* Климат латерита и боксита. Л.: Недра, 1976. 152 с.
14. *Сочава А. В.* Красноцветные формации докембрия и фанерозоя. Л.: Наука, 1979. 208 с.
15. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. М.: Госгеолтехиздат, Т. 1. 1960. 212 с.; Т. 2. 1962. 574 с.; Т. 3. 1962. 550 с.
16. *Страхов Н. М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 534 с.
17. *Holser W. T., Kaplan J. R.* Isotope geochemistry of sedimentary sulfates. — Chem. Geol., 1966, vol. 1, N 2, p. 93—135.
18. *Schidlowski M.* Probable life-form from the Precambrian of the Witwatersrand System (South Africa). — Nature, 1965, N 205, p. 895—896.

УДК 553.06 : 552.5 : 552.313 : 551.71/.72

В. З. НЕГРУЦА

К ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ОЦЕНКИ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЩИТОВ

Достижения металлогенической науки и практика геолого-разведочных работ свидетельствуют о ведущей роли докембрийских щитов в обеспечении возрастающих потребностей народного хозяйства полезными ископаемыми. Создание научных основ реализации потенциальных возможностей докембрийских щитов связано с совершенствованием методики их прогнозно-металлогенической оценки и поисков месторождений докембрия. Достоверность и детальность такой оценки, определяющей, в конечном счете, эффективность поисковых работ, — прямая функция достоверности и полноты знаний закономерностей строения и развития раннедокембрийских внешних оболочек Земли. Путь к разработке этой фундаментальной проблемы естествознания лежит в создании количественных моделей строения и развития конкретных структурно-вещественных комплексов докембрия, вмещающих основную часть мировых запасов благородных, радиоактивных, цветных, редких, черных металлов, мусковита и др. Рассматривая эту проблему, А. В. Сидоренко подчеркивал необходимость углубленного изучения многократно повторяющихся процессов седиментогенеза и метаморфизма (в том числе ультраметаморфизма) пород, так как именно эти процессы обусловили отличный от фанерозоя «эндогенный» облик докембрийских формаций [10].

Все многообразие породо- и рудообразующих процессов составляет два принципиально отличных класса явлений: созидательный и преобразующий. В класс созидательных входят плутогенные и седиментогенные процессы; диаметаморфогенные и другие аналогичные процессы составляют второй большой класс явлений. Сами по себе эти яв-

ления ничего не создают. Они только преобразуют то, что возникло в связи с седиментогенезом и магматизмом.

Поведение преобразуемого вещества предопределяется его исходными вещественными и структурно-текстурными параметрами, являющимися функцией среды образования породы [3]. Интенсивность преобразований и среда породообразования зависят от тесно взаимосвязанных между собой тектонического режима и климата, т. е. имеют единую первопричину. Этим определяется неразрывная связь созидательных и преобразующих эндогенных и экзогенных факторов образования пород и руд. В полном виде эта связь описывается замкнутыми спаренными между собой дометаморфическими и метаморфическими кругами — циклами. Дометаморфический цикл включает гипергенные, седиментогенные, вулканоплутонические и сопровождающие их диagenетические, аутометасоматические, эпигенетические и гипогенные процессы. Метаморфический цикл объединяет разнотемпературные процессы прогрессивного и регрессивного преобразования пород. Связующими звеньями между этими циклами выступают гипергенные и гипогенные факторы. Первые, обеспечивая экзогенное преобразование эндогенных формаций, переводят магматогенное и метаморфо-метасоматическое вещество в осадочное; вторые являются предвестником начала метаморфо-метасоматического цикла, преобразующего исходное состояние вещества (в том числе осадочных и гипергенных пород) в эндогенное. При благоприятных условиях метаморфизма в неизменном состоянии остаются только метаморфогенные образования регрессивной стадии метаморфического цикла; все остальные, включая и структурно-вещественные характеристики прогрессивной стадии метаморфического цикла, видоизменены. Вполне понятно, что изменялись не только породы, но и связанные с ними руды.

Условиями многих исследователей доказано многократное последовательное проявление в докембрии дометаморфических экзогенных и эндогенных процессов. При этом образования ранних циклов играли (по отношению к вещественным проявлениям новых циклов) роль вмещающей рамы, субстрата, источника, структурно и вещественно приспособляясь к условиям новых динамических и термальных режимов. Очевидно, что учет всех этих явлений, их породо- и рудообразующее значение и место в формировании промышленных руд — безусловное условие полноты и достоверности знаний закономерностей распределения месторождений полезных ископаемых, их эффективного прогнозирования и поисков. Отсюда следует, что металлогенетический анализ и основывающаяся на нем прогнозная оценка на полезные ископаемые составляют высшую, ступень познания геологических объектов. Важнейшие непеременные элементы его — палеорекострукции (географические, вулканологические, интрузивные, метаморфо-метасоматические, тектонические, металлогенетические), основа осуществления которых — принцип эволюционно усложняющегося единства докембрия и фанерозоя [8, 9].

Сравнительный генетический анализ докембрийских и фанерозойских осадочных, вулканогенных, интрузивных и связанных с ними гидротермальных и метасоматических образований свидетельствует о единстве общих закономерностей и периодичности породо- и рудообразующих процессов на всем протяжении геологической истории Земли. Наиболее яркое свидетельство такого единства — цикличность осадконакопления и строгая закономерная связь между этапностью развития трансгрессий и регрессий бассейнов, с одной стороны, и этапностью вулканизма, интрузивного магматизма, складчатости и метаморфо-метасоматических преобразований пород — с другой. Докембрийские циклы [6], как и фанерозойские, отмечают последовательное и направленное развитие территорий от состояния пенепленизированной суши к обстановке их максимального погружения и накопления в их пределах наиболее глубоководных отложений и постепенного поднятия и более или менее полного осушения. Так же, как и в фанерозое [1], начальным этапам докембрийских циклов свойственны проявления магматизма преимущественно основного состава; для средних и конечных этапов этих циклов характерно существенное усиление вулканизма и роли интрузий ультраосновного и основного в начале, среднего и кислого состава — в конце цикла; завершающие этапы сопровождаются складчатостью, гранитообразованием, метаморфизмом и метасоматозом.

Поразительно соответствие продолжительности и этапности развития бассейнов осадконакопления фанерозойских и докембрийских циклов. В восточной части Балтийского щита в интервале времени 2750—1650 млн. лет проявились семь полных трансгрессивно-регрессивных циклов (от древних к молодым): сумийский, сариолийский, сегозерский, онежский, ладожский, велсийский и хогландский [4]. Имеющиеся датировки геохронологических рубежей устанавливают продолжительность каждого такого цикла в 150—200 млн. лет, в среднем около 160 млн. лет. Именно такими цифрами, как известно, определяется продолжительность фанерозойских циклов. Каждый из перечисленных циклов объединяет две-три мегаволны трансгрессий и одну-две мегаволны регрессий; и те и другие в свою очередь фиксируют две-три макроволны (распадающихся на мезо- и микроволны) развития бассейнов. Такое же строение свойственно фанерозойским циклам. Образования каждой волны развития бассейнов отмечают неповторимый этап направленного развития литосферы и характеризуются комплексом своих, более или менее четко выраженных, в том числе и специфических металлогенических особенностей.

Сравнительное сопоставление результатов проявления разновозрастных циклов вскрывает периодичность развития литосферы, более крупную, чем циклы. Она устанавливается как мегациклы. В истории Балтийского щита их пять: саамский, лопийский, карельский, рифейский и фанерозойский [4, 5]. Каждый мегацикл знаменует преобразование литосферных плит, охватывающих весь комплекс явлений от начала деструкции стабилизированности областей до полной консолидации земной коры. Соответственно ранние и средние циклы полных мегациклов знаменуют преимущественное поступательно-прерывистое расширение и углубление бассейнов осадконакопления при одновременной направленной базификации литосферы; поздним и завершающим циклам свойственны резкое усиление складчатых деформаций, широкое проявление гранитизации, увеличение площадей интенсивности метаморфизма, всеобщее поднятие и глубокая денудация. Геологическое выражение результатов этих процессов — структурно-денудационные поверхности в основании осадочного чехла древних платформ на границе верхнепротерозойского (рифейского) и нижнепротерозойского (карельского — афебийского) комплексов, между протерозоем и археем, в основании комплексов пород, заполняющих структуры типа так называемых архейских зеленокаменных прогибов. Все они сопровождаются корами химического выветривания.

Время становления и геологическое выражение перечисленных границ не одинаковы для разных структур и сильно отличаются на разных континентах. Однако сформировавшие их процессы вписываются в достаточно четкие возрастные границы, соответствующие примерно интервалам времени 600—900, 1600—1900, 2600—2900 и 3600—3900 млн. лет назад, т. е. продолжительностью 300 млн. лет каждый. Именно эти временные интервалы устанавливаются как глобальные орогенические или метаморфические эпохи. Более полно отражает их геологическую сущность введенное А. А. Богдановым и развиваемое И. Б. Борукаевым понятие кратонизация. По сути своей они знаменуют революционные эпохи в формировании слоистого строения литосферы. Основную созидательную роль в становлении слоистых оболочек земной коры играли более длительные по времени (700 млн. лет) эволюционные этапы мегациклов. Заключительные стадии эволюционного развития мегациклов отмечаются максимальной активностью биогенных факторов литогенеза и наиболее мощным конседиментационным рудообразованием. Для революционных этапов, наряду с вулканоплутогенным и гипогенно-гидротермальным рудообразованием, характерны повсеместное термальное преобразование уже сформировавшихся пород и руд и их переход в метаморфо-метасоматическое состояние. Судя по закономерностям вертикального размещения литогенетических формаций, эволюционные этапы тектогенеза сопровождались гумидным, революционные — аридным климатами; при этом для начала и середины циклов были характерны условия жаркого климата; завершающим этапам циклов, часто сопровождавшимся мощным вулканизмом, свойственны признаки формаций ледового или осадочно-вулканогенного литогенеза.

Таким образом, каждый полный мегацикл представлен начальным эволюционным

и поздним революционным полукругами экзогенно-эндогенного круговорота пород и рудообразующего вещества; докембрийские мегациклы полные, фанерозойский — неполный и представлен только образованиями эволюционного полукруга. Важнейшее следствие этого — то, что фанерозойские образования, в отличие от докембрийских не прошли основную стадию метаморфо-метасоматических преобразований.

Очевидно, что чем древнее цикл, тем больше количество раз его структурно-вещественные и металлогенические проявления испытали на себе воздействие тектонических, метаморфо-метасоматических и гипогенно-гипергенных преобразований и тем ближе они по своим термально-структурным характеристикам эндогенным формациям. Вместе с тем вполне отчетливы признаки необратимо направленного развития литосферы. Они свидетельствуют о том, что образования каждого цикла, каждой его стадий, фаз и импульсов знаменуют неповторимые этапы развития внешних и внутренних оболочек Земли; уместно предположить и соответствующие изменения их металлогенической специализации.

Исключительно сложная временная составляющая металлогенического анализа докембрийских щитов усугубляется не менее сложной их структурно-фациальной неоднородностью.

На примере карелид восточной части Балтийского щита установлено, что в раннем докембрии (как и в фанерозое) сосуществовали, закономерно и последовательно сменялись во времени и мигрировали на площади четыре основных типа тектонических режимов и соответствующих им структур и процессов: платформенные, рифтогенные, геосинклинальные и орогенные. В начале мегациклов доминировали платформенная и рифтогенная обстановки, в середине — геосинклинальная, в конце — орогенная. Области преимущественно платформенного литогенеза характеризуются низкими ступенями метаморфизма, слабым проявлением и низкотемпературным типом орогенных процессов и явлений тектоно-магматических активизаций; для областей геосинклинального литогенеза типичны высокотемпературный метаморфизм и метасоматоз, интенсивное и полное проявление всей гаммы орогенных образований и более интенсивные процессы тектоно-магматических активизаций.

Из анализа следуют по меньшей мере три чрезвычайно важных для металлогенических построений вывода.

1. Время и место проявления тектонических режимов в докембрийские (как и в фанерозойском) мегациклы были разными для разных структур.

2. В эпоху раннедокембрийских мегациклов сосуществовали три тектонически разные области.

Первый тип структур представлен Карельским мегаблоком, прошедшим в раннем протерозое развитие по схеме платформа—рифт—платформа—ороген или платформа—ороген. Здесь нижнепротерозойская оболочка (сариилий, ятулий, суйсарий) метаморфизована в фацию зеленых сланцев, полого дислоцирована, не прорвана гранитоидами и сложена высокочувствительными мелководными отложениями в чередовании с траппами.

Второй тип структур характеризует Свеко-Ладожский мегаблок, развивавшийся в нижнем протерозое по схеме платформа—геосинклиналь—ороген; для него типичен высокоградиентный зональный метаморфизм, широкое проявление гранитизации и метасоматоза, сложная изоклинальная складчатость, тектоническое «эшелонирование» и преобладающее распространение пелагических, в том числе турбидитных, отложений в ассоциации с подводными лавами основного, кислого и реже ультраосновного состава.

Третий тип структуры, занимающий пограничное положение между двумя другими (Печенгско-Имандроворзугский, Пана-Выгозерский, Мало-Янисярвинский структурные пояса восточной части Балтийского щита), обладает конвергенцией признаков как платформенных, так и геосинклинальных структур и отличается ясно выраженной зональностью метаморфизма, складчатости, осадконакопления и соответственно рудогенеза. Для него намечается развитие по схеме платформа—рифт—геосинклиналь—ороген. Последовательная смена типов тектонических режимов и соответственно конвергенция

типов тектонических структур определяет политектонический характер раннедокембрийских тектогенов и, как следствие этого, дискуссионность трактовки их тектонической природы.

3. Развитие земной коры в течение полного мегацикла шло от платформенного к геосинклинальному (через рифтогенное), затем к орогенному и снова к платформенному состояниям.

4. Структуры с различным тектоническим режимом развития соприкасаются по тектоническим швам, которые фиксируют блоки, отделенные глубинными разломами; возможно, имеет место сочленение сегментов литосферы, ранее отделенных друг от друга [11].

Сравнительный анализ времени и мест проявления определяющих параметров экзогенных и эндогенных породо- и рудообразующих процессов раннепротерозойского мегацикла на территории восточной части Балтийского щита показывает следующее.

1. Единую направленность и тесную взаимосвязь экзогенных и эндогенных породо- и рудообразующих процессов. Существование такой связи особенно наглядно проявляется при сравнении палеогеографических, палеотектонических и палеометаллогенических схем со схемами метаморфической, геохронологической и тектонической зональности.

2. Эволюцию тектонического режима земной коры в течение полного докембрийского мегацикла от платформенной стабилизации через все переходные стадии активизации к режиму максимального раскрытия областей морского осадконакопления и проникновения на поверхность ультраосновного расплава («океанизация») и далее к режиму закрытия бассейнов осадконакопления, всеобщего термодинамического преобразования вновь сформированного стратиграфического слоя литосферы и тектонической стабилизации областей завершённой складчатости, определявшей окончательный переход территории в кратонное состояние.

3. Проявление в раннепротерозойском мегацикле истории Земли (как это свойственно фанерозою, согласно Е. Е. Милановскому [2]) следующих одна за другой эпох усиления деформаций сжатия и растяжений. На протяжении первых 600 млн. лет (от 2750 до 2150 млн. лет) раннепротерозойского мегацикла пульсационная смена эпох расширения (первая половина каждого цикла) и сжатия (вторая половина циклов) шла на фоне направленного преобладания расширения над сжатием, что свойственно фанерозою. Во второй половине мегацикла, в период от 2150 до 1650 млн. лет ритмичная смена эпох расширения и сжатия, или трансгрессий и регрессий, шла на фоне направленного сжатия; это, возможно, способствовало постепенной консервации в земной коре мощной тепловой энергии и ее разгрузке, обусловившей отличный от фанерозоя, регионально метаморфизованный и гранитизированный облик раннепротерозойской стратисферы (как и докембрия вообще).

Выведенная модель строения и развития докембрийской стратисферы и прослеживание с помощью этой модели эмпирических связей рудных объектов со стратиграфическими уровнями и соответствующими им по возрасту интрузиями, типами пород, литогенетическими ассоциациями, фациально-палеогеографическими, палеовулканическими и палеотектоническими обстановками, приводит к существенной доработке и принципиальным уточнениям существующих представлений, а в итоге к разработке новой модели раннедокембрийского рудогенеза. Сущность этой модели сводится к тому, что докембрийский рудогенез предопределялся теми же общими закономерностями, что и рудообразование в фанерозое. Особенности его являются: а) огромная продолжительность, полициклическое проявление и последовательное наложение друг на друга экзогенных и эндогенных процессов, их конвергенция и в основном единое рудоконцентрирующее направление рудообразующих и рудопреобразующих процессов; б) полигенность и полихронность рудных формаций; в) более высокий, по сравнению с фанерозоем, метаморфизм рудных концентраций, обеспечивший дополнительную контрастность сингенетичных руд и возникновение новых рудных залежей, а следовательно, увеличение количества и объемов рудных объектов, рентабельных для промышленного освоения; г) предполагаемая специфичность палеогеохимических обстановок и

меньшая мощность земной коры, обеспечивших более активное, чем в фанерозое, участие в процессах экзогенеза, эндогенных поступлений рудного вещества.

На основе этой модели одновременно с существенным уточнением рудообразующих и рудолокализирующих факторов, усовершенствованием системы критериев прогнозирования теоретически намечается принципиально новая метагипергенная группа метаморфогенной серии (в понимании В. И. Смирнова) месторождений благородных, цветных, редких и черных металлов. Поскольку такие месторождения перекрыты более молодыми докембрийскими отложениями, вместе с которыми они метаморфизованы и дислоцированы, их обнаружение связано с организацией глубинных поисков. Наиболее благоприятна для поисков метагипергенных месторождений зона контакта протерозоя и архея, в первую очередь погребенные прибортовые части раннепротерозойских синклинозных структур в узлах их пересечения с архейскими зеленокаменными прогибами.

* * *

Все изложенное приводит к ряду построений, открывающих принципиально новые перспективы совершенствования теории и практики прогнозно-металлогенической оценки докембрийских щитов. Главные из них сводятся к следующему.

1. Земная кора докембрийских щитов — многоэтажное структурно-вещественное сооружение, сформированное в процессе многократного проявления полных мегациклов экзогенных и эндогенных породо- и рудообразующих процессов последовательного усложнения состава, тектонического строения и металлогении литосферы. На Балтийском щите проявились пять неповторимых мегациклов: четыре полных, продолжительностью около 1000 млн. лет каждый, и один неполный.

2. Каждому мегациклу соответствует сложно построенная полигенная структурно-вещественная оболочка Земли, составляющая самостоятельное стратиграфическое подразделение первого ранга, продолжительностью до 1,8 раза времени фанерозоя. На примере нижнепротерозойской (карельской) оболочки устанавливается, что такие подразделения объединяют до семи стратонов, равноценных группе (эротеме), не менее 20 подразделений, соизмеримых с системами, и до 50 и больше единиц ранга отдела фанерозоя. Более мелкие, на современном уровне знаний, сугубо местные стратиграфические единицы, соизмеримы с подотделами, ярусами и зонами.

3. Генетические параметры раннедокембрийских отложений характеризуют континентальную, переходную и морскую обстановки осадконакопления, выделенные Н. М. Страховым для фанерозоя, гумидного, жаркого, аридного, осадочно-вулканогенного и предположительно ледового типов литогенеза. Во всех этих обстановках существовало биогенное вещество. Расцвет раннедокембрийских биосфер совпадает с максимальными трансгрессиями и главными эпохами пикрито-базальтового вулканизма, непосредственно предшествовавшими инверсионной стадии развития литосферы.

4. В составе раннедокембрийских оболочек Земли устанавливаются парагенетические ассоциации пород платформенного, рифтогенного, геосинклинального и орогенного (в понимании Н. В. Хераскова) классов формаций. Соответствующие им тектонические режимы и рудообразующие процессы мигрировали по площади региона и эволюционировали, согласно цикличности и общей направленности тектогенеза, от пульсационно-прогрессирующего расширения в первой половине мегациклов до преимущественного сжатия в их завершающие этапы. Тектогенез первой половины мегациклов подчинялся закономерностям фанерозойского тектогенеза. Вторая половина мегациклов отличалась существенно иным тектогенезом, что частично и обусловило специфичность раннедокембрийских формаций и тектонических структур.

5. Определяющей закономерностью геологического развития и металлогенической специализации земной коры в раннем докембрии является полицикличность, пространственно-временная сопряженность и генетическая взаимообусловленность экзогенных и эндогенных породо- и рудообразующих процессов.

6. Рудоносность раннедокембрийских оболочек Земли, факторы локализации в них промышленных месторождений полезных ископаемых и критерии их прогнозирования

предопределяются закономерностями развития территорий в дометаморфические этапы и постметаморфическими тектоно-магматическими активизациями.

7. Единство развития неорганической и органической материи, отраженное на протяжении обозримой геологической истории Земли в этапах развития палеобассейнов, обеспечивает единство принципов и методических приемов стратиграфического расчленения, металлогенической периодизации и прогнозно-металлогенической оценки докембрия и фанерозоя. Основу этого единства составляют палеорекострукции, осуществление которых предопределяет комплексное литогенетическое изучение метаморфических образований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М.: Госгеолыздат, 1955. 88 с.
2. Милановский Е. Е. Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизма Земли в фанерозое (проблема пульсаций и расширения Земли). — Геотектоника, 1978, № 6, с. 3—16.
3. Негруца В. З. Литогенетические предпосылки метаморфогенного рудообразования (сравнительное сопоставление гипергенного и метаморфогенного рудогенеза). — В кн.: Метаморфизм раннего докембрия. Апатиты, 1979а, с. 29—31.
4. Негруца В. З. Основные подразделения региональной стратиграфической шкалы докембрия восточной части Балтийского щита. — Докл. АН СССР, 1979б, т. 244, № 1, с. 165—169.
5. Негруца В. З., Загородный В. Г., Стенарь М. М. Тектоника раннего докембрия восточной части Балтийского щита. — В кн.: Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л.: Недра, 1980, с. 5—17.
6. Негруца В. З., Саломон А. П. Геологические позиции месторождений полезных ископаемых северо-запада РСФСР. — В кн.: Новое в геологии месторождений полезных ископаемых северо-запада РСФСР. М.: Геол. фонд РСФСР, 1979, с. 11—23.
7. Ронов А. Б. Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 79 с.
8. Сидоренко А. В. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия. — Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 1, с. 166—169.
9. Сидоренко А. В. Докембрийские коры выветривания поверхности выравнивания эпохи континентальных перерывов в истории докембрия. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: Наука, 1970, с. 5—15.
10. Сидоренко А. В. Металлогения докембрия в свете экзогенных и метаморфических процессов. — В кн.: Минеральные месторождения докембрия: (Междунар. семинар ООН). М., 1979, с. 3—12.
11. Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1978. 210 с.

УДК 550.4 : 553.641 : 551.71/72

Н. И. ЮДИН, Л. Я. ПЛОТНИКОВА

К ВОПРОСУ О ГЕОХИМИИ МЕТАМОРФОГЕННЫХ АПАТИТОНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

Метаморфогенная апатитоносность, генетически тесно связанная с докембрийскими осадочно-метаморфическими гнейсово-мраморной, мраморно-сланцевой и мраморной формациями, широко развита на территории СССР (Центральный Алдан, Анабарский и Украинский кристаллические щиты, Становой, Хамардабанский и Восточно-Саянский хребты, Сангиленский массив), а также п-ва Кореи, Китая, Канады и Австралии [23]. Она проявляется по-разному. В одних случаях, фосфатное вещество в виде вкрапленности апатитовых зерен равномерно и иногда в небольших количествах рассеяно в осадочно-метаморфических толщах, в других — наблюдаются залежи пластовых апатитовых руд, а в третьих, в зонах приразломных метасоматитов образуются промышленные гидротермально-метасоматические месторождения апатитов.

Среди метаморфогенных апатитоносных формаций выделяются два основных типа: осадочно-метаморфический и гидротермально-метасоматический. Они приурочены к древним щитам, геосинклинальным областям, а также к зонам долгоживущих разломов.

Наиболее характерный представитель осадочно-метаморфического типа формаций в СССР — апатитоносная гнейсово-мраморная формация Юго-западного Прибайкалья [24]. Стратиграфически она приурочена к верхам слюдянской серии верхнего архея (?), сложенной преимущественно карбонатными породами. Формация прослеживается с запада на восток до 300 км, сохраняя мощность от 600 (Хамардабано-Мойготский район) до 1500 м (Слюдянский район). Формация имеет ритмичное строение, выражающееся в чередовании карбонатных апатитоносных горизонтов с горизонтами гнейсов и кристаллических сланцев. Наблюдается определенная стратиграфическая приуроченность и выдержанность апатитоносных горизонтов по простиранию в пределах формации. Так, например, в Слюдянском районе апатитоносный горизонт A_2C^3 , залегающий в самых верхах формации, прослежен с запада на восток от р. Малая Быстрая до р. Безымянная более чем на 40 км и представлен мраморами, кварцитами, диопсидовыми, амфиболовыми и другими сланцами. В этом горизонте развиты линзовидные и пластовые залежи апатит-кварц-диопсидовых, апатит-кварц-диопсид-карбонатных, апатит-кварц-карбонатных и апатит-карбонатных руд, занимающих различное стратиграфическое положение в разрезе. Основные рудообразующие минералы в различных количественных соотношениях — кальцит, доломит, кварц, диопсид и апатит. В качестве примеси присутствуют тремолит, скаполит, полевые шпаты, флогопит. Среди апатитовых руд Слюдянского района широко распространены разновидности, в которых наблюдается чередование кварцевых, диопсидовых и смешанных прослоев; границы прослоев, как правило, четкие, хотя наблюдаются и расплывчатые, что связано с вторичными процессами преобразования. Выделяются грубополосчатые с мощностью от 10 до 30 см, полосчатые от 2 до 10 см, тонкополосчатые от нескольких миллиметров до 2 см руды.

Апатит представлен в подавляющей своей массе мелкими округлыми зернами светлоголубого и голубого цвета размером от 0,1 до 0,5 мм. В табл. 1 приведен химический анализ слюдянских апатитов, который является фторапатитом, характеризующимся пониженным по сравнению с лаокайскими и каратаускими апатитами содержанием фтора и присутствием серы. Хотя М. С. Сахарова [17] отмечает, что ею не обнаружено ни в одном из изученных образцов метаморфогенных апатитов Слюдянки присутствия редких земель, В. З. Блисковский [2] указывает на содержание суммы редких земель в слюдянском апатите 0,032%, а Н. И. Юдин и А. А. Арсеньев [24] отмечают, что спектральными анализами в слюдянских и обрубских апатитах установлено присутствие свинца, меди, бария, бора, марганца, стронция и других элементов. Диопсид, как и апатит, представлен мелкими (0,05—0,5 мм) округлыми зернами белого цвета. Округлозернистая, а не призматическая форма апатита и диопсида — свидетельство их осадочно-метаморфического генезиса.

Широким развитием в разрезе мраморно-гнейсовой апатитоносной формации пользуются графитсодержащие мраморы. Графит в них наблюдается в виде тонких стратифицированных слоев, крупных чешуй, равномерно рассеянных в породе и в тонкораспыленном состоянии. Помимо мраморов графит встречается в биотит-гранатовых гнейсах. Формация содержит в своем составе горизонты биотит-гранат-силлиманитовых гнейсов с графитом. Интересно, что в самом апатите из слюдянской серии химическим анализом установлено присутствие (0,01—0,15%) углерода.

Глубокое преобразование первичных пород затрудняет достоверное восстановление типов первичных осадочных пород, за счет которых возникли наблюдаемые сейчас отложения слюдянской серии Юго-Западного Прибайкалья, но Л. Н. Никитина [16] считает, что мраморы, пироксеновые гнейсы, амфиболиты и амфиболовые гнейсы, биотит- и гранат-биотитовые гнейсы возникли за счет известняков, доломитов, известковистых кварцевых песчаников (кварц-диопсидовые породы), известковистых мергелей (пироксеновые гнейсы), мергелей и глинистых мергелей (амфиболиты и амфиболовые сланцы), глинистых осадков (биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы).

Апатитоносные кварц-диопсидовые породы слюдянской серии, по мнению большинства исследователей, образовались за счет первично-осадочных фосфоритоносных отложений (известковистых фосфатизированных песчаников или фосфатизированных крем-

Таблица 1. Химический состав фосфоритов и их метаморфических аналогов, %

Компонент	Фосфория (США), пермь [5]	Чулактау [Каратау, СССР], нижний кембрий [18]	Бурэнхан [ХФБ, Монголия], нижний кембрий [25]	Сангилен [Тува, СССР], рифей [22]	Чулактау [Каратау, СССР], нижний кембрий [18]	Лаокай (Вьетнам), кембрий-ордовик [14]	Слюдянка [Юго-западное Прибайкалье, СССР, архей [26]
P ₂ O ₅	26,11	25,34	29,44	18,09	26,35	26,31	6,56
CaO	40,76	38,23	41,47	25,25	42,46	43,55	15,01
MgO	0,58	4,33	0,96	0,62	3,01	4,86	4,00
F	2,37	2,05	0,79	1,07	2,13	2,50	1,34
CO ₂	5,98	7,10	4,50	0,15	8,00	12,32	2,55
SiO ₂	7,57	15,68	17,68	12,38	11,64	5,52	66,68
Al ₂ O ₃	1,55	2,35	2,16	0,78	1,75	0,65	0,11
Fe ₂ O ₃	0,90	0,85	0,86	отс.	0,68	1,26	1,12
FeO	Нет данных	1,00	0,28	1,44	1,00	0,18	0,29
MnO	Сл.	0,32	0,022	Отсутств.	0,32	0,53	Сл.
TiO ₂	Нет данных	0,10	Нет данных	0,24	0,10	Нет данных	Отсутств.
K ₂ O	0,24	0,67	0,30	0,08	0,52	«	0,58
Na ₂ O	0,67	0,09	0,14	Сл.	0,09	«	0,13
C _{орг}	До 6,98	До 0,10	До 1,0	До 38,9	До 0,10	До 0,29	Нет данных
SO ₃ + S	4,94	0,26	0,10	0,06	0,26	0,60	0,16
H ₂ O	Нет данных	0,88	0,83	0,70	0,68	Нет данных	0,66

нисто-доломитовых осадков) в результате регионального метаморфизма; при этом произошла полная перекристаллизация фосфатного вещества и выделение его в виде зернистого апатита.

По мнению Н. И. Юдина и А. А. Арсеньева [24] апатитоносные кварц-диопсидовые породы (apatитовые руды) в слюдянской серии (Обруб, Слюдянка, Сюточкина падь, р. Малая Быстрая и др.) всюду имеют очень близкий химический состав, что указывает на общность условий образования апатитовых руд слюдянской серии. Анализ распределения ряда химических элементов, обнаруженных полуколичественным спектральным анализом, содержащихся в кварц-диопсидовых породах слюдянской серии показывает, что характер распределения почти всех элементов в этих породах идентичен на всей территории Юго-западного Прибайкалья. Только в восточной части Юго-западного Прибайкалья отмечается более высокое содержание фосфора в кварц-диопсидовых апатитоносных породах, чем в его западной части; то же самое замечено и в отношении марганца. Наблюдается идентичность распределения элементов в кварц-диопсидовых породах и мраморах и несколько отличный характер распределения элементов в кальцифирах. Это связано, по-видимому, с тем, что кварц-диопсидовые породы и мраморы образовались за счет единого комплекса первичных кремнисто-карбонатных осадочных отложений, а кальцифиры формировались за счет первично-осадочных пород, в которых существенную роль играл глинистый материал, содержащий более высокие концентрации алюминия, железа, титана, ванадия.

Многие черты сходства со слюдянским типом имеет осадочно-метаморфическая мраморно-гнейсовая апатитоносная формация Центрального Алдана, распространенная главным образом в его восточной части и приуроченная к горизонту диопсид-плаггиоклазовых сланцев и карбонатных пород иенгрской серии верхнего архея. К этому горизонту приурочена большая часть железорудных и флогопитовых месторождений, а также метаморфических проявлений апатита. Апатитовые проявления в большинстве

своим располагаются на месторождениях флогопита (Каталах, Эмельджак, Канку) или железных руд (Таежное и др.).

Апатиты метаморфического типа в Центральном Алдане содержат повышенное количество (до нескольких процентов) редкоземельных элементов церий-лантановой группы с преобладанием церия над лантаном.

По данным Г. Б. Гиммельфарба [8] в карбонатных породах иенгской серии, с которыми связан апатит, концентрации стронция, бария, никеля, кобальта, хрома, ванадия, цинка, свинца, молибдена, олова и бора сопоставимы с содержанием их в более молодых карбонатных породах осадочного происхождения и земной коры в целом.

Об осадочно-метаморфическом генезисе апатитов Центрального Алдана свидетельствуют его приуроченность к кальцифирам и диопсидовым породам, занимающим в разрезе федоровской свиты определенное стратиграфическое положение, а также полосчатая текстура выделений, повторяющаяся слоистость, повсеместная пространственно-генетическая связь проявлений апатита с месторождениями флогопита и железа, имеющих, по мнению многих исследователей, осадочное происхождение. Апатит же образовался за счет первичных вулканогенно-осадочных пород, содержащих фосфор и, возможно, включения фосфоритов.

По минеральному составу и парагенетическим ассоциациям слюдянские и алданские апатитоносные образования имеют сходство с апатитовыми рудами известных месторождений Малого Каратау в Южном Казахстане и Лаокайского бассейна во Вьетнаме, возникших при контактовом и региональном метаморфизме заведомо осадочных фосфоритоносных отложений.

На ряде месторождений Каратауского бассейна степень изменения фосфоритов, переход их в метаморфизованные апатиты различны и зависят от их расстояния от крупных гранитных интрузий, прорвавших в юго-восточной части бассейна отложения нижнего палеозоя, в том числе и фосфоритоносную свиту. Если на месторождениях Джетымчоку и Котурбулак фосфориты слабо метаморфизованы, то на месторождениях Насынкуль и Сулейман-сай они представлены полностью метаморфизованными породами, а на месторождениях Чулактау и Тешик-тас по простиранию пластов наблюдается постепенный переход от неизмененных фосфоритов к метаморфизованным апатитовым рудам различного состава [7].

Под воздействием контактового метаморфизма карбонатные и кремнистые породы преобразовались соответственно в кальцитовые и доломитовые мраморы, кремнистые сланцы и кварциты. За счет примесей доломита, кремнезема и глинозема в фосфоритах и вмещающих их породах развиваются новые минеральные ассоциации. В наиболее высокотемпературных зонах образуются устойчивые ассоциации — кварц-талк-тремолит и кварц-кальцит-диопсид, в соответствии с чем первичные фосфатные структуры разрушаются и замещаются микрокристаллическим апатитом; при этом образуются кварц-apatитовые руды за счет кремнистых фосфоритов, не содержащих доломит, и кальцит-apatитовые руды за счет чисто карбонатных фосфоритов. В зоне, непосредственно контактирующей с гранитами, развиваются диопсид-apatитовые руды. Помимо этих минералов, присутствуют кальцит, флогопит, паргасит, флюорит и др. Апатит здесь представлен призматическими кристаллами размером 0,6—0,8 мм, имеющими несколько округленные как бы оплавленные грани, весьма схожие со слюдянскими.

Апатитовые руды Лаокайского бассейна во Вьетнаме, по А. Ф. Калмыкову [13], — обычные пластовые фосфориты геосинклинального типа, измененные в результате регионального метаморфизма и перекристаллизации морских осадков без какого-либо заметного перераспределения веществ в пространстве; при этом фосфат был превращен в тонкодисперсный апатит, глинистый материал в чешуйки мусковита; терригенный кварц и хемогенный карбонат тоже подверглись перекристаллизации и бластезу. Лаокайский бассейн по характеру строения фосфатной серии и масштабам фосфатонакопления аналогичен Каратаускому бассейну.

Стратиграфическая приуроченность и выдержанность апатитоносных горизонтов по простиранию, ритмичное строение мраморно-гнейсовой формации, парагенетические ассоциации минералов в апатитовых породах, а также насыщенность отдельных

Таблица 2. Элементы-примеси в фосфоритах и их метаморфических аналогах (%)

Элемент	Фосфория (США), фосфориты, пермь [4,9]	Алтае-Саянская складчатая область, (СССР) фосфориты, рифей кембрий [15]	Каратау (СССР), фосфориты, нижний кембрий [19]	Бурэнхан (ХФБ, МНР), фосфориты, нижний кембрий [25]	Сангилен (Тува, СССР) фосфориты, рифей [3]	Слюдянка (Юго-Западное Прибайкалье, СССР) апатиты, архей [24]
1	2	3	4	5	6	7
U	0,003—0,021	0,0026	0,00036**	0,00002— —0,005 ⁴	Нет данных	Нет данных
ΣTR+V	0,04—0,162	0,005	0,09	0,009— —0,030 ⁵	0,030 ⁶	Сл.—0,89 *7
Sr	0,03—0,1	0,03	0,79	0,07—0,1 ⁴	0,01—0,1	0,001—0,1
As	0,0001— —0,005	0,01	0,00004— 0,000042	0,001 ⁴	Нет данных	—
Cu	0,0003—	0,01—0,02	Нет данных	0,001—0,003	«	0,0001—0,01
Pb	0,0001— —0,003	0,003—0,01	0,00006— —0,0048	Сл.	0,0001— —0,001	0,001—0,01
Mo	0,0005—0,01	0,0009— —0,005	0,001	Сл.—0,0001	0,0001— —0,001	0,0001—0,01
Cr	0,01—0,3	0,02—0,3	0,008	0,001—0,04	0,0001— —0,001	0,0001—0,1
V	0,001—0,1	0,001—0,3	0,0031	0,003	0,0001— —0,001	0,0001—0,01
Mn	0,001—0,01	0,09—2,5	До 1	0,006—0,02	—	0,001—1
Ni	0,0003—0,03	0,012	—	0,001—0,003	0,0001—0,001	0,0001—0,1
Co	0,001	0,001	—	Сл.	—	0,0001—0,01
B	0,005	0,004—0,01	0,0001*** —0,005	—	—	—
Se	0,005— —0,0015	—	—	—	0,0005	—
Zn	0,001—0,01	0,003	Нет данных	—	0,001—0,01	Нет данных
Ba	0,01—0,03	0,02—0,1	0,01—0,5 ³	0,01—0,3	0,001—0,1	0,001—0,1
Ag	0,00001— 0,001	0,0005	0,21	0,00003— 0,0001	0,0001— —0,001	Нет данных
Be	0,00005— —0,0001	0,0005	2,8 · 10 ⁻⁴ *4	0,0001	0,001—0,01	«
Ti	0,02—0,2	0,1—0,47	0,01—0,5 ⁵	0,001—0,2	—	0,001—1
Cd	0,005—0,03	0,0003	—	—	0,0001— —0,001	—
Ga	0,001	—	0,0002	—	0,0001—0,001	0,0001—0,001
C _{орг}	0,01—6,3	0,7—0,56	0,1	0,15—0,47	38,91	0,01—0,15

* По данным В. З. Блискового [2]. ** По данным В. Н. Холодова [19]. *** По данным В. Н. Холодова и В. З. Блискового [20]. *4 По данным А. В. Ильина [11]. *5 По данным А. В. Ильина и Г. И. Ратникова [12]. *6 По данным В. Н. Холодова и Д. А. Миңеева [21]. *7 По данным З. В. Васильевой [6].

горизонтов гнейсов высокоглиноземистыми минералами и углеродом, обогащенность отдельных пачек мраморов графитом, отчетливая слоистость и согласное положение апатитоносных горизонтов, комплекс элементов-примесей, характерный для осадочных отложений, сходство минеральных ассоциаций и химического состава фосфоритов и их метаморфических аналогов (см. табл. 1) — все это в совокупности отражает свойственные осадочному литогенезу структурно-фациальные условия осадконакопления и фосфоритообразования в верхнем архее — нижнем протерозое, с одной стороны, а с другой — последующие изменения фосфоритоносных пород в результате метаморфических процессов, связанных с региональным метаморфизмом, магматической деятельностью и наложенным метаморфизмом. Апатитовые месторождения и проявления этого типа в целом сохраняют основные черты, свойственные фосфоритоносным отложениям. Это касается также и вопроса о распределении в них элементов-примесей.

Известно, что для фосфоритоносных формаций, независимо от их возраста и типа, характерна определенная группа элементов-примесей, прежде всего таких, как U,

Таблица 3. Содержание и состав редкоземельных элементов в фосфоритах и их, метаморфических аналогах, % (в штуфных пробах, концентратах фосфатного вещества)

Компонент	Фосфория (США), фосфориты, пермь [5]	Сейбинское (СССР) фосфориты, рифей-кембрий [2]	Бурэнхан (ХФБ, Монголия), фосфориты, нижний кембрий [25]	Сангилен (Тува, СССР), фосфориты, рифей [2]	Каратау (СССР, фосфориты, нижний кембрий [2]	Лаокай (Вьетнам), апатиты кембрий-ордовик [2]	Слюдянка (Юго-Западное Прибайкалье, СССР), апатиты, архей [2]
P ₂ O ₅	30,5	26,92	29,44	19,18	31,11	37,83	40,11
ΣTR ₂ O ₃	0,0535	0,025	0,03	0,03	0,111	0,031	0,032
La	30	23,3	18,8	13,6	32,2	29	21,2
Ce	Нет данных	26,3	26,7	28,2	23,6	21,2	40,5
Pr	6,3	3,5	6	3,2	3,7	3,8	3,5
Nd	17,6	11,7	20,4	20,6	22,9	10,1	21,2
Sm	4,4	5,7	6,8	6,1	4,1	5,5	3,3
Eu	1,06	0,6	2,5	0,8	0,6	0,7	0,6
Gd	Не опр.	7,6	5,3	8,4	4,8	8,4	2,9
Tb	0,65	0,9	0,6	1,1	0,6	0,9	0,6
Dy	Не опр.	6,9	4,9	6,6	4,5	7,2	2,5
Ho	0,7	1,6	1,2	1,2	0,5	2	0,4
Er	Не опр.	5,7	2,5	4,4	2,1	5,7	1,2
Tu	0,38	0,9	0,6	0,8	0,2	0,9	0,2
Vb	2	4,4	2,4	4,3	1,1	4,1	1,7
Zn	Не опр.	0,9	0,3	0,6	0,1	0,1	0,2

J, Sr, Th, Se, As, Cu, Pb, Zn, Mo, Cr, V, Mn, Ni, Fe, Co, B, Ga, и некоторые другие, включая редкие земли.

Проведенные нами исследования и литературные данные, обобщенные в табл. 2, указывают на существование близкого по составу спектра элементов-примесей и в апатитоносных (осадочно-метаморфических) формациях. Аналогичный характер распределения имеют и редкоземельные элементы (табл. 3).

Приведенный нами в табл. 1—3 фактический материал свидетельствует о том, что метаморфогенные апатитоносные формации наследуют геохимические черты, свойственные осадочным фосфоритоносным формациям, за счет которых они образовались.

Элементы-примеси, сорбируемые фосфатным веществом и входящие изоморфно в решетку фторапатита фосфоритов, присутствуют также в апатите первично-осадочных формаций докембрия (табл. 3). При деформациях зерен апатита под воздействием метаморфизма возможно выделение их из кристаллической решетки фторапатита и образование собственных минералов элементов-примесей (церийсодержащий минерал, редкоземельно-ториевый, состоящий из церия, неодима, лантана и тория и существенно ториевый с примесью церия и неодима) и концентрация их в микроструктурах апатита, как это имеет место в апатитах из карбонатных пород архейского возраста [1].

Ряд элементов-примесей (Mn, Fe, Mo, Cr, B, Ag, Au и др.) концентрируются в минералах апатитосодержащих пород. Повышенные содержания этих элементов отмечаются повсеместно в апатитоносных метаморфизованных первично-осадочных формациях докембрия, отражая фаціальную обстановку фосфатонакопления. Резкие отклонения в количественном содержании того или иного элемента-спутника часто зависят от геохимической специфики района или провинции. Так, в слюдянской апатитоносной серии Юго-Западного Прибайкалья присутствует хром в количествах больших (см. табл. 2), чем в других метаморфогенных апатитоносных формациях докембрия. Повышенное содержание хрома отмечается также для мел-палеогеновых зернистых фосфоритов Африки. Накопление свинца и цинка в больших количествах характерно для бассейна Малого Каратау, а резко повышенные содержания органики отмечены

в рифейских фосфоритах Сангилене и пермских пластовых фосфоритах США. Все эти факты подтверждают преемственность основных геохимических черт фосфоритоносных формаций апатитоносными первично-осадочными метаморфогенными образованиями докембрия.

Изучение химического состава апатитов, на основе современных методов, особенно количественное содержание элементов-примесей и их распределение как в кристаллах апатита, так и в комплексе пород и минералов даст многое к пониманию генезиса осадочно-метаморфических апатитоносных формаций докембрия. С другой стороны, выявление апатитоносных осадочно-метаморфогенных формаций раннего докембрия в том или ином районе свидетельствует о следующем:

- о развитии морского осадконакопления в данном районе;
- об участии органики в процессах седиментогенеза (чем богаче осадочно-метаморфический комплекс фосфатом, тем больше органического вещества участвовало в этом процессе);
- о климатических условиях осадконакопления (поскольку фосфориты древних и более молодых геологических эпох формировались в основном в условиях низких широт).

ЛИТЕРАТУРА

1. Берзина И. Г., Максимова И. Г., Тишкин А. И. О редких и радиоактивных элементах-примесях в апатитах из карбонатных пород архейского возраста. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 6, с. 90—95.
2. Блисковский В. З., Минеев Д. А., Холодов В. Н. Акцессорные лантаноиды в фосфоритах. — Геохимия, 1969, № 11, с. 1348—1361.
3. Боровская И. С., Мысякина В. С., Волкова Л. В. Рифейские фосфориты Сангилене (юго-восток Тувы). — В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М.: Наука, 1966, с. 97—100.
4. Бушинский Г. И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М.: Наука, 1966, с. 192.
5. Бушинский Г. И. Формация Фосфория. М.: Наука, 1969. 103 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 201).
6. Васильева Э. В. Минералогические особенности и химический состав апатита. — В кн.: Апатиты. М.: Наука, 1968, с. 31—55.
7. Гапеев А. П., Смирнов А. И., Алленов Е. С. О метаморфических апатитовых породах Малого Каратау. — В кн.: Апатиты. М.: Наука, 1968, с. 317—326.
8. Гиммельфарб Г. Б. Карбонатные отложения докембрия южной и юго-западной частей Алданского щита: Автореф. дис. . . канд.-геол.-минерал. наук. М.: ВИМС, 1971. 30 с.
9. Гульбрандсен Р. А. Малые элементы в фосфоритах формации Фосфория. *Minor elements in phosphorites of the Phosphoria formation.* — *Bull. Geol. Soc. America*, 1960, 71, № 12, Part 2, 1876 (англ.), p. 490—510.
10. Гуревич Б. Г. Фосфоритоносность рифей-нижнекембрийских отложений Центральной части Алтае-Саянской складчатой области: Автореф. дис. . . канд. геол.-минерал. наук. М.: МГРИ, 1972, 31 с.
11. Ильин А. В. О генетической общности древних фосфоритов и осадочных руд триады элементов — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М.: Наука, 1973, с. 321—323.
12. Ильин А. В., Ратников Г. И. О распределении редкоземельных элементов и фосфоритах ХФБ (МНР). — Геохимия, 1976, № 9, с. 1370—1374.
13. Калмыков А. Ф. Лаокайский апатитоносный бассейн Северного Вьетнама. М.: Наука, 1968, с. 334—338.
14. Калмыков А. Ф., Соколов А. С., Тушина А. М. Апатитовое месторождение Мау-Кок во Вьетнаме. — В кн.: Геология месторождений фосфоритов. М.: Госгортехиздат, 1962, вып. 7, с. 139—191.
15. Михайлов А. С., Смиркстын А. О., Светлицкий Н. И., Суховерхова М. В. Геолого-геохимические особенности главнейших фосфоритоносных формаций Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Недра, 1970, с. 85—96.
16. Никитина Л. П. Докембрий юго-восточной части Восточного Саяна и западной части хр. Хамар-Дабан. — В кн.: Докембрий Восточного Саяна. М.: Изд-во АН СССР, 1964, с. 10—12.
17. Сахарова М. С. Метаморфические апатитоносные породы архея Южного Прибайкалья. М.: Госхимиздат, 1955, с. 146—180. (Тр. ГИГХС; Вып. 2).

18. Фридман Н. Г., Смирнов А. И., Залавина Т. П. Термохимическое обогащение фосфоритных руд Каратау. М., 1975, с. 142—162. (Тр. ГИГХС; Вып. 30).
19. Холодов В. Н. Редкие элементы в месторождениях фосфоритов. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1966, т. 3, с. 685—704.
20. Холодов В. Н., Блисковский В. З. Геохимия элементов-примесей в фосфоритоносных формациях. — В кн.: Литология фосфоритоносных отложений. М.: Наука, 1976, с. 29—42.
21. Холодов В. Н., Минеев Д. А. Редкие элементы в фосфоритах (по материалам Всесоюзного семинара по вещественному составу фосфоритов, 1977). Новосибирск: Наука, 1979, с. 45—65.
22. Юдин Н. И. Основные геологические закономерности развития древних фосфоритоносных отложений Сибири и поисковые критерии на фосфориты. — В кн.: Рудоносность осадочных пород. М.: Наука, 1973, с. 76—90.
23. Юдин Н. И. Метаморфизм раннедокембрийских фосфатоносных отложений Восточной Сибири. — В кн.: Метаморфогенное рудообразование раннего докембрия. Апатиты: КФ АН СССР, 1980, с. 120—126.
24. Юдин Н. И., Арсеньев А. А. Фосфатоносность древних толщ юга Восточной Сибири. М.: Наука, 1970, 123 с.
25. Юдин Н. И., Плотникова Л. Я. К вопросу геохимии первично-осадочных апатитовых формаций докембрия. — В кн.: Тез. докл. на совещ. по пробл. «Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста». М.: ГЕОХИ АН СССР, 1980, с. 273—276.
26. Юдин Н. И., Плотникова Л. Я. К вопросу о геохимии метаморфогенных апатитоносных формаций раннего докембрия. — В кн.: Тез. докл. на 5-м Всес. совещ. в Алма-Ате, 1981, с. 24—25.

УДК 552.4 : 575.3

М. С. КОСТРЮКОВ, В. П. ГРИБ

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВЫХ ПОЯСОВ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ (рифей—венд)

Для большинства регионов, в которых отмечаются докембрийские образования, характерна довольно слабая геохронологическая, генетическая и структурная изученность этой многокилометровой полифациальной и полигенетической толщи с различной степенью регионального и наложенного метаморфизма. Значительная диагенетическая и метаморфическая измененность первичных литохимических признаков пород не позволяет достоверно восстановить палеотектонические, палеовулканические и особенно палеогеологические (характер бассейна седиментации, климат и характер органической жизни) условия, в которых формировались докембрийские осадки.

В последние годы высказываются мнения о возможности реставрации первичного состава и условий формирования докембрийских метаморфизованных толщ методами изучения геохимии метаморфизма, а также геохимии процессов осадконакопления и формирования древних осадочно-вулканогенных толщ [19]. Но эта методика до конца не разработана и пока при изучении докембрийских пород многие сингенетические структурно-геологические, литогеохимические и другие характеристики даются или гипотетически, или умалчиваются совсем. Это снижает достоверность прогнозов поисков полезных ископаемых в этих очень интересных в металлогеническом отношении образованиях. Такое положение сложилось в настоящее время с решением вопроса о стратиграфической, генетической, структурной принадлежности, а также металлогенической специализации зеленосланцевых поясов, широко развитых во многих регионах с выходами докембрия. Актуальность решения этой проблемы заключается в том, что к областям проявления метаморфизма преимущественно эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций приурочено большинство месторождений полезных ископаемых докембрия на Русской платформе [4, 6].

Некоторые авторы отмечают, что в докембрийских образованиях Дальнего Востока «значительный минерально-сырьевой потенциал несут верхнепротерозойские (рифейские) комплексы (570—1650 млн. лет), метаморфизм которых не превышал условий зеленосланцевой фации» [18, с. 78].

На всех докембрийских щитах четко прослеживаются два метаморфических комплекса в разрезах докембрийских толщ. Первый представлен супракрустальными породами, ультраметаморфизованными до фации гранулитов, амфиболитов, гнейсов, кристаллических сланцев и кварцитов [16,26]. Второй образован метаморфитами кварц-мусковит-хлоритовой и кварц-альбит-эпидот-биотитовой субфаций фации зеленых сланцев. Характерно, что степень метаморфизма зеленых сланцев, располагающихся, как правило, в поле развития супракрустальных ультраметаморфитов в виде линейно вытянутых, довольно протяженных зеленосланцевых поясов, на несколько порядков ниже, чем в супракрустальной толще.

Следует отметить, что два комплекса пород в разрезах докембрия наблюдаются не только на докембрийских массивах древних платформ (щиты, антеклизы), но и на срединных массивах в пределах горных сооружений, сформированных в различных тектонических эпохи фанерозоя (Урал, Тиман, Тянь-Шань, горные массивы Среднеазиатского складчатого пояса, горные сооружения Прибайкалья, Дальнего Востока и Северо-Востока), а также в фундаменте молодых фанерозойских плит (Западно-Сибирской, Скифской и др.). Существует мнение, что осадочно-вулканогенные толщи верхнего докембрия, метаморфизованные до фации зеленых сланцев, «на всех континентах очень похожи друг на друга и в совокупности составляют весьма своеобразный стратиграфический уровень» [24, с. 139]. Такое субматериковое, Евро-Азиатское, а возможно, и глобальное проявление идентичности строения позднедокембрийских толщ позволяет предположить идентичность этапов структурно-геологического развития в позднем докембрии на всем Евро-Азиатском материке и, вероятно, на всех древних континентах мира. Однако в многочисленной литературе по докембрию для каждого региона с развитием зеленосланцевых поясов приводится своя модель структурно-геологического развития в докембрии. При этом наличие двух комплексов пород в его разрезах трактуется по-разному. Ниже рассматривается на основании имеющихся литературных данных геолого-структурное развитие отдельных регионов Евро-Азиатского материка в позднем докембрии и дается краткая литолого-петрографическая характеристика пород, слагающих зеленосланцевые пояса.

На всех древних щитах и антеклизах Восточно-Европейской платформы зеленосланцевые пояса или разграничивают отдельные массивы супракрустальных пород архея—нижнего протерозоя, или разделяют эти массивы на отдельные более мелкие блоки. Так на Балтийском щите разделены Кольский, Карельский, Северо-Норвежский и Южно-Скандинавский массивы. Разделяющие их породы — типичные осадочно-вулканогенные отложения платформенного типа, в комплексе которых, кроме метапород зеленосланцевой фации, широко развиты олигомиктовые кварциты, филлиты, углистые сланцы, карбонатные породы, значительно слабее метаморфизованные, чем зеленые сланцы.

Некоторые авторы считают, что эти образования сформированы в эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных прогибах [8]. Как правило, возраст всех зеленосланцевых поясов на Балтийском щите определяется как верхнепротерозойский (рифейский). Только в Печенгской структуре на Кольском полуострове для пород осадочно-вулканогенного комплекса, метаморфизованных до фации зеленых сланцев и представленных углеродисто-сульфидными сланцами, возраст трактуется как нижнепротерозойский. Генетически эти сланцы не принадлежат к линейamentным тектоническим структурам, как в большинстве позднекембрийских регионов, а представляют образования мелководного морского, возможно внутриматерикового, бассейна. В. З. Негруца [20, 21] считает, что в пределах Балтийского щита породы рифея затронуты только начальными стадиями метаморфизма (от глубокого эпигенеза до начальной стадии эпигенеза), все породы, метаморфизованные до зеленосланцевой фации, относятся этими авторами к нижнему протерозою (Карельский комплекс). Считается, что эти

дорифейские зеленосланцевые толщи накапливались в рифтовых трогах и в структурах шовного типа [3].

Нам кажется, что вопросы возраста докембрийских образований следует решать не только на основании радиологических данных, но и с привлечением палеогеологических и палеоструктурных данных, так как «радиологические часы» могут ошибаться, как омолаживая (возраст метаморфизма или постгенетического магматизма), так и удревяя (для метаморфических осадочных толщ, сформированных за счет древних осадков) геологический возраст [6].

На Украинском щите пояса зеленосланцевых пород со слабой степенью метаморфизма относят к образованиям трогов (межблоковых зон), шовных синклиналей, наложенных впадин, формирующихся в позднем докембрии (рифее — венде) в обрамлении гранито-гнейсовых куполов или глыб архейско-нижнепротерозойского фундамента, представленных супракрустальными породами с высокой степенью метаморфизма [23, 27]. В центральном Казахстане вулканогенно-осадочная зеленосланцевая толща позднего протерозоя (ранний и средний рифей) сформирована в прогибах, заложившихся на коре континентального типа (вторичный геосинклинальный трог, палеоавлакоген) и сопряженных со стабилизированными массивами, длительно находящимися в состоянии пенеплена [25]. При этом отмечается, что в центральном Казахстане «верхнепротерозойские метаморфические толщи... обнаруживают историко-геологическую общность с разновозрастными образованиями активизированных зон платформ, хотя «степень геосинклинальности» в них также большая» [с. 32].

В пределах Кокчетавского массива среди пород докембрия также выделяются дорифейский и рифейский комплексы, четко отличающиеся по степени метаморфизма. Дорифейский (архей-нижнепротерозойский) комплекс представлен породами амфиболитовой фации метаморфизма (амфиболиты, гнейсы, кристаллические сланцы), в которых с трудом определяется начальная литогенетическая принадлежность, а рифейский — породами зеленосланцевой фации метаморфизма, в которых четко различаются литогенетические разности (терригенно-вулканогенная и терригенная серии). Породы рифейского комплекса — типичные образования платформенного этапа. В раннем рифее их отложение проходило в грабенах в области влияния глубинных разломов, что обуславливало широкое развитие наземного антидромного вулканизма, вначале кислого (порфирииды), а затем среднего состава (порфиритонды).

В среднем рифее отложение пород зеленосланцевой серии проходило в сравнительно широких (20—30 км) наложенных прогибах в спокойной тектонической обстановке консолидированной платформы в режиме быстрого погружения. В конце рифея осадконакопление идет в узких авлакогенах, в которых накапливались типичные образования платформенного этапа (аркозовые и кварцевые пески).

На Мугоджарах дорифейские высокометаморфизованные породы (амфиболиты и гнейсы) и рифейские породы зеленосланцевой серии формировались в различных палеотектонических и палеогеографических условиях осадконакопления. Породы с гнейсо-амфиболитовой стадией метаморфизма слагают купола, а породы с зеленосланцевой стадией метаморфизма находятся в полосовом обрамлении этих куполов.

В пределах Тянь-Шаня нижнерифейские и вендские метаморфические комплексы сформированы в авлакогеновых структурах сводово-вулканического типа (на среднем Тянь-Шане) и в авлакогенах щелевого типа (в Киргизско-Терской и Чилик-Кеминской зонах Тянь-Шаня, а также в Каратау-Таласской зоне). Они характеризуются высокими перспективами на поиски полезных ископаемых. Основным источником полезных компонентов авлакогеновых формаций были синхронные с осадконакоплением поствулканические гидротермальные растворы, связанные с основными вулканитами щелочного ряда.

В складчатом Среднеазиатском поясе по степени метаморфизма четко различаются дорифейские и рифейско-вендские комплексы пород. Первые метаморфизованы до высокой и средней ступени регионального метаморфизма (ряд амфиболиты — гнейсы — кристаллические сланцы), вторые — до низкой, филлито-зелено-

сланцевой ступени метаморфизма. Характерно, что последние составляют около 40% выходов в горах Тындытау, Ауминзатау и Северного Нуратау.

В фундаменте Западно-Сибирской плиты докембрийские породы тоже четко разделяются по степени метаморфизма. Докембрийские породы вскрыты в 203 скважинах. В разрезах докембрия четко выделяются амфиболиты и биотит-амфиболитовые гнейсы эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма (Салехард-Березовский район на севере плиты и Казачинский район на западной периферии Енисейского массива), а также породы зеленосланцевой серии (биотит-хлоритовая и мусковит-хлоритовая субфации фации зеленых сланцев) и даже комплекс пород с более низкой степенью метаморфизма. Структурное взаимоотношение пород с различной степенью метаморфизма пока не выяснено, но можно отметить линейное распределение зеленосланцевых поясов среди изометричных массивов пород с высокой степенью метаморфизма. Характерно, что в этом регионе среди зеленосланцевых толщ рифейско-вендского возраста преобладают производные глиноземистых осадков (54%), а среди амфиболов и гнейсов архейско-нижнепротерозойского возраста пелитовые (глинистые) разности составляют только 16%. Вторая характерная особенность зеленосланцевых толщ Западной Сибири — повышенные содержания (до 20—30%) магнетита, что сближает эти образования с зеленосланцевыми поясами многих платформ и континентов [10].

На Таймыре зеленосланцевый пояс прослежен более чем на 400 км. Здесь для зеленосланцевой фации метаморфизма характерно повышенное содержание титана, образованного за счет метаморфогенного превращения аутигенного рутила в лейкоксен, ильменит и метаморфогенный рутил [5].

В Буреинском массиве, входящем в состав Амурской складчатой области, в докембрии также четко выделяются по степени метаморфизма два комплекса пород. Буреинский комплекс нижнего протерозоя представлен высокометаморфизованными геосинклинальными осадками, среди которых преобладают гнейсы и амфиболиты [18], Хинганский комплекс верхнего протерозоя — зеленосланцевыми породами с широким развитием филлитов, слюдистых и железистых сланцев, кремнисто-глинистых сланцев низкой ступени метаморфизма. Считается, что породы Хинганского комплекса сформированы в грабеноподобных структурах, заложившихся в дифференцированной складчатой области многогеосинклинального типа. В процессе седиментации породы этого комплекса испытали региональный эпигенез. Вся толща значительно изменена контактовым метаморфизмом и метасоматозом с проявлением диафореза и обогащением многими полезными компонентами (Sn, Au, Mo, бораты, редкие элементы и др.).

На юге Сибири в горных массивах Сенгелена, Восточного Саяна и Енисейского кряжа в позднем докембрии тоже развиты комплексы зеленосланцевых пород. Здесь они представлены ассоциацией черных углисто-глинистых и углисто-песчаных сланцев с включением карбонатных пород и стратиформных вулканитов в отдельных разрезах. Все разности пород этой ассоциации характеризуются низкой степенью метаморфизма (начальные стадии зеленосланцевой фации метаморфизма). Структурное положение зеленосланцевых поясов — в шовных рифтоподобных геосинклиналях и раннеорогенных (остаточных) прогибах, формировавшихся в позднюю стадию геосинклинального развития.

В докембрийском складчатом обрамлении Сибирской платформы в Байкало-Патомском нагорье зеленосланцевые толщи развиты довольно широко и иногда характеризуются значительными мощностями (Олоkitский синклинозный прогиб). Это и определяет повышенную степень метаморфизма в нижних горизонтах позднего докембрия (рифей), иногда до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации.

В пределах Уральского подвижного пояса докембрийские образования наиболее четко разделяются на два комплекса, резко различающихся по составу, характеру метаморфизма и структурному положению. Здесь зеленосланцевые пояса рифей-вендского возраста образуют линейные структуры протяженностью в несколько сот километров, расположенные на периферии брахиформных антиклиналей, сложенных глубоко-

метаморфизованными образованиями раннего докембрия (архей — нижний протерозой), представленными главным образом амфиболитами с подчиненным количеством биотитовых гнейсов, кристаллических сланцев и кварцитов. Эти ультраморфиты — останцы эпикарельского фундамента Восточно-Европейской платформы, значительно переработанные и реоморфизованные в позднем протерозое (рифей — венд) и палеозое [1]. Зеленосланцевые пояса выполнены рифей-вендскими осадочно-вулканогенными породами, претерпевшими в основном метаморфизм не выше зеленосланцевой фации. Характерная черта метаморфитов, слагающих зеленосланцевые пояса на Урале, — ритмичность их строения [12]. В разрезе рифея — венда выделяются три стратиграфические серии (Бурзьянская, Юрматинская, Каратауская); в каждой из них четко прослеживаются осадочно-седиментационные ритмы: псаммиты (от кварцитов до конгломератов) — пеллиты (глинистые сланцы) — карбонаты. От древних серий (нижнерифейских) к молодым (вендским) ритмичность выражена слабее, и в разрезе резко увеличивается количество вулканитов (спилиты, порфириты и их туфы).

В Уральском подвижном поясе наиболее полно изучены вещественный состав, характер метаморфизма и его энергетические предпосылки. Это позволило принять разрезы отложений зеленосланцевых пород на Южном Урале в качестве стратотипа для общей стратиграфической шкалы верхнего докембрия СССР. Выделенным в Башкирском антиклинории четырем стратиграфическим сериям, охарактеризованным типичными окаменелостями, соответствуют в этих же возрастных интервалах стратиграфические подразделения общей стратиграфической шкалы верхнего докембрия СССР. При этом для рифея принято четырехчленное строение. Бурзьянской серии Южного Урала в общей стратиграфической шкале соответствует Бурзьяний (R_1), Юрматинской серии — Юрматиний (R_2), Каратауской серии — Каратавий (R_3) и Криволукской серии (Укская свита) — Кудаш (R_4) [13].

Таким образом, во всех регионах с развитием верхнего докембрия для зеленосланцевых поясов определена стратиграфическая позиция с четкими временными интервалами. Кроме этого, для Уральских зеленосланцевых поясов предложена структурная модель их формирования, которая может быть использована при определении структурного положения во всех других регионах с развитием зеленосланцевых пород верхнего докембрия. Как видно из краткого обзора структурного положения зеленосланцевых поясов позднего докембрия, для основных древних регионов Евро-Азиатского материка приводится своя структурная модель их формирования. При этом для большинства регионов существует полигеосинклинальная модель формирования позднекембрийских зеленосланцевых поясов (миогеосинклиналь, эвгеосинклиналь, щелевая геосинклиналь, шовная рифтоподобная геосинклиналь), хотя для отдельных регионов даются и другие модели (раннеорогенные, остаточные прогибы, грабеноподобные структуры, заложившиеся в дифференцированных складчатых областях миогеосинклинального типа), тоже как-то связанные с геосинклинальным развитием региона. И даже признавая платформенную принадлежность верхнепротерозойских зеленосланцевых толщ в Центральном Казахстане отмечается их «большая степень геосинклинальности» [25].

Только для зеленосланцевых поясов Кокчетавского массива признается их платформенная принадлежность, но остается генетическая неопределенность (грабены в сфере влияния глубинных разломов, наложенные прогибы консолидированной платформы, узкие авлакогены). Как видим, вопросы структурного положения и генезиса зеленосланцевых поясов позднего докембрия до сих пор не решены для многих регионов. Не во всех регионах четко определен возраст этих пород. И, главное, для всех регионов, в которых признается геосинклинальный генезис зеленосланцевых толщ, в прогнозной оценке их металлогенической специализации исключаются такие важные полезные ископаемые кратонофильного генезиса как никель, медь, титан, марганец, кобальт, свинец, цинк, железо, серебро, и др. Это требует скорейшего решения поставленных вопросов. Нам кажется, что для их решения необходимо привлекать общие теоретические предпосылки образования литосферы

на ранних стадиях геологического развития земли [17, 24], а также общие вопросы стратиграфии докембрия [13, 17, 22].

Сейчас существует довольно распространенное мнение о том, что к началу рифейского этапа закончилась кратонизация земной коры в глобальном масштабе и были сформированы ядра всех платформ. На рубеже нижнего и верхнего протерозоя (рифейя) начался переломный этап в геологическом развитии земли [24]. Этот этап характеризуют как «стадию глобального рифтогенеза». В начале этого этапа происходит грандиозное и повсеместное дробление земной коры с образованием сложных систем разломов, по которым проходило раздвижение отдельных блоков и формирование специфических структур растяжения — рифтов, грабенов, авлакогенов.

Эти линейные структуры платформенного типа, сформировавшиеся на жестком субстрате консолидированных ядер платформ (протоконтинентов), имели значительную линейную протяженность при ограниченной ширине [24]. Этим и обусловлено то, что в современном эрозионном срезе зеленосланцевые пояса во многих докембрийских регионах прослеживаются на сотни и даже на тысячи километров, сохраняя близкие формационные признаки осадков. Во всех докембрийских регионах зеленосланцевые пояса представлены осадочно-вулканогенными фациями. При этом как для осадочной субфации, так и для вулканической характерно литолого-петрографическое разнообразие пород. Довольно выдержаны и метаморфические преобразования пород на всем протяжении отдельных структур и в целом для всех регионов с развитием зеленосланцевых пород позднего докембрия. Обычно породы метаморфизованы в условиях низких и средних ступеней зеленосланцевой фации. Только вблизи глубинных разломов, ограничивающих рифты, грабены и авлакогены, степень метаморфизма более высокая, вплоть до эпидот-амфиболитовой и даже амфиболитовой фации (зоны интенсивного катаклаза).

Учитывая интенсивно проявленный вулканический и плутонический магматизм в пределах многих зеленосланцевых поясов Евро-Азиатского материка с чередованием основных и кислых магм и довольно широким распространением ультраосновных пород, некоторые авторы [24] делают вывод, что при формировании магматических очагов сначала плавился материал базальтового слоя, создавая интрузии ультрабазитов и базитов, а позже плавилась порода гранитного слоя, создавая интрузии и экструзии кислого состава. Нам кажется, что такая модель формирования зеленосланцевых поясов позднемембрийского возраста вполне может быть применима для всех регионов Евро-Азиатского материка и, возможно, в глобальном плане. В частности, подобная модель формирования зеленосланцевых поясов принята для Урала и Тимана [9, 11, 14, 15], где полностью отрицается существование байкальских и более ранних, рифейских, геосинклиналей.

Комплекс осадочно-вулканогенных пород зеленосланцевого пояса рифей-вендского возраста как на Урале, так и на Тимане по своим петрохимическим особенностям магматитов и грабеновым формациям осадочных образований может быть с полным основанием отнесен к платформенным структурам типа рифтов. Так, например, на Южном Урале зеленосланцевые пояса представлены молассовыми рифтогенными отложениями с широким развитием магматитов контрастного петрохимического ряда от щелочно-ультраосновных до липаритов включительно. Большинство магматитов имеет щелочной уклон и другие признаки платформенных образований [11]. На Тимане рифтогенный генезис подтверждается не только по петрохимическим признакам платформенных осадочно-вулканогенных (магматогенных) толщ, но также и структурным положением зеленосланцевых пород [14, 15]. Здесь зеленосланцевый пояс значительной протяженности зажат между блоками дорифейского супракратального фундамента и представляет нижние горизонты осадочного чехла эпикарельской платформы. Такой пересмотр структурно-генетических позиций зеленосланцевых толщ рифейя—венда на Северном Тимане позволил пересмотреть и их металлогеническую специализацию. В результате в этом регионе выявлены значительные проявления медно-никелевого оруденения платформенного (ликвационного) типа. Можно с уверенностью предположить, что такая платформенная рифтогенная трактовка зеленосланцевых поясов

во всех регионах значительно расширяет их металлогеническую специализацию. Интенсивное проявление интрузивного и эффузивного магматизма широких петрохимических параметров на демиссионной (стадия растяжения и седиментации), складчатой (стадия сжатия, складкообразования и регионального метаморфизма) и орогенной (инверсия рифтовой зоны с блоковой деформацией рифтогенных образований) стадиях рифтогенеза определяли поступление в образования зеленосланцевых поясов значительных объемов рудогенного вещества в твердой (ксенокристаллы), жидкой и газообразной фазах. При этом, безусловно, создавались значительные концентрации широкого ряда полезных ископаемых, которые могли дать крупные месторождения разнообразных генетических и вещественных характеристик.

Все вышеизложенное требует как можно скорее преодолеть генетическую, структурную и металлогеническую неопределенность в трактовке зеленосланцевых формаций во всех позднедокембрийских регионах нашей страны.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдулин А. А., Евсеньев И. В., Касымов М. А.* и др. Формационные ряды древнейших толщ срединных массивов Урала и их минералогия. — В кн.: Тез. докл. V Всесоюз. совещ.: Литология и осадочная геология докембрия. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 27—28.
2. *Алтухов С. Н., Дмитриенко Н. К., Филина Н. П.* Тектонические условия формирования докембрийских черносланцевых отложений юга Сибири. — В кн.: Тез. докл. V Всесоюз. совещ.: Литология и осадочная геология докембрия. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 82.
3. *Балабонин Н. Л., Реженева С. А.* Рудная минерализация в докембрийских углеродистых сланцах Кольского полуострова и ее металлогеническое значение. — В кн.: Тез. докл. V Всесоюз. совещ.: Литология и осадочная геология докембрия. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 103—104.
4. *Белевцев Ф. Н.* Основные закономерности метаморфогенного рудообразования. — В кн.: Тез. докл. V Всесоюз. совещ.: Литология и осадочная геология докембрия. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 20.
5. *Белковский А. И., Локтина И. Н.* Общие закономерности образования метаморфогенных месторождений титана эклогит-сланцевых и эклогитовых комплексов. — В кн.: Тез. докл. V Всесоюз. совещ.: Литология и осадочная геология докембрия. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 10—15.
6. *Бибикова Е. В.* Проблемы радиологического датирования древнейших ядер докембрийских щитов СССР. — В кн.: Докл. сов. геологов. XXVI сес. МГК. Секция 07. Докембрий. М.: Наука, 1980, с. 131—133.
7. *Билибина Т. В., Титов В. К.* Эволюция процессов рудообразования в фундаменте Русской платформы. — В кн.: Докл. сов. геологов. XXVI сес. МГК. Секция 07. Докембрий. М.: Наука, 1980, с. 67—75.
8. *Богданов Ю. Б., Воинов А. С.* Литология, метаморфизм и металлогенические особенности срединных массивов Балтийского щита. — В кн.: Тез. докл. V Всесоюз. совещ.: Литология и осадочная геология. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 62.
9. *Ермоленко Ю. П., Бондарев В. П., Кострюков М. С.* и др. Новая провинция сульфидной медно-никелевой минерализации на севере Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Геология и геохимия севера европейской части СССР. М.: МГПИ, 1983, с. 10—58.
10. *Журавлев Е. Г.* Литология, метаморфизм и особенности тектонического строения докембрийских комплексов фундамента Западно-Сибирской плиты. — В кн.: Тез. докл. V Всесоюз. совещ.: Литология и осадочная геология докембрия. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 52.
11. *Иванов С. Н., Краснобаев А. А., Русин А. И.* Срединные массивы Уральского подвижного пояса. — В кн.: Тез. докл. V Всесоюз. совещ.: Литология и осадочная геология докембрия. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 57—59.
12. *Кейльман Г. А., Роненсон Б. М.* Состав и условия метаморфизма докембрийских образований Урала. — В кн.: Тез. докл. V Всесоюз. совещ.: Литология и осадочная геология докембрия. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 59—60.
13. *Келлер Б. М., Крылов И. Н., Чумаков Н. М.* Методы стратиграфических построений в верхнем докембрии. — В кн.: Докл. сов. геологов. XXVI сес. МГК. Секция 07. Докембрий. М.: Наука, 1980, с. 145—151.
14. *Кострюков М. С.* Тектоническое развитие Канино-Тиманского региона в позднем докембрии. — В кн.: Вопросы геологии Европейского севера СССР. М.: МГПИ, 1983, с. 15—36.
15. *Кострюков М. С.* Метаморфизм докембрийских пород на Северном Тимане и перерас-

- пределение медно-никелевой минерализации на стадии эпигенеза. — В кн.: Геология и геохимия севера европейской части СССР. М.: МГПИ, 1984, с. 59—69.
16. *Котина Р. П.* К проблеме энергетики процессов регионального метаморфизма первично-осадочных пород. — В кн.: Тез. докл. V Всесоюз. совещ.: Литология и осадочная геология докембрия. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 20—22.
 17. *Кратц Е. О.* К современной практике докембрийской стратиграфии. — В кн.: Докл. сов. геологов. XXVI сес. МГА. Секция 07. Докембрий. М.: Наука, 1980, с. 122—125.
 18. *Кулиш Е. А.* Докембрийская минерализация Дальнего Востока СССР. — В кн.: Докл. сов. геологов. XXVI сес. МГК. Секция 07. Докембрий. М.: Наука, 1980, с. 76—81.
 19. *Макрыгина В. А.* Возможности реставрации состава и условий формирования докембрийских метаморфизованных толщ. — В кн.: Тез. докл. V Всесоюз. совещ.: Литология и осадочная геология докембрия. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 15—16.
 20. *Негруца В. З.* Литогенетические основы металлогенического анализа докембрийских щитов. — В кн.: Тез. докл. V Всесоюз. совещ.: Литология и осадочная геология докембрия. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 22—23.
 21. *Негруца В. З., Журавлев В. А., Шурыгина В. Н.* Типизация докембрийских черносланцевых формаций восточной части Балтийского щита. — В кн.: Тез. докл. V Всесоюз. совещ.: Литология и осадочная геология докембрия. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 101—102.
 22. *Раабен М. С.* Палеонтологические методы в разграничении рифея и нижнего протерозоя. — В кн.: Докл. сов. геологов. XXVI сес. МГК. Секция 07. Докембрий. М.: Наука, 1980, с. 151—158.
 23. *Рябенко В. А., Малкина О. Д., Михницкая Т. П.* Углеродсодержащие образования Украинского щита и их структурное положение. — В кн.: Тез. докл. V Всесоюз. совещ.: Литология и осадочная геология докембрия. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 73—74.
 24. *Салоп Л. И.* Переломный этап в геологическом развитии Земли на рубеже среднего и верхнего докембрия (1900—1600 млн. лет назад). — В кн.: Докл. сов. геологов. XXVI сес. МГК. Секция 07. Докембрий. М.: Наука, 1980, с. 138—144.
 25. *Филатова Л. Н.* Основные черты литогенеза и историко-геологическая оценка метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана. — В кн.: Тез. докл. V Всесоюз. совещ.: Литология и осадочная геология докембрия. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 30—32.
 26. *Ярославцева Н. С.* Вещественный состав, эволюция метаморфизма и принципы расчленения глубокометаморфизованных толщ. — В кн.: Тез. докл. V Всесоюз. совещ.: Литология и осадочная геология докембрия. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 35—36.
 27. *Яценко Г. М.* О формационной принадлежности и структурном положении графитоносных отложений Кировоградского блока (Украинский щит). В кн.: Тез. докл. V Всесоюз. совещ. Литология и осадочная геология докембрия. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 76—77.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД И РУД НА РАННИХ СТАДИЯХ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

УДК 551.14+551.3

О. М. РОЗЕН

ЛИТОГЕНЕЗ НА РАННЕЙ ЗЕМЛЕ

(состав осадков и областей размыва, условия экзогенеза)

Современные достижения исследований в области осадочной геологии докембрия [28], динамики океанической земной коры и в познании космических тел земной группы позволяют приступить к синтезу знаний по наиболее ранним эпохам седиментогенеза и литогенеза в истории Земли [30].

ПРЕДПОСЫЛКИ СОВРЕМЕННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Древнейшие породы. Наиболее древние породы в различных регионах земного шара [4] — плагиогнейсы, ассоциирующиеся с анортозитами, разнообразными седиментогенными отложениями и вулканитами базальтового и коматиитового составов. Время образования этих пород непосредственно приближается к главным событиям, сформировавшим облик Луны (табл. 1), что позволяет рассматривать такие образования как объект изучения литогенеза на ранних этапах геологического развития Земли. Отсутствие их аналогов среди метеоритного или иного внепланетного вещества дает возможность отнести эти образования к продуктам планетарных процессов дифференциации [3].

Плагиогнейсы (распространенность). В качестве генотипических объектов рассмотрены серые гнейсы Гренландии (гнейсы Амитсок) и залегающие среди них слоистые отложения серии Исуа (амфиболитовая фация метаморфизма), достоверно датированные в 3,8 млрд. лет, и кальцифир-эндербитоидный комплекс Анабарского щита Сибири, метаморфизованный в гранулитовой фации. Комплексы рассмотренного типа занимают в этих регионах десятки и сотни тысяч квадратных километров. Главные типы пород — плагиогнейсы (в гранулитовой фации эндербитоиды), вулканогенно-осадочные серии и анортозиты, которые по площади относятся соответственно как 16 : 3 : 1 (табл. 2).

Плагиогнейсы (генезис). По составу эти породы образуют бимодальную серию вместе с заключенными в них базитами (рис. 1), которая интерпретируется как вулканогенная [6] и соответствует дацит (тоналит)-базальтоидной ассоциации [25]. Дациты (превращенные в плагиогнейсы) резко преобладали в исходных отложениях. Представительные анализы приведены в табл. 3. Несмотря на несколько большую магнезиальность и железистость эндербитоидов гранулитовой фации по сравнению с серыми гнейсами (амфиболитовая фация) очевидно весьма близкое сходство этих вулканитов. Петрохимические сопоставления показывают, что эти породы близки к толеитовой и высокоглиноземистой сериям островных дуг [5, 12, 15]. Однако достаточно трудно представить себе островодужные комплексы, занимающие сотни тысяч квадратных километров без признаков ассоциированных комплексов океанической коры. Подобные породы иногда бывают широко распространены в известково-щелочных орогенных сериях, однако здесь они обычно ассоциируются с вулканитами повышенной щелочности и грубообломочными отложениями (моласса). Естественно предположить, что прямых геологических аналогов для плагиогнейсов первичной коры в более поздние эпохи не существовало. Постоянное

Таблица 1. Хронологическое сопоставление событий ранней истории Земли и Луны

Возраст, млрд. лет	Луна		Земля	
	Млрд. лет	Событие	Млрд. лет	Событие
4	4,7—4,6	образование индивидуализированного тела		
	4,6—4,3		первичная дифференциация вещества	
	4—3,9	наиболее интенсивная бомбардировка, бассейнообразование	3,8	серые гнейсы Гренландии, отложения Исуа
	3,9—3,1	извержения морских базальтов	3,5—3,4	гнейсы Омолонского массива, районов Миннесоты (США) и Южной Африки
3	3 и позд.	отсутствие значительной активности	2,7—2,6	крупное термальное событие
2				

Таблица 2. Соотношение площадей горных пород в пределах древних плаггиогнейсовых кратонов

Порода	Анабарский шит *	Гренландия, район					Северо-западная Шотландия [42]	Родезийский кратон [52]
		Готхоб-фиорд [40]	Фиске-нессет [11]	Фредериксхоб [40]	Фиске-фиорд [40]	Юго-западное побережье в целом [16]		
Вулканогенно-осадочные комплексы	14,1	11	9,3	16	19	15	7—14	18
в том числе древнее 3 млрд. лет	—	11	9,3	11	19	—	7—12	18
Эндербитоиды, плаггиогнейсы («серые гнейсы»), гранитоиды	82,8	89	84,3	83	81	80	85	82
в том числе древнее 3 млрд. лет,	—	39	—	—	—	—	—	—
в том числе диафториты и граниты	8,5	—	—	—	—	—	—	—
Анортозиты и ассоциированные породы	3	—	5	—	—	5	2	—
Площадь, км ²	50 000	200	4000	1350	1800	—	4400	190 000

* Предварительные расчеты О. М. Розена.

присутствие анортозитов, заключенных среди них в виде тектонических блоков глубинного вещества, вероятность их присутствия в базальтовом геофизическом слое, наличие первичной, древнейшей сиалической коры, сложенной анортозитами на столь близком Земле космическом теле, как Луна, позволяет обосновать предположение о вторичном образовании дацитов (серых гнейсов, эндербитоидов) за счет селективного плавления анортозитовой коры при повторном разогреве [25]. Действительно, на соответствующих диаграммах их фигуративные точки занимают положение (рис. 2), близкое к расплаву-минимум [7, 49]. Соотношения химических компонентов указывают на возможность образования из среднего анортозита [50] 30% дацитового расплава и 70% рестита, по составу соответствующего анортозиту дифференцированных массивов (рис. 3).

Специфика эндогенных пород (особенности источников вещества осадков). В локальных синформах той эпохи, помимо дацитов, были широко развиты базальтоиды и коматииты, специфически присущие наиболее ранней — лунной — стадии эволюции магматизма [5]. Приведенные данные позволяют предположить,

Рис. 1. Петрохимические вариации в гнейсах Амитсок Гренландии (А), эндербитондах Анабарского комплекса (Б) и сопровождающих базитах (В)

Анабарский комплекс: 1 — единичные анализы для эндербитондов (гиперстеновых и двупироксеновых гнейсов), 2 — то же, среднее значение, 3 — единичные анализы для чарнокитов; 4 — то же, среднее значение [13, 14]. Комплекс Юго-Западной Гренландии: 5 — единичные анализы для гнейсов Амитсок [44, 22], 6 — то же, в том числе низкокальциевая серия [36], 7 — то же, среднее значение [44], 8 — поле ассоциаций Анабарского щита, 9 — поле ассоциаций Гренландии. Римскими цифрами обозначены средние значения по содержанию кремнезема: I — для эндербитондов, II — то же, для пород $SiO_2=69-74\%$, III — для гнейсов Амитсок, тоналитовый состав, $SiO_2=64-68\%$, $<2\% K_2O$, IV — то же, трондьемитовый состав, $SiO_2=69-74\%$, $<2\% K_2O$, V — то же, гранодиоритовый состав, $SiO_2=69-74\%$, $>2\% K_2O$, VI — для базитов, VII — для чарнокитов

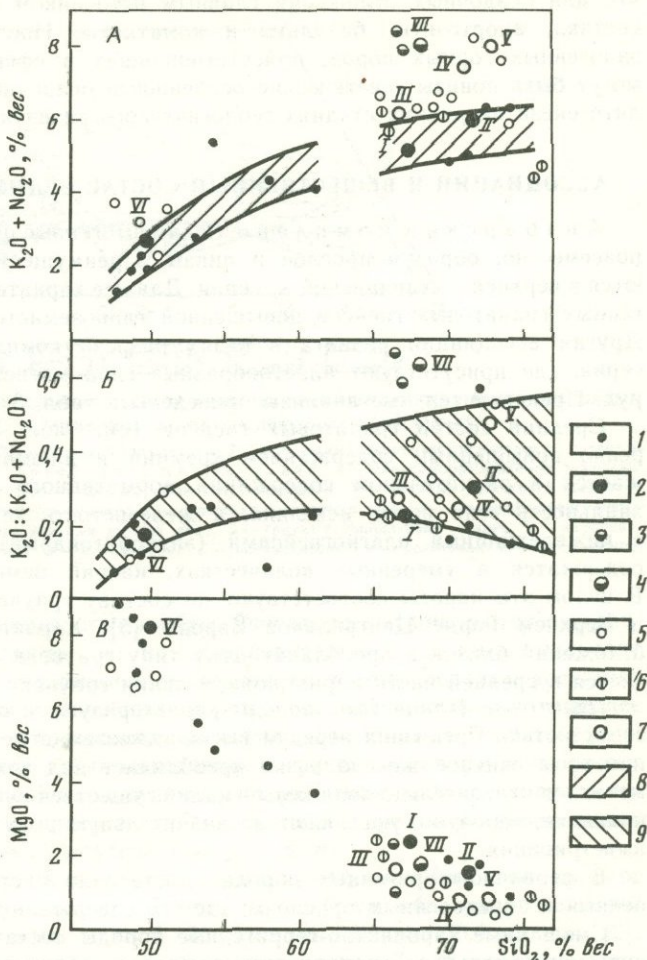


Рис. 1.

Рис. 2. Диаграмма состава эвтектического гранитного расплава [7]

1 — нормативные составы плагийгнейсов; 2 — экспериментальные выплавки (цифры обозначают содержание четвертого компонента — анортита); 3 — поле анатектитов Армориканской зоны [49]; P-E₂ — котектическая линия, котектические поверхности обозначены изотермами; P_{H₂O}=5 кбар [7]

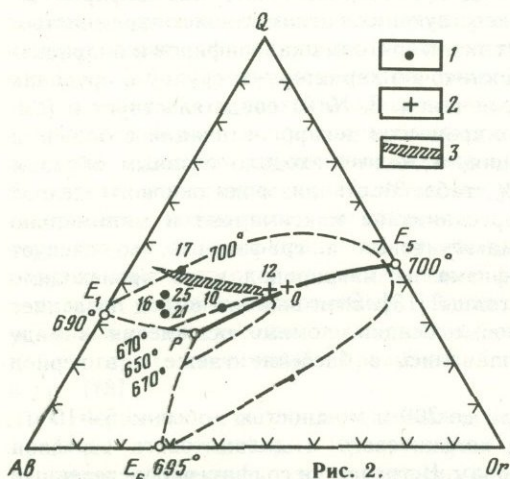


Рис. 2.

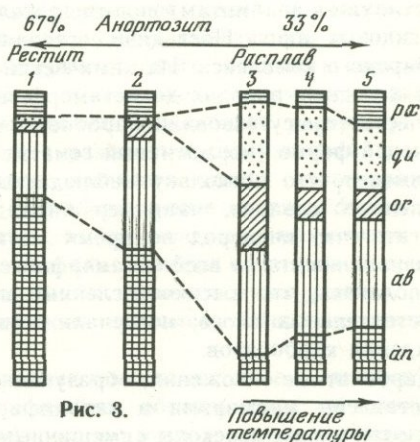


Рис. 3.

Рис. 3. Количественный минеральный состав исходного анортозита и вероятных продуктов его селективного плавления (расчет по методу CIPW)

1 — анортозит, среднее для расслоенных интрузий [50]; 2 — то же, для автономных массивов [50]; 3 — гранодиорит [44]; 4 — плагийгнейс [44]; 5 — тоналитовый плагийгнейс [44]; px — пироксен; qi — кварц; or — ортоклаз; av — альбит; an — анортит

что для осадочных отложений главным источником служили вулканиты дацитового состава, анортозиты, базальты и коматииты. После этого общего рассмотрения эндогенных горных пород, присутствовавших в сфере экзогенеза, более отчетливо могут быть поняты генетические особенности осадочных пород, возникавших в сфере литогенеза на ранних стадиях геологического развития Земли.

АССОЦИАЦИИ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ СЕДИМЕНТОГЕННЫХ ПОРОД

Анабарский комплекс. Седиментогенные породы присутствуют практически повсеместно, образуя прослои и линзы. Преимущественным развитием они пользуются в верхней — хапчанской — серии. Для нее характерна ассоциация первично-терригенных гранатовых гнейсов повышенной глиноземистости с карбонатными породами. Другая ассоциация развита в низах разреза комплекса среди пород далдынской серии, где присутствуют пластообразные слои магнетитовых кварцитов и железных руд. Представительные анализы приведены в табл. 3.

Средний состав гранатовых гнейсов (см. табл. 3, № 6) характеризуется умеренно повышенным содержанием кремния и алюминия, избыток последнего отражается в значительном содержании нормативного силлиманита (рис. 4). Магнезиальность этих пород невелика, а железистость заметно повышена по сравнению с нижележащими плагиогнейсами (эндербитоидами). Окислы щелочных металлов содержатся в умеренных количествах, натрий немного преобладает над калием. В целом эти породы соответствуют по составу грауваккам генотипической местности в Верхнем Гарце Центральной Европы [5]. Характерно, что средний состав этих отложений близок к преобладающему типу граувакк — алевролитовому — и располагается в средней части вариационной линии граувакк (см. табл. 3, № 6, рис. 4).

Пелитовые (глинистые) породы характеризуются существенно повышенной глиноземистостью. Среди них нередки высокоглиноземистые разновидности (табл. 3, № 7); при этом окисное железо резко преобладает над закисным. Содержания щелочных металлов относительно понижены и калий существенно преобладает. В совокупности эти признаки, вероятно, указывают на значительную роль продуктов размыва зрелых кор выветривания.

В первично-терригенных породах достаточно часто встречается графит, приуроченный к определенным прослоям, где его содержания достигают 10%.

Смешанные карбонатно-терригенные породы достаточно разнообразны: от известково-магнезиальных диопсид-кальцитовых и диопсид-доломитовых кальцифиров до диопсид-плагиоклаз-кварцевых гнейсов (соответствующих в целом глинисто-кремнистым известнякам и доломитам) вплоть до железистых анкеритовых кальцифиров и андрадит-диопсидовых пород. Последние составляют достаточно характерную группу в пределах Анабарского комплекса. Их химический состав (табл. 3, № 8) свидетельствует о том, что в исходных породах до метаморфических процессов декарбонатизации в большом количестве присутствовали карбонаты кальция, а железо входило главным образом в окисной форме (нормативный гематит 3,5%, табл. 3). Анализ роли окисного железа показывает, что поскольку наблюдается переслаивание максимально и минимально окисленных сланцев, например андрадит-магнетитовых и графитовых, то следует полагать, что кислород во время метаморфизма не мигрировал и не происходило выравнивания его по всей метаморфической толще [13]. Этот важный вывод позволяет предполагать, что высокоокисленные пелитовые осадки, помимо осадения в виде самостоятельных слоев, поступали и накапливались в бассейне также и в период осадения карбонатов.

Карбонатные отложения, образующие соли до 200 м мощностью (обычно 5—10 м), представлены мраморами и кальцифирами кальцитового и доломитового составов. Наблюдаются все переходы к смешанным породам. Встречается графит, распределенный в тонких (1—2 см) слоях внутри однородных кальцитовых мраморов.

Особое место занимают скаполитсодержащие породы: пироксеновые кристал-

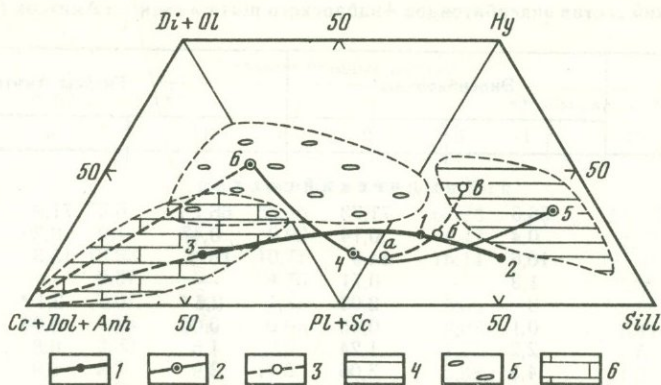


Рис. 4. Диаграмма нормативного минерального состава главных литогенетических типов осадочных отложений и седиментогенных пород, залегающих в плаггиогнейсовых комплексах

1 — Анабарский комплекс; 2 — комплекс Исуа Юго-Западной Гренландии; 3 — граувакки генотипической местности, палеозой Верхнего Гарца, Центральная Европа; поле преобладающих составов: 4 — неметаморфизованных гумидных отложений мезозоя Казахстана, 5 — микститовых отложений кайнозоя Закавказья, 6 — аридных отложений кайнозоя Ферганы. Точки на диаграмме: 1 — гранатовый гнейс, 2 — гиперстен-гранатовый гнейс, 3 — андрадит-диопсидовый гнейс, 4 — биотит-мусковитовый сланец (с фрагментами кислых лав), 5 — гранат-ставролитовый сланец, 6 — карбонат-содержащий биотит-гранатовый сланец; граувака: а — псаммитовая, б — алевролитовая, в — пелитовая. Соответствующие анализы приведены в табл. 3

лические сланцы, пироксен-плаггиоклазовые гнейсы. Они тесно ассоциируются с карбонатными и смешанными осадками, а по предварительным данным скаполит является сульфатным (валовое содержание сульфат-иона в этих породах достигает 0,5—1%). Рассмотрение генезиса подобных пород показывает, что их наиболее вероятный и осадочный аналог — записованные отложения аридных областей [24]. Это позволяет предполагать, что осадконакопление верхней части разреза происходило в условиях эвапоритизации, по-видимому, в параметрах, близких к аридным. Об этом косвенно свидетельствует присутствие доломитов и широкое распространение смешанных, карбонатно-терригенных осадков (см. рис. 4, 8).

Серия Исуа и гнейсы Амитсок Гренландии. Наиболее крупное геологическое тело вулканогенно-осадочных пород — слои Исуа, образующие в плане крутопадающий дугообразный пояс длиной 32 км при ширине 0,8—3 км [2]. Однако обычно седиментогенные породы слагают значительно более мелкие «включения» — прослои. Такие включения распространены практически повсеместно, по набору пород менее полны и получили самостоятельное название «ассоциация Акилия» [45]. Преимущественным распространением здесь пользуются амфиболиты [22] и пироксениты соответственно толеитового и коматиитового составов в ассоциации с плаггиогнейсами, кварц-магнетитовыми рудами и тонкополосчатыми кварцитами, а также первично-терригенные породы. Среди последних наиболее распространены биотит-плаггиоклазовые кристаллические сланцы с различным содержанием граната, ставролита, кордиерита, силлиманита, калиевого полевого шпата (образованные, вероятно, по осадкам пелитовой группы), а также обогащенные кварцем биотитовые, нередко карбонатсодержащие гнейсы с гранатом, силлиманитом и магнетитом (по-видимому, первично-обломочные). В этих отложениях нередко встречается графит, установлено присутствие органических веществ, в том числе сложных углеводов и некоторых соединений, присущих биологическим системам, например цитозин, и др. [18].

С первично-терригенными породами переслаиваются кальцитовые и анкеритовые мраморы и кальцифиры. Присутствуют также гнейсы, образованные по калиевым риолитам. Отмечают, что, по-видимому, гнейсы по дацитам и натровым риолитам также достаточно широко распространены, но «их трудно отличить от петрографически сходных гнейсов Амитсок» [44, с. 194]. Предварительные анализы седиментогенных пород, образующих естественный ряд от обломочных и глинистых к карбо-

Таблица 3. Химический состав эндербитоидов Анабарского щита и гнейсов Амитсок (Юго-Западная Гренландия)

Компонент	Эндербитоиды		Гнейсы Амитсок		
	1	2	3	4	5
Химический состав					
SiO ₂	66,6	71,73	66,7	71,0	72,7
TiO ₂	0,4	0,14	0,47	0,29	0,18
Al ₂ O ₃	16,6	14,9	16	15,3	14,6
Fe ₂ O ₃	1,3	0,71	—	—	—
FeO	3	2,03	2,6*	2,1*	1,4*
MnO	0,1	0,45	0,06	0,04	0,03
MgO	2,2	1,24	1,5	0,8	0,4
CaO	4,3	3,06	3,9	2,9	1,9
Na ₂ O	3,9	3,98	4,6	4,9	4,1
K ₂ O	1,2	1,51	1,5	1,5	3,7
P ₂ O ₅	0,4	0,48	0,14	0,09	0,07
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—
Сумма	—	—	—	—	—
Нормативно-минеральный состав					
Q	22,8	31,7	22,6	28,1	28,9
Pl	54,55	48,9	57	56	44,1
(An)	(0,55)	(0,46)	(0,48)	(0,4)	(0,34)
Or	7,2	8,9	8,9	8,9	21,7
Di	—	—	—	—	—
(f)	—	—	—	—	—
(Ol)	—	—	—	—	—
(f)	—	—	—	—	—
Hu	12,5	7,7	9,5	5,2	3,2
(f)	(0,49)	(0,53)	(0,54)	(0,54)	(0,62)
Cc	—	—	—	—	—
Il	0,8	0,3	0,9	0,6	0,3
Sill	1,6	1,8	1,3	0,5	0,6
Mt	—	—	—	—	—
Hm	—	—	—	—	—

* Суммарное содержание, рассчитано как для FeO.

Примечание: 1,2 — гиперстеновые, двупироксеновые эндербитоиды иногда с аксессуарным биотитом: 1 — среднее по 20 анализам [14], 2 — среднее для SiO₂>69% [13, 43; табл. 32, № 1, 3, 4, 5]; 3 — гнейсы [44, табл. 4], состав тоналитовый (64—68% SiO₂, <2% K₂O); 4 — то же, состав трондземитовый (69—74% SiO₂, <2% K₂O); 5 — то же, состав гранодиоритовый (69—74% SiO₂, >2% K₂O); 6 — среднее для гранатовых гнейсов [14];

натным, показывают, что среди исходных пород присутствовали граувакки (см. табл. 3, № 9). Они отличаются преобладанием натрия над калием, сравнительно высоким содержанием кальция и отсутствием избытка глинозема. В целом это позволяет предполагать присутствие туфогенного и карбонатного материала в виде примесей в исходных осадках. Судя по диаграмме (рис. 3, № 4), эти породы наиболее близки к крупнозернистым разновидностям граувакк, от которых отличаются отсутствием избытка глинозема (нормативный силлиманит). Эти результаты рассмотрения петрохимических особенностей хорошо согласуются с геологическими данными. Действительно, рассматриваемый тип пород образует обычно цемент в так называемых кристаллических сланцах с фрагментами кислых лав. Помимо крупных включений, в таком цементе вполне вероятно присутствие псаммит-алевритовой вулканогенной примеси.

Первично-пелитовые породы (см. табл. 3, № 10) характеризуются существенным избытком глинозема, преобладанием калия в составе щелочных металлов, высоким содержанием железа, в том числе окисного. Смешанные карбонатно-глинистые отложения (см. табл. 3, № 11) также содержат относительно повышенные коли-

Седиментогенные породы					
Анабарский щит			Юго-Западная Гренландия		
6	7	8	9	10	11
Химический состав					
63,6	59,3	53,46	67,73	57,75	44
0,5	0,1	0,92	0,47	1,97	0,89
17,2	19,93	10,71	15,14	21,31	10,51
2,1	9,57	4,76	—	3,99	2,18
5,6	2,01	1,33	3,05	5,86	9,42
0,1	0,33	0,07	0,07	0,11	0,37
2,6	3,33	2,5	1,77	1,6	5,87
3,1	2,2	17,5	5,88	1,2	12,03
2,7	1,05	2,68	2,43	1,04	0,27
2,5	1,63	2,52	1,67	2,99	3,62
0,1	0,03	He опр.	0,18	0,12	0,19
—	0,86	0,28	0,89	1,66	1
—	—	3,10	—	—	9,45
—	100,34	99,83	99,29	99,60	99,86
Нормативно-минеральный состав					
20,9	30	15,2	30,6	25,2	—
38,4	19,7	29,7	45,8	14,2	32,8
(0,56)	(0,7)	(0,81)	(0,7)	(0,57)	(0,93)
14,5	9,5	13,7	10	17,8	22,7
—	—	12,3	3,2	—	24,3
—	—	(0,0)	(0,45)	—	0,42
—	—	—	—	—	13,6
—	—	—	—	—	(0,42)
15,9	8,3	—	7,6	8,1	—
(0,53)	(1)	—	(0,45)	(0,44)	—
—	—	22,7	—	—	1,3
0,9	0,2	1,6	0,9	3,8	1,8
7,1	19,8	—	—	22,7	—
3	6,2	1,3	—	5,8	3,4
—	5,3	3,5	—	—	—

7 — гиперстен-гранатовый гнейс [13, табл. 34, № 1]; 8 — андрадит-диопсидовый гнейс [13, табл. 71]; комплекс Исуа: 9 — биотит-мусковитовый сланец (с фрагментами кислых лав) [2, табл. 1], 10 — гранат-ставролитовый сланец [2, табл. 2]; 11 — карбонатсодержащий биотит-гранатовый сланец [36, табл. 1].

Минеральный состав рассчитан по методу CIPW, в том числе Cc — по избытку CaO, Sill — по избытку Al₂O₃, в анализах 1—5 все железо рассчитано как Fe₂O₃.

чества глинозема в сочетании с высокой общей железистостью при значительной доле окисного железа.

Сопоставление и интерпретация. Седиментогенные породы обоих регионов весьма сходны как по ассоциациям осадков, так и по некоторым особенностям состава. Выявляется естественная ассоциация базитов с полосчатыми кремнисто-железистыми рудами и устанавливается полный естественный ряд (идеализированный фациальный профиль): обломочные—глинистые—смешанные—карбонатные породы. Этот ряд в обоих регионах начинается граувакками; пелиты характеризуются высоким содержанием железа, в том числе первично окисного; смешанные (карбонатно-терригенные) породы также содержат повышенные его количества, окисного в пелитовой и закисного в карбонатной части; а среди карбонатных пород, наряду с кальцитовыми и доломитовыми отложениями, оказываются характерными железистые (анкеритовые) осадки.

В стратиграфических разрезах рассматриваемых регионов резко преобладают терригенные породы, по составу существенно калиевые, относительно высокоглино-

земистые и достаточно свободные от карбонатной примеси. Эти особенности определяют положение фигуративных точек их анализов в поле гумидных отложений (см. рис. 4). По климатическим параметрам к ним, очевидно, тяготеют кальцитовые известняки. Смешанные, карбонатно-терригенные породы в Анабарском комплексе тяготеют к верхней, самостоятельной части разреза, где они ассоциируются с доломитами и сульфат-содержащими породами, что в совокупности позволяет предполагать эвапоритизацию в бассейне того времени, обусловленную, возможно, аридными климатическими параметрами литогенеза. Это частично нашло свое отражение в том, что карбонатно-терригенные осадки попадают в поле отложений аридного типа литогенеза (см. рис. 4, № 3). Смешанные отложения Гренландии при повышенном содержании железа и магния характеризуются дефицитом кремнезема, что определяет положение их фигуративной точки в поле микститов (см. рис. 4, № 6). Это, по-видимому, можно интерпретировать как результат поступления в осадок магматического материала либо вследствие дезинтеграции базитов ложа бассейна (собственно микститы), либо как результат поступления в осадок вулканического материала. В целом проведенный предварительный анализ показывает значительную общность режимов осадконакопления. Это гумидный тип литогенеза¹, который сочетался с вулканогенно-осадочным и во времени сменялся аридным.

Сиалическое основание, по-видимому, поставляло материал для граувакк, образованных, как и в генотипической местности — Верхний Гарц Центральной Европы, за счет размыва гранодиоритов [30]. В областях размыва, поставлявших материал пелитовых осадков с повышенным содержанием окисного железа, были распространены коры выветривания ферриаллитного профиля. Широкое распространение анкеритовых карбонатов также, по крайней мере частично, связано с размывом железистых образований.

Общая особенность рассматриваемых комплексов — присутствие графита (до 10%) в седиментогенных породах. Этот минерал приурочен к определенным стратиграфическим горизонтам и характерен для первично-осадочных, преимущественно пелитовых отложений. Изучение углеводородов и органических веществ, присущих биологическим системам в серии Исуа Гренландии, показало, однако, что интерпретация этих соединений как остатков живых организмов пока затруднительна [18].

Рассмотренные выше черты естественных ассоциаций пород характерны также для плагиогнейсовых комплексов других регионов мира: Украины, Индии, Южной Африки и других, рассмотрение которых выходит за рамки работы. В целом можно суммировать имеющиеся данные по источникам вещества и условиям осадконакопления в этот наиболее древний из доступных исследованию отрезок геологической истории Земли.

ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА И УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Источники вещества. В породах областей размыва присутствовало, по-видимому, значительное количество кварца, что явствует из расчетов исходного минерального состава граувакк и прямых наблюдений. На это указывает также присутствие фрагментов кислых лав (риолиты с вкрапленниками кварца) в областях серии Исуа. В целом области размыва состояли из пород состава гранодиорита, что хорошо увязывается с реконструкцией исходного состава плагиогнейсов эндербитоидов как дацитовых толщ на Анабарском щите. Можно предполагать, что это первый в истории осадконакопления на Земле свободный кремнезем в обломках. Возможная роль хемогенного кремнезема, по-видимому, была незначительной, так как кремнисто-железистые отложения распространены в обоих регионах совершенно недостаточно для образования соответствующих объемов обломочного кварца.

Присутствие высокоглиноземистых окисленных пелитов в качестве широко распространенных осадков указывает, вероятно, на размыв кор глубокого химического выветри-

¹ Очевидна некоторая условность применения определения о типах литогенеза, поскольку оно основано лишь на общегеологических и петрохимических признаках.

вания. Эти коры широко развивались на упомянутых выше алюмосиликатных породах типа дацитов или гранодиоритов, однако в этом случае высвобождался бы главным образом кварц, о котором упомянуто выше. Характерно, что высокоглиноземистые (первично-каолинитовые, гиббситовые) накопления отсутствуют в объемах, соответствующих железистому материалу. Следовательно, эти коры выветривания имели не каолинитовый, а иной, вероятно, нонtronитовый профиль и формировались преимущественно на ультрамафитах и мафитах. Присутствие этих пород отмечается в виде многочисленных прослоев среди плаггиогнейсов. Поскольку на ультрамафитах развивается нонtronитовый (бескаолинитовый) существенно-железистый профиль коры выветривания [19], то можно предполагать ее существование на значительных площадях. Возможно, что часть железа поступала в осадок не только в виде окисной взвеси слоистых силикатов, но и в форме растворенного двухвалентного железа. Вулканический источник вещества вероятен для ассоциирующихся с вулканитами основного состава железисто-кремнистых отложений.

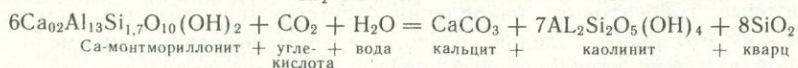
О к е а н. Реконструируя по указанным выше осадкам условия осадконакопления, необходимо учитывать, что флюидная оболочка Земли находится в динамическом равновесии с обнаруженными горными породами и что это равновесие устанавливается геологически мгновенно. В морской воде рН и концентрации катионов определяются концентрацией хлоридов и равновесием в реакциях между морской водой и рядом распространенных карбонатных и силикатных минералов [57]. Это исключает широкие колебания состава морской воды в геологической истории. Судя по изложенным данным, седиментация осуществлялась в водной среде. Ранее было показано, что существование в осадках триады песчаник—глина—карбонат прямо указывает на водную, фанеротипную среду осадконакопления [31, 23]. Действительно, слоистые силикаты с группой OH^- в кристаллической решетке возникают в равновесии с H_2O . Переслаивание их с карбонатами свидетельствует о существовании растворенной углекислоты, которая находится в равновесии с CO_2 в атмосфере. Если правильно высказанное выше предположение о присутствии сульфатов в некоторых осадках рассматриваемых комплексов, а об этом свидетельствует вся совокупность имеющихся данных, то следует признать, что среди анионов океана существенную роль играл сульфат-ион. Важное доказательство этого — обнаружение тяжелого изотопа серы ^{34}S и диагенетической сульфат-редукции в терригенно-карбонатных отложениях близкого возрастного интервала (3,4 млрд. лет): серия Свазилен Южной Африки, Алданский комплекс Сибири [9].

Учитывая, что при выпаривании морской воды первыми выпадают сульфаты и что набор осадков весьма сходен с фанерозойским, мы вправе предполагать и сходный анионный состав океанической воды.

А т м о с ф е р а. Опираясь на ассоциацию осадков, можно перейти к анализу состава атмосферы. Присутствие карбонатов указывает на существование динамического равновесия по CO_2 в системе атмосфера—океан—горные породы. Для фанерозоя характерное время пребывания в океане элементов, определяемое по современному речному стоку (например $\text{Ca} = 1 \cdot 10^6$ лет) составляет для большинства элементов в среднем $1 \cdot 10^7$ лет. Такое или меньшее время, следовательно, необходимо для стабилизации состава океана при изменениях в количествах поступающих Ca^{2+} , Mg^{2+} , CO_2^{2-} . Постоянство состава морских эвапоритов указывает на стабильный состав морской воды по крайней мере с позднего докембрия [20, 36].

Необходимое поступление CO_2 всегда осуществлялось из ювенильного источника за счет дегазации исходного вещества планеты и рециклического источника за счет декарбонатизации при метаморфизме осадочных пород, определяемом геотермическим градиентом. В эпохи термальной активности выделение рециклической углекислоты было весьма велико [10]. Однако известные карбонатные отложения более древние, чем рассмотренные выше, поэтому ювенильный источник играл, очевидно, решающую роль. Действительно, если учесть уменьшение генерации радиогенного тепла в 3 раза за геологическую историю, то следует ожидать снижение поступления CO_2 и, как следствие, отставание от поступления катионов — сдвиг осадочных карбонатов в сторону известняка в осадках позднего фанерозоя [36]. Если допустить, что углекислота отсутствовала,

то Ca^{2+} и Mg^{2+} выносились бы в осадок в виде глинистых минералов, цеолитов, возможно брусита $\text{Mg}(\text{OH})_2$ и портландита $\text{Ca}(\text{OH})_2$ [36]. При увеличении поступления CO_2 появляется кальцит, когда P_{CO_2} превысит значения карбонат-силикатного равновесия:



Если скорость поступления CO_2 превысит скорость привноса в бассейн Ca^{2+} за счет выветривания, то начнет осаждаться в виде доломита карбонат Mg^{2+} , а при еще большем выделении CO_2 в атмосферу начнется осаждение магнезита и далее карбонатов Na^+ и K^+ , что пока геологически документировано лишь в неморских эвапоритовых бассейнах.

Сейчас за счет выветривания карбонатов поступает 80% Ca^{2+} и 50% Mg^{2+} . Это не влияет на систему по CO_2 , так как одновременно освобождается соответствующее количество углекислоты. Но поддержание постоянного или стабильного отношения доломиты / известняки в осадках требует определенной скорости поступления CO_2 в атмосферу, при которой удаляются Ca^{2+} и Mg^{2+} , освобождающиеся за счет размыва некарбонатных источников. Изложенные выше данные показывают, что такое стационарное состояние установилось со времени отложения пород серии Исуа (3,8 млрд. лет назад), где ассоциируются доломит, анкерит, известняк и карбонатная примесь в пелитовых осадках Анабарского комплекса, где совмещены известняки и доломиты в исходных осадках и серии Свазиленд (3,4 млрд. лет назад), где распространены известняки.

Свободный кислород, вероятно, присутствовал в атмосфере того времени, о чем свидетельствует высокая степень окисления железа в глинистых осадках. Баланс кислорода оценить достаточно сложно, однако, судя по изотопным данным, он сохранялся на уровне, близком к современному [29]. Реальное содержание кислорода, возможно, было весьма низким. Расчеты показывают, что для полного окисления железа на земной поверхности достаточно ничтожного парциального давления кислорода, например 10^{-17} атм [17]. Предполагают, что содержание кислорода в атмосфере было весьма низким при поступлении его в количествах, близких к современному, за счет непрерывного расходования на окисление железосодержащих минералов [55]. Этот вывод сделан применительно к серии Свазиленд. Присутствие сульфатов в отложениях этого возрастного интервала также указывает на поступление свободного кислорода в атмосферу того времени [9].

Появление свободного кислорода в атмосфере связано с экзогенными факторами, так как в литосфере он является дефицитным. Как уже было показано неоднократно [27, 55], единственный вероятный источник — реакции разложения H_2O и CO_2 , связанные с преодолением энергетического порога за счет наиболее доступного источника — солнечного излучения — двумя различными путями: неорганическим и органическим. Неорганическим путем равновесие могло установиться за счет фотолитического разложения воды и последующей утечки водорода из атмосферы. Этот процесс может поддерживать только $1 \cdot 10^{-3}$ от современного уровня содержания кислорода или его парциального давления на уровне 10^{-4} атм. Выше было отмечено, что для образования наблюдаемых окисленных осадков этого могло быть достаточно. Органические (биогенные) реакции фотосинтеза имеют вид: $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \xrightarrow{h\nu} \text{CH}_2\text{O} + \text{O}_2$.

Они также не могут быть исключены из рассмотрения, учитывая присутствие органических веществ. Однако биологическая природа их еще требует доказательств.

Таким образом, можно утверждать, что в атмосфере ранней Земли присутствовали углекислота и кислород в качестве химически активных реагентов, количество которых определялось динамическим равновесием между поступлением их в экзосферу и поглощением в захороненных осадочных отложениях. Прямые признаки других активных реагентов отсутствуют, но в атмосфере, очевидно, присутствовали также газы, не принимавшие заметного участия в формировании осадков. Очевидно, что важнейшим из них был азот, присутствие которого весьма вероятно, если исходить из общих закономерностей эволюции атмосферы.

Тепловой режим экзогенеза. Полученные к настоящему времени данные

по наиболее древним образованиям позволяют ввести некоторые ограничения в предположения о температурном режиме земной поверхности того времени. Существуют прямые указания на жидкое состояние H_2O : подушечные текстуры метаморфизованных базальтовых лав и окатанные гальки в конгломератах серии Исуа, ассоциация и переслаивание терригенных и карбонатных пород. Критическая температура воды (около $374^\circ C$) была верхним возможным пределом существования этой жидкой фазы. Присутствие на поверхности и в осадках органических веществ и одновременно свободного кислорода исключает столь высокие температуры. Существование паровозной атмосферы в течение заметного геологического времени также нереально. В условиях гравитационного поля Земли и солнечной радиации вся вода океанов, превращенная в пар с давлением у земной поверхности около 400 атм, подверглась бы фотолитическому разложению с рассеянием водорода в космическое пространство и превратилась бы в кислород всего за 35 млн. лет [32, 46].

Отсюда следует важный вывод об отсутствии в то время существенно больших парниковых эффектов в сотни градусов, связанных с наличием в атмосфере CH_4 и H_2 , возникающих уже при давлениях этих газов около 1 атм у поверхности Земли [54], или CO_2 (порядка десятков атмосфер). Следует полагать, что значительных количеств этих газов в атмосфере ранней Земли не могло быть. По-видимому, в период накопления рассмотренных отложений температуры на поверхности Земли не превышали $100^\circ C$, а в этом случае, следовательно, давление существенно не отличалось от современной величины.

СРАВНИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ ПО СОСТАВУ, СОСТОЯНИЮ, ВОЗНИКНОВЕНИЮ И ЭВОЛЮЦИИ ФЛЮИДНЫХ ОБОЛОЧЕК ПЛАНЕТ ЗЕМНОЙ ГРУППЫ И ЛУНЫ

Л у н а. Поверхность Луны, сложенная в гипсометрически пониженных частях («морях») базальтами или, точнее, норитами, а в повышенных («континентах») — анортозитами, покрыта почти сплошным плащом реголита. В отсутствие флюидной оболочки главным фактором экзогенеза становится метеоритная бомбардировка. При этом происходят необратимые химические изменения при фракционном испарении преимущественно щелочных металлов и особенно калия из базальтов и натрия из более кремнекислых пород, что удается доказательно моделировать в экспериментах. Окислы железа на поверхности обломков восстанавливаются до металла за счет облучения альфа-частицами солнечного ветра. За счет метеоритной бомбардировки возникает обломки и капли стекла всех размерностей, вплоть до пелитовых, но преобладают псаммитовые и пелитовые [8, 34]. Они перемещаются («разбрызгиваются») и позднее оползают по склонам кратеров. В результате возникает осадочный покров, обладающий слоистой текстурой, мощность которого может достигать десятков метров, и получивший название реголита. Это, вероятно, крайний и самый ранний тип процессов экзогенеза [24], превалявавший в период завершения формирования планетных тел из первичных платезималей до формирования атмосферы и гидросферы. Возможно, что первые фрагменты сиалического слоя на поверхности Земли возникли именно в это время.

В е н е р а. В условиях жаркой ($500^\circ C$) и тяжелой (90 атм) существенно углекислой атмосферы, возникающие породы будут соответствовать зеленосланцевой фации метаморфизма [35]. В целом экзогенные процессы будут непосредственно протекать в условиях этой фации. Возникающие за счет базальта отложения будут представлены альбит-эпидотовыми или амфибол-эпидотовыми образованиями, вероятны карбонат-кварцевые отложения, а в присутствии окиси углерода и солянокислого флюида [48] образуются магнетитовые и галитовые отложения. В этих условиях значительные массы воды могут находиться в породах коры и верхней мантии в форме гидратированных минералов.

М а р с. На поверхности Марса устанавливается широкое, возможно, повсеместное распространение мерзлых пород с высоким содержанием льда [1]. Мощность этой криосферы составляет десятки и сотни метров [47]. Вероятно, эта первично-водная оболочка находилась в равновесии с атмосферой, где изотопный состав газов достаточно

точно соответствует составу газов земной атмосферы (см. ниже [51]). Это указывает на сходство в параметрах экзогенеза Марса и Земли в отдаленном прошлом.

	Марс	Земля
$^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$	0,0064—0,005	0,00368
$^{13}\text{N}/^{12}\text{N}$	0,0118±0,0012	0,0112
$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	0,00189±0,0002	0,00204
$^{36}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$	4—7	5,3

Состав осадочных отложений поверхности Марса оказывается существенно глинистым с большой долей сульфатов (кизерит 7—10%) и хлоридов (галит 1%), указывающих на процесс эвапоритизации (табл. 4). Глинистая часть характеризуется высокой железистостью (20% железа в валовом составе) и низкой глиноземистостью, что в целом существенно отличает их от терригенных пород Земли [26]. Они близки по составу к специфическим глинистым осадкам Земли, возникающим при размыве ультрамафитов и возникновении на их поверхности специфического «нонtronитового» профиля коры выветривания [19, 21].

Экзогенез на Марсе протекал, скорее всего, в условиях водной среды в равновесии с кислородсодержащей углекислотно-азотной атмосферой. Среди обнаженных и выветривающихся горных пород преобладали ультрамафиты. Вероятно присутствие продуктов эвапоритизации. Однако выветривание и переотложение почти полностью прекратились, когда сформировалась криосфера. Можно предполагать, что процессы водно-атмосферного выветривания и осадконакопления пришли на смену доатмосферным процессам лунной стадии и относительно быстро завершились в связи с охлаждением планеты и недостаточным по сравнению с Землей поступлением солнечного тепла.

Источники флюидной оболочки. Вопросы возникновения и ранней эволюции флюидной оболочки неотделимы от рассмотрения процессов экзогенеза на ранних стадиях геологического развития Земли. Наиболее естественным источником представляются тела типа комет или углистых хондритов, поскольку именно они наряду с силикатами содержат в своем составе лед, углекислоту, метан, аммиак, органические соединения, и, по-видимому, никогда не разогревались до температур свыше 200 К.

Присутствие всех указанных компонентов в твердом, жидком и газообразном состояниях на внешних планетах и их спутниках указывает на справедливость такого предположения. Естественным оказывается практически полное совпадение изотопного состава в углистых хондритах и земной коре, установленное для H, N, C, Ar, Ne, Kr и отношений содержаний C/N, C/H₂O, F/Cl, I/Cl, Br/Cl, что делает наиболее обоснованной общую модель состава первичной Земли, соответствующего 15% вещества железистых метеоритов, 45% обыкновенных хондритов, 40% углистых хондритов [3]. Справедливо было бы ожидать и соответствия в их относительной распространенности на Земле и в солнечной системе. Однако содержания благородных газов составляют лишь 10⁻⁷—10⁻¹¹ от их космической распространенности. Это невозможно объяснить общей дегазацией, например, из рассеянной атмосферы или при разогреве Земли, так как в этом случае не произошло бы такого разделения газовых фаз вообще. По-видимому, остальные газы (CO₂, H₂O) в это время находились в твердом состоянии в исходных твердых фазах, первичных гидратированных силикатах и карбонатах. Земля была холодной, а современная флюидная оболочка постепенно возникла на ранних этапах, путем дегазации [33, 55].

Вместе с тем невозможно выделение первично-восстановленной атмосферы (CH₄+NH₃) из известной нам мантии, так как в ней нет металлического железа, равновесного этим летучим при соответствующих температурах, и вместе с металлическим железом из мантии был бы удален никель, содержания которого в мантии достаточно высоки; а с другой стороны, современные соотношения Fe₂O₃ и FeO в мантии прямо противоречат предположению о выделении восстановленного флюида [32]. С учетом этого было предположено, что при первичном разогреве выделялись главным образом вода и углекислота, после поглощения которых осадками остаточная атмосфера состояла из H₂, CO, N₂. Однако это предположение не учитывает ряда важных ограничивающих условий и в своем первоначальном виде не может быть принято.

Таблица 4. Состав реголита Марса и терригенных пород Земли, вес %

Компонент	Реголит Марса [37]	Нонtronитовая кора выветривания серпентинита [19]		Микститы Малого Кавказа (данные автора)		Глинистые отложения континентов [26]
				серпентинитовый песчаник, среднее из 10 анализов	офиолитопластовый песчаник, среднее из 12 анализов	
SiO ₂	42,3—44,7	43,76	51,64	37,65	55,25	56,03
TiO ₂	0,8—1	0,13	He обн.	0,13	0,77	0,76
Al ₂ O ₃	5,5—5,7	5,92 *	15,32 **	2,28	12,45	16,44
Fe ₂ O ₃	18,2—20,3	21,15	22,44	4,86	3,48	2,43
FeO	—	0,05	He обн.	3,32	3,99	2,91
MgO	8,3—8,6	4,27	13,25	31,58	6,55	2,53
CaO	5,0—5,6	2,76	3,49 ***	4,13	5,75	4,07
Na ₂ O	—	He обн.	He обн.	0,2	2,94	1,08
K ₂ O	0—0,1	«	«	0,06	0,88	3
H ₂ O ⁺	—	—	—	11,5	3,88	4,51
H ₂ O ⁻	—	—	2,52	1,12	1,07	—
SO ₃	6,5—9,5	—	0,3	—	—	0,2
Cl	0,6—0,9	—	—	—	—	0,09
CO ₂	—	20,32(п.п.п.)	11,40(п.п.п.)	2,97	2,79	3,43
Сумма	91,8—93,6	—	—	99,91	99,96	—

* Cr₂O₃ = 1,36. ** Cr₂O₃ = 0,74. *** NiO = 2,35%.

Примечание: Для реголита Марса приведен интервал колебаний по трем образцам; сходный состав (в мас. %) имеет смесь глинистых минералов (нонtronит — 47, монтмориллонит — 17, сапонит — 15) и кизерита (13), кальцита (7) и рутила (1).

Проведенные расчеты показывают, что метановая атмосфера с давлением 1 атм у поверхности Земли геологически мгновенно рассеется в окружающем пространстве. Водород рассеется за 1 млн. лет, причем парниковый эффект за это время повысил бы температуру у поверхности до 200 °С, а сочетание CO+0,1% H₂ повысило бы температуру до 500 °С, при которой водород диссипировал бы практически мгновенно [56].

Возникновение атмосферы и гидросферы. Можно предположить, что в твердых фазах первичной оболочки Земли действительно присутствовали H₂O, CO₂, CH₄, NH₃. При последующем разогреве начиналось необратимое взаимодействие соединений водорода по реакциям типа:

CH₄+H₂O=CO+3H₂, равновесие которых сдвигается вправо при повышенных температурах. Тогда в первичную флюидную оболочку поступали бы вода, углекислый газ, окись углерода, азот и водород. Последний, очевидно, диссипировал бы немедленно по мере выделения. Под воздействием облучения (солнечной радиации) вероятны фотолитические реакции двух главных типов. Первый приводил бы к выделению кислорода, о чем частично уже упоминалось: 2H₂O $\xrightarrow{h\nu}$ O₂+2H₂, 2CO₂ $\xrightarrow{h\nu}$ O₂+2CO.

Другой тип реакций был предложен и специально исследован М. Шимицу [56]: 4CO $\xrightarrow{h\nu}$ C₃O₂+CO₂.

Возникающее углеродное соединение способно к дальнейшей полимеризации по реакции типа C₃O₂+C₃O₂+M → (C₃O₂)₂+M, где M — некоторый, например, металлический катализатор. Полимеры этого типа чрезвычайно химически активны и в первичном океане, вероятно, образовывали органические соединения [56].

Полученный вывод о водно-углекисло-азотной первичной флюидной оболочке достаточно хорошо увязывается с совокупностью данных по главным планетам земной группы, которые характеризуются в этом отношении определенным единством (табл. 5).

Единство флюидных оболочек планет земной группы. Вероятное соотношение H₂O, CO₂, N в первичной флюидной оболочке Земли (до предполагаемого захоронения в гидроксилсодержащих минералах и карбонатных осадках) составляет примерно 400 : 50 : 1, что достаточно точно соответствует их соотношению в вулканических газах [53]. На Венере содержание N₂ = 1,8%, а давление CO₂ у поверх-

Таблица 5. Соотношение главных компонентов атмосферы Земли, Венеры и Марса

№№ п/п	Планета, температура	H ₂ O	CO ₂	N ₂	⁴⁰ Ar	Примечание
1	Венера, 740К	0,1 атм	90 атм	1600 мбар	18 мбар	Измерения станцией Венеры (СССР)
2	«	88,73%	11,07%	1,8% 0,20%	—	Расчет по соотношению H ₂ O и (CO ₂ N ₂) для Земли
3	Земля, 240—350К	400 атм	50 атм	800 мбар	10 мбар	Расчет по захороненным карбонатам, атмо- и гидросфере
4	«	88,73%	11,09%	0,18%	—	То же
5	«	88,69%	11,09%	0,22%	—	Состав вулканических газов [53]
6	«	?	44 атм	790 мбар	9 мбар	Расчет по данным для Венеры [56]
7	Марс, 203—295К	(слагает криосферу)	95,3%	2,7%	1,6%	Общее давление 5 мбар, измерения аппаратом Викинг (США)
8	«	88,73	10,96	0,31	—	Расчет по соотношению H ₂ O и (CO ₂ + N ₂) для Земли

ности равно 90 атм, что, исходя из сходства состава, масс и объема планет, позволяет рассчитать [56] соответствующие цифры для Земли (табл. 5, № 6). Полученные данные обнаруживают прекрасную сходимость, свидетельствующую о единстве процессов возникновения атмосфер. Расхождения в содержаниях воды могут объясняться захоронением (неполным высвобождением) в мантии [35], различиями в небулярных температурах на орбите при аккреции, составлявшими для Венеры 900 К, а для Земли 60 К [48], и, наконец, в результате совокупного воздействия повышенной солнечной радиации и более интенсивного парникового эффекта на Венере. Здесь установлено присутствие СО в количестве 40 г/т, O₂ не обнаружен. Сходные соотношения CO₂ и N₂ выявлены в атмосфере Марса, где присутствует также СО (0,08%) и O₂ (0,12%), возникшие при фотолитической диссоциации углекислоты. О поразительном сходстве изотопного состава атмосферных газов Марса и Земли упоминалось ранее (см. вывод на с. 84).

Сходство составов и физических свойств Земли, Венеры и Марса позволяет предполагать подобие валовых составов первичных флюидных оболочек, в частности по отношению H₂O к остальным компонентам. Рассчитанные на этой основе соотношения CO₂ и N₂ оказываются поразительно сходными (табл. 5, № 2, 4, 5, 8). Это указывает на справедливость предположения об единстве общих закономерностей возникновения и эволюции флюидных оболочек планет земной группы. Характерным оказывается отсутствие признаков восстановительной атмосферы, преимущественно азотно-углекислый состав газовых фаз, возникновение O₂ и CO₂ при фотолитической диссоциации, существование H₂O, по-видимому, составлявшей большую часть первичной флюидной оболочки.

Проведенное рассмотрение литогенеза на ранней Земле, включающее источники вещества в областях сноса, типы осадочных пород, закономерности возникновения их ассоциаций и условия среды формирования осадков, позволяет подвести некоторые итоги.

Осадочные породы Земли в современном понимании этого термина возникли впервые непосредственно после эпохи главной метеоритной бомбардировки, представлявшей собой последний этап процесса аккреции внутренних планет. К этому времени на поверхности существовали массы силикатического вещества, соответствующего континентальной коре и представленного анортозитами и дацитами (тоналитами). Принципиальное, наиболее яркое и важное отличие этого вещества от континентальной коры более поздних эпох, — повсеместное преобладание натрия над калием, что оказывается естественным

следствием массового выплавления этих пород из первичного планетного вещества любого приемлемого состава.

Осадочные отложения образуют полный естественный ряд: пески—глины—смешанные породы—карбонаты, включая кремнисто-железистые и сульфатсодержащие отложения. Преобладают везде терригенные отложения: граувакки с той или иной примесью вулканогенного материала и пелиты с высоким содержанием железа, в том числе окисного. С появлением граувакк связано первое появление обломочного кварца в экосфере Земли, сепарированного в процессе выветривания. Наличие высокожелезистых пелитов указывает на существование ферри-аллитовых и нонtronитовых кор выветривания, развивающихся на кислых, основных и ультраосновных породах.

Ассоциации этих пород на основании подобия можно отнести к гумидному, вулканогенно-осадочному и ариднему типам литогенеза, однако это заключение базируется на самых общих признаках отложений, и для доказательства необходима дальнейшая конкретизация факторов и агентов осадконакопления в осадочных бассейнах.

Вопрос о составе и состоянии флюидной оболочки Земли наиболее сложный и не может быть рассмотрен без анализа соответствующих данных по другим планетам земной группы. Непосредственные геологические наблюдения по Венере и Марсу позволяют сделать вывод о том, что флюидная оболочка Земли состояла из водного океана с анионами Cl^- и SO_4^{2-} и атмосферы, содержащей в качестве главных компонентов CO_2 , N_2 и в небольших количествах O_2 и CO . Кислород возникал за счет фотолитической диссоциации воды и активно поглощался при окислении горных пород, обнаруженных на поверхности. Окись углерода присутствовала в незначительных количествах как промежуточное соединение в системе динамического равновесия между диссоциированной CO_2 и углеводородными полимерами, формировавшимися в океане. Это состояние продолжалось до появления живых организмов, когда с началом фотосинтеза атмосфера начала развиваться существенно по-иному, а в число факторов экзогенеза вошло непосредственное воздействие продуктов жизнедеятельности на мобилизацию вещества горных пород земной поверхности и накопление осадков.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Алехин Ю. В., Закиров И. В., Базилевский А. Т., Флоренский К. П.* К вопросу о составе полярных шапок Марса. — *Геохимия*, 1977, № 9, с. 1283—1287.
2. *Аллотт Я.* Древние супракристалльные породы с возрастом выше 3760 млн. лет и ассоциирующиеся с ними полосчатые железистые кварциты, район Исуа, центральная часть Западной Гренландии. — В кн.: *Ранняя история Земли*. М.: Мир, 1980, с. 188—201.
3. *Барсуков В. Л.* Ранняя история планеты Земля. — *Природа*, 1981, № 6, с. 30—38.
4. *Бибикина Е. В.* Проблемы радиологического датирования древнейших ядер докембрийских шифов СССР. — В кн.: *Докл. сов. геологов. XXVI сес. МГК. Секция 07. Докембрий*. М.: Наука, 1980, с. 131—138.
5. *Богатиков О. А.* Эволюция магматизма в истории Земли. — *Природа*, 1981, № 7, с. 32—40.
6. *Богатиков О. А., Богданова С. В., Марков М. С.* «Серые гнейсы» архея и магматизм ранних стадий становления континентальной земной коры. — В кн.: *Докл. сов. геологов. XXVI сес. МГК. Секция 07. Докембрий*. М.: Наука, 1980, с. 17—24.
7. *Винклер Г.* Генезис метаморфических пород. М.: Недра, 1979. 328 с.
8. *Виноградов А. П.* Предварительные данные о лунном грунте, доставленном автоматической станцией «Луна-16». — В кн.: *Лунный грунт из моря Изобилия*. М.: Наука, 1974, с. 7—18.
9. *Виноградов В. И.* Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. М.: Наука, 1980. 192 с. (Тр. ГИН; Вып. 351).
10. *Докембрий и проблемы формирования земной коры*. М.: Наука, 1978. 312 с.
11. *Калсбэк Ф.* *Метаморфизм архейских пород Западной Гренландии*. — В кн.: *Ранняя история Земли*. М.: Мир, 1980, с. 234—245.
12. *Ламберт Р. Ст. Дж., Холланд Дж. Г.* Геохимия гнейсов Амйтсок, предварительные наблюдения. — В кн.: *Ранняя история Земли*. М.: Мир, 1980, с. 201—212.
13. *Лутц Б. Г.* Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1974. 304 с.
14. *Лутц Б. Г.* Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975. 168 с.
15. *Лутц Б. Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 246 с.
16. *Майерс Дж. С.* Раннедокембрийский комплекс Гренландии. — В кн.: *Ранняя история Земли*. М.: Мир, 1980, с. 176—188.

17. Мельник Ю. П. Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов. Киев: Наук. думка, 1973. 288 с.
18. Наги Б., Наги Л. А. Органическое вещество в древнейших осадках Земли. — В кн.: Корреляция докембрия. М.: Наука, 1977, т. 1, с. 236—253.
19. Петров В. П. Основы учения о древних корях выветривания. М.: Недра, 1967. 344 с.
20. Работнов В. Т. Эвапоритовые образования докембрия. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М.: ВИНТИ, 1973, с. 71—72.
21. Разумова В. Н. Коры выветривания латеритного и каолинового типа основных пород. — М.: Наука, 1967. 130 с. (Труды ГИН АН СССР; Вып. 174).
22. Риваленти Дж. Геохимия метавулканических амфиболитов юго-западной Гренландии. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 223—234.
23. Розен О. М. Экзогенез в докембрийской истории Земли: проблема эволюции. — В кн.: Корреляция докембрия. М.: ВГФ, 1975, с. 28—30.
24. Розен О. М. Скаполит-плагноклазовые сланцы и проблема докембрийских сульфатов (геохимическое сопоставление отложений соленосных бассейнов и известковых серий метаморфических пород). — Докл. АН СССР, 1979, т. 244, № 2, с. 450—454.
25. Розен О. М. Происхождение плаггиогнейсов первичной земной коры: селективное плавление исходного субстрата. — В кн.: Петрология литосферы и рудоносность. Л.: ВСЕГЕИ, 1981, с. 53—54.
26. Ронов А. Б. Осадочная оболочка Земли (количественные закономерности строения, состава и эволюции). М.: Наука, 1980. 79 с.
27. Рутген М. Происхождение жизни. М.: Мир, 1973. 225 с.
28. Сидоренко А. В. Проблемы осадочной геологии докембрия. — Сов. геология, 1963, № 4, с. 3—23.
29. Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А. Проблема геохимической эволюции Земли в свете данных изотопной геологии докембрия. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1980, вып. 5, с. 34—44.
30. Сидоренко А. В., Розен О. М. Современные проблемы познания ранних стадий геологического развития Земли. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1980, вып. 5, с. 9—21.
31. Сидоренко А. В., Теняков В. А., Розен О. М. и др. Основные черты геохимии гипергенеза раннего докембрия. — В кн.: Тр. 1-го Междунар. геохим. конгр. М.: ВИНТИ, 1973, т. 4, кн. 1, с. 9—27.
32. Уолкер Дж. С. Дж. Некоторые соображения об эволюции атмосферы, базирующиеся на модели возникновения Земли путем негомогенной аккреции. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 535—546.
33. Фишер Ж. Э. Редкие газы как ключ к происхождению Земли. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 546—555.
34. Флоренский К. П., Иванов А. В., Тарасов Л. С., Стахеев Ю. И., Родэ О. Д. Морфология и типы частиц реголита из Моря Изобилия. — В кн.: Лунный грунт из Моря Изобилия. М.: Наука, 1974, с. 38—53.
35. Ходаковский И. П., Волков В. П., Сидоров Ю. И., Борисов М. В. Минеральный состав пород, процессы гидратации и окисления внешней оболочки планеты Венера: (Предвар. прогноз). — Геохимия, 1978, № 12, с. 1821—1835.
36. Холланд Г. Д. Эволюция морской воды. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 556—565.
37. Baird A. K., Toulmin P. — III, Clark B. C. et al. Mineralogic and petrologic implications of Viking geochemical results from Mars: Interim report. — Science, 1976, vol. 194, N 4271, p. 1288—1293.
38. Boettcher A. L. The system $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ of high pressure and temperature. — J. Petrol., 1970, vol. 11, N 2, p. 203—220.
39. Booth M. C., Kieffer H. H. Carbonate formation in Marslike environments. — J. Geophys. Res., 1978, vol. 83, N B4, p. 1809—1815.
40. Bridgwater D., Watson I., Windley B. F. The archean craton of the North Atlantic region. — Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1973, vol. 273, p. 493—512.
41. Compton P. Rare earth evidence for the origin of the Nuk gneisses Buksefjorden region, Southern West Greenland. — Contribs Miner. and Petrol., 1978, vol. 66, p. 283—293.
42. Coward M. P., Francis P. W., Graham R. H. et al. Remnants of an early metasedimentary assemblage in the Lewisian complex of the Outer Hebrides. — Proc. Geol. Assoc., 1969, vol. 80, p. 387—408.
43. Haria Y., Kennedy G. C. Equilibrium study of anorthite under high pressure and high temperature. — Amer. J. Sci., 1968, vol. 266, p. 193—203.
44. McGregor V. R. Archean grey gneisses and the origin of the continental crust: Evidence from the Godthab region, West Greenland. — In: Trondiemites, dacites and related rocks / Ed. F. Barker. Amsterdam: Elsevier, 1979, p. 169—204.

45. *McGregor V. R., Mason B.* Petrogenesis and geochemistry of metabasaltic and metasedimentary enclaves in the Amitsoq gneisses, West Greenland. — *Amer., Miner.*, 1977, vol. 62, p. 887—904.
46. *Ingersoll A. P.* The runaway greenhouse, a history of water on Venus. — *J. Atmos. Sci.*, 1969, vol. 26, p. 1191—1198.
47. *Kuzmin R. O.* — *Lunar and Planet. sci.*, 1980, vol. 11, pt 2, p. 585—586.
48. *Lewis J. S.* *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1970, vol. 10, N 1, p. 73—80.
49. *Le Metour.* Petrogenesis of migmatites and associated granites in South Brittany. — *Neues Jb. Miner. Monatsch.*, 1978, H. 8, S. 364—376.
50. *Nockolds S. R.* Average chemical composition of some igneous rocks. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1954, vol. 65, N 10, p. 1007—1032.
51. *Owen T., Rushneck D. R., LaFleur A. L., Howarth D. W.* The atmosphere of Mars near the surface: Isotope ratios and upper limits of noble gases. — *Science*, 1976, vol. 194, N 10, p. 76—77.
52. *Phaup A. E.* Provisional map of the granitic rocks of the Rhodesian craton. — *Geol. Soc. S. Afr.*, 1971, Excursion guide-book «Granite 71» Simposium, p. 18—31.
53. *Rubey W. W.* Geological history of seawater. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1951, vol. 62, p. 1111—1147.
54. *Sagan C., Mullen G.* Earth and Mars: Evolution of atmospheres and temperatures. — *Science*, 1972, vol. 177, p. 52.
55. *Schidlowski M., Eichman R., Junge Ch. E.* Precambrian sedimentary carbonates: Carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget. — *Precambrian Res.*, 1975, vol. 2, N 1, p. 1—69.
56. *Shimizu M.* An evolutionary model of the terrestrial atmosphere from a comparative planetological review. — *Precambrian Res.*, 1979, N 3/4, p. 311—324.
57. *Sillen L. G.* The ocean as a chemical system. — *Science*, 1967, vol. 156, N 3779, p. 1189—1197.

УДК (523.3+523.43) : 525

А. В. АВДЕЕВ

ПЛАНЕТОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ЗЕМНОГО КОРООБРАЗОВАНИЯ

Из планетологических достижений, полученных за последние годы, следует упомянуть прежде всего съемку Юпитерианской системы космическими аппаратами «Вояджер-1» и «Вояджер-2» и картирование поверхности Галилеевых лун и Венеры [14]. Знакомство с Юпитерианской системой позволяет утвердиться в следующих выводах:

Во-первых, о существовании на поверхности планет кольцевых структур трех типов — шоковых, вулканических, конвекционных (в том числе вихревых). Шоковые структуры, в днищах которых ударами извне вскрыта мощная ледовая оболочка и рождены разноразмерные радиально-кольцевые структуры, наиболее доказательны на спутнике Юпитера Каллисто ($d=4840$ км, $\rho=1,79$ г/см³), что видно на рис. 1¹. Вулканические структуры — конуса и кальдеры — изобилуют на поверхности другого его спутника — Ио ($d=3640$ км, $\rho=3,53$ г/см³), причем их происхождение было безусловно подтверждено гигантскими газо-паровыми выбросами по крайней мере восьми вулканических структур, зафиксированных аппаратами «Вояджер» (патеры² Локи, Мафуике, Мардук, Волунд, Прометей, Мауи, вулканы Мирани, Масуби). Наконец, гигантские планетарные вихри и бурную газогидродинамику продемонстрировал перед объективами сканеров сам Юпитер [9, 14—16].

Во-вторых, о существенной роли приливных (гравитационных) сил в формировании трещинных систем планетарных кор, например, на таком космическом теле, как Европа

¹ Схемы составлены на основании карт Галилеевых лун Юпитера масштаба 1:25 000 000 (1979), предварительной карты Марса того же масштаба (1973 г.) и карты Венеры масштаба 1:50 000 000 (1980 г.), изданных Геологической службой США и составленных по космическим снимкам с «Вояджер-1», «Вояджер-2», «Маринер-9» и «Пионер-Венера-1» [11].

² Патеры — изометричные вулcano-тектонические депрессии (чаши) с плоским дном, впервые установлены на поверхности Марса.

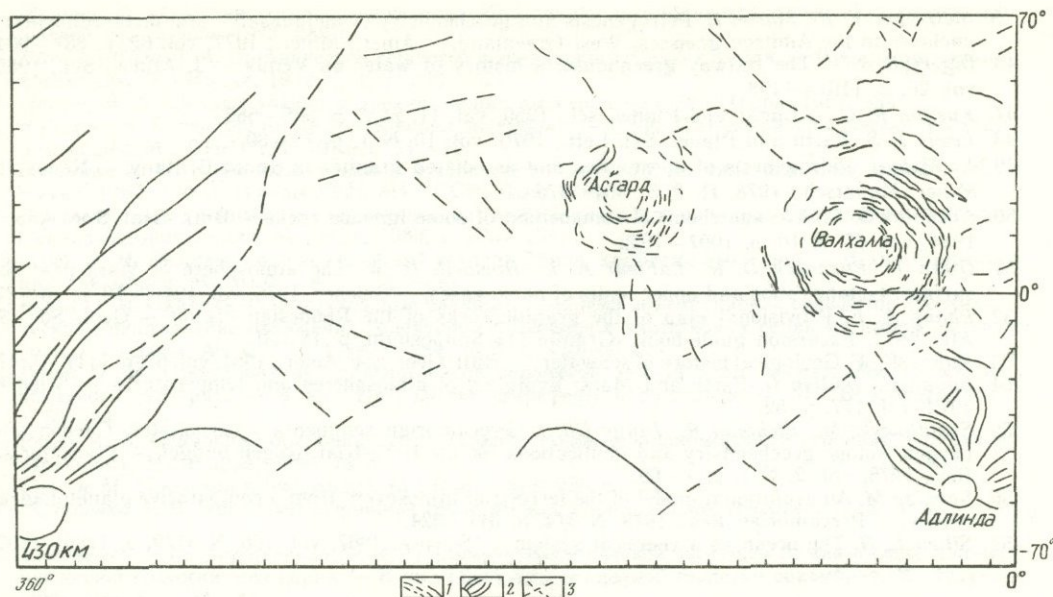


Рис. 1. Схема размещения крупнейших кольцевых и лучисто-кольцевых ударных структур на поверхности спутника Юпитера Каллисто. Составил автор на основе предварительной фотокарты Каллисто масштаба 1:25 000 000, изданной Геологической службой США в 1979 г.

1 — кольцевые валы и трещины; 2 — лучевые элементы рельефа; изогнутость обусловлена движением продуктов взрыва в сильных электромагнитных полях Юпитера; 3 — разломы. Цифра слева внизу — длина 10 градусов меркаторской дуги планеты (в километрах); южные широты обозначены знаком минус

($d=3130$ км, $\rho=3,03$ г/см³) под воздействием приливных сил Юпитера возникла (рис. 2) сложнейшая, поистине скиапареллевская решетка трещин с «оазисами» в узлах их пересечения [12]. Именно подобная решетка явилась базисом для размещения многочисленных вулканических аппаратов на Ио (рис. 3), а также для развития из них более широких мобильных зон, в которой жесткий коровый материал приобрел реологические свойства как на Ганимеде ($d=5280$ км, $\rho=1,93$ г/см³) (рис. 4).

В-третьих, о большой роли энергии приливного взаимодействия в разогреве малой планеты Ио до активного вулканического состояния (она имеет тектонически мертвый эквивалент в виде Луны). Эта энергия ранее вообще игнорировалась при расчетах тепловой истории планет. Главной (практически единственной) считалась энергия радиоактивных распадов [4].

Галилеевы луны — своего рода планеты земной группы в системе Юпитера. Если вернуться к планетам земной группы в системе Солнца и, в частности, к Луне, которую мы в некоторых аспектах знаем сейчас лучше, чем свою собственную планету [3], то на ее примере можно убедиться, что юность планет была горячей, причем ранний разогрев обеспечивался энергией соударений разноразмерных тел, входивших в вихревые системы, из которых аккрецировали планеты. Бурная гравитационная дифференциация частично или полностью расплавленной Луны привела вначале к образованию мощной (60—100 км) коры анортозит-габбро-норит-перидотитового состава — по механизму расслоения в гравитационном поле кристаллизующегося основного расплава. Эта дифференциация протекала на фоне продолжавшейся аккреции и падения на поверхность планеты разноразмерных (до 100 км в диаметре) сгустков с умеренными скоростями — до 10 км/с.

Падения этих тел создали оспенную поверхность планет и астероидов, типичную для Луны ($d=3477$ км, $\rho=3,34$ г/см³), Меркурия ($d=4844$ км, $\rho=5,5$ н/см³), ледовых лун Юпитера и Сатурна, раннего Марса ($d=6773$, $\rho=3,97$ г/см³), а также для весьма небольших его несферических спутников типа Фобоса (27×19 км), Деймоса (15×11 км) и спутника Юпитера Амальтеи (260×140 км), что собственно и доказывает шоковое происхождение структур, так как вулканизм на крохотных глыбах невозможен [2].

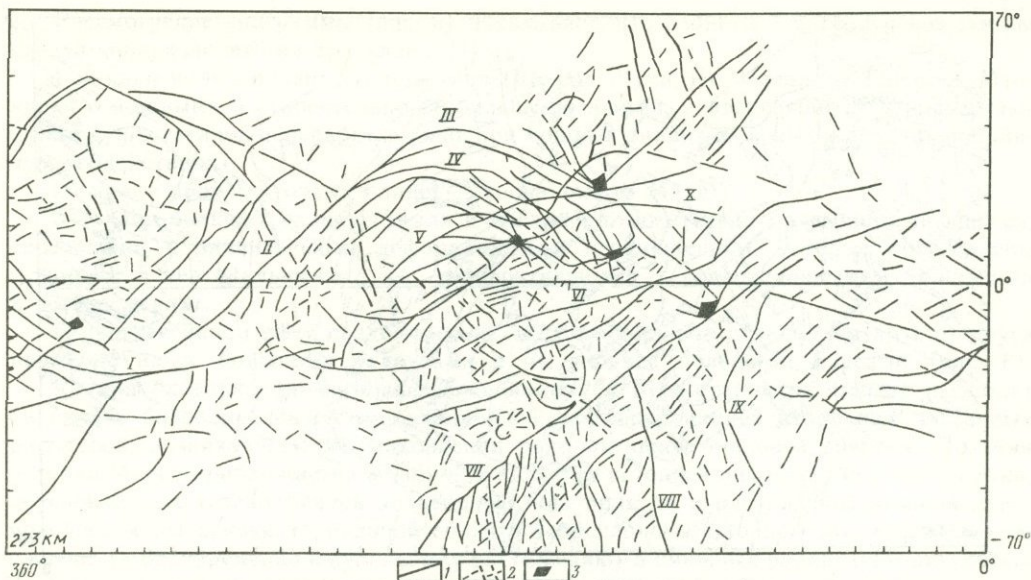


Рис. 2. Схема размещения линейных, разрывных и узловых структур на поверхности спутника Юпитера Европы. Составил автор на основе предварительной фотокарты Европы масштаба 1:25 000 000, изданной Геологической службой США в 1979 г.

Линеаменты: I — Финей, II — Звездный, III — Минос, IV — Кадм, V — Бел, VI — Пелор, VII — Ливийский, VIII — Адонис, IX — Сарпедон, X — пятно Тир; 1 — протяженные зоны разломов, 2 — разломы высоких порядков, 3 — узловые «оазисы» трещиноватости; другие объяснения см. на рис. 1

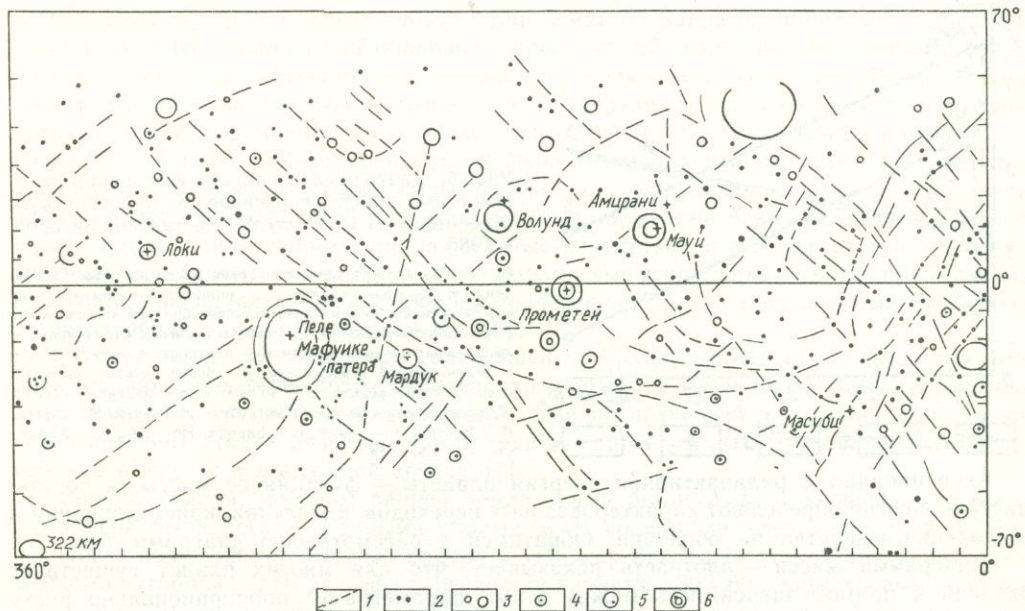


Рис. 3. Схема размещения трещинных и вулканических структур на поверхности спутника Юпитера Ио. Составил автор на основе предварительной фотокарты Ио масштаба 1:25 000 000, изданной Геологической службой США в 1979 г.

1 — разломы; 2 — мелкие вулканы; 3 — кальдеры; 4 — вулканы с кальдерами и кратерами; крупные вулканотектонические депрессии; 5 — простые патеры; 6 — сложные патеры большого диаметра, расположенные около вулканических центров; подписаны активные вулканические аппараты; другие объяснения см. на рис. 1

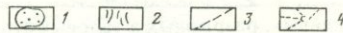
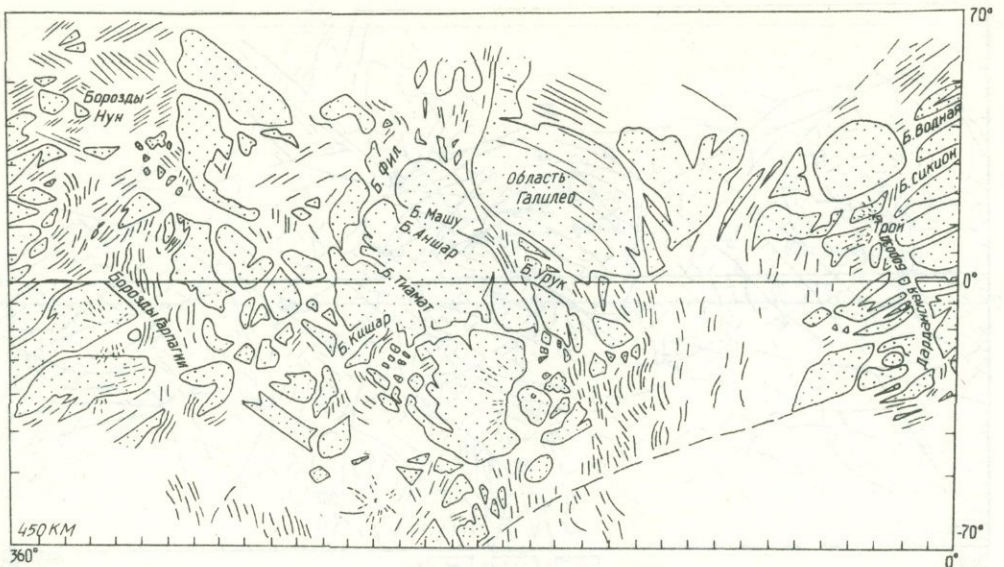


Рис. 4. Схема размещения жестких ледовых плит и мобильных зон на поверхности спутника Юпитера Ганимед. Составлена автором на основе предварительной фотокарты Ганимеда масштаба 1:25 000 000, изданной Геологической службой США в 1979 г.

1 — ледовые плиты; 2 — мобильные зоны с флювио-полосчатым рисунком трещинных систем; 3 — поздний разрыв; 4 — лучи астроблем; другие объяснения см. на рис. 1

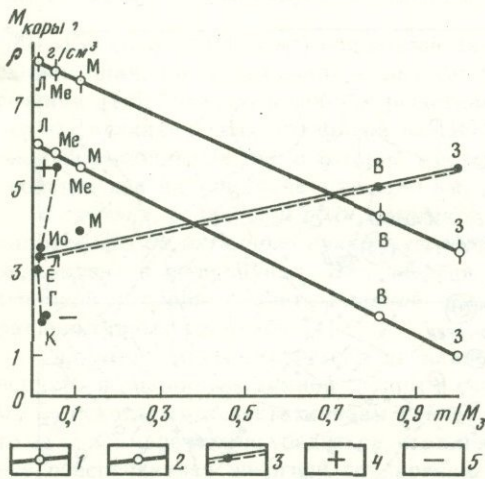


Рис. 5. Диаграмма мощности кор и плотности некоторых планет и спутников по отношению к их относительной массе m/M_3 . Составлена автором в 1980 г.

По оси абсцисс отложено отношение массы планеты к массе Земли m/M_3 ; по оси ординат: 1 — мощность континентальных кор (в десятках километров) и линия обратной зависимости; 2 — мощность океанических кор (в десятках километров) и линия обратной зависимости; 3 — плотность планет (в $г/см^3$) и линия прямой зависимости; 4 — более высокие значения относительно средних; 5 — то же, более низкие. Буквами обозначены планеты: Л — Луна, Ме — Меркурий, М — Марс, В — Венера, З — Земля, Е — Европа, Ио — Ио, К — Каллисто, Г — Ганимед

Аккреционная и радиоактивная энергия планеты — функция ее массы, а состав, масса и энергия определяют характер фазовых переходов, плавления, кристаллизации и расслоения вещества на оболочки. Обратимся к рассмотрению диаграмм (рис. 5).

Диаграмма масса — плотность показывает, что для многих планет существует близкая к прямой зависимость между этими параметрами: пропорционально росту массы планеты увеличивается и ее плотность. Исключение составляют расположенный близко к Солнцу Меркурий, который аккрецировал из обедненной летучими компонентами плотной материи, а также ледовые спутники планет-гигантов, формировавшиеся путем аккреции материи с существенной ролью летучих компонентов, отогнанных центральными светилами на периферию систем. Для большинства планет земной группы должны существовать пропорциональные связи между мощностями кор (литосфер) и массами планет. Судя по Луне и Земле, пропорциональность должна быть обратной.

Рассмотрение диаграммы (рис. 5) показывает, что планеты с массой менее земной следует подразделять на три клана [1]:

1 — клан малых планет лунного типа (Европа, Луна, Ио, Каллисто, Ганимед, Меркурий с мощными и относительно стабильными корами, подвергавшихся и подвергающихся существенной переработке лишь при мощных ранних шоковых и поздних приливных воздействиях);

2 — клан промежуточных планет — (пока только Марс);

3 — клан больших планет (Земля и Венера с относительно маломощными корами, способными к значительным деформациям и перемещениям, которые обусловлены мощными вертикальными и горизонтальными конвекционными течениями в астеносферах).

В прогрессивном ряду представители всех трех кланов отличаются друг от друга примерно вдвое большими радиусами и на порядок большими массами (рис. 6).

Ранняя близакреционная дифференциация на Марсе (как на Венере и Земле) сменилась более медленной гравитационной дифференциацией вторичных частичных расплавов, возникавших при накоплении радиоактивной тепловой энергии. Поздняя история Марса приближается к земной и является историей рифтогенеза и вулканизма, обусловленных астеносферной конвекцией. Она привела к растяжению мощной луноподобной коры приэкваториальной области этой планеты (Долины Маринера) и к ее сжатию (и одновременно к купольному растяжению) в смежных районах (Трактус Альбус), где на кору изливались огромные объемы базальтовых лав с образованием гигантских щитовых вулканов (Олимп, Арский, Аскрейский, Павлиний и др.) (рис. 7).

Для современной Земли основные положения тектоники плит доказаны наблюдением за геондом из ближайшего космоса [10]. Тихоокеанскому вулканическому и сейсмическому поясу зон Беньофа соответствует кольцо мантийных плотностных аномалий [6].

Была ли ранняя горячая история Земли подвластна тектонике плит — остается неясным. Но конвективные движения в прошлом были не менее значительными, чем сейчас. Поэтому вряд ли когда-нибудь наша Земля обладала равномерным по площади и мощности слоем силикатической оболочки. Скорее, на ней существовали две области сгущивания легких дифференциатов — северный и южный полюса, а собранные здесь массы положили начало суперконтинентам — Лавразии и Гондване, память о которых сохранилась в современном поле гравитации (рис. 8). Эти образования представляли собой либо богатые щелочами и потому более близкие к гранитоидам (по сравнению с лунными анортозитами) расслоенные плутоно-дифференциаты допирилитовой мантии, либо продукты беньофовой или экзогенной гранитизации базитовых плит. Древнейшим породам Земли свойственны полосчатые пертитовые и антипертитовые чарнокит-эндербит-мангериты, гиперстеновые и фаялитовые гранулиты, долго пребывавшие в близком к расплавленному состоянию и подвергшиеся позже массовому метаморфизму с друзитообразованием и обводнением [5].

Около 4 млрд. лет назад над древнейшей поверхностью Земли, по-видимому, имела газовая атмосфера, позже сконденсировавшаяся в горячую гидросферу с выпадением железисто-кремнистых гидролизатов. Для последующей длительной (собственно геологической) стадии развития Земли типичны процессы выветривания и накопления осадков в водной и воздушной средах [7].

Вообще говоря, моделью ранней Земли могла бы послужить Венера, если бы ее атмосфера была богата водяными парами, а не содержала всего лишь 0,14 % H_2O .

После получения с помощью аппарата «Пионер-Венера-1» первой предварительной мелкомасштабной карты рельефа поверхности планеты с 30—60-километровым разрешением (рис. 9) американские исследователи почему-то отказали нашей соседке в мобилистическом варианте развития; они посчитали, что многочисленные разномасштабные округлые структуры на ее поверхности являются астроблемами, а соответственно сама венерианская кора — древней [8].

Рассмотрение диаграммы (см. рис. 5) показывает, что этот вывод некорректен по следующим причинам:

1) кора на Венере не может иметь мощность, намного большую по сравнению с земной;

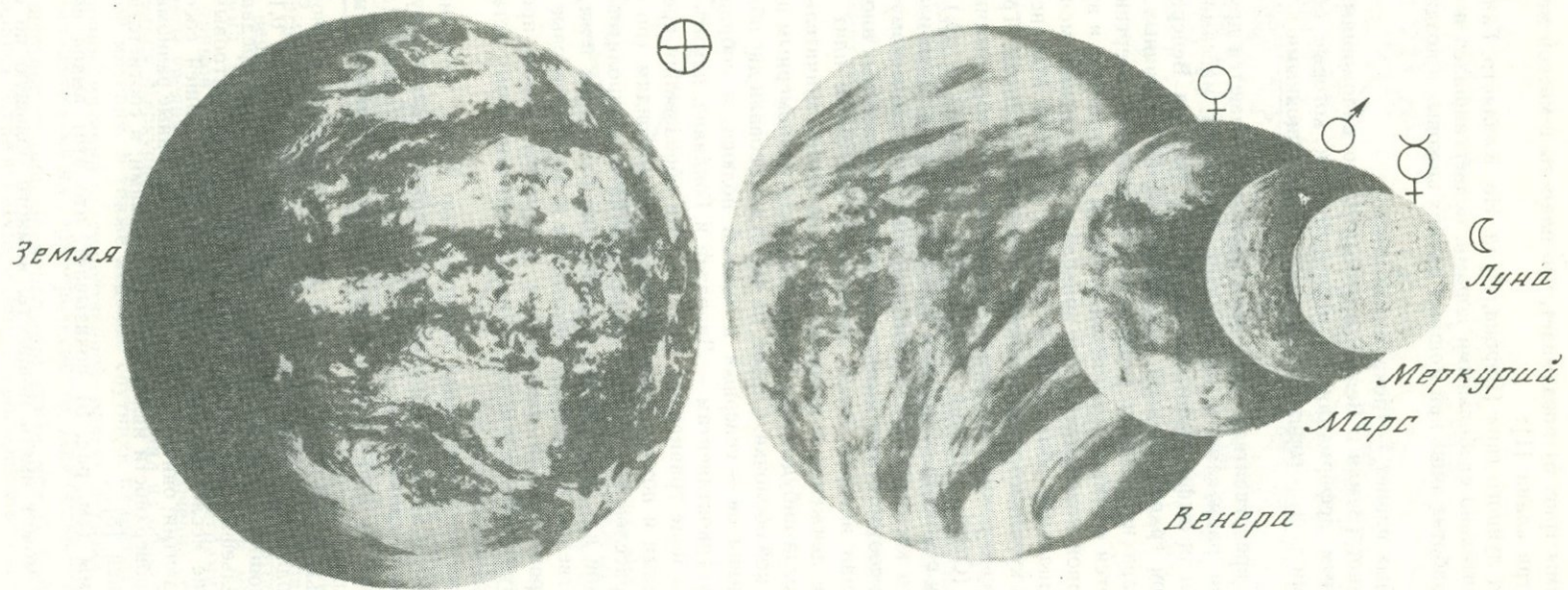


Рис. 6. Планеты земной группы в сопоставимых размерах. Фотомонтаж, составленный автором в 1974 г. по фотоснимкам с американских и советских космических аппаратов. Буквами обозначены планеты (см. рис. 5), рядом даны их символы

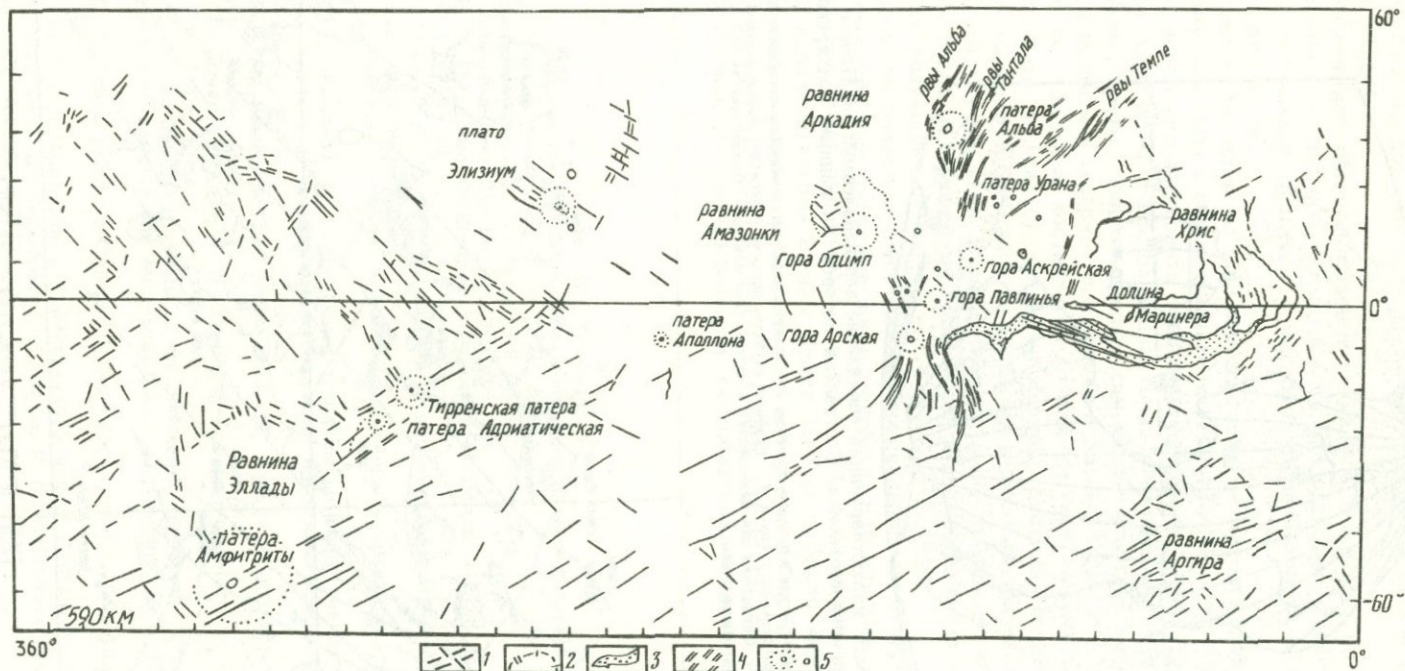


Рис. 7. Схема размещения основных структурных элементов на поверхности Марса. Составлена автором на основе предварительной фотокарты Марса масштаба 1:25 000 000 (1973 г.), а также полистных карт Марса масштаба 1:5 000 000 (1976 г.), изданных Геологической службой США

1 — выходы кратерированной коры по сети диагональных сколов северо-западного и северо-восточного простираний; 2 — реликты засыпанных песком крупных астроблем — Эллады и Аргире; 3 — рифтовая структура долин Маринера в приэкваториальной части; 4 — ответные структуры сжатия; 5 — гигантские вулканы и патеры; другие объяснения см. на рис. 1

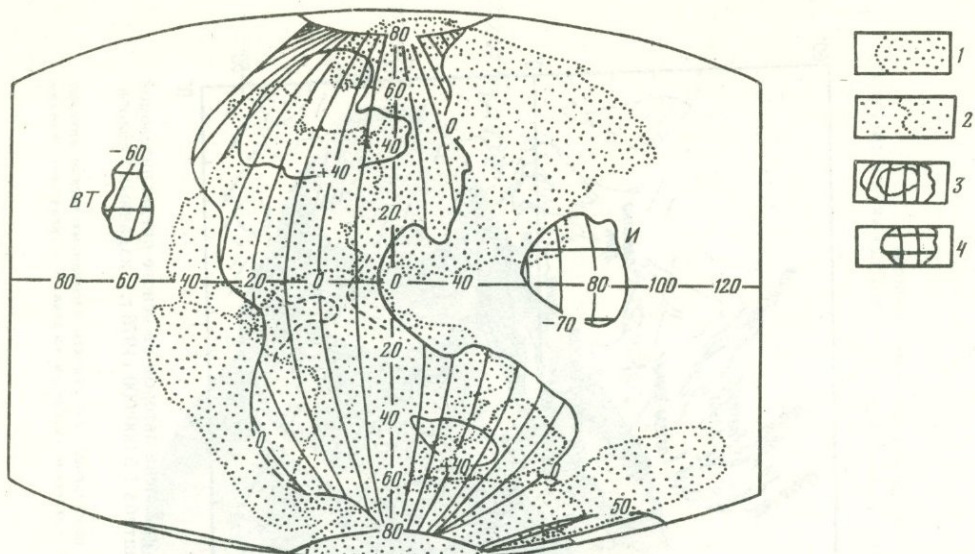


Рис. 8. Схема Земли, иллюстрирующая совпадение верхнепалеозойской Пангеи с Атлантической выпуклостью современного геоида. Составлена автором по данным Годдардского космического центра США, 1974 г.

1 — размещение Пангеи на Земле в верхнем палеозое; 2 — границы между современными континентами; 3 — Атлантическая выпуклость (знак +) современного геоида; 4 — наиболее глубокие впадины современного геоида — Восточно-Тихоокеанская и Индийская (знак -). Оцифровка для выпуклостей и впадин дана в метрах. Примечание автора: Циркумтихоокеанские Беньюфовские аномалии геоида сняты

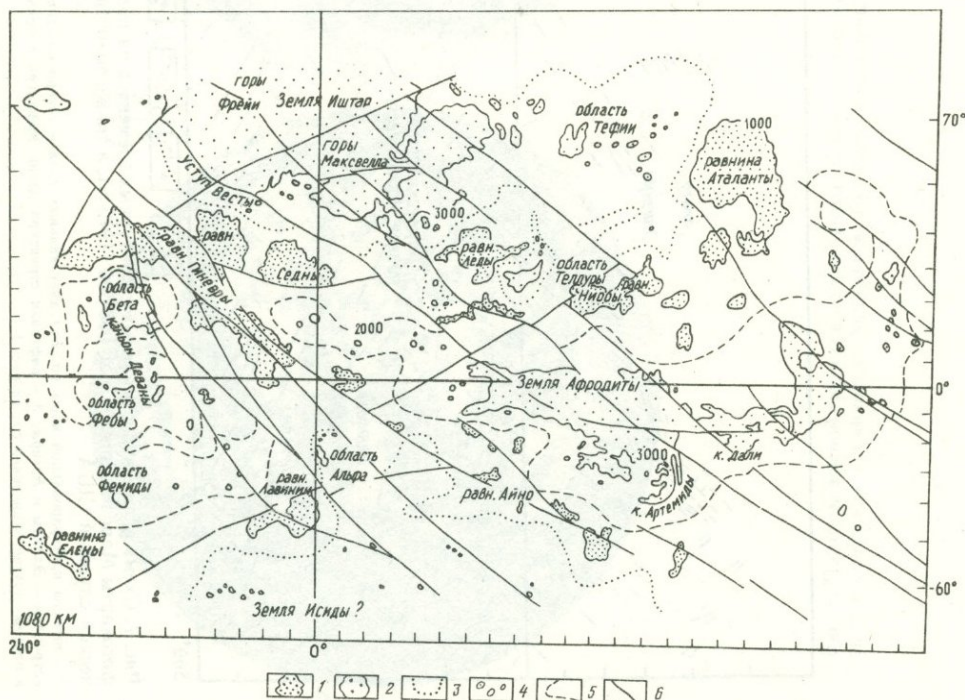


Рис. 9. Схема рельефа и крупнейших трансформных разломов поверхности Венеры. Составлена автором на основе первой топокарты Венеры масштаба 1:40 000 000, изданной Геологической службой США (на базе измерений со спутника «Пионер-Венера-1») в 1980 г.

1 — наиболее глубокие впадины; 2 — поднятия; 3 — полярные «континенты»; 4 — обрамляющие «островные дуги»; 5 — экваториальные поднятия и окружающие их «острова»; 6 — трансформные разломы. Оцифровка схематизированных изобат дана в метрах высоты над днищами глубочайших впадин. Равн. — равнина, К. — каньон; другие объяснения см. на рис. 1

2) если на небольшом по массе Марсе возникла конвекция, сильно деформировавшая его мощную луноподобную кору, то тем более интенсивная конвекция должна была охватить массивную Венеру.

У Венеры должен быть обычный лавовый вулканизм. Высокая температура поверхностных и глубинных оболочек будет усиливать реологические свойства пород, что будет вызывать провальные процессы с массовым образованием на месте щитовых вулканов гигантских патер.

Слабое вращение этой планеты (243 земных суток) не должно благоприятствовать ориентированному спредингу с возникновением меридиональных срединно-океанических хребтов, но оно может способствовать приливному подъему приэкваториальной части планеты (Земля Афродиты) с последующим горизонтальным оттоком поднятого материала в высокие широты с формированием там цепей океанских котловин (равнины Седны, Ниобы, Аталанты в северном полушарии и Елены, Авини и Айно — в южном) и далее к полюсам — подобия континентов (Земля Иштар), окруженных островными дугами (области Тетис и Теллус), краевыми морями (равнина Леды) и кружевными желобами. Этот вариант представляется особенно вероятным; он окажется наиболее правильным в том случае, если в пока еще не закартированной южной полярной области Венеры будет обнаружен материк Земли Исиды, подобный материку Земли Иштар северного полушария.

Альтернативно диагональные пояса океанических котловин на Венере могут рассматриваться как своеобразные рифтовые зоны, подобные марсианским Долинам Мари-нера, претерпевшим более значительные растяжения и вращения с расхождением и деформацией континентальных блоков Земли Иштар и Земли Афродиты. Считать Венеру тектонически мертвой с застывшими на ней луноподобными кратерами нельзя ни при каких обстоятельствах. Крупные круговые структуры ее скорее являются вихревыми образованиями, порожденными своеобразной конвекцией астеносферы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдеев А. В. К проблеме генезиса и развития континентальных кор планет земной группы. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1974, № 6, с. 71—83.
2. Кинг Э. Космическая геология. М.: Мир, 1979. 384 с.
3. Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975. 764 с.
4. Любимова Е. А. Термическая история и температура Земли. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1958, т. 30, № 4, с. 39—49.
5. Равич М. Г., Кменев Е. Н. Кристаллический фундамент Антарктической платформы. Л.: Гидрометеониздат, 1972. 660 с.
6. Ранкорн С. К. Конвекция в мантии. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 603—610.
7. Сидоренко А. В., Розен О. М. Современные проблемы познания ранних стадий геологического развития Земли. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1979, вып. 5, с. 9—21.
8. Bentley C. R. From Pioneer map of Venus leads the way to its geology. — Geotimes, 1980, vol. 25, N 8, p. 18—20.
9. Carr M. H., Masursky H., Strom R. G., Terrile R. I. Volcanic features of Io. — Nature, 1979, vol. 280, p. 729—733.
10. Gaposchkin E. M. Earth's gravity field to the eighteenth degree and geocentric coordinates for 104 stations from satellite and terrestrial data. — J. Geophys. Res., 1974, vol. 79, N 35, p. 53—77.
11. Grossman L. The most primitive Objects in the Solar System. — Sci. Amer., 1975, vol. 232, N 2, p. 30—38.
12. Malin M. C. Io, Europa, Ganymede. — Geotimes, 1980, vol. 25, N 6, p. 23—24.
13. Masursky H., Schaber G. G., Soderblom L. A., Strom R. G. Preliminary geological mapping of Io. — Nature, 1979, vol. 280, p. 725—729.
14. Simonds C. H. Planetology. — Geotimes, 1980, vol. 25, N 2, p. 41—42.
15. Smith B. A., Soderblom L. A., Johnson T. V. et al. The Jupiter System through the eyes of Voyager-I. — Sci., 1979, vol. 204, p. 951—972.
16. Smith B. A., Soderblom L. A., Beebe R. et al. The Galilean satellites and Jupiter: Voyager-2 imaging science results. — Sci., 1979, vol. 206, N 4421, p. 927—950.

В. М. МОРАЛЕВ, М. З. ГЛУХОВСКИЙ

КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ РАННИХ ЭТАПОВ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ В ПРЕДЕЛАХ ДРЕВНИХ ЩИТОВ

Выявление в пределах древних щитов кольцевых структур в значительной мере связано с широким использованием новой видеоинформации, получаемой из космоса. Значение этой информации для анализа структуры и эволюции докембрийских комплексов щитов определяется тем, что на космических снимках происходит естественная генерализация деталей геологического строения и появляется возможность непосредственного выявления крупных структурных элементов [1]. В этом отношении наиболее интересным представляется использование космических снимков низкого разрешения, позволяющих выявлять наиболее крупные кольцевые структуры, размером в сотни и даже тысячи километров [2, 3, 9].

Результаты дешифрирования сканерных космических снимков системы «Метеор» показывают существование в пределах крупных древних щитов СССР (Балтийского, Алданского, Анабарского) кольцевых структур двух типов [9].

К первому типу относятся весьма крупные сложные кольцевые структуры диаметром 500—1200 км. Они обычно имеют концентрически-кольцевое строение, заметное благодаря системам дугообразных линеаментов и разделяющих их кольцеобразных зон, различающихся по фотоизображению. Они всегда осложнены кольцевыми структурами меньшего размера и в целом могут рассматриваться как сложные овоидно-кольцевые (или просто кольцевые) системы. Этот термин мы используем для их обозначения ниже.

Ко второму типу принадлежат кольцевые структуры, имеющие диаметр 50—400 км. Среди них наблюдаются структуры, характеризующиеся в центральной части однородным, относительно светлым фототонном, заметно отличающимся от прилегающих областей. Известны, однако, овально-кольцевые структуры, обладающие неоднородным фотоизображением во внутренней части, а также структуры, не имеющие характерных особенностей фототона и рисунка и опознающиеся только по специфической ориентировке орогидрографических элементов ландшафта. Эти структуры более просто построены, чем кольцевые системы, и могут подразделяться на подтипы по размерам и другим особенностям строения.

Имеющаяся геолого-геофизическая информация по территориям древних щитов СССР позволяет дать различную и в известной мере новую интерпретацию геологической природы кольцевых структурных элементов двух намеченных типов.

Анализ характера фотоизображения в комплексе с геолого-геофизическими материалами позволяет выделять в пределах кольцевых систем две части: внешнюю и внутреннюю. Внешние части в большинстве случаев отличаются более темным фототонном по сравнению с центральными частями систем (Джугджуро-Становая дуга, восточная часть Свекофеннокарельской системы). В областях низкого уровня эрозионного среза во внешних частях вскрываются гранулит-базитовые раннеархейские (или катархейские) комплексы, представляющие собой сложно деформированные слоистые толщи кристаллических сланцев основного состава (пироксеновых, дупироксеновых, гранат-пироксеновых и пироксен-плагноклазовых) с линзовидными телами габброидов, анортитов, гипербазитов (лерцолитов, пироксенитов), отдельными горизонтами кварцитов (в том числе магнетитовых), глиноземистых пород, редкими линзовидными и неправильными телами кальцифиров и диопсидовых пород. Эти толщи в большинстве случаев интенсивно гранитизированы с образованием темных мигматитов или эндербит-чарнокитовых лейкократовых пород, в которых базит-гипербазитовые компоненты слагают меланократовые и линзовидные обособления и скиалиты причудливых форм.

Многие исследователи предполагают, что гранулит-базитовые комплексы раннего докембрия представляют собой глубоко метаморфизованные вулканогенно-осадочные, преимущественно базальтоидные толщи. Условия прогрессивного гранулитового мета-

морфизма этих комплексов на Алданском щите и в Становой области оцениваются от 820—900 до 1000—1100 °С и от 9—9,5 до 10—11 кбар [5]. В краевых частях кольцевых систем широко проявлены процессы гранитизации и регрессивного метаморфизма. В результате этого здесь отмечается не только преобразование пород гранулит-базитового комплекса в различного рода мигматиты, гранито-гнейсы и blastsмилониты амфиболитовой фации, но и изменение его структур. Для краевых зон характерны гранито-гнейсовые купола и валы, а также чашеобразные синклинали, разделяемые либо концентрически-кольцевыми зонами скалывания, либо сколами, согласными с направлением линейных зон мегакливажа или рассеянной проницаемости. Примерами таких районов могут служить Джугджуро-Становая область в южном секторе Алдано-Становой кольцевой системы и Беломорско-Карельский сектор Свекофеннокарельской системы, в пределах которых гранулит-базитовые комплексы выступают в виде реликтов субстрата, подвергшегося интенсивной гранитизации, вещественной и структурной переработке.

Замечательная особенность внешних частей кольцевых систем в областях низкого уровня среза — приуроченность к ним троговых структур (зеленокаменных поясов) раннего докембрия, что, по-видимому, свидетельствует о высокой подвижности и глубинности крупных дуговых разломов. Структуры зеленокаменных поясов в целом конформны дуговым элементам кольцевых систем и в то же время в некоторых случаях подчинены кольцевым структурам второго типа, осложняющим кольцевые системы.

В областях более высокого уровня эрозионного среза, где в пределах внешних частей кольцевых систем широко развиты более молодые структурно-вещественные комплексы докембрия (верхнеархейского—протерозойского возраста), часто вскрываются породы, формирование которых тесно связано с процессами динамотермальной переработки гранулит-базитового комплекса. Это, например, свекофенские вулканиты основного и известково-щелочного состава в краевой части Свекофеннокарельской и Свеконорвежской кольцевых систем (Южная Финляндия, области Шеллефтео и Кируны, серии Бёрунге и Варгфорс на севере Швеции, юго-восточная часть Швеции и т. д.), перемещенные массивы анортозитов, габбро-анортозитов и гранитов-рапакиви (Выборгский, Салминский, Умбский, Аландский и другие массивы Свекофеннокарельской системы; массивы Смоланд и Вермланд Свеконорвежской системы).

Все это еще раз подтверждает чрезвычайно высокую степень тектонической подвижности и проницаемости внешних частей кольцевых систем, которая сохраняется и в последующие геологические эпохи. Примером может служить северная часть Алдано-Становой оvoidно-кольцевой системы, перекрытая платформенным чехлом, но тем не менее хорошо выраженная на космических снимках. В некоторых случаях в пределах кольцевых систем, перекрытых чехлом, локализуются палеозойские и мезозойские интрузивные массивы.

В центральных частях кольцевых систем располагаются, как правило, более молодые гранито-гнейсовые комплексы раннего докембрия (красные и серые гнейсы южной Швеции, гнейсы и протерозойская серия Телемарк Норвегии в центральной части Свекофеннокарельской системы; тимптоно-желтулинская гнейсовая серия архея Алданского щита в центральной части Алдано-Становой системы и др.).

Анализ пространственного размещения разновозрастных докембрийских осадочно-вулканогенных метаморфических образований в пределах оvoidно-кольцевых систем позволяет предполагать, что они отвечают контурам древних бассейнов вулканогенно-осадочного накопления, оформившихся как структуры первичной делимости литосферы уже во время формирования базитовой протокры. Одновременно с развитием этих бассейнов седиментации на их периферии заложились концентрически-кольцевые тектонически активные зоны разломов (фрагменты которых позволяют дешифровать их и в настоящее время), вероятно контролировавшие размещение зон ультрабазит-базитового вулканизма [8].

Интерпретация оvoidно-кольцевых систем как структур первичной делимости литосферы имеет принципиальное значение для разработки проблем металлогенического

и тектонического районирования докембрийских платформ и древних щитов. Каждая кольцевая система характеризуется своими индивидуальными чертами тектоники и магматизма. Они выражаются в различиях формационных особенностей первичного состава раннедокембрийских комплексов, во времени проявления метаморфических процессов и гранитного магматизма и т. п. Все эти особенности хорошо известны и лежат в основе представлений о блоковом строении древних щитов и о различиях в эволюции отдельных структурно-фациальных зон. Новые данные о геологической природе оvoidно-кольцевых систем позволяют предполагать, что эти древние структурные элементы, распознаваемые на космических снимках, определили заложение и границы крупнейших блоков древних щитов и платформ, различающихся многими особенностями последующей геологической эволюции.

Для кольцевых структур второго типа характерно соответствие простираний кристаллизационной сланцеватости в докембрийских метаморфических породах концентрически-кольцевым элементам. Некоторые из них (Чарская, Калевальская и отчасти Алданская и Маймаканская структуры) в той или иной степени контролируют размещение позднеархейских-раннепротерозойских троговых прогибов (зеленокаменных поясов). Часто последние, следуя по направлению дуговых разломов оvoidно-кольцевых систем на участках пересечения с дуговыми элементами кольцевых структур, образуют коленообразные изгибы, как бы приспособляясь к новым направлениям (например, в Калевальской кольцевой структуре). В некоторых случаях в центральных частях кольцевых структур развиты протоплатформенные отложения (удоканская серия Чарской структуры, вулканогенно-осадочные образования в центре Онежской структуры). Нередко в центральных частях кольцевых структур отмечаются проявления наиболее ранней гранитизации, тогда как более молодые гранитоиды приурочены к краевым периферическим зонам. В центральных частях многих кольцевых структур локализируются мезозойские интрузии ультраосновных-щелочных и щелочных пород [2, 9]. Кольцевые структуры часто хорошо выражены в магнитном и гравитационном полях. Для этих кольцевых структур предполагается совершенно иная геологическая природа, чем для кольцевых систем. Эти кольцевые объекты пространственно совпадают с областями развития докембрийских мигмаплутонов или массивов гранитоидов (включая граниты рапакиви). По всей видимости, такие концентрически-кольцевые структуры представляют собой системы зон скальвания вокруг центров гранитообразования. В некоторых случаях концентрически-кольцевые зоны скальвания могут наблюдаться на земной поверхности вокруг нескрытых глубинных диапиров [3, 9]. По геофизическим данным нередко устанавливается существенная разница в строении земной коры внутренних и внешних зон кольцевых структур. Обычно наблюдается приуроченность положительных магнитных аномалий к периферическим зонам структур, которые отвечают зонам базификации и концентрации фемических элементов. К этим же зонам приурочены и положительные гравитационные аномалии, тогда как центры гранитизации характеризуются меньшими величинами остаточных аномалий поля силы тяжести [8].

Выявление кольцевых структур имеет определенное значение прежде всего для нахождения областей развития пород гранулит-базитовых комплексов, относительно слабо переработанных последующими тектоническими и метаморфическими процессами. В таких областях, приуроченных к периферическим областям кольцевых структур, можно ожидать выявления сингенетической минерализации, связанной непосредственно с формированием ультрабазит-базитовых (коматинит-толеитовых) серий, т. е. прежде всего Fe, Ti, Pt, Cu, Ni. Вместе с тем для этих же областей весьма характерен метаморфизм высоких давлений (сутамская или чагарская фаши метаморфизма), определяющий широкое развитие пород большой плотности (до 2,9—3,3 г/см³).

Локализация пород гранулит-базитового комплекса, метаморфизованных в условиях высоких давлений, в краевых частях кольцевых структур определяет развитие в них процессов базификации, обусловленных салит-мафитовой метаморфической дифференциацией [4, 6]. Известно, что при развитии процессов гранитизации по метабазитам и другим породам ультрабазит-базитового состава многие рудные элементы (Ni, Co, Cr, V, Sc, Mn, Cu, Pb) и, в частности, Au переходят в подвижное состояние и могут

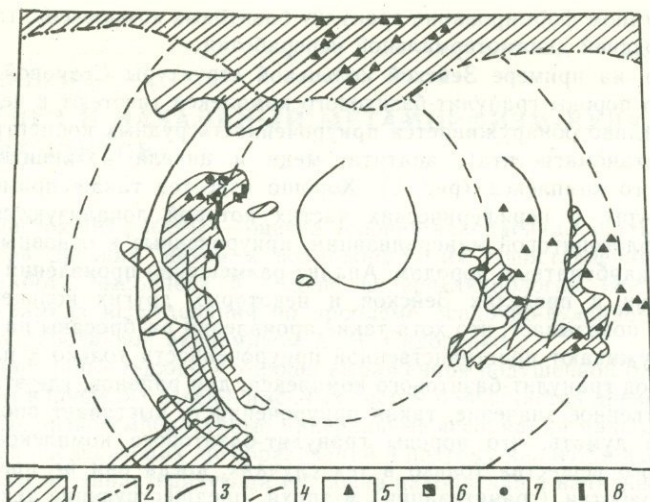


Рис. 1. Схема размещения пород гранулит-базитового комплекса и проявлений минерализации в пределах Зейской кольцевой структуры

1 — площади развития пород гранулит-базитового комплекса; 2 — региональный разлом (южная ветвь зоны Станового разлома); 3 — отдешифрованные на космических снимках дуговые структурные элементы; 4 — условные границы внешней зоны кольцевой структуры; проявления минерализации: 5 — титано-магнетитовой и магнетитовой, 6 — медно-никелевой, 7 — платиновой, 8 — апатитовой

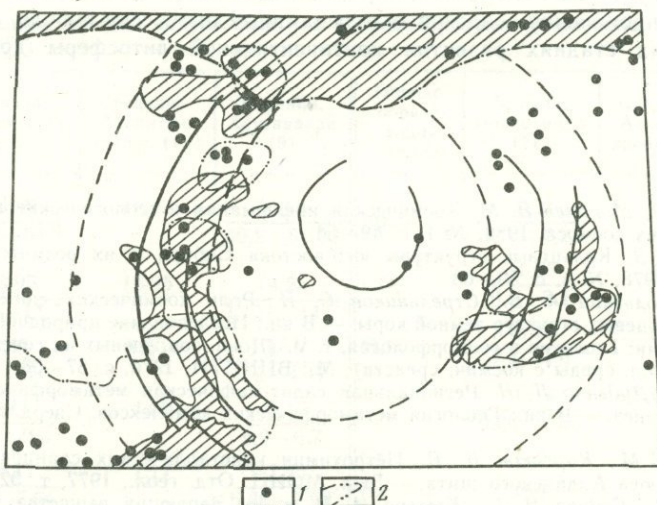


Рис. 2. Схема размещения пород гранулит-базитового комплекса и проявлений полисульфидной минерализации в пределах Зейской кольцевой структуры

1 — проявления полисульфидной минерализации; 2 — контуры площади, где эта минерализация имеет существенное значение; остальные условные обозначения см. на рис. 1

накапливаться в различных базификатах [6, 7]. Этот процесс миграции рудных компонентов должен приводить к накоплению их в периферических частях кольцевых структур, происхождение которых связано с развитием центров гранитизации или ростом гранито-гнейсовых куполов.

Важно также отметить, что породы гранулит-базитового комплекса могут выступать и в качестве источника рудного вещества (Au, Cu и др.) при наложении процессов гранитизации и тектоно-термальной переработки более поздних этапов активизации.

Таким образом, в периферических частях кольцевых структур — центров гранитизации можно ожидать проявление полихронной и полигенетической минерализации,

связанной как с этапом формирования гранулит-базитовых комплексов, так и с процессами его более поздней динамотермальной переработки.

Действительно, на примере Зейской кольцевой структуры Становой области, где хорошо видно, что породы гранулит-базитового комплекса тяготеют к периферической зоне, вполне отчетливо обнаруживается приуроченность рудных концентраций железа (в том числе титаномагнетита), апатита, меди и никеля к площадям развития гранулит-базитового комплекса (рис. 1). Хорошо известен также пример Алданской кольцевой структуры, в периферических частях которой локализуются проявления железорудной и флогопитовой минерализации, приуроченные к основным гранулитам и магнезиальным карбонатным породам. Анализ размещения проявлений полисульфидной минерализации в пределах Зейской и некоторых других кольцевых структур Становой области показывает, что хотя такие проявления разбросаны на широкой площади и не обнаруживают пространственной приуроченности только к площадям распространения пород гранулит-базитового комплекса, для районов, где эта минерализация имеет существенное значение, такая приуроченность выступает вполне отчетливо (рис. 2). Можно думать, что породы гранулит-базитового комплекса могли быть источником рудного вещества только в тех случаях, когда они не претерпевали существенной переработки (гранитизации) в эпохи, предшествующие тектоно-магматической активизации. Такими областями относительно слабой гранитизации чаще всего оказывались зоны проявления высокобарического метаморфизма в породах гранулит-базитового комплекса периферических частей кольцевых структур второго типа.

Приведенные данные показывают, что результаты дешифрирования космических снимков могут стать основой для объективного выделения структурно-фациальных зон и древнейших структурных элементов, определяющих направленность и пространственное размещение проявлений эндогенных и экзогенных процессов породо- и рудообразования на ранних стадиях развития континентальной литосферы древних щитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Брюханов В. Н., Моралев В. М. Космическая информация и геологические исследования. — Исслед. Земли из космоса, 1980, № 1, с. 49—54.
2. Глуховский М. З. Кольцевые структуры юго-востока Сибири и их возможная природа. — Геотектоника, 1978, № 4, с. 50—63.
3. Доливо-Добровольский А. В., Стрельников С. И. Роль космических снимков в изучении линейных и кольцевых структур земной коры. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология, т. V. (Докл. сов. ученых на совещ. сов.-амер. РГ по исслед. природ. среды с космич. средств). М.: ВИНТИ, 1976, с. 87—98.
4. Жданов В. В., Дуденко Л. Н. Региональная салит-мафическая метаморфическая дифференциация и рудогенез. — В кн.: Геология метаморфических комплексов. Свердловск: УПИ, 1977, № 6, с. 85—90.
5. Кастрыкина В. М., Карсаков Л. П. Петрохимия кристаллических сланцев глубинных зон метаморфизма юга Алданского щита. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, № 2, с. 5—21.
6. Крылова М. Д., Седова И. С., Крылов И. Н. и др. Эволюция вещества при ультраметаморфизме (на примере докембрия Восточной Сибири). Л.: Наука, 1972. 182 с.
7. Летников Ф. А. Рудогенерирующая сущность процессов гранитизации и металлогения гранито-гнейсовых куполов. — В кн.: Металлогения докембрия: Тез. докл. II Всесоюз. совещ. по металлогении докембрия. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, ВостСибНИИГГиМС, 1981, с. 63—64.
8. Моралев В. М., Глуховский М. З. Раннедокембрийские базит-гипербазитовые комплексы Алданского щита. — В кн.: Докембрий. М.: Наука, 1980, с. 92—97.
9. Моралев В. М., Глуховский М. З. Кольцевые структуры докембрийских щитов по данным дешифрирования космических снимков. — Исслед. Земли из космоса, 1981, № 3, с. 18—22.

И. П. НОВИЦКИЙ

МЕТАГЕНЕЗ И НАЧАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ВУЛКАНИТОВ ДРЕВНИХ ЩИТОВ

Предмет настоящей работы — оценка условий накопления начального преобразования вулканитов древних щитов и возможности их сопоставления с современными аналогами. Работа выполнена в Отделе палеовулканологии Института литосферы АН СССР в рамках исследований по проблеме осадочно-вулканогенного литогенеза докембрия, разработанной академиком А. В. Сидоренко.

Альбитизированные породы с хорошо выраженной подушечной отдельностью достаточно известны в пределах зеленокаменных систем большинства древних щитов. Подобные однородные низкотемпературные минеральные ассоциации малых давлений нередко не несут следов последующих преобразований и поэтому являются важнейшим геологическим документом, характеризующим условия накопления и начального метаморфизма древнейших вулканогенно-осадочных пород. Несколько реже они встречаются в областях высокого метаморфизма, но и в этом случае сохраняют основные характерные черты, присущие подобным образованиям.

Среди наиболее древних из известных в настоящее время пород на Земле, широкой известностью пользуются амфиболиты, кварциты, полосчатые железистые кварциты,

Таблица 1. Средние составы подушечных лав (породообразующие элементы — в мас. %, малые элементы — в г/т)

Породообразующий элемент	Канада, Йеллоунайф (11)	Срединно-Атлантический хребет (12)	Карелия, Хаутаваара (9)	Породообразующий элемент	Канада, Йеллоунайф (11)	Срединно-Атлантический хребет (12)	Карелия, Хаутаваара (9)
SiO ₂	$\frac{50,59}{44,2-54,2}$	48,22	$\frac{50,18}{49,2-51,08}$	MnO	$\frac{0,21}{0,18-0,24}$	0,16	$\frac{0,11}{0,06-0,12}$
Al ₂ O ₃	$\frac{13,95}{12,7-14,7}$	16,06	$\frac{14,25}{13,31-14,7}$	CO ₂	$\frac{1,68}{0,3-3,2}$	0,45	$\frac{0,85}{0,7-1,41}$
Fe ₂ O ₃	$\frac{3,45}{2,1-6,0}$	4,80	$\frac{3,81}{3,2-4,17}$	H ₂ O	$\frac{3,18}{2,4-4,9}$	2,38	$\frac{3,1}{2,65-3,91}$
FeO	$\frac{7,41}{6,2-9,3}$	4,60	$\frac{6,12}{5,9-6,7}$		$\frac{0,13}{0,06-0,50}$	0,04	$\frac{0,06}{0,05-0,07}$
MgO	$\frac{6,11}{5,0-7,04}$	7,17	$\frac{7,25}{6,86-7,92}$	Sr	160	106	121
CaO	$\frac{10,26}{6,8-12,8}$	12,06	$\frac{9,81}{6,7-10,2}$	Ba	190	35	108
Na ₂ O	$\frac{2,15}{0,86-3,57}$	2,52	$\frac{3,15}{2,86-3,61}$	Cr	101	342	109
K ₂ O	$\frac{0,26}{0,05-0,62}$	0,34	$\frac{0,15}{0,09-0,26}$	Ni	76	114	110
TiO ₂	$\frac{0,86}{0,77-1,07}$	1,17	$\frac{0,98}{0,86-1,12}$	Cu	91	59	87
P ₂ O ₅	$\frac{0,09}{0,08-0,11}$	0,11	$\frac{0,06}{0,05-0,09}$	Zn	94	71	75
				Ag	0,06	0,03	0,04
				Pb	2,94	0,63	0,98
				Sn	1,13	0,84	0,76
				Co	39	33	35

Примечание. В скобках — количество анализов. В числителе — средние составы, в знаменателе — крайние значения отдельных анализов.

Таблица 2. Состав минералов архейских подушечных лав районов Йеллоунайф, Канада (1—7, 11—18, 21—28, 31—39) и Хаутаваары, Карелия (8—10, 19, 20, 29—30)

Окисел	Актинолит								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	52,9	52,6	53,3	52,6	52,9	52,4	53,7	52,18	53,16
Al ₂ O ₃	3,27	3,17	2,47	2,69	2,43	2,93	2,68	4,46	3,24
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	15,4	15,2	14,7	14,1	14,0	15,3	14,8	13,94	13,26
MgO	13,8	13,9	14,6	14,0	14,3	13,9	14,4	15,62	16,21
CaO	11,6	12,4	12,7	12,5	12,6	12,3	12,5	12,64	12,30
Na ₂ O	0,12	0,26	0,16	0,34	0,29	0,19	0,21	0,52	0,29
K ₂ O	0,09	0,09	0,06	0,08	0,07	0,14	0,19	0,07	0,06
TiO ₂	0,14	0,15	0,03	0,18	0,25	0,14	0,20	0,016	0,18
MnO	0,33	0,31	0,31	0,33	0,29	0,33	0,32	0,21	0,28
Cr ₂ O ₃	0,06	0,09	0,06	0,06	0,07	0,06	0,05	0,0	0,0
Σ	97,71	98,17	98,39	98,88	97,20	97,69	99,05	99,66	98,98

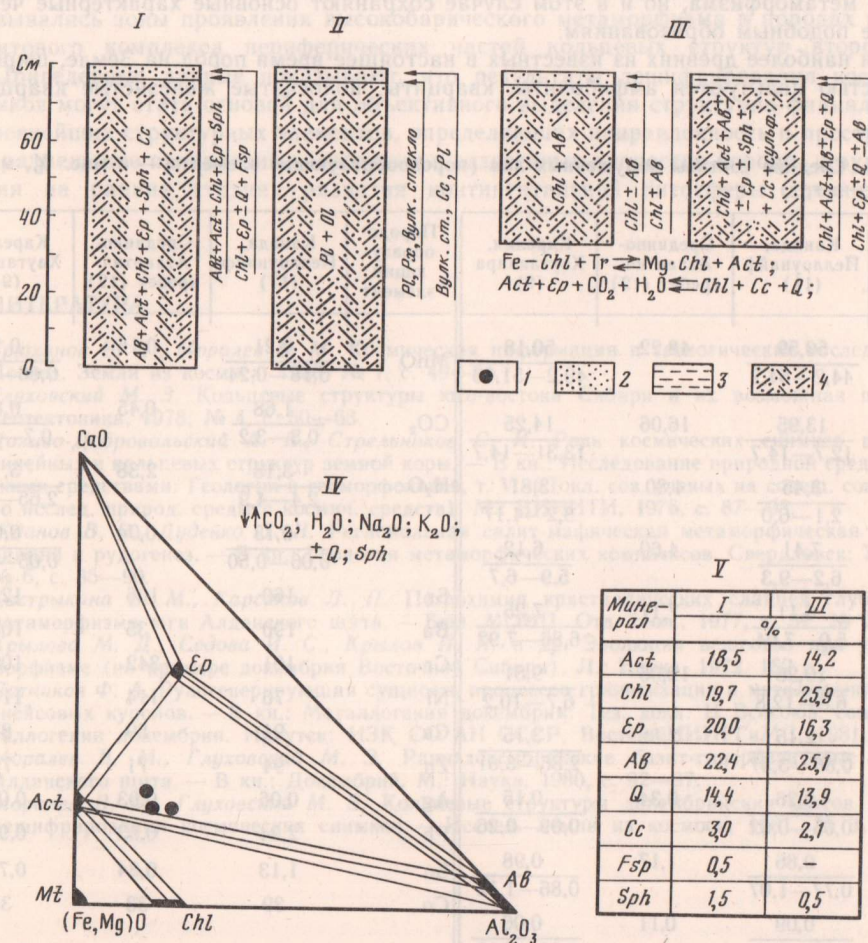


Рис. 1. Сечение через подушечную отдельность архейских подушечных лав Канады (I), Срединно-Атлантического хребта (II), архейских лав Карелии разного минерального состава (III), IV — диаграмма состав—парагенезис для подушечных лав Канады и Карелии, V — средний минеральный состав лав

I — составы подушечных лав; 2 — корка; 3 — промежуточная часть; 4 — ядро

Окисел	Хлорит										
	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	53,4	25,3	26,0	25,2	25,5	25,5	25,2	25,5	25,7	25,04	25,56
Al ₂ O ₃	3,27	19,7	19,6	19,2	20,1	19,2	19,4	20,0	19,9	18,95	19,2
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	13,6	26,1	26,2	25,8	26,0	25,3	25,4	26,3	26,5	25,12	25,84
MgO	15,6	15,1	15,5	15,2	15,2	15,2	15,2	15,2	15,3	15,85	15,62
CaO	13,0	0,65	0,03	0,08	0,10	0,02	0,08	0,08	0,04	0,10	0,06
Na ₂ O	0,22	0,0	0,05	0,03	0,0	0,0	0,11	0,01	0,01	0,0	0,01
K ₂ O	0,06	0,0	0,0	0,01	0,02	0,03	0,01	0,0	0,0	0,0	0,01
TiO ₂	0,17	0,06	0,05	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,09	0,10	0,09
MnO	0,21	0,49	0,48	0,45	0,45	0,47	0,42	0,47	0,48	0,45	0,48
Cr ₂ O ₃	0,0	0,07	0,06	0,08	0,08	0,05	0,05	0,12	0,07	0,0	0,0
Σ	99,58	87,47	87,97	86,12	87,52	85,83	85,93	87,74	88,09	85,61	86,87

кислые вулканиты, карбонатиты и ультрамафиты западного побережья Гренландии. Их возраст около 3800 млн. лет. Большинство амфиболитов, имеющих, по всей вероятности, вулканическое происхождение, представлены здесь роговообманково-плаггиоклазовыми породами с гранобластовыми структурами массивного сложения, обнаруживающими плохо выраженную прерывистую расслоенность. В местах, где они наименее деформированы, в них наблюдаются реликтовые текстуры подушечных лав и агломератов. При этом нередко удается проследить все стадии переходов от характерного строения подушечных лав до не менее типичных структур и текстур амфиболитов. Не вызывает сомнения, что большая часть этих пород формировалась по основным вулканитам типа базальтов, изливавшихся в подводной обстановке.

На рис. 1 приводится схематический разрез через архейские подушечные лавы Канады (I), Карелии (III) и современные подушечные лавы Срединно-Атлантического хребта (II). Все они имеют относительно близкие размеры и сопоставимое строение. Современные подушечные лавы отчетливо подразделяются на три concentрические зоны, черты которых прослеживаются и в их архейских аналогах: корка закалывания, зона неполной кристаллизации и полнокристаллическое ядро. Толщина первых двух зон — общая для всех приведенных случаев и приблизительно равна соответственно 1,5—2 и 1—1,5 см.

В центральных частях собственно зеленокаменных систем подобные реликтовые образования не представляют особой редкости. Первичный основной плаггиоклаз этих пород замещен альбитом с образованием псевдоморфоз и незначительной примесью водных силикатов и кальцита, а темноцветные минералы — хлоритом. Са и К частично вынесены из породы, и метаморфизм имеет сугубо натровую специализацию.

В целом характер такого начального метаморфизма или метатенеза, вероятно, немногим отличался от параметров преобразования вулканических пород в процессе спилитизации на глубинах менее 1 км и лишь позднее, в областях, затронутых процессами последующей тектонической перестройки, в той или иной мере эволюционировал в сторону усложнения и интенсификации термодинамического режима.

В дальнейшем базальтовые подушечные лавы в общем случае незначительной гетерогенности, но различной структуры, оказавшись погребенными потоками расплава на глубинах уже более 1 км, под совместным воздействием температуры, давления и флюида формировали в целом близкие парагенезисы фации зеленых сланцев.

Сохранившееся стекло и крипнокристаллическая часть подушечки полностью замещались хлоритом с незначительными добавлениями эпидота и альбита, а минералы ядра (оливин, Са-плаггиоклаз, авгит, железная руда) формировали более сложные ассоциа-

Таблица 2 (окончание)

Окисел	Эпидот									
	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	37,6	38,0	38,4	38,0	38,0	38,3	37,9	37,9	38,21	37,62
Al ₂ O ₃	23,0	23,4	25,2	24,3	24,3	25,2	23,9	23,5	24,24	25,31
Fe ₂ O ₃	14,1	13,7	10,9	13,0	13,0	11,8	13,4	13,8	13,96	13,12
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	22,8	23,1	23,0	23,2	22,8	23,1	23,1	23,2	22,84	23,51
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
TiO ₂	0,03	0,03	0,08	0,02	0,03	0,04	0,01	0,03	0,05	0,05
MnO	0,12	0,10	0,07	0,11	0,18	0,12	0,08	0,12	0,11	0,09
Cr ₂ O ₃	0,07	0,10	0,09	0,04	0,03	0,07	0,05	0,07	—	—
Σ	97,72	98,43	97,74	98,67	98,34	98,63	98,44	98,62	99,41	99,70

ции, состоящие из хлорита—альбита—актинолита—сфена. Образовавшиеся при небольшом уменьшении объема трещины заполнялись кварцем, хлоритом, эпидотом, сфеном, а в отдельных случаях и тальком. Необходимые для подобного преобразования значения температуры (порядка 200—250 °С) и давления (1—3 кбар) могли быть достигнуты уже на глубинах 1,5—2 км [1].

Наши наблюдения и расчеты наравне с анализом литературных данных приводят к выводу, что собственно зеленокаменные комплексы, особенно их нижние части, как правило, метаморфизованы в сравнительно узком интервале термодинамических параметров: $T=300-500$ °С; $P=1-3$ кбар; P_{H_2O} и P_{CO_2} — от первых сотен бар до 1500—

Клиноцоизит				Альбит			Калиевый полевой шпат	Сфен
31	32	33	34	35	36	37	38	39
38,3	38,0	38,0	38,6	66,5	67,2	66,2	65,4	30,6
26,5	27,6	27,1	27,4	20,4	19,8	20,1	18,1	2,29
8,49	8,32	9,24	8,31	—	—	—	—	—
—	—	—	—	0,41	0,69	0,31	0,35	1,03
—	—	—	—	—	—	—	—	0,52
23,3	23,7	23,5	23,6	1,41	1,00	1,23	0,39	28,5
—	—	—	—	10,6	10,4	10,7	2,05	—
—	—	—	—	0,09	0,16	0,17	12,1	—
0,02	0,02	0,03	0,03	—	—	—	—	37,3
0,04	0,07	0,05	0,06	—	—	—	—	—
0,07	0,06	0,03	0,07	—	—	—	—	—
96,72	97,77	97,95	98,07	99,41	99,25	98,71	97,49	100,24

1600 бар и P_{O_2} около 10^{-15} бар и приближаются к океаническому типу эволюции мантийного субстрата с относительно хорошей сохранностью ювенильных флюидов [14].

Элементы, не вошедшие в состав новообразованных минералов, мигрировали в пределах «подушки», что приводило в ряде случаев к некоторому увеличению у ее поверхности содержания Fe и Mg, реже Ca при соответствующем снижении содержания щелочей и Si (табл. 1, рис. 2). В свою очередь, изменение валового химического состава по разрезу «подушки» может приводить к вариациям в составе отдельных минералов, общих для двух и более зон, что наиболее отчетливо прослеживается на примере эпидота, железистость которого снижается по направлению к центру «подушки» (табл. 2).

Значение метаморфизма древних базальтоидов для процессов формирования колчеданных месторождений было показано ранее [1]. Следует лишь, пожалуй, еще раз подчеркнуть значение того факта, что в геологической литературе до сих пор не известны достоверные случаи, когда глубокометаморфизованные породы предшествуют зеленокаменным комплексам. Но сами высокометаморфизованные породы нередко обнаруживают чрезвычайно низкие содержания калия и рубидия при высоком их отношении, возможно, унаследованные от вулканических ассоциаций, составляющих протооснову этих пород.

Логично предположить, что в наиболее общем случае области распространения высокометаморфизованных пород, отвечающих по составу типичным зеленокаменным комплексам, еще длительное время оставались активными после того, как последние были стабилизированы, что и нашло свое выражение в чрезвычайно высоком уровне их метаморфизма. Такое допущение в наиболее законченной форме соответствует представлению о зеленокаменных системах как о реликтах областей своеобразного тектонического режима, представляющих наравне с гранулитогнейсовыми комплексами производные двух основных типов эволюции земной коры, существовавших в архее до рубежа примерно 2,5 млрд. лет назад и обусловивших преобразование океанической коры в сиалический щит [7]. Кроме того, оно лучше, чем любое другое, подтверждается данными радиологических определений возраста [2, 5, 6].

Полученные результаты позволяют сделать вывод, что начальный метаморфизм архейских подушечных лав принципиально не отличался от условий преобразования основных вулканитов современных океанических бассейнов.

С другой стороны, характер взаимоотношений зеленокаменных и гранулитовых систем позволяет предположить, что низкотемпературный метаморфизм повсеместно предшествовал усложнению и интенсификации термодинамического режима, приведшему к формированию глубокометаморфизованных комплексов фундамента древних платформ.

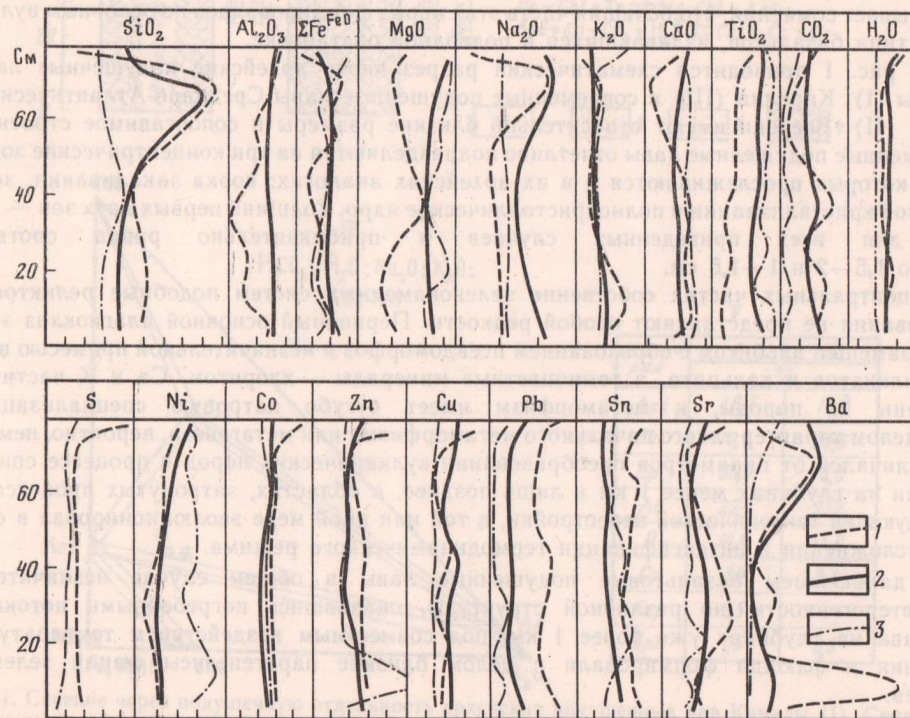


Рис. 2. Сравнительные профили породообразующих и малых элементов в направлении корка—ядро для подушечных лав Канады (1), Карелии (2) и Срединно-Атлантического хребта (3)

ЛИТЕРАТУРА

1. Коржинский Д. С. Проблема спилитов и гипотеза трансвапоризации в свете новых океанологических и вулканических данных. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 9, с. 12—17.
2. Лобиков А. Ф., Лобач-Жученко С. Б. Изотопный возраст гранитов Палаламбинского зеленокаменного пояса Карелии. — Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 3, с. 729—733.
3. Новицкий И. П. Метаморфизм зеленокаменных систем Карелии. — В кн.: Зеленокаменные пояса древних щитов. М.: Наука, 1982, с. 120—144.
4. Baragar W. R. A., Plant A. G., Pringl G. J., Mikkil Sch. Diagenetic and postdiagenetic changes in the composition of Archean pillow. — Canad. J. Earth Sci., 1979, vol. 16, N 11, p. 2102—2121.
5. Hanski E. Komatitic and Tholleitic metavolcanics of the siivikkovaara area in the archaean Kuhmo greenstonebelt, eastern Finland. — Bull. Geol. Soc. Finl., 1980, vol. 52, pt 1, p. 67—100.
6. Moorbath S. The geological significance of Early Precambrian rocks. — Proc. Geol. Assoc., 1975, vol. 86, pt 3, p. 87—93.
7. Windley B. T. Tectonic evolution of continents in the precambrian. — Episodes, 1979, N 4, p. 12—16.

УДК 551.71/.72 : 552.4 : 549.514.81

А. Н. БЕЛОВ

К ВОПРОСУ О ВЫЯВЛЕНИИ СЕДИМЕНТОГЕННОЙ ПРИРОДЫ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ ПО АКЦЕССОРНОМУ ЦИРКОНУ

Акцессорный циркон издавна привлекает к себе особенное внимание геологов. Это объясняется прежде всего его высокой информативностью, позволяющей решать многие геологические вопросы, причем нередко в тех случаях, когда иные подходы и методы оказываются малоэффективными. В последние годы исследования акцессорного циркона получают все более широкое развитие в применении к метаморфическим породам, в том числе докембрийским, испытавшим глубокий метаморфизм. Особенно часто циркон используется для восстановления первичной природы метаморфитов.

Развитие современных тонких методов исследования минеральных объектов позволяет более полно использовать потенциальные возможности циркона в познании генезиса содержащей его породы. Это касается, в частности, изучения топологии кристаллов с применением электронного микроскопа и состава индивидуальных зерен в связи с гетерогенностью их строения с помощью микронзонда. Существенное значение имеют также экспериментальное моделирование природных процессов, воздействующих на циркон в ходе его геологического существования, и использование данных по исследованиям динамики формирования осадочных образований.

Генетическая история кристалла, как правило, закодирована в нем. Признаки ее нередко удается «поймать» при детальном и высокоточном изучении морфологии и поверхности зерен. Вероятностно-статистический подход в исследованиях топологических особенностей под электронным микроскопом помогает восстановить генезис кристаллов и прожитую ими жизнь [6,7]. Применение указанного метода к циркону и статистическое накопление данных по этому вопросу со временем позволит увереннее определять на его поверхности природу микроскульптур — наростов, выбоин, штрихов, борозд — и отвечать на вопрос, являются ли они продуктом кристаллизационного роста, растворения или механического воздействия. В перспективе вырисовывается принципиальная возможность выработки критериев различия борозд истирания, возникших в разных фациальных условиях осадкообразования, — эоловых, морских, речных — по тонким особенностям их морфологии и пространственному положению, а также выявлению кислотно-щелочных и температурных условий растворения поверхности кристаллов, что позволит, в частности, диагностировать циркон, прошедший стадию выветривания. Примеры таких работ уже имеются для кварца [13, 18].

Большие возможности открывает микрозондовый метод изучения акцессорного циркона. Так, микропрофилирование от центра к краю зерен может помочь в выявлении наложенных на циркон процессов выветривания, которые пришлось ему испытать в метаморфический период. В этом направлении получены обнадеживающие результаты. Предположение о понижении в цирконах содержания элементов-примесей в результате экзогенного воздействия было высказано при изучении поведения циркона в процессе выветривания пород [14]. Оно находится в хорошем соответствии с экспериментальными данными по растворимости циркона [19] и было подтверждено исследованиями Ледента, установившими, что в цирконах из пляжных песков побережья Северной Америки содержание урана в несколько раз ниже концентрации этого элемента в цирконах из питающих эти пески кристаллических пород, что было признано следствием потери микроэлементов при транспортировке и выветривании [22].

Интересные результаты получены при детальном исследовании цирконов из парагнейсов, гранитов и мигматитов Южных Альп [22]. С помощью микрозондирования было изучено в детритовых и недетритовых (связанных с мигматизацией) цирконах распределение U, Y, P, Ca и установлено более низкое содержание этих элементов в детритовых зернах (рис. 1). В этом отношении представляют интерес также данные по распределению некоторых элементов в цирконах из гренландских гранитов-рапакиви, полученные с помощью протонного микроанализатора [5]. Вызвавший определенные затруднения в интерпретации характер кривых распределения Pb, U, Tl — повышенные содержания в каемке обрастания и в самом центре ядерной части и пониженные во внешней части ядра — может получить, в частности, логичное объяснение, если учесть возможное влияние гипергенного этапа существования детритового ядра на его краевую зону (рис. 2). Точно так же можно заметить снижение концентраций элементов-примесей в самой внешней части некоторых зерен — ядер в сравнении с внутренними их частями для цирконов чарнокитоидов, детально изученных А. А. Краснобаевым [3]. У кривых содержаний U, Pb, Y, Hf на границе ядра с каемкой обрастания наблюдается перегиб, вызванный спадом концентрации этих элементов в пределах внешней части ядра шириной примерно 10—20 мкм (рис. 3). Скачки содержаний на границе ядро—оболочка можно признать результатом слабой связи между ними, вероятным захватом чужеродного материала и сорбцией [3], однако, думается, не следует сбрасывать со счета возможность объяснения этого явления как результат консервации признаков воздействия экзогенной среды на непосредственно соприкасающуюся с ней поверхностную оболочку детритового зерна. Исходя из того, что циркон, несмотря на глубокий метаморфизм пород, нередко сохраняет топологические признаки влияния условий гипергенного этапа жизни, логично предположить возможность сохранения и обнаружения геохимических признаков этого этапа. Необходимо накопление материала по этому важному вопросу, которое позволит разработать геохимические критерии определения детритовой природы циркона. При этом представляется принципиально возможным по особенностям поведения микроэлементов во внешней зоне детритового зерна получать сведения о характере гипергенных процессов (гумидное или аридное выветривание, эоловый, морской или речной тип отложений и т. д.).

В связи с изложенным выявляется важность еще одного направления работ — экспериментального моделирования различных условий осадочного цикла существования циркона с целью изучения особенностей воздействия их на этот минерал. Пример такого рода исследований — экспериментальное изучение влияния дальности транспортировки на форму и округлость зерен тяжелых минералов, в том числе циркона, на основе использования искусственных смесей минералов с заранее изученными свойствами и аппаратурой, имитирующей перенос на различные расстояния (например, до 4500 км) [16]. Изменяя условия опытов, в принципе можно приблизить их к природным в разных фациальных обстановках: морской, речной, эоловой и т. д. [20, 30]. При этом можно проводить опыты по имитации не только механических, но и физико-химических параметров тех или иных сред [12, 25].

Представляется необходимым широкое использование результатов тонких исследований из области осадочной геологии, в частности, таких, как наблюдения над закономер-

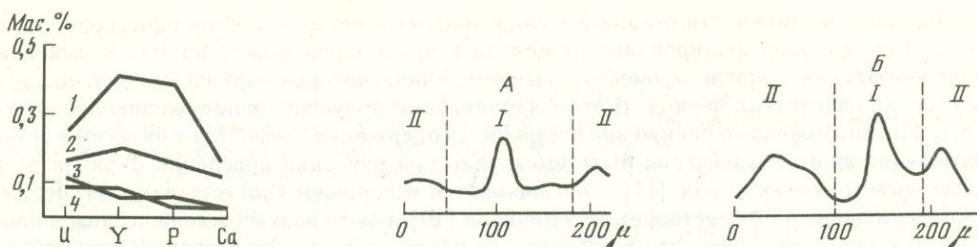


Рис. 1. Содержание U, Y, P и Ca в цирконах, сингенетических мигматитам (1, 2), и детритовых (3, 4), Южные Альпы. Используются средние арифметические значения для совокупности различных размерных фракций каждого образца [22]

Рис. 2. Распределение Pb в цирконах, состоящих из ядра (I) и оболочки (II) [15]
 А — продольный профиль (зерно 1); Б — поперечный профиль (зерно 2)

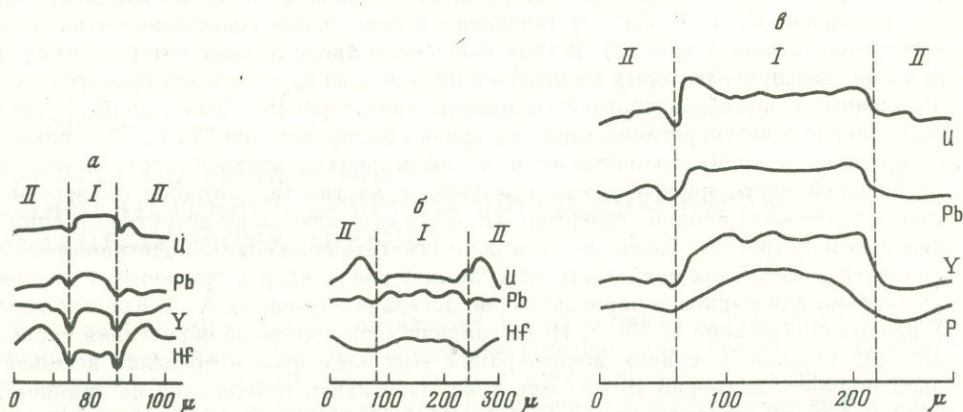


Рис. 3. Изменение содержаний элементов-примесей в цирконах по данным микрозондовой профильной съемки полигенерационных кристаллов. По данным А. А. Краснобаева [4]
 а, б — складчатые чарнокиты, Южный Урал; в — поздне складчатые автохтонные чарнокиты Центрально-Кольского антиклинория; объяснение римских цифр см. на рис. 2

ностями пространственного распределения тяжелых минералов, в том числе циркона, в мелких стратификационных элементах, образующихся в различных фациальных и динамических условиях отложений. Примером этому может служить изучение особенностей распределения аксессуарных минералов в песчаных валах морского генезиса на берегах Балтийского моря [24]. К работам такого же плана относятся исследования с помощью электронного микроскопа тонких особенностей поверхности тяжелых минералов, сравнительно изученных из песков трех зон побережья: приливно-отливной, пляжевой и дюнной [23]. При этом получены (для кварца и магнетита) интересные результаты о том, что микроструктуры на минералах образуются не только механическим, но и химическим воздействием, причем в приливно-отливной зоне последнее даже преобладает, что заставляет по-новому оценивать роль химического фактора в тех случаях, когда зерна минерала, казалось бы, испытывают только механическую обработку.

Можно полагать, что определенные возможности получения дополнительной информации о генезисе и дальнейшей истории циркона таются в генетическом направлении кристаллохимии минералов [9]. Исследования минералов различного происхождения, моделирование процессов их образования позволяют выявить критерии их структурного типоморфизма и тем самым дают возможность судить о генетической истории минералов. Так, представляется вероятным, что влияние выветривания на внешние части зерен, улавливаемое геохимически, или первично-экзогенная природа циркона должны в определенной мере сопровождаться появлением некоторых особенностей структурного состояния вещества, что было отмечено еще С. К. Саксеной [28].

Помимо новейших методов исследования цирконов, продолжают активно функционировать традиционные методы и прежде всего метод изучения так называемой степени окатанности (удлиненности) его зерен. Этот критерий (отношение длины зерна l к ширине d) широко используется в практике геологических исследований — значения l/d , больше или меньше 2, являются показателем соответственно магматических и седиментогенных протолитов [10, 26, 27]. На основании его рассмотрен генезис гранито-гнейсовых комплексов во многих регионах мира [11, 17, 21, 29]. Однако работы последних лет, в том числе наших по Анабарскому щиту, показали, что данный критерий не является однозначным. Так, исследованиями акцессорного циркона из биотит-гранатового гнейса гранулитового комплекса Анабара выявлено, что изометричный и шаровидный циркон ($l/d = 1 \div 1,5$) по своей природе является не окатанно-обломочным, а метаморфогенным. Установлены следующие доказательства этому: 1) отсутствие внутри него затравочных ядер раннего циркона, вокруг которого с признаками нарастания развивается вещество изометричного зерна; 2) наличие обильных свежих, с сильным алмазным блеском мельчайших граней, в большинстве своем иррациональных, с установленными под электронным микроскопом признаками гранного роста (большое количество таких граней и придает зерну изометричный и шаровидный облик при обычных увеличениях); 3) присутствие включений тончайших иголочек метаморфогенного рутила в шаровидных зернах циркона; 4) прозрачность, чистота и свежесть этих зерен в отличие от циркона ядер; 5) выявленная пространственная связь изометричного циркона с некоторыми метаморфическими минералами (гранатом, биотитом).

В связи с этими данными следует отметить, что отдельные исследователи еще раньше высказали сомнение относительно возможности образования изометричных форм зерен в процессе окатывания призматических кристаллов [4], а также подчеркнуть мнение некоторых исследователей о том, что в условиях высоких давлений (в сочетании с высокой температурой) зерна новообразованного циркона приобретают изометричную или почти шаровую форму [2, 3, 5, 9]. Широкое и «сквозное» развитие изометричного (шаровидного) циркона практически во всех породах гранулитового комплекса Анабарского щита, независимо от их состава и генезиса, сохранение при этом основных особенностей, а также анализ литературных данных, позволяют прийти к выводу о том, что метаморфогенный шаровидный циркон является типоморфным для гранулитовой фации метаморфизма.

Среди факторов, способствующих развитию изометричного циркона, помимо давления (в сочетании с температурой), существенное значение имеют также такие, как ремобилизационный источник цирконового вещества, а также количество и размерность затравочного материала. Изучение анабарских метаморфических пород гранулитовой фации показало, что источником материала для метаморфогенного циркона могли быть метастабильные популяции дометаморфического циркона и темноцветные минералы (в связи с их фазовыми переходами в процессе метаморфической эволюции пород), а также исходное, существенно глинистое цементирующее вещество, которое нередко обогащено тонким цирконовым детритом и цирконием, адсорбированным глинами.

При прочих равных условиях количество метаморфогенного изометричного циркона в породе будет находиться в прямой зависимости от количества исходного циркона в породе, в первую очередь от мобильной его формы, количества цирконовых затравочных центров и в обратной зависимости от размерности затравочного материала. Чем мельче размерность раннего циркона, игравшего роль затравки, тем меньше требуется циркона для его обростания и тем больше шансов на то, что эти цирконы испытают полную консервацию, которая является необходимым условием появления изометричных или шаровидных зерен на месте призматических кристаллов.

Важно отметить следующее обстоятельство, часто не учитываемое, но имеющее существенное значение при определении детритовой или синпетрогенной природы циркона. Как известно, для каждого минерала существует критический размер частиц, при котором их износ (окатывание) прекращается. Для минералов с плотностью 4—5, в том числе циркона, такой критический размер составляет 0,07 мм. Следовательно,

при оценке «окатанности» зерен необходимо учитывать их величину. Так, детритовый циркон с размерностью менее 0,07 мм может сохранять морфологические топологические признаки магматического происхождения — тонкопризматический облик (удлинение до 3—5) и структуры граневого роста на поверхности зерна. Такой циркон, без учета его размерности, должен трактоваться как магматический, что должно приводить к ошибочному выводу о магматической первичной природе вмещающей его породы. Исходя из этого, целесообразно признать, что при попытке выявления седиментогенной первичной природы метаморфических пород на основе статистических данных по коэффициенту удлинения зерен циркона следует исключать фракцию размерностью менее 0,07 мм (или даже 0,1 мм — более приближенно, но с учетом обычно получаемых размерных фракций при обогащении пород). Это тем более необходимо, поскольку, как показало исследование метаморфических пород Анабарского щита, метаморфогенный циркон, образовавшийся в гранулитовой фации и характеризующийся изометричностью и шаровидностью, присутствует главным образом в этой мелкой фракции. В соответствии с критическим размером частиц циркона, подвергающихся механической обработке, присутствие изометричных (шаровидных) зерен его во фракции менее 0,07 мм само по себе уже противоречит возможности рассмотрения его в качестве детритового компонента.

* * *

Выявление первично-осадочной природы глубоко метаморфизованных пород на основании изучения так называемой степени окатанности (коэффициента удлинения) зерен циркона должно проводиться с учетом двух существенных ограничений: 1) широкое развитие метаморфогенного циркона изометричной (шаровидной) формы в породах гранулитовой фации метаморфизма приводит к генетической неоднозначности коэффициента окатанности (удлинения), что затрудняет использование его в качестве критерия седиментогенной природы протолитов; 2) существующий критический размер детритовых частиц циркона, подвергающихся гидродинамической (механической) обработке, вызывает необходимость исключения из статистических замеров коэффициента удлинения фракции менее 0,07—0,1 мм. Присутствие в ее составе изометричных зерен свидетельствует скорее всего о метаморфическом их образовании (в условиях гранулитовой фации) — как сингенетичном метаморфизму, так и в связи с переотложением за счет более древних гранулитов. Возможно также появление таких форм в результате растворения кристаллов циркона, однако возникновение при этом шаровидных зерен за счет удлиненнопризматических — трудно реализуемый и требующий специфических условий процесс, что не позволяет отнести его к широко распространенным явлениям.

Как показали проведенные в последние годы работы по топологическому изучению зерен различных минералов разного генезиса и по моделированию условий различных обстановок образования и развития зерен минералов, возможности таких исследований потенциально большие. Не меньшие возможности кроются в микролокальном геохимическом изучении зерен циркона, позволяющем, очевидно, обнаруживать законсервированные признаки дометаморфической жизни индивидов циркона и прежде всего — длительное соприкосновение поверхности зерен с экзогенной средой, когда под воздействием агентов выветривания происходила, хотя бы частично, равновесная по отношению к окружающим условиям геохимическая и микроструктурная перестройка в тончайшей внешней микроне, непосредственно испытывающей это воздействие. Последующий метаморфизм, как показали некоторые примеры, не всегда до конца уничтожает следы этого этапа существования детритовых зерен циркона. Это дает возможность использовать микропрофилирование циркона для выявления седиментогенной природы и осадочного генезиса протолитов.

В целом критическое использование традиционных методов и целенаправленное применение современных тонких методов исследования циркона глубокометаморфизованных пород докембрия обеспечивает получение специфической и достаточно действенной информации, позволяющей существенно влиять на решение важного вопроса об экзогенной или эндогенной природе докембрийских метаморфических толщ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогенез минералов: Индивиды. М.: Наука, 1975. 340 с.
2. Жабин А. Г. Онтогенез минералов: Агрегаты. М.: Наука, 1979. 275 с.
3. Краснобаев А. А. Роль цирконов чарнокитоидов в решении вопросов их генезиса и возраста. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 4, с. 97—110.
4. Ляхович В. В. Акцессорные минералы гранулитов и чарнокитов. — Минерал. сб. Львов. ун-та, 1967, вып. 2, № 21, с. 199—208.
5. Тугаринов А. И., Библикова Е. В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980. 130 с.
6. Фекличев В. Г. Микроромфологический анализ. М.: Наука, 1966. 200 с.
7. Фекличев В. Г. Микроморфологические исследования. М.: Наука, 1970. 176 с.
8. Франк-Каменецкий В. А. Структурный типоморфизм минералов как метод выявления генетической информации. — В кн.: Проблемы генетической информации в минералогии. Сыктывкар, 1976, с. 25—27.
9. Хоппе Г. Проблема морфологии акцессорного циркона. — Минерал. сб. Львов. ун-та, 1966, вып. 4, № 20, с. 554—558.
10. Чайка В. М. К методике изучения метаморфических пород. — Геология и геофизика., 1962, № 12, с. 47—51.
11. Чайка В. М. Докембрийские аркозовые формации, метаморфизованные россыпи и цирконовый метод изучения метаморфических пород и гранитов. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1966, вып. 1, с. 200—215.
12. Bubela B., Jons I. A., Ferguson J. A system for the simulation of sedimentary environments. BMR. J. Austral. Geol. and Geophys., 1978, vol. 3, N 2, p. 166—169.
13. Bull P., Culver S. An application of scanning electron microscopy, to the study of ancient sedimentary rocks from the Saionia, Sierra Leone. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1979, vol. 26, N 1/2, p. 159—172.
14. Carroll D. Weatherability of zircons. — J. Sediment. Petrol., 1953, vol. 23, p. 106—116.
15. Clark G. J., Galson B. L., Cookson J. A. Pb, U, Th, Hf and Zr distributions in zircons determined by proton microprobe and fission track techniques. — Geochim. et cosmochim. acta, 1979, vol. 43, N 6, p. 905—918.
16. Dietz V. Experiments on the influence of transport on shape and roundness of heavy minerals. — Stuttgart: Contrib. Sediment. 1, 1973, p. 69—102.
17. Eckelmann F. D., Kulp J. L. The sedimentary origin and stratigraphic equivalence of the so-called Cranberry and Henderson granites in Western North Carolina. — Amer. J. Sci., 1956, vol. 254, N 5, p. 288—315.
18. Georgiev V. M. Quartz grain surface texture from sediments of Bulgarias Black Sea shelf. — Докл. Българ. АН, 1980, т. 33, N 7, 945—948.
19. Görz H., White E. W. Minor and trace elements in HF soluble zircons. — Contribs Miner. and Petrol., 1970, 29, N 2, p. 180—182.
20. Kaldi J., Krinsley D. H., Lawson D. Experimentally produced aeolian surface textures on quartz sand grains from various environments. — In: Scann. Electron Microsc. Study Sediments. Symp., Swansea, 1977, Norwich, 1978, p. 261—272.
21. Kalsbeek F. Zircons from some metamorphic rocks in the Stavanger area (Southern Norway). — Norsk geol. tidsskr., 1964, bd, 44, N 1, p. 11—17.
22. Köppel V., Sammerauer J. Trace elements and the behaviour of the U—Pb system in inherited and newly formed zircons. — Contribs Miner. and Petrol., 1974, vol. 43, N 1, p. 71—82.
23. Lin I., Rohrich V., Slatkine A. Surface mikrotxtures of heave minerals from the Mediterranean coast of Israel. — J. Sediment. Petrol. Ser. 1, 1974, vol. 44, N 4, p. 1281—1295.
24. Lun Ty. Zróżnicowanie składy mineralogicznego minerałów ciężkich strefie rewowej wybranego odcinka brzegu Południowego Bałtyku. — Pozpr. hydrotechn., 1974, N 33, s. 187—205.
25. Nickel E. Experimental dissolution of light and heavy minerals in comparison with weathering and intrastratal solution. — Stuttgart; Contrib. Sediment. 1, 1973, p. 1—68.
26. Poldervaart A. Zircon in rocks. 1. Sedimentary rocks. — Amer. J. Sci., 1955, vol. 253, N 2, p. 433—461.
27. Poldervaart A. Zircon in rocks. 2. Igneous rocks. — Amer. J. Sci., 1956, vol. 254, N 3, p. 521—554.
28. Saxena S. K. Evolution of zircons in sedimentary and metamorphic rocks. — Sedimentology, 1966, vol. 6, N 1, p. 1—33.
29. Verspyck G. W. Zircons of some metamorphic and intrusive rocks from the Aston and Hospitalet massifs (Central Pyrenees). — Geol. et mijnbouw, 1961, vol. 40, N 2, p. 58—70.
30. Whitney M. Electron micrography of mineral surfaces subject to wind-blast erosion. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1979, vol. 90, N 10, pt 1, p. 917—934.

ЛИТОЛОГИЯ, МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ РАЗЛИЧНЫХ РЕГИОНОВ

УДК 551.21 (470.21)

М. В. МИНЦ, В. Е. ГЕНДЛЕР, В. Я. ГОЛЬТВЕГЕР,
Н. И. КОЛПАКОВ, Н. М. КУНИНА

ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ КЕЙВСКОЙ СТРУКТУРЫ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

К числу достоверно реконструируемых древнейших вулканогенных толщ в пределах Кольского полуострова принято относить метаморфические образования зоны Колм-озеро—Воронья, Кейвской структуры и восточного побережья полуострова. Метаморфизм этих толщ древнее 2,6—2,7 млрд. лет, изохронные свинец-свинцовые датировки получены Ю. Д. Пушкаревым и др. [13]. Наибольшим распространением древнейшие метавулканиды пользуются в пределах Кейвской структуры (рис. 1).

Кейвская структура и выполняющие ее гнейсы, амфиболиты и кристаллические сланцы отчетливо обособлены от обрамления структуры. Кейвская структура (традиционно называемая Кейвским «синклиниорием») дискордантна по отношению к структурам Центрально-Кольского антиклинория. Отмеченная дискордантность частично маскируется совпадением простирания обеих структур в целом, но подчеркивается поперечным расположением северо-восточного и юго-западного ограничения Кейвской структуры и резкими различиями внутреннего строения. Центрально-Кольскому антиклинорию свойственны линейновытянутые структурные элементы, а также устойчивая северо-западная ориентировка кристаллизационной сланцеватости пород, тогда как для Кейвского «синклиниория» характерно развитие брахиформных складок и отсутствие предпочтительной внутренней структурной ориентировки. Метаморфические толщи, развитые в пределах Центрально-Кольского антиклинория, принято относить к числу древнейших архейских образований [6], тогда как возраст гнейсовых толщ Кейв считается позднеархейским [13].

Сосредоточенные в пределах Кейвского «синклиниория» метаморфические образования достаточно характерны. Здесь преобладают биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы с прослоями амфиболитов, обычно рассматриваемые в качестве метаэффузивов [4,8—10].

В краевых частях Кейвской структуры распространены так называемые кейвские «щелочные граниты» [1]. Однако ряд особенностей этих пород позволяет считать их щелочными гнейсами, занимающими определенное место в стратиграфическом разрезе. В свою очередь, это позволяет рассматривать их также в качестве метаэффузивов (субщелочного состава) или метааркозов [3]. Возраст «щелочных гранитов» обычно считается среднепротерозойским в значительной степени потому, что разнообразные щелочные и субщелочные гранитоиды Кольского полуострова с определенной долей условности рассматриваются как синхронные, генетически взаимосвязанные образования. В то же время датировки собственно кейвских «щелочных гранитов» неоднозначны. Определения абсолютного возраста варьируют от 1068 млн. лет (Th—Pb) до 2590—2680 млн. лет (Pb—Pb и Th—Pb). Даты по U—Pb парам составляют 1368—2050 млн. лет [1]. Изохронная Pb—Pb датировка «щелочных гранитов» 1770 ± 15 млн. лет подвергается сомнению ее же автором [13]. Возраст вмещающих «щелочные граниты» гнейсов лебяжинской свиты характеризуются цифрой 2780 ± 100 млн. лет [13]. Приведенные значения абсолютного возраста не противоречат предположению о близком возрасте щелочных гнейсов («щелочных гранитов») и биотитовых гнейсов лебяжинской свиты.

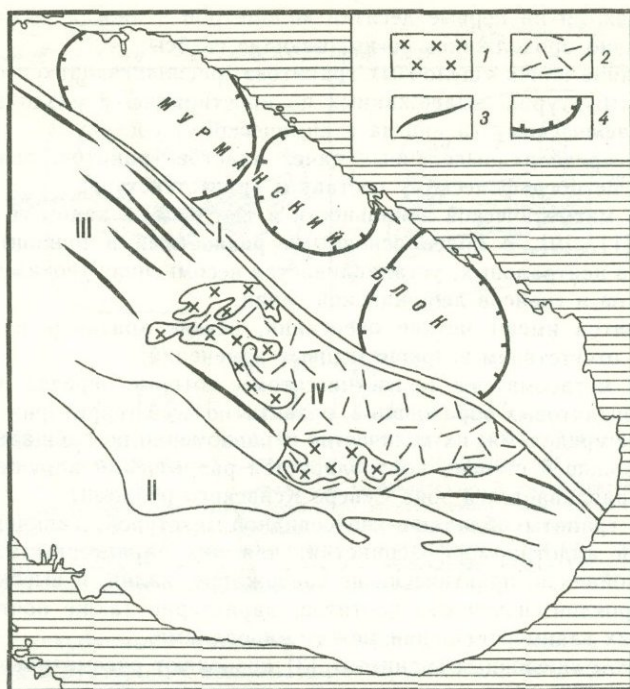


Рис. 1. Структурно-геологическая схема северо-восточной части Кольского полуострова
 I — Кейво-Поросозерская шовная зона; II — Печенгско-Варзугская шовная зона; III — Центрально-Кольский блок; IV — Кейвская структура; 1 — «щелочные граниты» Кейв; 2 — кислые метавулканиды (гнейсы и кристаллосланцы) Кейвской структуры; 3 — оси пликативных структур; 4 — границы кольцевых структур Мурманского блока

Характерные особенности Кейвской структуры по геофизическим данным: пониженное гравитационное поле ΔT_a ; повышенное магнитное поле ΔT_a и ΔZ ; аномально малая мощность земной коры (33—35 км), установленная сейсморазведкой. Основная по объему толща, выполняющая Кейвскую структуру, образована гранат-биотитовыми гнейсами лебяжинской серии. В основании разреза преобладают амфиболиты и меланократовые гнейсы. В тех и других изредка обнаруживаются реликтовые признаки эффузивно-пирокластических пород, в том числе игнимбритов. Поскольку представление этих образований в качестве метавулканидов принимается многими исследователями и как будто бы не является спорным, мы не будем дополнительно рассматривать его обоснование. Имеется, как мы отмечали выше, еще один компонент в разрезе Кейвской структуры — щелочные гнейсы («щелочные граниты»), генезис которых спорен. Одними исследователями утверждается их интрузивная природа [1], другими — метасоматическая [15], третьими предполагается их образование в результате гранитизации [18].

В результате детального изучения внутреннего строения тел, сложенных «щелочными гранитами», их контактов, петрографических и геохимических особенностей [3], был сделан вывод о метаморфическом генезисе этих пород, при котором метасоматические процессы, по-видимому, не играли существенной роли.

На базе традиционных методов в комплексе с аэрофотометодами и вероятностными методами исследования были установлены следующие особенности внутреннего строения и вещественного состава «щелочных гранитов»:

- отсутствие типичной для гранитоидов трещинной тектоники: на площадях развития «щелочных гранитов» дешифрируются структурные линии, протягивающиеся на километры, а иногда и на десятки километров; дешифрируются структуры, которые в слоистой толще были бы отождествлены с синклиналями и антиклиналями;
- наличие согласно лежащих пачек гранитов и биотитовых гнейсов; прослой

гнейсов протягиваются на первые десятки километров и иногда выходят за пределы массива, непрерывно продолжаясь во вмещающие гнейсы;

в) существование пачек «щелочных гранитов», располагающихся согласно с отщипанной структурой, выдержанных по простиранию и различающихся между собой по петрографическому (а иногда и химическому) составу.

г) наличие в пределах выделенных пачек пластов гранитов, различающихся по химическому или петрографическому составу и (или) текстуре;

д) отсутствие магматической зональности в том виде, в каком ее трактовали ряд исследователей [11, 19], с более основными разностями в приконтактных частях и более кислыми в центральных; устанавливается несомненная геохимическая близость щелочных гранитов и гнейсов лебяжинской серии;

е) тела гранитов имеют четкие очертания, резкие контакты и в то же время характеризуются отсутствием экзоконтактных изменений;

ж) щелочные метасоматиты (с гастингситом), которые нередко рассматриваются в качестве экзоконтактных образований, развиты по всей территории Кейвской структуры и даже за ее пределами; их количество неравномерно по площади, а их развитие, по-видимому, в большей степени контролируется разрывными нарушениями, что особенно четко устанавливается в зоне Северо-Кейвского разлома;

з) щелочные граниты обладают гнейсовидной текстурой; типичные структуры — гранобластовая и аллотриоморфозернистая; для них характерны альбит без полисинтетических двойников, практически не содержащие калия, и высокоупорядоченный решетчатый микроклин, почти без пертитов; характерно также почти полное отсутствие реакционных взаимоотношений между минералами.

Все особенности «щелочных гранитов» [3] позволяют рассматривать их в качестве щелочных гнейсов [20], сформировавшихся в результате близкого к изохимическому метаморфизма кислых эффузивов субщелочного состава или аркозов. На диаграмме А. А. Предовского [12] (рис. 2) фигуративная точка, соответствующая среднему составу кейвских щелочных гнейсов, попадает на границу полей гранитов и сиенитов, т. е. отвечает кислым субщелочным породам. Вынесенные на ту же диаграмму фигуративные точки средних составов игнимбритовых отложений некоторых структур обрамления Охотско-Чукотского вулканического пояса расположились рядом с точкой кейвских щелочных гнейсов, причем последние оказались в группе точек, отвечающих наиболее кислым разновидностям игнимбритов. Таким образом, ожидающаяся аналогия составов щелочных гнейсов и кислых субщелочных вулканитов действительно имеет место, причем образование щелочных гнейсов за счет аркозов оказалось менее вероятным.

Отмеченные выше особенности региональных физических полей в районе Кейвской структуры представляют объект исследований последних двух десятилетий, начиная со времени первых попыток анализа магнитных и гравитационных карт Кольского полуострова, но до настоящего времени не имеют однозначного истолкования. Аномальность структуры по сейсморазведочным и гравиметрическим данным большинство исследователей увязывает с особенностями глубинного строения района: повышенной мощностью «гранитного» слоя (до 25 км) и сокращенной «базальтового» (до 10 км против 20 км в среднем по региону), при распространении метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований до глубин 2—4 км. Такая модель удовлетворительно объясняет минимум гравитационного поля и согласуется с данными сейсморазведки. Особенности магнитного поля большинством исследователей увязываются с преобразованием пород процессами щелочного метасоматоза в ореоле кейвских «щелочных гранитов», располагающихся в обрамлении структуры, за счет вторичного обогащения пород магнетитом. На наш взгляд, более вероятная причина возникновения магнитного максимума — относительно близповерхностное расположение фундамента Кейвской структуры, образованного магнитными породами; последние, вероятно, аналогичны или близки породам Мурманского блока, расположенного непосредственно севернее. В пользу такого объяснения свидетельствуют: а) более значительная протяженность контура положительной магнитной аномалии по сравнению с площадью Кейвской структуры; при этом контур охватывает и немагнитные «щелочные граниты» и породы

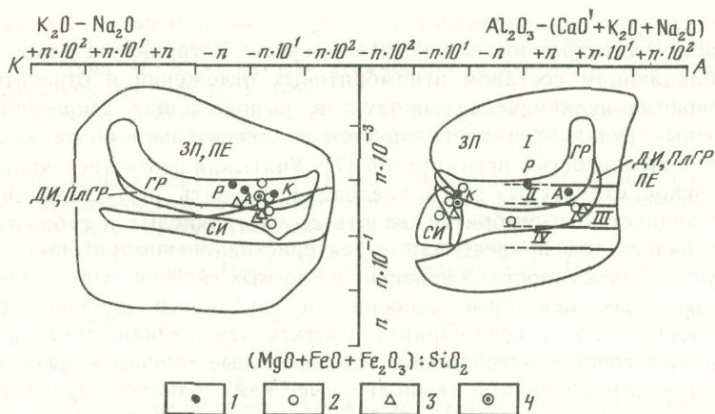


Рис. 2. Петрохимическая диаграмма, по А. А. Предковскому, — реконструкция первичного состава метаморфизованных алюмосиликатных магматических и осадочных пород

Средние составы: 1 — изверженных горных пород, по А. Н. Заварицкому, 2 — игнимбритовых отложений некоторых вулканотектонических структур обрушения Охотско-Чукотского вулканического пояса, 3 — лав вулканических построек центрального типа в пределах тех же структур обрушения, 4 — «щелочных гранитов» Кейв. Буквы на диаграмме: К — комендит, Р — риолит, А — аплит; ЗП — зернистые осадочные и смешанные породы, ПЕ — пелиты, ГР — граниты и их эффузивные аналоги, ДИ — диориты, ПЛГР — плагнограниты и их эффузивные аналоги, СИ — сенииты и их эффузивные аналоги; I — кварциты, II — аркозы, III — субграувакки, IV — граувакки

обрамления; б) «глубинный» характер аномалии; в) аналогия физических полей, наблюдаемых над структурой, с полями, характерными для петрофизически изученного Мурманского блока; в обоих случаях имеет место совпадение ограничений пониженного поля силы тяжести и повышенного магнитного поля. В то же время породы метаморфизованного вулканогенно-осадочного комплекса характеризуются перемной намагниченностью, преобладают разновидности пород с относительно невысокой магнитной восприимчивостью (от 0 до 1000×10^{-6} ед. CGCM), что не позволяет полностью связывать с ними аномальность наблюдаемого поля (до 15 ма). Развитые в районе щелочные метасоматиты также на могут иметь решающего значения в формировании аномального магнитного поля.

Высказанные замечания позволяют представить Кейвский «синклиниорий» в качестве древнейшей вулканотектонической депрессии, выполненной вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами различного, преимущественно кислого состава, деформированными и метаморфизованными в ходе последующих геологических процессов. С этой целью мы попытаемся оценить степень подобия наблюдаемой геологической и геофизической ситуации известным характеристикам фанерозойских вулканотектонических депрессий. Отличительная черта разреза вулканогенных отложений подобных депрессий — широкое распространение в нем игнимбритов (отложения пепловых потоков). В свою очередь, выдержанная слоистость — важнейший диагностический признак игнимбритовых отложений [7, 14, 16]. Протяженность отдельных покровов обычно составляет первые километры и десятки километров, однако известны покровы протяженностью до 100 км. При этом «однородность строения (единообразие) туфовых покровов на огромном протяжении и площади — весьма важный критерий для их распознавания. Эта однородность как сваренных, так и несваренных туфов течения не характерна ни для туфов выпадения, ни для лавовых пород кислого состава и редко встречается в лавовых покровах промежуточных составов» [14, с. 407]. Поскольку образование игнимбритовых отложений, выполняющих изолированные структуры обрушения, связано с деятельностью самостоятельных периферических магматических очагов, характеризующихся несогласующейся ритмичностью извержений, постольку разрезы игнимбритовых отложений различных структур никогда послойно не коррелируются.

Исследования петрохимической эволюции игнимбритов в пределах ряда структур обрушения Тихоокеанского пояса показали, что эта эволюция в целом закономерна:

в отдельных случаях устанавливается гомодромное изменение состава отложений, в ряде случаев — антидромное или незакономерное. Установлена закономерная связь между преобладающим составом игнимбритовых отложений и относительной ролью кислых и основных вулканических продуктов, выполняющих депрессии: уменьшение объема основных вулканитов коррелируется с относительно более высокой кремнекислотностью и щелочностью игнимбритов [7]. Учитывая соответствующие особенности разреза Кейвской структуры, здесь следовало ожидать преобладания существенно кислых разновидностей игнимбритов, вплоть до ультракислых и субщелочных.

Нетрудно видеть, что приведенная характеристика игнимбритовых отложений хорошо согласуется с особенностями кейвских щелочных гнейсов («щелочных гранитов»).

Рассмотрим далее некоторые особенности глубинного строения фанерозойских вулканотектонических депрессий. Принято считать, что «вулканотектонические депрессии представляют собой чашеобразные брахиформные мульды с флексуорообразными или разломными ограничениями, выполненные, как правило, серией вулканических толщ, т. е. продуктами эволюции глубинных вулканических очагов, при опустошении которых в ходе оседания кровли образуются эти структуры. Вместе с вулканитами в строении депрессий нередко участвуют вулканогенно-осадочные отложения подножий вулканов» [5, с. 84]. Известны вулканотектонические депрессии площадью от первых сотен до десятков тысяч квадратных километров. Вулканотектоническим депрессиям обычно соответствуют региональные отрицательные аномалии гравитационного поля, ограничения которых приблизительно совпадают с ограничениями депрессий. Эти аномалии объясняются наличием гранитоидных массивов в глубинном срезе депрессий: гранитоиды представляются реликтами некогда существовавших магматических очагов [5]. Нетрудно видеть, что и в этом аспекте предлагаемая аналогия оказывается вполне уместной.

Близость радиохронологических датировок кейвских метавулканитов и плагиомикроклиновых гранитов Мурманского блока (2,6—2,8 млрд. лет), расположенного непосредственно к северу от Кейвской структуры, а также некоторые особенности строения этих крупных блоков и состава слагающих их горных пород позволяют рассматривать их в качестве когенетичных образований. Аналогичная Кейвской по форме и размерам отрицательная гравитационная аномалия располагается в центральной части Териберской структуры — важнейшего центра гранитообразования в пределах Мурманского блока. Возникновение щелочных гранитов в процессе гранитизации Мурманского блока зафиксировано небольшими массивами гастингситовых гранитов.

Таким образом, весьма вероятно, что формирование вулканогенно-осадочных толщ в пределах Кейвской структуры — одно из древнейших проявлений кислого вулканизма, характеризующегося чертами, свойственными субсеквентному вулканизму фанерозоя. Вулканизм Кейвской структуры — поверхностное проявление интенсивной гранитизации, охватившей в конце архея—начале протерозоя многие глубокометаморфизованные образования нынешнего Балтийского щита. Предлагаемая реконструкция первичной природы метаморфических образований и тектонического устройства Кейвской структуры позволяет предполагать и здесь возможность соответствующего оруденения.

Древние проявления кислого вулканизма, связанные с эпохой становления на больших площадях относительно стабильных массивов — кратонов, известны в пределах различных частей докембрийских щитов на территории СССР. Е. Д. Сулиди-Кондратьев и В. В. Козлов [17], суммировавшие сведения о подобных проявлениях в пределах Западно-Африканского кратона и его обрамления, Аравийско-Нубийского щита и Скандинавской части Балтийского щита, рассматривают их в качестве «вулканизма этапа кратонизации». Древнейшее из этих проявлений (серия Уэд-Сус в пределах Западно-Африканского кратона) имеет возраст 1850—1950 млн. лет [21]. Близкие им по возрасту и структурному положению кислые метавулканиты (в том числе метаигнимбриты) элгэтэйской свиты известны в пределах Улканского прогиба Алданского щита [2]. Метавулканиты Кейвской структуры, — по-видимому, наиболее древние проявления подобного рода. Особый интерес представляет установление вероятной связи этих образований с древнейшей фазой региональной гранитизации пород Балтийского щита.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Батиева И. Л.* Петрология щелочных гранитов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 208 с.
2. *Гамалея Ю. Н., Минц М. В.* О находке игнимбритов в докембрии Алданского щита. — Геология и геофизика. 1967, № 12, с. 109—112.
3. *Гендлер В. Е., Гольтвегер В. Я., Кунина Н. М.* Новые данные о строении Верхнепонойского массива щелочных гранитов (Кольский полуостров). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1980, т. 55, вып. 5, с. 62—72.
4. *Гилярова М. А.* Вулканизм подвижных зон высокой проницаемости восточной части Балтийского щита. — В кн.: Вулканизм докембрия: Материалы Второго Всесоюз. палеовулканол. симпози., 2—7 июня 1975 г., Петрозаводск. Петрозаводск, 1976, с. 38—46.
5. *Кобылянский Ю. Г., Ичетковин Н. В.* Структуры кальдерного обрушения в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе. — В кн.: Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока. Владивосток, 1970, с. 82—89.
6. *Кратц К. О., Глебовицкий В. А., Былинский Р. В.* и др. Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1973, с. 117—127.
7. *Минц М. В.* Игнимбриды: Особенности состава и основные проблемы генезиса. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, т. 53, вып. 4, с. 82—94.
8. *Мирская Д. Д.* Новые данные о породах лебяжинской свиты. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1971, вып. 2, с. 101—114.
9. *Мирская Д. Д.* Геологическое строение и типы формаций центральной части Кольского полуострова. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия: Тез. докл. Всесоюз. литол. совещ. М.: Наука, 1973, с. 89—90.
10. *Мирская Д. Д.* Древнейшие вулканогенные толщи восточной части Кольского полуострова и возможность их палеовулканических реконструкций. — В кн.: Вулканизм докембрия: Материалы Второго Всесоюз. палеовулканол. симпози., 2—7 июня 1975 г., Петрозаводск. Петрозаводск, 1976, с. 18—25.
11. *Подольский Ю. В.* К вопросу о генезисе щелочных гранитов в центральной части Кольского полуострова. — Докл. АН СССР, 1973, т. 213, № 5, с. 63—68.
12. *Предовский А. А.* Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты, 1970. 134 с.
13. *Пушкарев Ю. Д., Кравченко Э. В., Шестаков Г. И.* Геохронологические реперы докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978, с. 62—77.
14. *Росс К. С., Смирт Р. Л.* Туфы пеплового потока, их происхождение, геологические отношения и идентификация. — В кн.: Проблемы палеовулканизма. М.: Изд-во иностр. лит., 1963, с. 398—408.
15. *Сидоренко А. В., Ожогин В. А.* Применение аэрофотосъемки для определения первичного генезиса глубокометаморфизованных щелочных пород Кольского полуострова. — Докл. АН СССР, 1968, т. 180, № 3, с. 78—85.
16. *Сперанская И. М.* Формация игнимбритов и ее роль в молодом вулканизме Тихоокеанского пояса. — В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, 1964, с. 91—98.
17. *Сулиди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В.* Докембрийский вулканизм этапа кратонизации. — В кн.: Вулканизм докембрия: Материалы Второго Всесоюз. палеовулканол. симпози., 2—7 июня 1975, Петрозаводск. Петрозаводск, 1976, с. 74—82.
18. *Федоров Е. Е., Федорова М. Е.* Геологическое строение массивов щелочных гранитов Кольского полуострова и проблема их происхождения. — Сов. геология, 1978, № 8, с. 57—68.
19. Щелочные породы Кольского полуострова. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1958. 368 с.
20. Щелочные породы. / Под редакцией Х. Серенсена. М.: Мир, 1976. 339 с.
21. *Lassere M., Lameyre Y., Buffjere Y.-M.* Données géochronologiques sur l'axe precambrian Getti-Eglab en Algérie et en Mauritanie du Nord. Bull. Bur. rech. géol. et minières. Sect. 4, 1970, N 2, p. 48—59.

О. В. ГОРБАЧЕВ, А. Г. ЗАЙЦЕВ, С. А. СИДОРЕНКО

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ И ТИПИЗАЦИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ БАССЕЙНОВ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ (на примере Кольского полуострова)

На современном этапе развития учения об осадочной геологии докембрия при изучении метаморфических комплексов вырисовывается общая проблема реконструкции палеофациальных условий и эволюции осадконакопления древнейших бассейнов [4, 7, 8].

Одним из путей реконструкции палеофациальных условий и эволюции осадконакопления древнейших бассейнов — литолого-химический подход на основе сопоставления признаков, определяющих, с одной стороны, степень проработки субстрата (степень зрелости) в области сноса, а с другой — степень седиментационной сортировки материала в процессе формирования бассейна. Эти два фактора контролируются в первую очередь структурным положением бассейна седиментации. Поэтому для наглядности были выбраны два раннедокембрийских бассейна восточной части Балтийского щита, наиболее контрастно различающихся по своей структурно-тектонической позиции и представленных ныне гранулитовым комплексом и свитой кейв.

Супракрустальные толщи гранулитового комплекса относятся к зонам максимально активизированных прогибов с наибольшей степенью разрушения и преобразования фундамента и приурочены к главному Беломорскому шву, расположенному на сочленении Кольского и Беломорского мегаблоков [5]. Кейвский синклиорий, по-видимому, формировался на жестком стабилизированном (протоплатформенном) фундаменте с длительным периодом пенепленизации и континентального режима, предшествующего накоплению осадков сланцевой пачки свиты кейв. По тектоническому положению кейвский синклиорий приурочен к осевой, наиболее стабильной части Кольского мегаблока [5].

При определении степени зрелости пород области сноса и дифференциации вещества в бассейне седиментации могут быть использованы следующие параметры: $A = Al_2O_3 / (SiO_2 + K_2O + Na_2O + MgO)$ — показатель зрелости материала пород области сноса и $S = SiO_2 / (K_2O + Na_2O)$ — показатель степени дифференциации осадков.

При петрохимических построениях были использованы химические анализы пород из коллекции авторов и литературные данные [1—3].

Анализ диаграммы А—S (рис. 1) показывает резкие различия химического состава

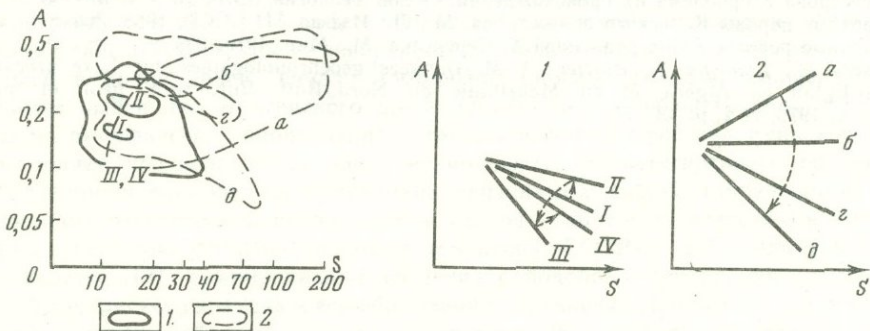


Рис. 1. Поля осадочных пород гранулитового комплекса и свиты кейв на диаграмме А—S

Поле фигуративных точек: 1—состав осадочных пород гранулитового комплекса (78 анализов); I—IV—свиты (I—лувеньгская, II—кандалакшская, III—плоскотундровская, IV—порьегубская), 2—свиты кейв (174 анализа); линии а, б, г, д на графике соответствуют пачкам свиты кейв в тексте (А, Б, Г, Д)

Рис. 2. Изменение характера корреляции коэффициентов А—S в осадочных породах гранулитового комплекса (1) и свиты кейв (2)

Условные обозначения см. на рис. 1

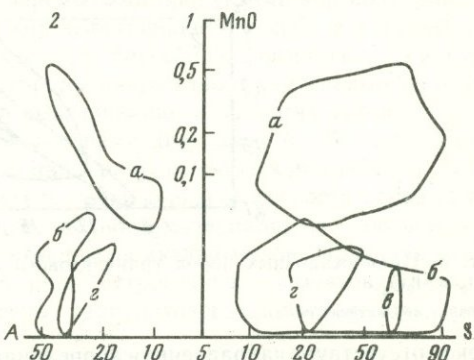
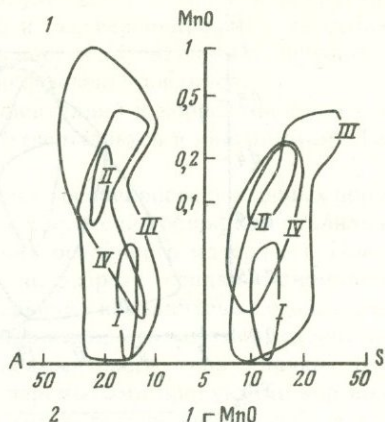
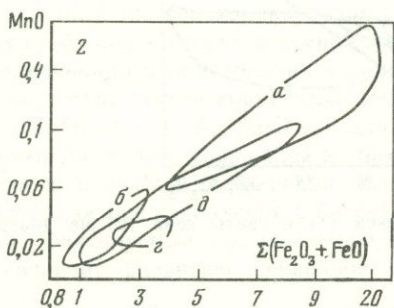
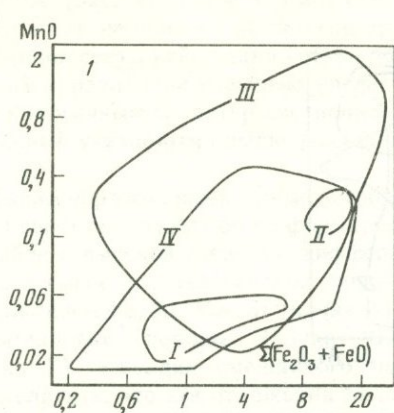


Рис. 3. Поля осадочных пород гранулитового комплекса (1) и свиты кейв (2) на диаграмме MnO— $\Sigma(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$

Условные обозначения см. на рис. 1

Рис. 4. Поля осадочных пород гранулитового комплекса (1) и свиты кейв (2) на диаграмме A—MnO—S

Условные обозначения см. на рис. 1

осадков, последовательно заполнявших рассматриваемые бассейны. Это в первую очередь находит свое отражение в характере и размерах контуров полей вариаций составов пород, соответствующих свит и пачек.

Для отложений гранулитового комплекса отмечается изометрический характер контуров, последовательно расширяющихся вверх по разрезу (I—IV), их локализация в области, соответствующей полям слабо дифференцированных осадков (граувакки, аркозы), отсутствие корреляции между параметрами диаграммы (рис. 2). Это свидетельствует о слабой сортировке осадочного материала особенно на ранних этапах развития бассейна (поля I, II) и низкой зрелости пород областей сноса, что отвечает модели осадконакопления бассейнов трогового типа.

Прямо противоположная тенденция наблюдается в распределении полей точек коэффициентов осадочных пород кейвской серии. Максимальную площадь на диаграмме занимают контуры полей пород, соответствующих начальным этапам седиментации (пачка А). Четко вырисовывается этапность в образовании осадков кейвского бассейна. Первым этапом (пачка А) было отложение перемытых продуктов верхних горизонтов коры выветривания, о чем свидетельствует пестрый и резко дифференцированный состав осадков. Отмечается одновременное присутствие в разрезе пород с повышенным содержанием Fe, Al, Si, Mn, т. е. типичных продуктов сиалитной коры выветривания. Вверх по разрезу наблюдается сокращение размеров контуров и степени дифференцированности пород (пачка Д).

Закономерная смена этапов в развитии бассейнов фиксируется и по характеру корреляции между параметрами диаграммы (рис. 2). Если для пород гранулитового ком-

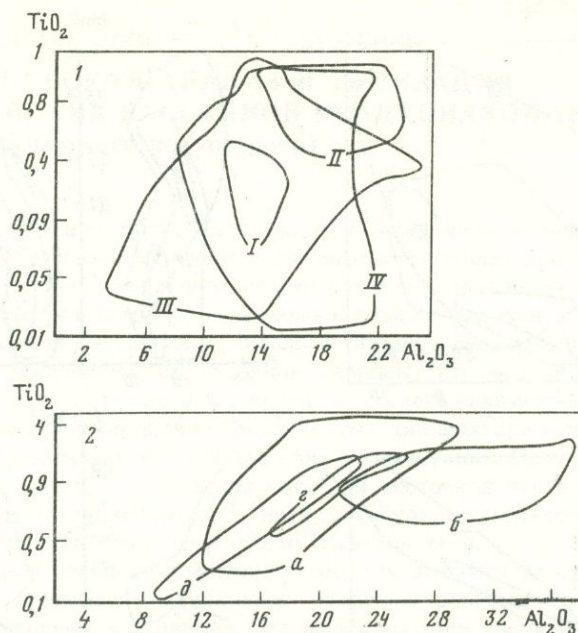


Рис. 5. Поля осадочных пород гранулитового комплекса (1) и свиты кейв (2) на диаграмме $TiO_2-Al_2O_3$

Условные обозначения см. на рис. 1

плекса отсутствует направленная корреляция между параметрами А и S, то в отложениях свиты кейв наблюдается последовательная эволюция в степени дифференцированности осадков снизу вверх по разрезу (от пачки А к пачке Д). Так, в отложениях пачки А наблюдается четкая прямая корреляция между указанными параметрами, что свидетельствует о максимальном и синхронном влиянии обоих факторов на формирование осадков. Уже в период формирования пачки Г корреляция между параметрами А и S имеет обратную направленность и тенденцию, аналогичную образованиям гранулитового комплекса, т. е. степень дифференцированности осадков в верхних горизонтах кейвской серии резко падает.

Различия в характере дифференцированности осадков сравниваемых комплексов выявляются и при рассмотрении диаграмм, отражающих соотношения между элементами, которые могут быть использованы как индикаторы изменений условий осадко-накопления ($MnO-Fe_2O_3$, $TiO_2-Al_2O_3$).

В отложениях свиты кейв максимальные количества Fe и Mn, как уже отмечалось, зафиксированы в породах пачки А, образовавшихся за счет размыва верхних горизонтов профиля коры выветривания, и резко падает в вышележащих отложениях, являющихся продуктами каолиновых корней коры выветривания (рис. 3). Единый источник Fe и Mn в осадках свиты кейв подтверждается четкой положительной корреляцией между этими двумя элементами. Для нижних горизонтов отложений гранулитового комплекса в отличие от свиты кейв отмечаются минимальные содержания железа и марганца. По-видимому, эти осадки были продуктами размыва фундамента кислого состава без признаков кор выветривания. Некоторое повышение содержания железа и марганца отмечается в отложениях кандалакшской свиты. Максимальные содержания марганца (1,21%) зафиксированы в меланократовых сланцах (туффитах?) порьегубской свиты. Отсутствие связи марганца с нижележащими породами, а также отсутствие корреляции между марганцем и железом позволяет предположить привнос марганца в процессе вулканизма [9].

Предположение о различии в характере источника марганца в отложениях гранулитового комплекса и свиты кейв подтверждается также и диаграммой $MnO-S$,

MnO—A (рис. 4). Если в отложениях гранулитового комплекса концентрация MnO практически не зависит от степени зрелости и дифференцированности осадков, то для отложений свиты кейв видна четкая обособленность полей, соответствующих осадочным толщам с различной степенью зрелости и дифференцированности.

Аналогичный характер соотношений концентраций и корреляционных связей, обусловленный указанными выше факторами, подтверждается и диаграммами $TiO_2 - Al_2O_3$ (рис. 5).

Таким образом, выявленные петрохимические особенности осадочных пород кейвской серии свидетельствуют об их формировании в достаточно обширном стабилизированном бассейне с высокой степенью дифференциации осадочного материала. Последовательность в смене состава осадков снизу вверх по разрезу: осадки с аномально высоким содержанием Fe, Al, Mn, Si (пачка А), → первично каолиновые осадки (пачка Б), → кремнистые породы (пачка В), → гидрослюдиисто-монтмориллонитовые глины (пачка Г), → осадки смешанного пелито-псаммитового типа (пачка Д) позволяет предполагать, что эти отложения являются перемытыми продуктами кор выветривания латеритного типа («перевернутый» профиль кор выветривания низкого пенеplена) [6].

Подобный тип осадконакопления характерен для бассейнов, формирующихся в пределах стабильных участков земной коры платформенного типа с длительным периодом пенеplенизации и образования мощных кор выветривания в областях сноса.

Отсутствие четкой корреляции между параметрами диаграмм: А—S, MnO— Fe_2O_3 , $TiO_2 - Al_2O_3$, MnO—А, MnO—S для отложений гранулитового комплекса, а также изометричность контуров полей на них свидетельствуют о низкой зрелости пород областей сноса и слабой дифференцированности осадочного материала, что соответствует характеру осадконакопления в бассейнах тектонически активных зон. Признаки вулканизма, фиксируемые по поведению целого ряда петрогенных элементов, также не противоречат развитию первичной структуры гранулитового комплекса по троговому типу.

Все изложенное позволяет считать, что тектоническое положение изученных докембрийских бассейнов в значительной мере определяло петрохимическую специфику накапливающихся в них осадков. Такая функциональная связь между составом метаморфических толщ и их тектоническим положением дает возможность применять литолого-химические методы при реконструкции условий осадконакопления в бассейнах раннего докембрия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бельков И. В. Кварцитовые сланцы свиты кейв. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 121 с.
2. Бельков И. В., Белолипецкий А. П., Ильин Ю. И., Плетнева Н. И. К геохимии метаморфических пород кейвской серии. — В кн.: Геохимическая эволюция метаморфических комплексов докембрия Кольского полуострова. Апатиты, 1976, с. 5—15.
3. Богданова М. Н., Ефимов М. М. Эволюция вулканизма и осадконакопления в Кандалакшско-Кольвицкой зоне гранулитов. — В кн.: Геохимическая эволюция метаморфических комплексов докембрия Кольского полуострова. Апатиты, 1976, с. 63—74.
4. Докембрий и проблемы формирования земной коры./Сидоренко А. В., Теняков В. А., Сидоренко Св. А. и др. М.: Наука, 1978, 311 с.
5. Кратц К. О., Глебовицкий В. А., Былинский Р. В. и др. Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 231 с.
6. Михайлов Б. М. Геология и полезные ископаемые западных районов Либерийского щита. М.: Недра, 1969. с. 180 (Тр. ВСЕГЕИ; Н. С.; Т. 167).
7. Предовский А. А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.
8. Сидоренко А. В. Осадочная геология докембрия — состояние науки, проблемы и задачи. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. вып. 4, М.: Недра, 1975, с. 5—15.
9. Страхов Н. М. К познанию подводного вулканогенно-осадочного породообразования (состояние знаний и проблемы). — В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М.: Наука, 1965, с. 74—91.

М. Е. ФЕДОРОВА, Т. П. ШУСТОВА

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ДРЕВНЕЙШИХ КОНГЛОМЕРАТОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Общеизвестно, что восстановление условий осадконакопления в раннем докембрии — трудная и подчас неразрешимая задача. Поэтому любая находка метаморфических пород, осадочное происхождение которых бесспорно, очень важно, тем более, если они имеют не локальное, а площадное распространение.

В обобщающей монографии О. А. Луневой [2], посвященной описанию конгломератов Кольского полуострова, самыми древними конгломератами считались конгломераты лязозерской свиты раннепротерозойского возраста. Чапомские конгломераты ею не рассматривались, так как они были известны со времени их первого обнаружения Н. А. Островской в 1954 г. только в протяженных береговых обнажениях р. Чапома, изолированных от выходов окружающих пород болотами.

В последние годы чапомские конгломераты были откартированы нами на значительной площади (около 14 кв. км). В связи с этим появились данные о том, что они являются древнейшими на Кольском полуострове, предположительно верхнеархейскими образованиями.

История развития взглядов на возраст конгломератов, а также описание их стратиграфического положения среди метаморфических комплексов изложены ранее [4, 5, 6]. Здесь кратко остановимся только на тех сведениях, которые необходимы для дальнейшего описания.

Конгломераты¹ входят в состав мощной верхнечапомской серии (выделена нами впервые) — самой древней (верхнеархейской) стратифицирующейся серии на Кольском полуострове (возраст серии 2790_{-60}^{+50} млн. лет определен по породам и минералам в координатах $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ — $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ в лаборатории, руководимой Э. В. Собатовичем, в Институте геохимии и физики минералов АН УССР).

Верхнечапомская серия представлена карбонатсодержащими биотитовыми, амфибол-биотитовыми плагиогнейсами, сланцеватыми амфиболитами и валунными, валунно-галечными и галечными конгломератами. Контакты серии с нижележащими, интенсивно гранитизированными гнейсами нижнеархейского возраста тектонические и нередко сопровождаются мощными зонами окварцевания. Гнейсы и конгломераты верхнечапомской серии падают под метаэффузивы пурначской серии (AR₂p), причем контакты между ними тектонизированы.

Породы, объединенные нами в верхнечапомскую серию, раньше относились к кислугубской свите (мелкозернистые плагиогнейсы и конгломераты) и пялочной свите (сланцеватые амфиболиты) нижнепротерозойского возраста. Следует подчеркнуть, однако, что в своей первой работе Н. А. Островская рассматривала гнейсы, амфиболиты и конгломераты в составе единой свиты Кейв протерозойского возраста.

Конгломераты играют значительную роль только в районе верхнего течения р. Чапома, где они имеют мощность около 2—2,5 км, фациально замещая остальные члены серии (рис. 1). По простиранию на юго-запад они сменяются амфиболитами, а на северо-восток — мелкозернистыми гнейсами. На остальной территории в верхнечапомской серии конгломераты не встречаются, если не считать маломощного выхода, обнажающегося по р. Стрельна. Отсутствие находок конгломератов является, по-видимому, следствием очень плохой обнаженности.

В низах разреза верхнечапомской серии обнажаются темно-зеленые сланцеватые амфиболиты (мощность около 100 м), которые вверх по разрезу сменяются мелко-

¹ Описываемые породы для краткости названы конгломератами, хотя правильнее именовать их метакогломератами, так как их цемент метаморфизован в условиях амфиболитовой фации.

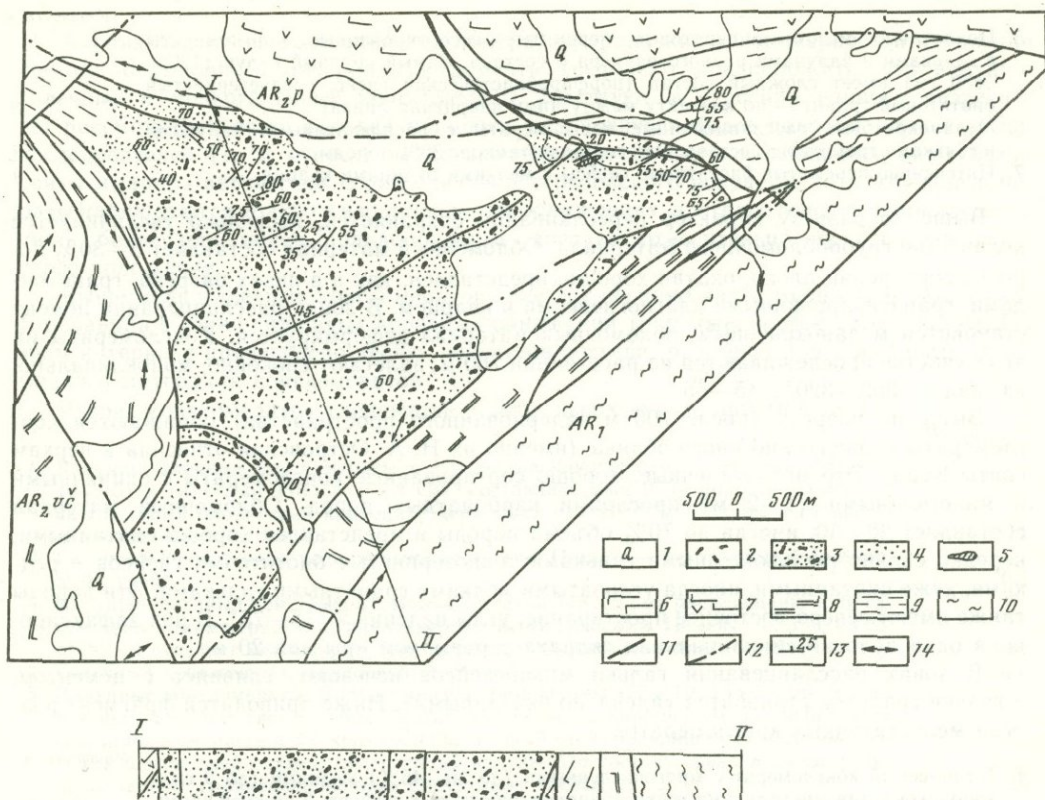


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района распространения верхнеархейских конгломератов
 I — четвертичные отложения; 2 — валунные конгломераты; 3 — валуно-галечные конгломераты; 4 — галечные конгломераты;
 5 — карбонатные породы; 6 — габбро-амфиболиты; 7 — амфиболиты с реликтами вулканогенных структур пурначеской серии;
 8 — сланцевые амфиболиты; 9 — биотитовые гнейсы; 10 — биотитовые гнейсы, гранито-гнейсы; 11 — разломы; 12 — то же,
 под четвертичными отложениями; 13 — элементы залегания; 14 — линии простираний

зернистыми биотитовыми плагиогнейсами. В зоне перехода наблюдается частое переслаивание амфиболитов и гнейсов (мощность прослоев — первые десятки сантиметров) и интенсивное расслаивание амфиболитов.

Примерно в 50 м от контакта с амфиболитами в биотитовых плагиогнейсах начинают встречаться единичные гальки. Количество и размер их постепенно увеличивается и в 250—300 м от контакта наблюдаются первые валуны.

Выше по разрезу идет переслаивание галечных и валуно-галечных конгломератов с биотитовыми лейко- и мезократовыми плагиогнейсами (береговые обнажения р. Чапома). Цемент конгломератов по составу и облику очень близок плагиогнейсам, переслаивающимся с ними. Переходы между конгломератами и гнейсами весьма постепенные, мощность прослоев безгалечных гнейсов не превышает 10 м. В качестве примера приведем фрагмент разреза нижней части толщи конгломератов (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Мелкозернистые темно-серые карбонатсодержащие биотитовые плагиогнейсы с единичными уплощенными гальками гранитного состава. Размер галек 5×2; 7×3 см	20
2. Серые неполосчатые лейкократовые карбонатсодержащие биотитовые плагиогнейсы с единичными валунами (30×25; 15×15 см) и гальками (5×3; 7×4 см) гранитного и кварцевого состава	10
3. Светло-серые полосчатые карбонатсодержащие биотитовые гнейсы с единичными мелкими гранитными гальками	5
4. Светло-серые биотитовые плагиогнейсы, к концу интервала постепенно сменяющиеся полосчатыми мезократовыми плагиогнейсами	5

5. Полосчатые мезо-меланократовые перемятые несортированные конгломераты с гальками и валунами разного размера и состава. Самый крупный валун (120 × 50 см) имеет сложный состав (порфиробластический гнейс, среднезернистый биотитовый гранит — по контакту между ними кварцевая линза)	8
6. Меланократовые рассланцованные конгломераты с расплюснутыми валунами и гальками гранитного состава. Они составляют около 30% породы	1
7. Интенсивно перемятые биотитовые гнейсы с мелкими будинами кварца	1

Выше по разрезу характер переслаивания сохраняется, несколько увеличивается количество грубообломочного материала. Обломочный материал составляет 5—30% породы, сортирован плохо, окатан хорошо, представлен, как и в низах разреза, гранитоидами, гранитизированными плагногнейсами и кварцем. В зонах рассланцевания цемент становится меланократовым, обломочный материал деформируется. Конгломераты на этом участке прослеживаются на расстоянии 760 м; залегают спокойно, моноклиально, аз. пад. 300—320° / 45—55.

Выше по разрезу (после 700 м задернованного пространства) обнажаются конгломераты существенно иного облика (именно их Н. А. Островская относила к верхам свиты Кейв). Это мелкогалечные, хорошо сортированные конгломераты с единичными и маломощными (1—2 м) прослоями карбонатных пород. Обломочный материал составляет 20—40, иногда до 70% объема породы и представлен хорошо окатанными, нередко сильно расплюснутыми гальками тонкозернистых биотитовых гнейсов и редкими, хуже окатанными, иногда угловатыми мелкими гранитными гальками. Эти породы также имеют северо-восточное простирание, углы падения — 15—75°. В них зафиксирована одна пологая синклиальная складка с размахом крыльев 20 м.

В зонах рассланцевания гальки микрогнейсов исчезают, сливаясь с цементом, а гальки гранитов становятся «идеально окатанными». Ниже приводится фрагмент разреза мелкогалечных конгломератов:

	Мощность, м
1. Темно-серый конгломерат с многочисленными (до 30—45%) мелкими (до 5 см) хорошо окатанными гальками тонкозернистых биотитовых гнейсов. В нижней части слоя более крупные (5—10 см) плохо окатанные гальки гранитов, в верхней части количество мелких галек достигает 70% породы	0,9
2. Мелкозернистый темно-серый карбонатсодержащий биотитовый гнейс с мелкими гальками еще более тонкозернистого биотитового гнейса. В слое намечаются следы косои слоистости, а также наблюдается линза безгалечного гнейса	0,5
3. Мелкогалечный конгломерат (количество галек достигает 70%), гальки хорошо окатаны, представлены тонкозернистым биотитовым гнейсом; гранитные гальки единичны	0,6
4. Крупногалечный конгломерат; гальки по составу аналогичны галькам слоя 3, но более крупные (до 10 см). В верхней части слоя гальки гнейсов становятся мельче и лучше окатаны; гранитных галек нет	0,6
5. Интенсивно рассланцованный конгломерат с единичными гальками и валунами гранитного состава, они прекрасно «окатаны». Цемент — меланократовый плейчатый биотитовый гнейс. Гнейсовые гальки разлинзованы и плохо различимы на фоне цемента	0,4

На простирании описанных выше конгломератов в юго-западном направлении (в 1,5 км) наблюдаются коренные обнажения валунно-галечных конгломератов, аналогичных конгломератам нижних частей разреза. Залегание конгломератов валунно-галечных и мелкогалечных согласное.

Сопоставление мелкогалечных и валунно-галечных конгломератов показало, что изменение состава и размеров обломочного материала сопровождается закономерным изменением состава цемента.

Обломочный материал валунно-галечных конгломератов плохо сортирован, в его составе редко преобладают граниты, гранитизированные гнейсы, в цементе постоянно наблюдается незначительное количество карбоната. Изменение состава обломочного материала в мелкогалечных конгломератах (резкое увеличение содержания тонкозернистых гнейсов галек) и их размера и степени сортировки сопровождается резким увеличением карбоната в цементе, что, очевидно, связано с изменением условий осадконакопления.

Анализ характера залегания конгломератов, сравнение закономерностей изменения состава обломочного материала и цемента позволяют предположить, что валунно-галечные и мелкогалечные конгломераты участвуют в строении единого разреза¹. На рассмотрении этого вопроса пришлось остановиться более подробно, так как ряд исследователей [1, 3] относят мелкогалечные конгломераты к основанию рижгубской свиты имандра-варзугской серии среднепротерозойского возраста, хотя эти конгломераты наблюдаются только в изолированных обнажениях, и, строго говоря, можно строить лишь более или менее правдоподобные догадки относительно их стратиграфического положения.

Выше мелкогалечных конгломератов залегает верхняя часть толщи (рис. 2), откартированная в серии сплошных коренных обнажений (протяженностью около 300 м). На этом интервале произведено десять подсчетов состава, размеров и сгруженности обломочного материала конгломератов.

Разрез конгломератов следующий (снизу вверх вкрест простирания):

	Мощность, м
1. Валунно-галечные конгломераты с сильно расплюснутыми валунами (90×15; 40×15) и гальками (10×5; 7×3 см), составляющими 90% породы. Цемент — светло-серый биотитовый карбонатсодержащий плагиогнейс. Валуны и гальки — мелкозернистые граниты	9
2. Галечный конгломерат с единичными валунами. Цемент — мезократовый биотитовый гнейс	0,5
3. Валунно-галечный конгломерат. Валуны мелкие (18×5 см) расплюснутые, представлены помимо гранитов гранитизированными гнейсами. Цемента — 5%; по составу он отвечает меланократовому карбонатсодержащему плагиогнейсу	15
4. Галечный конгломерат, аналогичный слою 2	0,5
5. Валунные конгломераты. Валуны линзовидной формы (25×10; 15×7) заключены в тонкозернистом светло-сером биотитовом гнейсе с карбонатом. По небольшим тектоническим зонам лейкократовый биотитовый гнейс превращается в меланократовый биотитовый сланец, облегающий валуны. По составу среди валунов резко преобладают гранитизированные биотитовые гнейсы	15
6. Валунные конгломераты с небольшим (5—10%) содержанием цемента. Чередуются прослои конгломератов (0,5—2 м) с крупными, сильно уплощенными валунами и мелковалунные, менее деформированные. Преобладают валуны гранитизированных биотитовых гнейсов. Сгруженность валунов на 1 м ² — 42 шт. (табл. 1, подсчет 1)	14
Задерновано	6
7. Валунные конгломераты, аналогичные слою 6, содержат меньше цемента (2—5%). По простиранию на расстоянии 5 м сгруженность галек меняется мало (48—56 галек на 0,7 м ²) (табл. 1, подсчет 2, 3). По составу в одном участке конгломератов преобладают гранитизированные гнейсы, в другом — граниты (табл. 2, подсчет 2, 3)	1,5
Задерновано	4
8. Валунно-галечный плохо сортированный конгломерат. Валуны мелкие (30 см в длину), содержание их колеблется от 53 до 94 на 1 м ² на расстоянии 3 м вкрест простирания (см. табл. 1, подсчет 4, 5). Состав обломочного материала различен (см. табл. 2, подсчет 4, 5)	8
Задерновано	9
9. Темно-зеленые, почти черные меланократовые амфиболовые сланцы	3
10. Валунные конгломераты, аналогичные слою 6	2,6
Задерновано	10
11. Валунно-галечный плохо сортированный конгломерат; в нем есть участки, сложенные мелкой галькой в базальном цементе. В конце интервала среди мелких валунов встречен крупный (120×35 см). Среди валунов резко преобладают биотитовые среднезернистые граниты. Встречены единичные валуны крупнозернистых лейкократовых гранитов и пегматонидных гранитов (см. табл. 1, подсчет 6). Цемент — светло-серый биотитовый плагиогнейс с карбонатом, составляет 2—3% породы	10
12. Валунно-галечный плохо сортированный конгломерат с большим количеством 10%-го цемента (мезократовый биотитовый плагиогнейс). Много изометричных	

¹ Мысль о единстве разреза была высказана впервые в статье М. Е. Федоровой и Т. П. Шустовой «Чаповские конгломераты» [5] и неверно истолкована редакционной коллегией сборника, поместившей свое примечание к тексту.

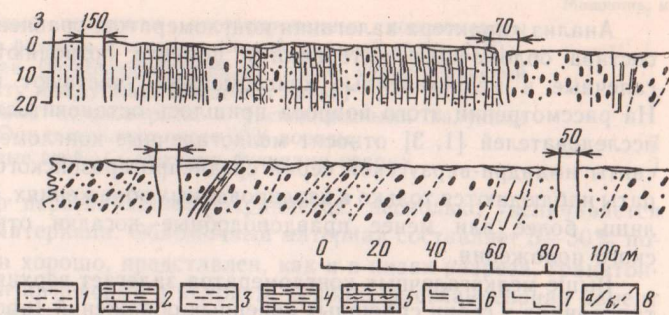
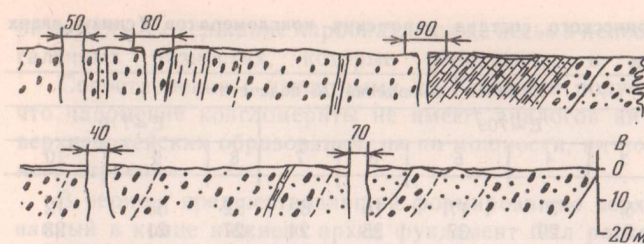


Рис. 2. Разрез верхней части толщи конгломератов

1 — биотитовые гнейсы с редкой галькой; 2 — биотитовые гнейсы карбонатсодержащие с редкой галькой; 3 — биотитовые гнейсы; 4 — биотитовые гнейсы карбонатсодержащие; 5 — амфиболовые гнейсы карбонатсодержащие с редкой галькой; 6 — амфиболовые сланцы; 7 — габбро-амфиболиты; 8 — геологические границы: а — достоверные, б — предполагаемые; остальные условные знаки (1—4) см. на рис. 1

	Мощность, м
галеk и валунов, представленных в основном гранитами (см. табл. 1, подсчет 7)	10
Задержано	70
13. Мелкозернистые светло-серые биотитовые гнейсы с единичными, хорошо окатанными гранитными гальками	0,5
14. Валунно-галечный конгломерат с многочисленными (60%) расплюснутыми гранитными гальками и валунами. Цемент — серовато-бурый биотитовый гнейс (см. табл. 1, подсчет 8)	3
15. Светло-серый биотитовый гнейс с единичными гальками и валунами гранитов и кварца	4,5
Задержано	15
16. Светло-серые сыпучие биотитовые лейкократовые гнейсы, переходящие к концу интервала в фельдшпатизированные амфиболовые гнейсы с редкими гранитными гальками	9
Задержано	5
17. Неясноплощатый фельдшпатизированный пироксен-амфиболовый гнейс с единичными гранитными гальками	0,6
18. Валунно-галечный конгломерат с мелкими (20×5) расплюснутыми валунами и гальками гранитов. Кровля этого слоя неровная, напоминает размытую поверхность. Цемент — амфибол-биотитовый гнейс, в основании слоя меланократовый, у кровли лейкократовый. В слоях 17 и 18 произведен подсчет валунов и галеk (см. табл. 1, подсчет 9)	0,6
19. Галечный конгломерат с единичными сильно уплощенными мелкими валунами. Обломочный материал составляет около 30% породы и представлен в основном гранитами. Встречена одна галька пегматоидного гранита с амфиболом	1,2
20. Лейкократовый амфиболовый гнейс с неравномерным, местами полосчатым распределением тонкоигльчатого амфибола. В гнейсе — единичные расплюснутые гальки гранитов и кварца	1
21. Валунно-галечный конгломерат с уплощенными валунами и гальками, составляющими 30% породы. Цемент — амфибол-биотитовый гнейс. По простиранию слоя количество галеk резко уменьшается. Валунно-галечный конгломерат по неровному резкому контакту сменяется галечным. Характер контакта свидетельствует о налегании на размытую поверхность	1,5
22. Галечный конгломерат с высоким (90%) содержанием гранитных галеk, сцементированных лейкократовым биотитовым гнейсом	0,5
В слое 21 и 22 произведен подсчет галеk и валунов (см. табл. 1, подсчет 10)	20
Задержано	
23. Биотитовые гнейсы с единичными округлыми гальками гранитов	12
24. Неясноплощатые лейкократовые биотитовые гнейсы	4
Задержано	13
25. Биотитовые гнейсы, аналогичные слою 24	1
Задержано	30
26. Биотитовые неясноплощатые такситовые гнейсы с единичными мелкими гальками гранитов и гнейсов	20

Выше по разрезу в конгломератах постепенно убывает количество обломочного материала, они сменяются плагигнейсами с «плавающей» галькой и затем обычным плагигнейсами верхнечапомской серии.



Конгломераты верхней части толщи также характеризуются выдержанным северо-восточным простиранием и слагают, по-видимому, крутопадающую на северо-запад моноклиналь, незначительно осложненную мелкими приразломными складками. Лишь на северо-западном фланге их простирания на расстоянии около 700 м очень плавно сменяются на северо-западные.

Анализ приведенного выше разреза и подсчета сгруженности обломочного материала показал, что снизу вверх в конгломератах количество обломочного, особенно грубого материала сначала возрастает, а затем резко падает. Содержание карбонатного материала, наоборот, увеличивается в верхах разреза. Эти факты свидетельствуют об изменении скорости эрозии приподнятых блоков и о грубой ритмичности в образующейся толще. Такой же ритм проявлен и в нижней части разреза толщи, где галечные конгломераты снизу вверх постепенно сменяются валунно-галечными и затем мелкогалечными с прослоями карбонатных пород.

Обломочный материал конгломератов в целом хорошо окатан, степень сортировки разная и самая низкая характерна для средней части толщи (рис. 3). В процессе динамометаморфизма в зонах древних разломов валуны и гальки часто интенсивно деформированы, раздавлены, уплощены и расколоты диагональными трещинами.

Петрографическое изучение обломочного материала показало, что он представлен в основном гранитоидами разных текстурно-структурных особенностей (от пегматоидных до аплитовидных при преобладании среднезернистых разновидностей) и состава (плагиграниты, граниты нормального ряда), а также и гранитизированными плагигнейсами. Кварцевые гальки единичны (см. табл. 2). Сопоставление состава этих пород с породами, слагающими в восточной части Кольского полуострова выступы нижнеархейского фун-

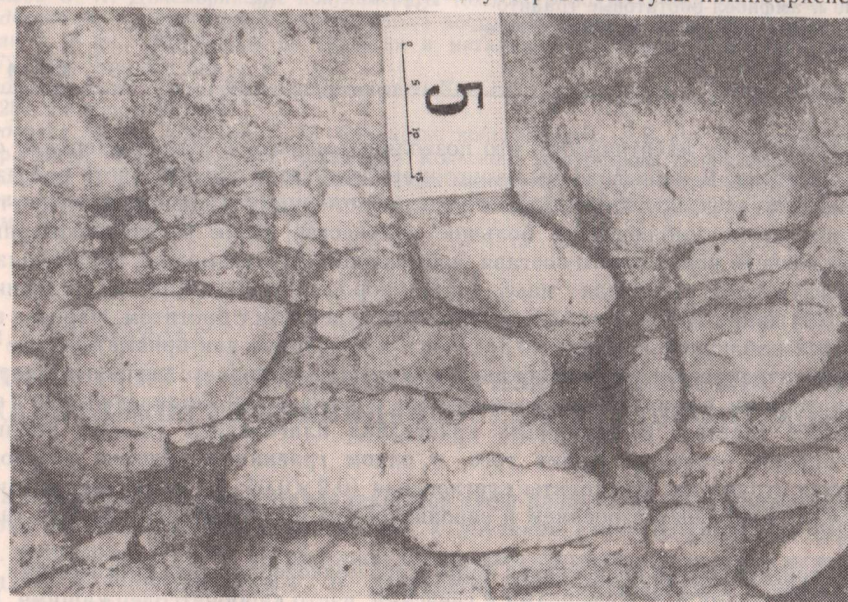


Рис. 3. Плохо отсортированный валунно-галечный конгломерат

Таблица 1. Изменение гранулометрического состава чапомских конгломератов (снизу вверх по разрезу)

Состав	Фракция, см	№ точки наблюдения, № подсчета									
		E = 709					E = 710				
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Гальки	1—5	4*	9	5	7	17	19	6	32	35	12
	5—10	20	23	21	29	37	25	24	27	21	23
Валуны	10—30	47	41	54	45	36	50	53	27	41	65
	>30	29	27	20	19	10	6	17	14	3	0
Сгружен- ность	Количество галеk (на 1 м ²)	42	34	56	53	94	76	55	22	65	26
Цемен- тация	Количество цемента (мас. %)	10	10	2—3	8—10	10—15	2—3	5—10	60	70—75	75—80

* Содержание в мас. % по отношению к общему объему обломочного материала.

Таблица 2. Петрографический состав галеk и валунов чапомских конгломератов

Петрографический состав, %	№ точки наблюдения, № подсчета									
	E = 709					E = 710				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Мелкозернистый биотитовый гранитизированный плагиогнейс	56	44	39	8	12	20				
Среднезернистый лейкократовый плагиогранит с биотитом		21		50	29		46	72		
Среднезернистый биотитовый мезократовый плагиогранит				2	25	54	54			
Пегматоидный гранит	10		4			5	2		20	
Среднезернистый лейкократовый гранит		12	18		30					
Амфиболовый гранит										58
Аплитовидный гранит		23								
Мелкозернистый биотитовый гранито-гнейс			39		21	21	27	4		
Биотитовые и амфибол-биотитовые гранито-гнейсы с порфиробластами калиевого полевого шпата	34			38						39
Кварц			2	2	4		3	27	4	3

даменты, показало их идентичность, что позволяет говорить о сносе материала с востока и юго-востока. В мелкогалечных конгломератах верхов нижней части разреза помимо гранитных галеk, по составу аналогичных обломочному материалу валунно-галечных конгломератов, наблюдается большое количество галеk мелко-тонкозернистых биотитовых гнейсов нормального состава, часть из которых, возможно, образовалась по кислым эффузивам. Основная масса этих пород представлена мелкозернистым (около 0,1 мм) кварц-полевошпат-микроклиновым агрегатом с биотитом. Изредка в этой массе удается наблюдать крупные (0,5—2 мм) таблитчатые или призматические кристаллы калишпатизированного плагиоклаза, калишпата и кварца с неровными корродированными гранями, которые были, по-видимому, порфиоровыми вкрапленниками в эффузивах кислого состава. В единичных кристаллах плагиоклаза удалось наблюдать четкое зональное строение. Кроме того, в одном гравийном обломке установлена микролитовая структура. Микролиты плагиоклаза (0,2×0,05; 0,1×0,03 мм) характеризуются неясно зональным строением и sdвойнированы по альбитовому закону (альбит № 5).

Цемент конгломератов представлен чаще всего мелкозернистыми биотитовыми, реже амфибол-биотитовыми плагиогнейсами и гнейсами, часто карбонатсодержащими. Количество темноцветных минералов колеблется и резко увеличивается в рассланцованных

разностях. Содержание карбоната также весьма непостоянно, но увеличивается в мелкогалечных разностях, которые образуются в конце цикла осадконакопления.

Сопоставление с известными на Кольском полуострове конгломератами показало, что чапомские конгломераты не имеют аналогов ни по положению в общем разрезе верхнеархейских образований, ни по мощности, ни по составу и особенностям внутреннего строения.

В период, предшествовавший формированию верхнечапомской серии, консолидированный в конце нижнего архея фундамент был расколот серией разломов северо-восточного и северо-западного простираний. Расколы сопровождалась активной вулканической деятельностью и резко дифференцированными вертикальными перемещениями блоков фундамента. В результате сформировался прогиб сложной конфигурации, где происходило накопление обломочного материала, снесенного с соседних приподнятых блоков. Скорость подъема и разрушения блоков была непостоянной. В прогибе сначала накапливался мелкозернистый псаммитовый материал, затем возросла доля грубообломочного материала вследствие увеличения скорости поднятия и эрозии. Приподнятый блок интенсивно денудировался, обломочный материал выносился водными потоками и сбрасывался в прогиб, образуя мощный шлейф дельтовых отложений, что подтверждается формой площади распространения конгломератов.

Появление мелкогалечных конгломератов с прослоями карбонатных пород свидетельствует о снижении темпа вертикальных движений. Как было показано выше, при формировании мощной конгломератовой толщи можно выделить, по крайней мере, два грубых ритма, иными словами — скорости вертикальных движений менялись неоднократно.

Необычно большая мощность конгломератов связана с устойчивым поднятием, с которого происходил однонаправленный снос материала. Формационно толщина конгломератов, очевидно, близка молассам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бекасова Н. Б., Пушкин Г. Ю., Радченко А. Т. Конгломераты имандра-варзугского комплекса. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1972, вып. 4, с. 8—14.
2. Лулева О. И. Докембрийские конгломераты Кольского полуострова. М.: Наука, 1977. 224 с.
3. Радченко А. Т. Фрагменты южного крыла восточной окраины Имандра-Варзугской синклинали. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1972, вып. 9, с. 39—42.
4. Федорова М. Е. Древнейшие конгломераты Кольского полуострова. — Докл. АН СССР, 1981, т. 257, № 4, с. 979—982.
5. Федорова М. Е., Шустова Т. П. Чапомские конгломераты. — В кн.: Геологическое строение и развитие структурных зон докембрия Кольского полуострова. Апатиты, 1980, с. 20—26.
6. Федорова М. Е., Шустова Т. П. Древнейшие конгломераты Кольского полуострова и их положение среди метаморфических комплексов. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 8—10.

УДК 552.1 : 553.492 (470.21)

И. П. ЩЕРБАКОВА

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛИМЕТАМОРФИЗМ ГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПОРОД КАНДАЛАКШСКО-КОЛВИЦКОГО ГРАНУЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА

На северном побережье Кандалакшской губы развита толща глиноземистых пород, которая М. М. Врачинской относилась к лоухской свите беломорской серии архея, К. Д. Беляевым (2) — к журийской свите гранулитового комплекса нижнего протерозоя, Л. А. Прияткиной и Е. В. Шарковым [11] сравнивалась с кольской серией архея. Вопросы метаморфизма глиноземистых пород, как известно, изучались также Л. А. Виноградовым, М. Н. Богдановой, М. М. Ефимовым. Согласно их представ-

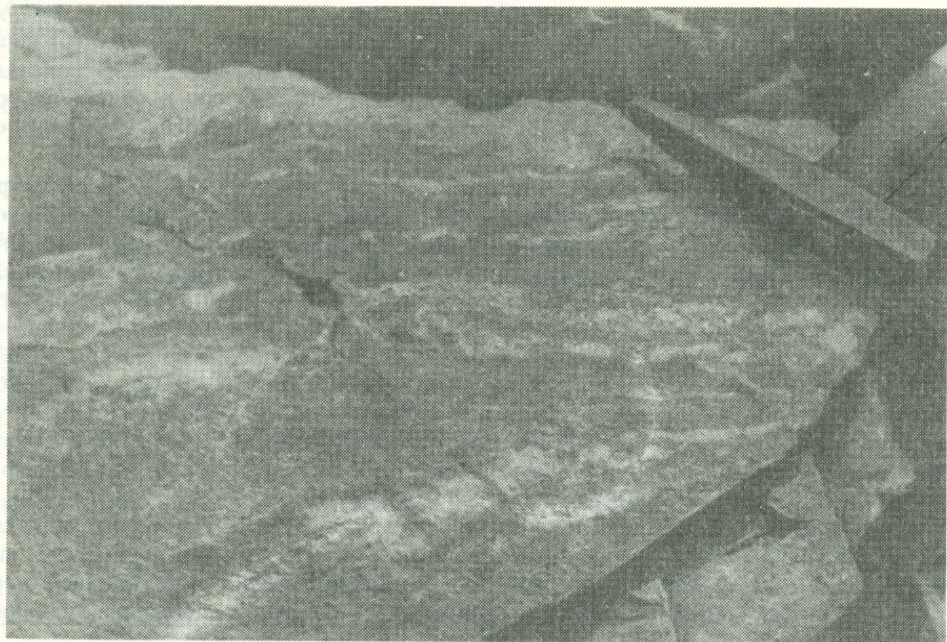


Рис. 1. Полосчато-жилообразные выделения лейкократовых гранат-силлиманит-кордиеритовых кварц-полевошпатовых пород; обнажение на дороге Кандалакша—Умба (в 7 км от пос. Умба)

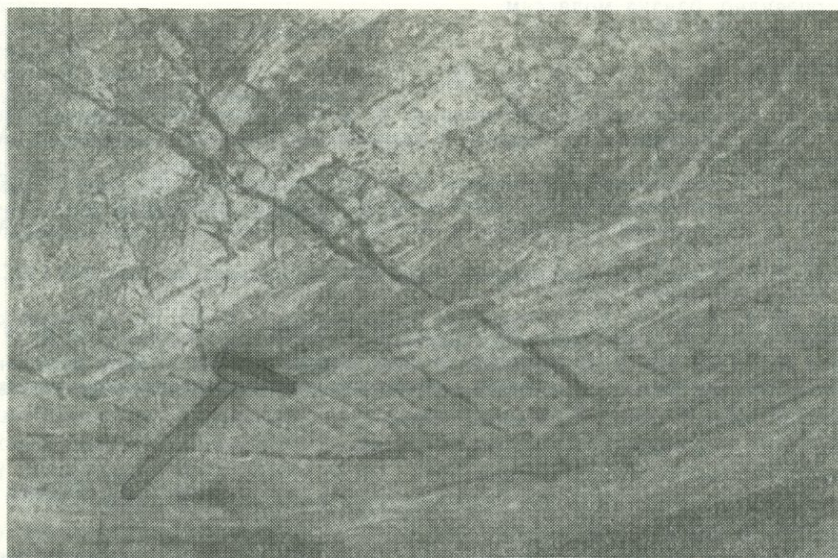


Рис. 2. Тени субстрата (гранат-силлиманит-биотитовый гнейс) в лейкократовых гранат-силлиманитовых кварц-полевошпатовых породах. Мыс Шомбач

лениям, глиноземистые породы по степени метаморфизма принадлежат к гранулитовой фации низких или умеренных давлений [6, 11], испытавших затем наложенный метаморфизм гранулитовой фации высоких давлений вдоль зоны глубинного Лапландского разлома [11]. Детальные исследования позволили выявить ряд литологических и петрографических особенностей глиноземистых пород, свидетельствующих об иной направленности метаморфической эволюции, нежели предполагалось раньше, и

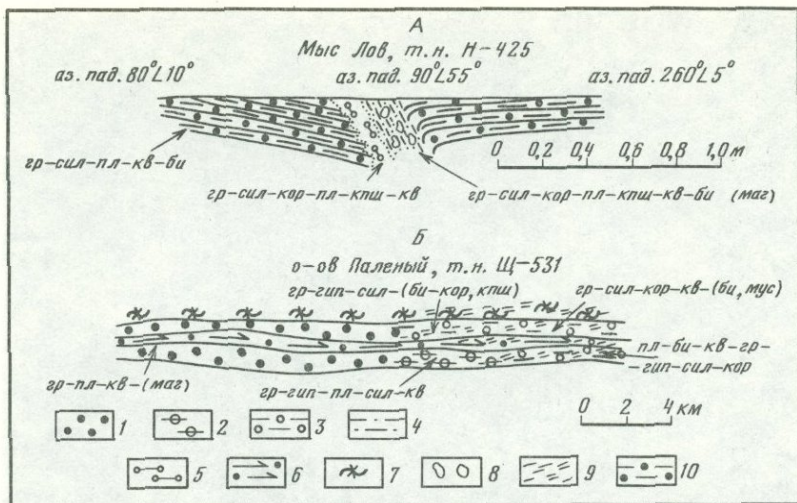


Рис. 3. Развитие бластомилонитов в секущих тектонических зонах (А) и изменение состава глиноземистых гнейсов по простираанию (Б)

Плагиогнейсы: 1 — гранатовые, 2 — гранат-гиперстен-силлиманитовые, 3 — то же, с реакционными каймами кордиерита вокруг граната, силлиманита, гиперстена, 4 — темно-серые плотные бластомилониты состава биотит-кордиеритовый гнейс с реликтами граната и силлиманита, 5 — лейкократовые массивные гранат-силлиманит-кордиерит-кварц-полевошпатовые породы, 6 — гранат-гиперстеновые кристаллические сланцы (кварсодержащие), 7 — гиперстеновые мигматиты, 8 — порфиры прозрачного розового калиевого полевого шпата, 9 — зоны катаклаза, 10 — гранат-силлиманитовые плагиогнейсы

о существенной роли в их образовании явлений гранитизации, что до сих пор не отмечалось.

Глиноземистые породы образуют толщу мощностью 700 м, протягивающуюся от мыса Шомбач на западе до Вялозеро на востоке и на восточном берегу до губы Порьей, залегающую субгоризонтально на пироксеновых кристаллических сланцах, в верхней части которых глиноземистые породы наблюдаются в виде мелких (1—2, редко до 4—10 м) прослоев. Обе толщи рассматриваются как единый полициклический метаморфический комплекс, сравнимый по характеру разреза и особенностям метаморфизма с наиболее древними докембрийскими образованиями северо-западной части Балтийского щита (1), западной части Африканского щита (4) и Украинского (9) щита.

В составе глиноземистых пород — мелкозернистые гранатовые, гранат-биотитовые, гранат-гиперстен-силлиманитовые плагиогнейсы, гранат-силлиманитовые, гранат-силлиманит-биотитовые, гранат-силлиманит-кордиерит-биотитовые, кордиерит-биотитовые гнейсы. Все эти плагиогнейсы и гнейсы неравномерно по всей площади «пропитаны» лейкократовыми среднезернистыми до крупнозернистых гранатовыми, гранат-силлиманитовыми, гранат-силлиманит-кордиеритовыми кварц-полевошпатовыми породами, в результате чего создается незаконномерное чередование участков, где лейкократовые породы образуют пятна, полосы, инъекции шириной от 1—5 см до 0,5 м (рис. 1), и участков, где лейкократовые породы резко преобладают, и в них сохраняются лишь тени субстрата (рис. 2).

По всему разрезу толщи встречаются мелкие линзы (0,01—0,5 × 0,5—2 м) гиперстеновых, двупироксеновых (иногда с гранатом) кристаллических сланцев и плагиогнейсов. На контакте пироксеновых линз с лейкократовыми гранат-силлиманит-кварц-полевошпатовыми породами иногда наблюдается тонкая (1—2 см) реакционная гранат-биотитовая оторочка.

Представление о взаимоотношениях различных разновидностей глиноземистых пород, генетически тесно связанных между собой, дает изучение ряда обнажений по северному берегу и на островах Кандалакшского залива.

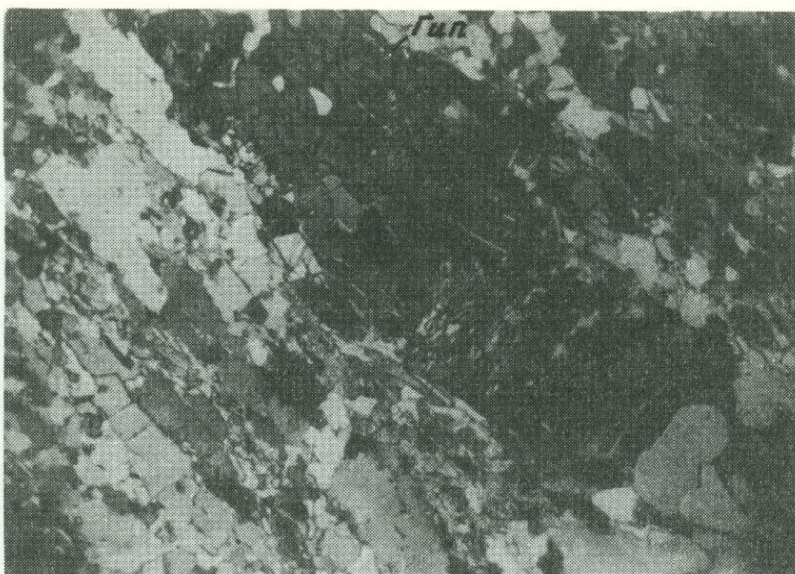


Рис. 4. Гиперстен с вростками силлиманита. Гранат-гиперстен-силлиманитовый плагиогнейс. О-в Паленый

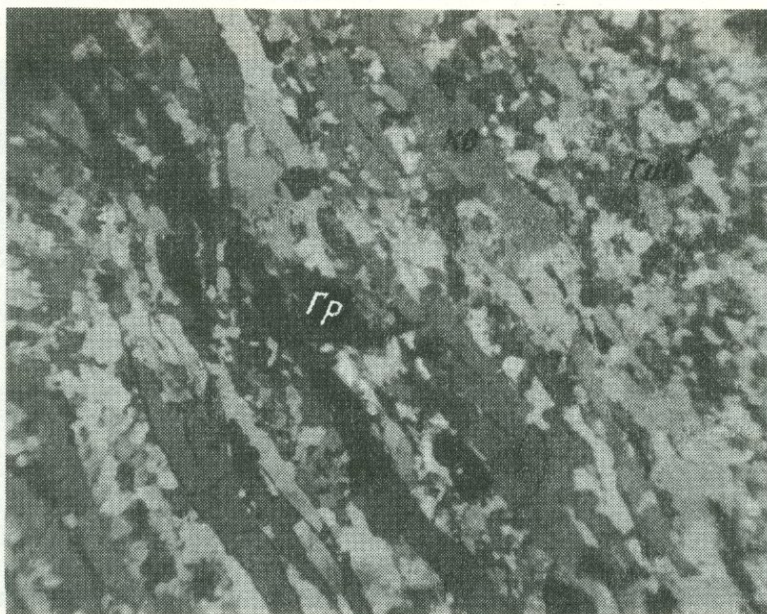


Рис. 5. Удлиненно-пластинчатые выделения кварца в гранат-гиперстеновом плагиогнейсе с небольшим количеством калиевого полевого шпата. О-в Паленый

На о. Паленый (губа Тар) среди гиперстеновых мигматитов наблюдаются два прослоя (1 и 0,8 м) глиноземистых пород, прослеживающиеся по простиранию на 80—100 м, что дает возможность исследовать вариации в составе прослоев (рис. 3). Нижний прослой в северной части представлен магнетитсодержащим гранатовым плагиогнейсом без следов катаклаза. Это массивная плотная порода светло-серого цвета с мелкими (1—2 мм) включениями граната (Гр-Пл-Кв-Маг). В южной части

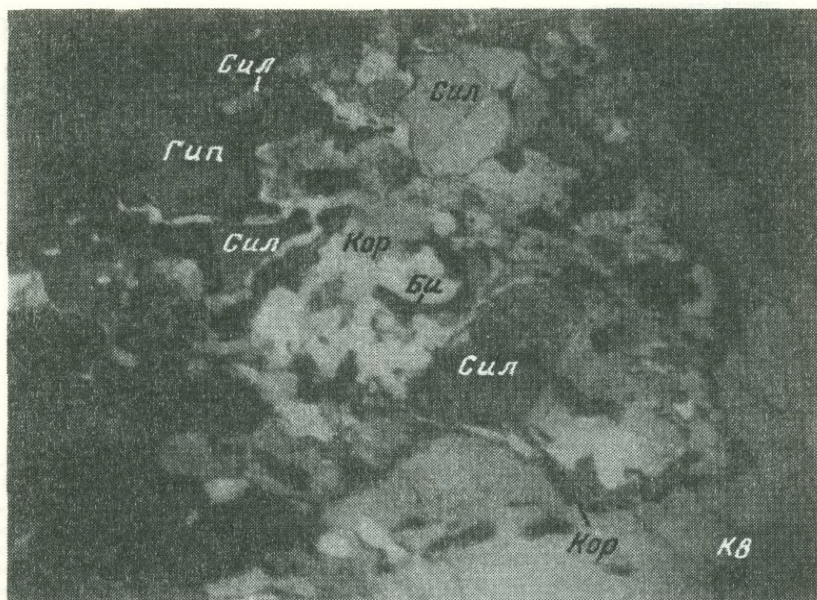


Рис. 6. Реакционная кайма кордиерита вокруг силлиманита и гиперстена. О-в Паленый

прослоя спорадически появляется силлиманит, гиперстен или оба минерала вместе, в интерстициях — калиевый полевой шпат. Гиперстен бесцветный с едва заметным плеохроизмом, образует крупные зерна в тесном срастании с призмами силлиманита. Гиперстен характеризуется повышенной глиноземистостью [11] (рис. 4). Изредка отмечаются сростки Гр-Гип-Сил. Гранат: высокомагнезиальный пироп — 59,2%, алмадин — 40%, спессартин — 0,8% [11]. В зонах дробления, катаклаза породы приобретает гнейсовидность, гранобластокатакlastическую структуру. Кварц преобразуется в удлиненные пластинчатые выделения (рис. 5). Из новообразований отмечаются реакционные каймы кордиерита вокруг граната, гиперстена, силлиманита, Кор+Би вокруг граната или вокруг всех трех минералов, образующих парагенетические срастания (рис. 6). В отдельных случаях гранат и гиперстен замещается Кор+Би симплектитом. В измененных нарушенных участках биотит широко развивается в виде скопления мелких чешуек по трещинам в гиперстене, обволакивает и корродирует гранат, кордиерит. Для породы характерны количественные колебания плагиоклаза, кварца и калиевого полевого шпата. Плагиоклаз представлен Ol_{28-30} ; часто плагиоклаз имеет антипертитовое строение. Калиевый полевой шпат — криптопертитовый (до 20—30%) в верхнем слое.

Породы с ассоциацией гиперстен—силлиманит впервые обнаружены Л. А. Прияткиной в 1972 г. на о-ве Паленый. При анализе этих пород подчеркивалась их приуроченность к зоне Лапландского глубинного разлома, с развитием которого связано образование «молодых» гранулитов повышенного давления [7]. Позднее высказывалось соображение о возникновении Гр-Сил-Гип в процессе кислотного выщелачивания в условиях высоких температур, отвечающих гранулитовой фации [11]. Гиперстен-гранат-силлиманитовые породы рассматривались в связи с развитием метасоматических (обогащенных MgO) зон в апикальной части расслоенной интрузии габбро-норит-анортозитов. В более поздних публикациях М. Д. Крыловой те же породы отнесены к лептинитам, появление которых знаменует определенный рубеж геотектонического развития — смену этапа основного вулканизма этапом излияния кислых лав. Автор подчеркивает сложную метаморфическую историю лептинитов; появление гранат-гиперстен-силлиманитового парагенезиса связывается с процессом гранулитового метаморфизма высоких давлений в зоне Лапландского



Рис. 7. Бластомилонит состава гранат-кордиерит-силлиманит-биотитовый гнейс с порфиробластом калиевого полевого шпата. Мыс Лов

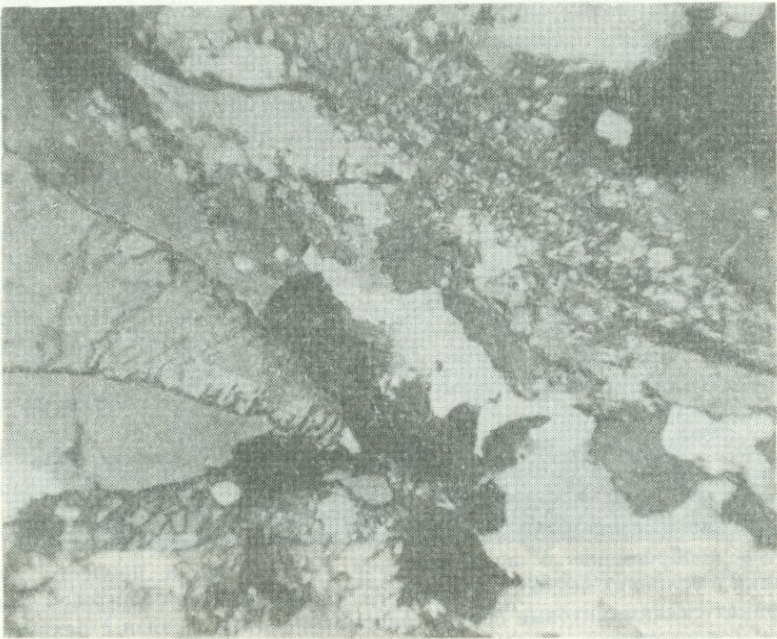


Рис. 8. Участки субстрата (Гр+Кор+Сил+Би+Пл+КПШ+Кв) в лейкократовой кварц-полевошпатовой породе (Гр—Сил—Кор—КПШ—Пл—Кв). Дорога Кандалакша—Умба (в 15 км от пос. Умба)

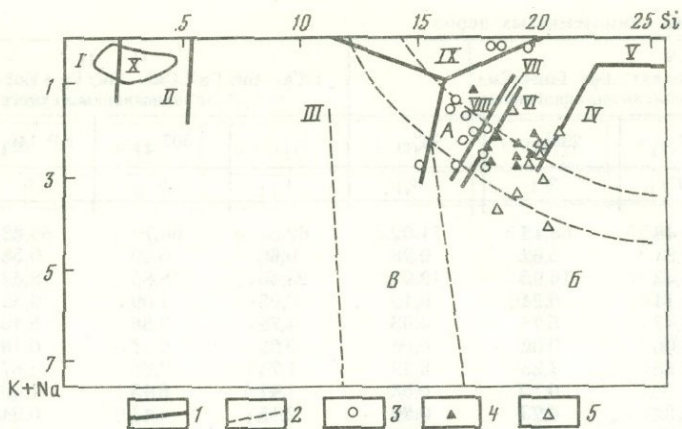


Рис. 9. Главные типы осадочных и магматических горных пород на диаграмме Si—(K+Na). По данным А. А. Маракушева [8]

I — карбонатные породы; II — карбонатные породы глинистые и кремнистые; III — глинисто-карбонатные породы; IV — песчаники аркозовые; V — песчаники силицистые; VI — песчаники граувакковые; VII — глины монтмориллонитовые; VIII — глины гидрослюдистые; IX — глины каолиновые; X — бокситы; магматические породы: А — нормальной щелочности, Б — повышенной щелочности, В — щелочные; границы полей: 1 — осадочных пород, 2 — магматических пород; точки составов глиноземистых пород: 3 — субстрат, 4 — смесь субстрат—лейкократовый материал, 5 — лейкократовые породы

разлома. М. М. Ефимовым ассоциация Гр-Гип-Сил также описывается как «наложенная», возникающая в условиях высоких давлений [6]. При характеристике Гр-Гип-Сил пород в отчетах и опубликованных монографиях, к сожалению, не приводится четкого фактического материала, который действительно свидетельствовал бы о «наложенном» характере этой ассоциации. Нет фактов о приуроченности пород к апикальной части основной интрузии, контакт которой проводится много западнее [11]. Поэтому трудно согласиться с вышеуказанными авторами о более позднем появлении Гр-Гип-Сил ассоциации. Наблюдаемые нами парагенетические сростания граната, силлиманита, гиперстена в неизменных породах (без следов катаклаза и дробления), реакционные каймы кордиерита, биотита вокруг граната, силлиманита, гиперстена и симплектитовые оторочки Кор + Кв вокруг граната и гиперстена в катаклазированных участках пород свидетельствуют однозначно о первичности ассоциации Гр + Сил + Гип и замещении ее парагенезисом Кор + Би + Кв, обнаруживающим четкую связь с тектонической проработкой пород.

На восточном берегу губы Пильской (мыс Лов) наблюдаются серые гранат-биотит-силлиманитовые плагиогнейсы, образующие пологую синклиналиную складку с размахом крыльев 20 м (см. рис. 3, б). Осевая часть складки рассечена зоной дробления мощностью 20 см, ориентированной субмеридионально с падением на восток под углом 55°. Вдоль зоны развиваются темно-серые тонкозернистые плотные blastomylonites состава гранат-кордиерит-силлиманит-биотитовый гнейс и жилкообразные обособления среднезернистой лейкократовой гранат-силлиманит-кордиерит-кварц-полевошпатовой породы (мощность 3—5 см) с отдельными послойными ответвлениями в blastomylonites и вмещающую толщу. С приближением к тектонической зоне в гранат-биотит-силлиманитовых плагиогнейсах появляются каймы кордиерита вокруг граната. Описанные взаимоотношения свидетельствуют о более позднем формировании гранат-, силлиманит-, кордиеритсодержащих кварц-полевошпатовых пород и о том, что этому процессу предшествует интенсивное дробление и бластез гранат-биотитовых плагиогнейсов, приводящий к их дроблению, перекристаллизации и изменению минерального состава.

Гранат-кордиерит-силлиманит-биотитовые гнейсы (blastomylonites), появляющиеся локально на мысе Лов, имеют широкое распространение далее на востоке в окрест-

Химические анализы глиноземистых пород

Окисел, коэф- фициент	I Гр—Гип—Сил плаггиогнейсы			II Гр—Би, Гр—Сил—Би, Гр—Кор—Сил плаггиогнейсы (субстрат)			
	298 ⁽²⁾	298 ^a ₍₂₎	94 ⁶ ₍₂₎	5 ₍₁₎	507 ₍₄₎	ДР-146 ₍₄₎	ДРУ-68 ₍₃₎
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	66,48	68,18	71,02	62,31	60,73	59,82	57,94
TiO ₂	0,31	0,62	0,26	0,66	0,39	0,58	0,85
Al ₂ O ₃	16,43	16,95	12,91	23,40	18,65	18,83	20,65
Fe ₂ O ₃	0,14	0,24	0,16	0,95	1,09	2,32	1,85
FeO	5,47	5,14	4,93	4,72	3,86	5,46	7,07
MnO	0,06	0,06	0,06	0,09	0,07	0,10	0,05
MgO	8,83	7,35	8,19	1,74	2,65	3,87	4,11
CaO		0,10	0,68	1,41	6,43	1,00	1,17
Na ₂ O	0,22	0,23	0,29	2,15	4,44	0,94	1,60
K ₂ O	0,69	0,63	0,51	2,57	1,08	5,30	2,90
P ₂ O ₅						0,02	0,02
ппп	0,89	0,63	0,57			1,46	1,62
H ₂ O			0,04		0,18	0,21	0,23
Сумма	99,58	100,13	99,62	100,00	100,59	99,71	99,85
H ₂ O					0,90		
SO ₃					0,01		
CO ₂					0,02		0,09

Результаты пересчета химических анализов, по методу А. А. Маракужева

AP'	0,9	0,9	0,9	0,7	0,5	0,7	0,7
K'	0,7	0,6	0,5	0,4	0,1	0,8	0,5
Fe'	0,3	0,3	0,3	0,6	0,5	0,5	0,5
ΔZ	0,5	0,29	0,27	0,99	1,89	1,40	1,26
Si	18,4	18,6	19,4	17,3	17,3	17,4	16,8
Na+K	0,3	0,3	0,4	2,1	2,9	2,5	2,0

Примечание. Анализы пород заимствованы из работ А. Н. Виноградова [5], М. Д. Крыловой, Л. А. Прияткиной [7], М. Н. Богдановой, М. М. Ефимова [3].

ностях пос. Умба, где они интенсивно гранитизированы лейкократовыми гранат-силлиманит-кордиеритовыми кварц-полевошпатовыми породами (рис. 7).

Гнейсы характеризуются плотным стекловатым сложением, темно-серым цветом бластокатакlastическими или чаще «роговикоподобными» (перекристаллизованными) структурами. В гнейсах наблюдается коррозия и замещение граната кордиеритом с образованием полных псевдоморфоз, наследующих включения силлиманита, обычно переполняющие зерна граната.

Гранитизация гнейсов (бластомилонитов) начинается с образования в них отдельных таблитчатых порфиробласт плаггиоклаза (Ап—28%), которые группируются в цепочки, переходящие затем в кварц-плаггиоклазовую и кварц-двуполевошпатовую породу при последовательном развитии калиевого полевого шпата и замещении им плаггиоклаза. В лейкократовых породах сохраняются «тени» субстрата в виде неправильных скоплений реликтов (рис. 8), имеющих неровные нерезкие границы.

В результате преобразований глиноземистых пород состав граната характеризуется значительными колебаниями [5, 6, 11]. Наиболее магниальный гранат с высоким содержанием пиропы присутствует в ассоциации с гиперстеном и силлиманитом ($f = 33-40\%$; Пир—59%) в породах, не затронутых или лишь слегка затронутых процессами дробления и гранитизации (о-ов Паленый). В гранат-силлиманит-биотитовых гнейсах и гранат-силлиманитовых кварц-полевошпатовых породах железистость граната изменяется в пределах 54—61% (Пир — 40—35%). При появлении в гнейсах реакционных каемок кордиерита вокруг граната и силлиманита

	II Гр—Би, Гр—Сил—Би, Гр—Кор—Сил гнейсы, плаггиогнейсы (субстрат)					III Породы, представляющие собой смесь субстрат-лейкократовый материал		
	248 ₍₄₎	Н—439	4543	3001 ₍₄₎	111 ₍₄₎	11919 ₍₃₎	6 ₍₁₎	81—67 ₍₁₎
	8	9	10	11	12	13	14	15
	55,90	57,46	51,10	54,78	55,68	63,42	62,95	67,37
	0,80	0,54	1,56	1,06	0,83	0,02	0,90	0,58
	15,76	23,20	22,12	21,96	23,92	21,53	16,20	14,86
	0,14	0,16	4,21	1,00	1,10	0,18	2,30	0,14
	10,57	7,40	6,53	2,04	7,52	0,07	7,74	5,28
	0,12	0,09	0,12	0,09	0,07	0,01	0,20	0,07
	5,88	3,65	5,67	4,87	3,36	0,25	3,27	2,13
	3,44	1,06	1,90	0,98	0,56	5,74	1,43	1,60
	2,83	1,42	2,10	1,06	1,56	6,20	2,00	2,36
	1,72	4,27	4,26	2,49	5,40	1,06	3,00	3,67
		0,06	0,18	0,12		0,06		
	2,19	0,64	0,58		0,13	0,45		
	0,12	0,17	0,16	0,16				1,17
	99,47	100,60	100,50	99,86	100,10	99,82	100,00	99,47
				2,19				0,10
		0,63	0,14	0,06				
		0,22						

Результаты пересчета химических анализов, по методу А. А. Маракужева

0,7	0,7	0,7	0,8	0,7	0,5	0,6	0,6
0,3	0,7	0,6	0,6	0,7	0,1	0,5	0,5
0,5	0,5	0,5	0,3	0,6	0,3	0,6	0,6
1,93	1,54	2,11	1,22	1,79	1,86	1,07	1,00
16,8	16,4	15,1	16,5	16,1	17,8	17,9	19,1
2,3	2,4	2,8	1,6	2,9	3,8	2,2	2,6

железистость граната возрастает до 66% (Лов-губа) и 73% (Пир—32) (восточное побережье Тар-губы). В гранат-кордиерит-силлиманит-биотитовых гнейсах и гранат-силлиманит-кордиеритовых кварц-полевошпатовых породах гранат обладает более высокой железистостью ($f = 68-70\%$, Пир — 27—24%). Следует отметить, что гранаты субстрата и лейкократового материала не разделялись, и поскольку мы оперируем в основном ранее опубликованными данными по химическому составу граната, то имеем дело с «усредненным» его составом. Единичные замеры граната из субстрата состава Гр-Кор-Сил-Би-КПШ-Пл-Кв показали низкий результат ($Nm = 1,760$; $f = 40\%$), что может свидетельствовать о присутствии в субстрате реликтового магниального граната.

Самый высокожелезистый гранат ($f = 82\%$; Пир—15%) установлен в гранат-кордиерит-силлиманит-биотитовых гнейсах на восточном берегу оз. Печем [5]. По-видимому, образование такого граната сопровождается появлением андалузита, который образует обрывки реакционных кайм вокруг кордиерита и фибролита, развивающегося по кордиериту в виде кайм и прожилков и заполняющего трещинки в плаггиоклазе лейкократовых пород.

Гиперстен в глиноземистых ассоциациях встречен лишь в губе Тар в парагенезисе с гранатом и силлиманитом. Высокая глиноземистость гиперстена ($Al_2O_3-9,35$; 9,99 мас. %) и его низкая железистость ($f = 23,22\%$), отмеченные впервые Л. А. Прияткиной [11], подтверждены и нашими данными ($Al_2O_3-13,93$; $f = 20\%$).

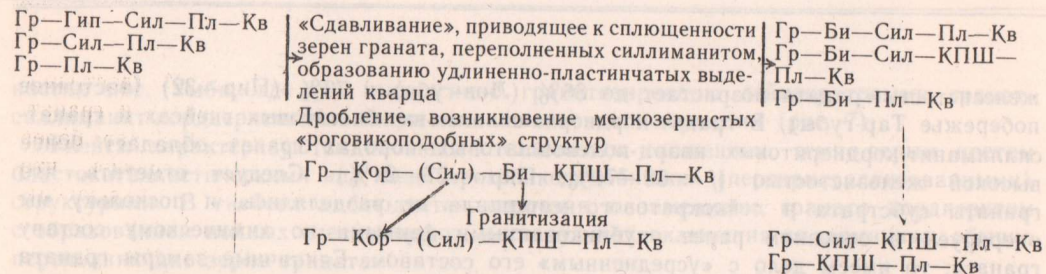
Главную роль в преобразовании глиноземистых пород играет тектонический фактор, регулирующий изменение структур и смену парагенезисов:

Таблица (окончание)

Оксид, коэффициент	III Породы, представляющие собой смесь субстрат-лейкократовый материал						
	Я-2645	9 ₍₁₎	79-67 ₍₁₎	7 ₍₁₎	2645/1	4542	ДР-77 ₍₃₎
	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	60,50	60,15	65,17	70,31	65,74	66,86	61,22
TiO ₂	0,83	0,81	0,65	0,46	0,77	0,59	0,56
Al ₂ O ₃	17,00	19,62	16,37	14,60	15,48	16,05	17,79
Fe ₂ O ₃	1,95	0,10	0,81	0,61	1,47	2,02	1,68
FeO	8,12	10,06	5,70	4,98	5,50	4,81	7,07
MnO	0,11	0,08	0,10	0,12	0,09	0,06	0,09
MgO	3,12	3,98	2,66	2,20	1,96	2,06	2,85
CaO	1,60	0,69	1,26	1,74	2,90	1,66	0,95
Na ₂ O	1,91	0,74	2,61	2,93	2,90	2,44	1,70
K ₂ O	3,17	2,58	3,73	2,02	2,00	3,74	4,86
P ₂ O ₅	0,11	0,07	0,09		0,08	0,21	0,02
ппп	0,92				0,71	0,07	0,72
H ₂ O		0,58	0,08			0,16	
Сумма	99,52	99,96	100,20	100,00	99,76	100,69	99,50
H ₂ O	0,18		1,08		0,16		
SO ₃						0,08	
CO ₂							0,20

Результаты пересчета химических анализов, по методу А. А. Маракушева

AP'	0,6	0,8	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
K'	0,5	0,7	0,5	0,3	0,3	0,5	0,7
Fe'	0,6	0,6	0,6	0,6	0,7	0,6	0,6
ΔZ	1,20	0,93	1,18	0,73	0,97	1,01	1,35
Si	17,6	17,3	18,5	19,4	8,6	18,6	17,6
Na + K	2,3	1,3	2,7	2,3	2,3	2,6	2,7



Все химические анализы глиноземистых пород в основном известны по литературным данным [5, 6, 11] и полученные в результате наших исследований (см. таблицу), пересчитаны по специальному методу А. А. Маракушева [8]. На диаграммах Si—(K+Na), ΔZ—Al', Fe'—K'—ΔZ, предложенных для реконструкции первичной природы метаморфических пород, где показаны главные типы осадочных и магматических пород, гранат-гиперстен-силлиманитовые плаггиогнейсы попадают в поле каолиновых глин, гранат-биотитовые плаггиогнейсы, гранат-силлиманитовые и гранат-кордиерит-силлиманитовые гнейсы располагаются в поле гидрослюдистых глин, а лейкократовые гранат-, силлиманит-, кордиеритсодержащие кварц-полевошпатовые породы и «промежуточные» разновидности (где, видимо, анализировалась смесь субстрат-лейкократовый материал) занимают переходное положение, характеризующееся совпадением составов граниты нормальной щелочности — граувакки (рис. 9).

IV Лейкократовые Гр, Гр—Сил, Гр—Сил—Кор кварц-полевошпатовые породы								
Н-437/1	ДР-103 ₍₃₎	1 ₍₁₎	2 ₍₁₎	202/10 ₍₃₎	3 ₍₁₎	4 ₍₁₎	618 ₍₄₎	ДР-120 ₍₃₎
23	24	25	26	27	28	29	30	31
72,92	67,74	68,32	70,73	70,40	70,87	77,64	73,80	73,50
0,21	0,20	0,72	0,63	0,86	0,55	0,54	0,02	нет
15,03	12,91	14,64	13,37	11,95	13,46	10,02	14,10	14,50
0,04	2,47	0,61	0,48	2,23	0,86	0,83	0,29	0,68
2,44	8,50	4,98	4,92	4,77	4,54	3,06	0,84	0,77
0,05	0,17	0,08	0,05	0,18	0,09	0,02	0,04	0,01
0,62	3,59	2,26	2,24	0,98	2,35	1,30	0,02	0,41
2,37	1,40	1,73	1,02	3,77	1,19	1,49	1,16	1,13
3,40	1,60	2,70	2,24	2,80	2,30	2,69	3,36	4,00
3,42	1,00	3,02	3,55	1,50	3,79	1,37		4,64
0,09	0,03	0,10	0,08			0,07		0,02
0,15	0,75			0,31			0,10	
0,16	0,18	0,12	0,06	0,24		0,62	0,21	0,03
100,79	100,44	100,04	99,54	99,75	100,00	99,69	100,17	100,52
0,05		0,76	0,58			0,04		
сл.	0,09							0,66

Результаты пересчета химических анализов, по методу А. А. Маракушева

0,5	0,7	0,6	0,6	0,5	0,6	0,5	0,5	0,5
0,4	0,3	0,4	0,5	0,3	0,5	0,3	0,5	0,4
0,7	0,6	0,6	0,6	0,8	0,6	0,6	0,9	0,7
0,89	0,42	0,82	0,74	0,59	0,80	0,03	1,14	0,23
19,8	19,0	19,1	19,7	19,7	19,6	21,0	20,3	18,1
3,0	1,3	2,7	2,5	2,6	2,5	1,9	4,0	3,5

Восстановление истории многоактной переработки глиноземистых пород приводит к выводу, что наиболее близкими к первоначальным метаморфическим образованиям являются гранат-гиперстен-силлиманитовые плаггиогнейсы, по составу соответствующие каолиновым глинам. Эти же породы на диаграмме А. А. Предовского [10] занимают место между гидрослюдистыми глинами и продуктами выветривания основных и ультраосновных пород. По-видимому, исходным материалом для них служили отложения кор выветривания, сформированные на основных вулканических породах, что согласуется с геологическим положением толщи глиноземистых пород, залегающих на пироксеновых кристаллических сланцах.

В условиях регионального метаморфизма гранулитовой фации высоких давлений при $T=950^\circ\text{C}$, $P=10$ кбар [11], исходные породы преобразованы в гранат-гиперстен-силлиманитовые, гранатовые и гранат-силлиманитовые плаггиогнейсы (и гнейсы), наблюдающиеся в настоящее время в виде реликтовых участков в губе Тар. В результате интенсивных тектонических движений по крупным надвигам, межпластовым срывам, субмеридиональным разломам происходило дробление и последующий бластез пород в условиях гранулитовой фации средних давлений при $T=645^\circ\text{C}$, $P=5,5$ кбар [11]. Начало этого процесса фиксируется широким развитием биотита в участках пород, несущих следы катаклаза и милонитизации, образованием реакционных кайм кордиерита и диабласт кордиерит-кварца вокруг граната, силлиманита, гиперстена. Конечный продукт — биотит-кордиеритовые бластомилониты с реликтами граната и силлиманита.

Последующая гранитизация субстрата, выразившаяся в широком образовании лейкократовых гранитоподобных пород с гранатом, кордиеритом и силлиманитом осуществлялась, по-видимому, в условиях некоторого повышения температуры и вызвана, вероятно, потоком флюидов, путями проникновения которых послужили

многочисленные тектонические нарушения. В ходе гранитизации наблюдается постепенное снижение основности пород ($\Delta Z = 0,99 - 2,1$ в субстрате до $0,03 - 1,14$ в лейкократовом материале), некоторое возрастание железистости (F' — от $0,3 - 0,6$ до $0,6 - 1$), что совпадает с увеличением железистости граната; изменение характера калиевости K' , которая в субстрате варьирует в широких пределах ($0,1 - 0,8$), а в лейкократовых породах характеризуется большей стабильностью ($0,3 - 0,5$), что свойственно гранитным породам; глиноземистость Al' сохраняется на одном уровне ($0,5 - 0,8$), хотя средняя величина Al' несколько уменьшается (от $0,67$ до $0,55$).

Таким образом, глиноземистые породы — полиметаморфические образования. Наиболее ранний региональный метаморфизм, свидетельства которого сохранились лишь в отдельных участках, вероятно, протекал в глубинных условиях при максимальном давлении нагрузки. Последующие изменения типа динамотермального метаморфизма происходило при снижающемся давлении, что, возможно, обусловлено постепенным общим поднятием Кандалакшко-Колвицкого блока, на фоне которого наблюдались тектонические подвижки и перемещения тектонических пластин, а также создавались условия для локального повышения температуры. По-видимому, явления тектонической активности, интенсивность которых возрастает с запада на восток (от мыса Лов к пос. Умба) связаны с развитием мощной, неоднократно подновляющейся зоны глубинного разлома, пересекающей полуостров Турий, проходящей далее на северо-запад и трассирующей массивами гранитоидов и ультраосновных-щелочных пород. Эта зона параллельна глубинному Лапландскому разлому, главная ось которого проходит много западнее по северо-западному берегу Кандалакшской губы и маркируется массивами анортозитов — габбро-анортозитов и процессами эклогитизации основных пород [12]. Становится понятным сохранение реликтовых парагенезисов гранулитовой фации высоких давлений в губе Тар — участке, находящемся в одинаковом удалении от той и другой зоны разлома, куда доходят лишь отголоски мощных движений и связанных с ними метаморфических процессов, которые развиваются вдоль разломов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бардина Н. Ю., Трусова И. Ф. Петрология кристаллических сланцев кольской серии северо-западной части Кольского полуострова. — Изв. ВУЗов. Сер. Геология и разведка, 1975, 5, с. 40—53.
2. Беляев К. Д. Новые данные о структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского полуострова. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971, с. 218—225.
3. Богданова М. П., Ефимов М. М. Особенности метаморфизма супракратальных образований Кандалакшко-Колвицкой структурно-фациальной зоны. — В кн.: Метаморфизм докембрийских комплексов. Апатиты: КФАН СССР, 1976, с. 56—73.
4. Буфеев Ю. В., Щербакова И. П., Крятов Б. М. Некоторые особенности стратиграфии и метаморфизма серии касила (западное побережье Африки). — Изв. ВУЗов. Сер. Геология и разведка, 1973, 8, с. 17—23.
5. Виноградов А. Н. Минеральные парагенезисы и особенности метаморфизма гнейсов района устья р. Умбы. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1972, вып. 3, с. 51—56.
6. Виноградов Л. А., Богданова М. Н., Ефимов М. М. Гранулитовый пояс Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 208 с.
7. Крылова М. Д., Прияткина Л. А. Гиперстен-силлиманитовая ассоциация в гранулитовом комплексе Порьей губы (ЮЗ Кольского полуострова). — Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 3, с. 661—664.
8. Маракушев А. А., Фельдман В. И. Реконструкция первичной природы метаморфических пород по петрохимическим данным. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1981, т. 56, вып. 6, с. 59—81.
9. Пап А. М. Условия и фации регионального метаморфизма кристаллических пород докембрия. — В кн.: Материалы республиканского совещания по проблемам геологии и металлогении кристаллического фундамента Белоруссии (1976). Минск: Ин-т геологии и геохимии, 1978, с. 6—14.

10. *Предовский А. А.* Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфических вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты, 1970. 115 с.
11. *Прияткина Л. А., Шарков Е. В.* Геология Лапландского глубинного разлома. Л.: Наука, 1979, 127 с.
12. *Щербакова И. П., Яковлев Е. Б.* Характер метаморфизма комплекса габбро-анортозитов в зоне глубинных разломов. В кн.: Термодинамический режим метаморфизма: Труды II сессии Научного совета по геологии докембрия. Л.: 1976, с. 299—304.

УДК 551.71(470.21)

В. Я. ГОЛЬТВЕГЕР, Н. М. КУНИНА

«ГЛИНОЗЕМИСТЫЕ ГНЕЙСЫ» КОЛЬСКОЙ СЕРИИ АРХЕЯ — РЕЗУЛЬТАТ ГРАНИТИЗАЦИИ

В пределах Центрально-Кольского антиклинория глиноземистым гнейсам отводится место в верхней части разреза кольской серии. Это волшпахская толща по Л. П. Бондаренко и В. Б. Дагелайскому [1]. Согласно другим исследователям [5], глиноземистые гнейсы находятся на одном стратиграфическом уровне с основными кристаллосланцами, образуя с ними фациальные переходы. Вверх по разрезу роль глиноземистых гнейсов возрастает.

Большинство исследователей, начиная с А. А. Полканова [6], считают, что глиноземистые гнейсы образовались в результате метаморфизма осадков специфического состава. Согласно Л. П. Бондаренко и В. Б. Дагелайскому [1], это была глинистая толща с прослоями железисто-кремнистых осадков в нижней части. Но есть и другие точки зрения. Так, В. А. Глебовицкий и С. А. Бушмин [2] объясняют образование этих пород кислотным выщелачиванием. Такая же точка зрения относительно аналогичных пород Алданского щита была высказана С. П. Кориковским [3].

В рамках тематических работ авторами были проведены детальные исследования в северо-западной части Кольского полуострова (береговые обнажения в районе Лиинахамари, Центрально-Кольский антиклинорий) и на западном берегу Кольского залива (зона сочленения Мурманского блока и Центрально-Кольского антиклинория).

При изучении проблемы «глиноземистых гнейсов» кольской серии следует учитывать, что эти породы являются полосчатыми и линзовидно-полосчатыми мигматитами. Процессы мигматизации и гранитизации были не настолько сильны, чтобы породы утратили признаки исходного метаморфического субстрата: практически всегда субстрат диагностируется макроскопически. Имея дело с мигматитами, мы рассматриваем породу, состоящую из двух частей: лейкосомы и меланосомы. В рассматриваемом аспекте лейкосома (очень лейкократовые белые гранитоиды типа аплитов, аляскитов, пегматоидов) не представляет интереса; основное внимание должно быть уделено меланосоме мигматитов. Меланосома может отвечать разным этапам преобразования исходных пород. Чаще всего она обнаруживает признаки гранитизации; очень редко — это неизменные гнейсы, т. е. собственно скиалиты; они представлены гранат-биотитовыми (район Лиинахамари) и биотитовыми (западный берег Кольского залива) мелкозернистыми (0,3—0,4 мм) плагиогнейсами с гомеогранобластовой или лепидогранобластовой структурой, сложенными кварцем (15—20%), плагиоклазом (70—75%), биотитом (10—15%) и гранатом (0—5%). Биотит распределен равномерно, плагиоклаз № 31—37, как правило, сдвойникован, иногда обладает прямой зональностью. Петрографическое изучение большого числа шлифов показало, что в таких разностях не встречаются глиноземистые минералы.

В процессе гранитизации меланосома претерпевает следующие изменения: прежде всего происходит перекристаллизация гнейсов. Размер зерен укрупняется до 0,5—0,7 мм; границы зерен утрачивают ровные очертания, плагиоклаз начинает терять двойниковое

строение и зональность. Затем начинается дифференциация меланосомы на меланократовую и лейкократовую части (наблюдаемая в масштабе шлифа), обуславливающая возникновение тонколизовидной текстуры. Укрупняются чешуйки биотита, образуя сначала небольшие, а потом все более крупные агрегаты. По мере роста агрегатов происходит дальнейшая перекристаллизация биотита с выделением рутила и сфена, часто в виде сагеновской решетки.

Одновременно с образованием первых линзовидных агрегатов биотита в породах появляются идиоморфные кристаллы кианита, а затем в меньшем количестве силлиманита и кордиерита. Как правило, эти минералы приурочены к меланократовым участкам породы, но наблюдались случаи, когда кристаллы кианита и силлиманита образуются по плагиоклазу, располагаясь в более кислой части зерна (рис. 1). Силлиманит и кордиерит часто замещают кианит (рис. 2, 3) вплоть до образования псевдоморфоз с реликтами кианита. В свою очередь по кианиту и кордиериту иногда развивается тонкочешуйчатый биотит, а по крупным листочкам биотита начинает развиваться мусковит. По мере увеличения количества и размеров агрегатов биотита увеличивается содержание глиноземистых минералов (до 1—5%, иногда до 10—15%). Кроме того, происходит перераспределение граната: он все более тесно ассоциирует со скоплениями биотита.

Наряду с образованием и укрупнением линзовидных агрегатов биотита происходит осветление мелких участков между ними. Количество биотита в них падает до 7—10%, достигая 1—3%. Это мелкие чешуйки (0,1—0,2 мм) с их относительно

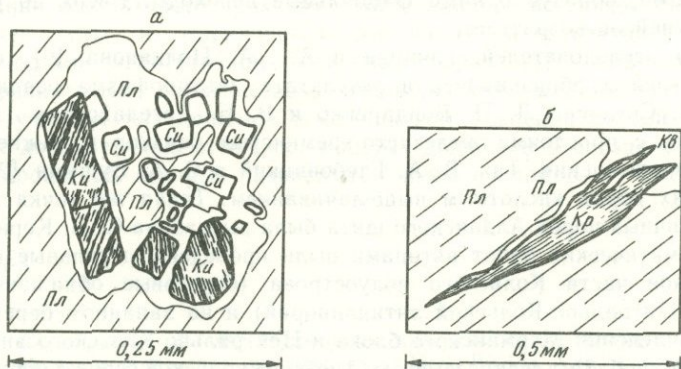


Рис. 1. Мигматиты по биотитовым гнейсам (шлиф 37/15)

а — кианит (Ки) и силлиманит (Си), б — кордиерит (Кр); образуются в более кислой кайме плагиоклаза (Пл)

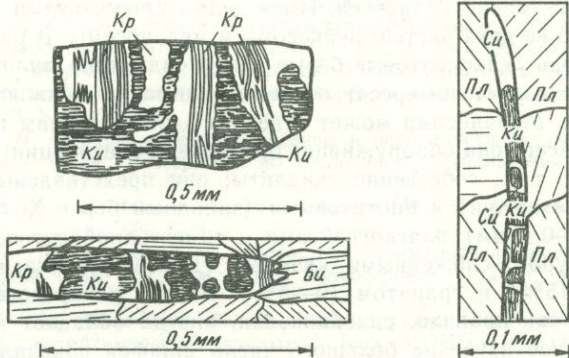


Рис. 2. Мигматиты по биотитовым гнейсам (шлиф 2068/13)

Замещение кианита (Ки) кордиеритом (Кр). В кордиерите видны слегка изогнутые двойники

Рис. 3. Мигматиты по биотитовым гнейсам (шлиф 2068/10)

Кианит (Ки) замещается силлиманитом (Си)

равномерным распределением. Постепенно растет размер зерен кварца и плагиоклаза, меняется их количественное соотношение в сторону увеличения доли кварца. В таких участках почти нет граната. Затем в них появляется тонкозернистый агрегат (0,05—0,1 мм) плагиоклаза и кварца, в редких случаях отмечены мирмекитоподобные агрегаты (при отсутствии в породах калишпата). С увеличением количества тонкозернистого материала (до 20%) растет размер его зерен до 0,2—0,3 мм. Одновременно продолжается рост порфириобласт плагиоклаза и кварца (1,4—2 мм). В этих мелких лейкократовых участках порода достигает плагиогранитного или плагиоапалитового состава.

В целом (т. е. с учетом и меланократовых и лейкократовых участков) меланосома после всех преобразований отличается от исходных неизмененных гнейсов по своему количественно-минеральному составу. Увеличивается содержание кварца до 45—50% и уменьшается содержание плагиоклаза до 35—50%. Количество биотита практически не меняется. Основность плагиоклаза сначала быстро падает от андезина № 35—37 в исходных гнейсах до олигоклаза № 25—26, а затем снижается до № 21—22. Плагиоклаз из тонкозернистого материала, как правило, на 3—5 номеров кислее, чем плагиоклаз крупных зерен. Изменяется и состав биотита — показатель преломления меняется от 1,645—1,650 в плагиогнейсах до 1,630—1,640 в их гранитизированных разностях.

В химическом составе меланосомы по мере ее преобразования происходят следующие изменения (табл. 1, рис. 4): слабо повышается содержание TiO_2 , растет количество FeO , MgO , K_2O ; понижается содержание CaO (резко), а также Na_2O и MnO ; неоднозначно поведение SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 . Лейкосома этих мигматитов представлена белой, очень лейкократовой породой с аллотриоморфно-зернистой, аплитовой или пегматондной структурой. Различные по величине обособления метатекта, по-видимому, отражают различные фазы его формирования. В начале это мелкие обособления (2—3 см), которые затем укрупняются, приобретая линзовидную форму. Отдельные линзочки соединяются, образуя согласные прожилки. На контактах лейкосомы обычно наблюдается оторочка (шириной от нескольких миллиметров до 2 см), обогащенная биотитом и (или) гранатом. Дальнейшее увеличение мощности прослов лейкосомы приводит к образованию мощных (до первых десятков метров) тел так называемых белых гранитов, обычно согласных с общей полосчатостью мигматитов (встречаются и секущие взаимоотношения) и не имеющих зон базификации. В среднем отношения кварца и полевошпатовой части близки к эвтектическому: кварц — 25—30%, плагиоклаз — 30%, калишпат (большая часть микроклин-пертит) — 30—35%. На долю цветных минералов и граната приходится не более 1—2%. Гранат встречается только в тех случаях, когда субстрат представлен гранат-биотитовыми гнейсами.

Таблица 1. Химический состав гнейсов и их гранитизированных разностей

Оксид	Западный берег Кольского залива			Район Линнахамари	
	Биотитовые гнейсы (глиноземистые минералы при гранитизации не возникают), п-5	Биотитовые гнейсы, п-7	Меланосома их гранитизированных разностей, с глиноземистыми минералами, п-8	Гранат-биотитовые гнейсы, п-14	Меланосома их гранитизированных разностей, с глиноземистыми минералами, п-15
SiO_2	67,35	68,41	69,14	66,94	66,19
TiO_2	0,46	0,41	0,49	0,54	0,60
Al_2O_3	15,15	15,97	15,07	15,00	15,92
Fe_2O_3	0,84	0,46	0,60	0,90	0,65
FeO	3,81	3,73	4,97	4,87	5,54
MnO	0,06	0,06	0,04	0,07	0,07
MgO	1,75	1,69	2,08	2,53	2,79
CaO	3,24	3,81	1,78	3,56	2,50
Na_2O	3,65	3,71	3,33	3,60	3,15
K_2O	2,19	1,52	2,10	1,41	1,70

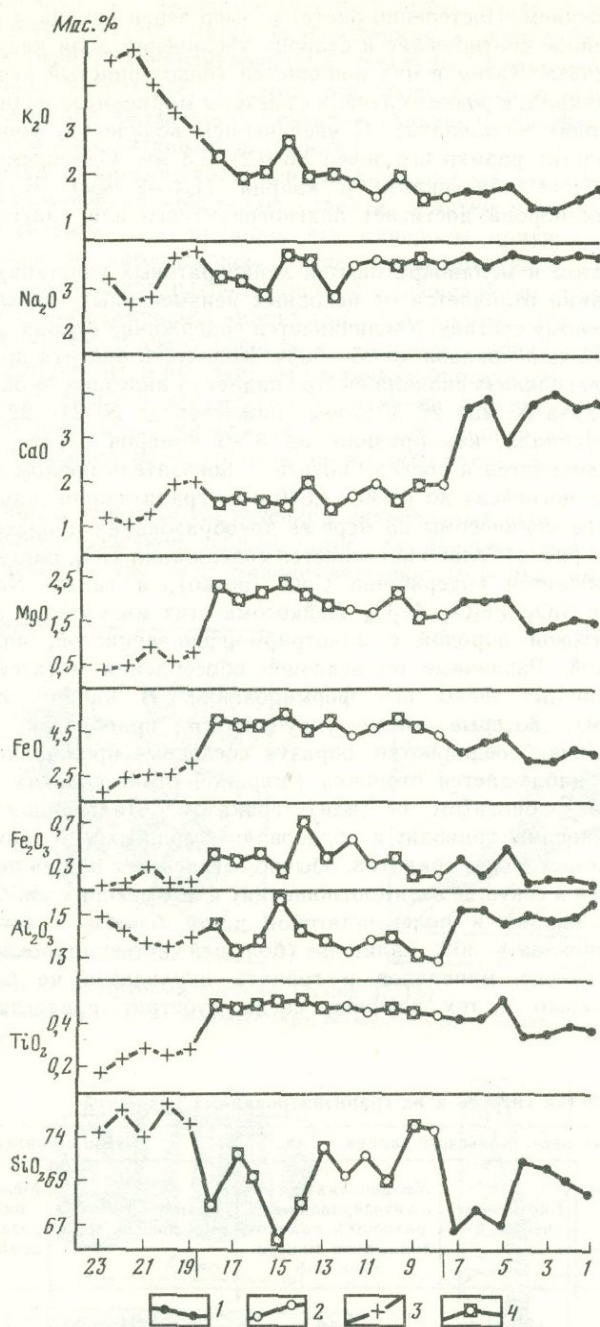


Рис. 4. Изменение химического состава при гранитизации биотитовых гнейсов (западный берег Кольского залива)

1 — гнейсы; 2 — плагиомигматиты; 3 — граниты; 4 — разности, содержащие глиноземистые минералы

Полученные данные полевых петрографических и петрохимических исследований позволяют представить процесс эволюции пород следующим образом.

Мигматизация и гранитизация гнейсов развиваются сопряженно, составляя две стороны ультраметаморфизма¹, складывающегося из перекристаллизации, метасоматоза, селективного плавления, анатектической дифференциации. Процесс преобразования пород начинается с их перекристаллизации, которая происходит и на последующих этапах. Одновременно с ней или несколько позже начинается метасоматическая проработка породы или, вернее, отдельных ее участков, которая подготавливает возможность развития селективного плавления. По-видимому, процесс характеризовался малой подвижностью глинозема. Глинозем, освобожденный при подкислении плагиоклаза (возможно, и при изменении состава биотита), соединялся с кремнеземом, приводя к образованию глиноземистых минералов.

Решающая роль в формировании мигматитов принадлежит селективному плавлению. Оно приводит к появлению и обособлению кварц-полевошпатовой эвтектики (аплит). По мере развития селективного плавления мощность обособлений кварц-полевошпатового материала увеличивается от сантиметровых линзочек до мощных тел, явно испытавших перемещение. Надо подчеркнуть, что количество микроклина в гнейсах составляет сотые доли процента, его практически нет и в гранитизированных разностях. Поэтому постоянное присутствие микроклина в белых гранитах может объясняться, видимо, тем, что весь привнесенный калий уходил на образование расплава.

Для таких процессов образования мигматитов наиболее подходит применяемый К. Менертом [4] термин «анатектическая дифференциация».

Интересно отметить, что в гнейсах этой же толщи наблюдался и иной тип преобразований. Биотитовые гнейсы также подвергаются сначала перекристаллизации, постепенно в них падает содержание биотита и плагиоклаза, увеличивается количество кварца. Исчезают такие признаки плагиоклаза исходных пород, как двойниковое строение и зональность. Появляется тонкозернистый материал, отвечающий сначала по составу плагиоаплиту. Порода постепенно достигает плагиогранитного состава. Затем появляется и развивается микроклин, уменьшается цветной индекс, растет содержание кварца: наблюдаются все переходы от плагиогранитов к гранитам. Тонкозернистый материал, появляющийся на этом этапе, отвечает тройной эвтектике и имеет состав аплита. Этот тип гранитизации отличается от рассмотренного выше прежде всего тем, что здесь не возникают прослой лейкосомы. В терминологии Н. Г. Судовикова, — это собственно гранитизация без участия мигматизации. Кроме того, в процессе преобразований здесь не возникают глиноземистые минералы, хотя исходные гнейсы очень близки к тем, в которых при развитии процесса образовались кианит, силлиманит и т. д. (см. табл. 1, п-7, п-8).

Итак, суммируя наблюдения, касающиеся глиноземистых минералов, отметим следующее:

— Неизменные гнейсы (в скиалитах) не обладают повышенными содержаниями глинозема; содержание Al_2O_3 в них такое же, как и в других биотитовых гнейсах (табл. 2); следовательно, вряд ли можно объяснить разности с глиноземистыми минералами метаморфизмом первично высокоглиноземистых осадков.

— Гранитизированные разности с глиноземистыми минералами могут иметь как повышенные, так и пониженные содержания Al_2O_3 по отношению к своему субстрату (см. табл. 1, п-5, п-7, п-14).

¹ Н. Г. Судовиков [7] определяет ультраметаморфизм как термин, обобщающий и охватывающий целый ряд процессов, включая и гранитизацию и мигматизацию. При этом подчеркивались сложные взаимоотношения, существующие между этими двумя процессами: гранитизация может развиваться независимо от мигматизации. Основное различие между этими процессами, по нашему мнению, заключается в том, что в одних случаях образующийся при селективном плавлении расплав остается на месте, равномерно пропитывая породы (гранитизация), в других обособляется, обуславливая разделение породы на лейкосому и меланосому (мигматизация). Представляется, что эти различия могут быть обусловлены тектонической обстановкой.

Таблица 2. Содержание глинозема в гнейсах, имеющих и не имеющих в своем составе глиноземистые минералы (по литературным данным)

Порода	Содержание А ₂ О ₃	Число анализов
<i>Гнейсы беломорского комплекса (район Риколатвы)</i>		
Биотитовые гнейсы	15,62	6
«	15,43	14
Амфибол-биотитовые гнейсы	16,26	8
Биотитовые плагиогнейсы	15,51	11
Биотитовые гнейсы с микроклином	15,17	3
Двуслюдяные гнейсы	12,01	4
Биотитовые гнейсы с силлиманитом	16,25	12
<i>Гнейсы лебяжинской серии (Кейвский синклиорий)</i>		
Биотитовые крупночешуйчатые гнейсы	13,55	13
Гранат-биотитовые мелкочешуйчатые гнейсы	13,18	15
Гранат-биотитовые гнейсы	15,41	4
<i>Гнейсы кольской серии</i>		
Биотитовые плагиогнейсы	14,05	10
Гранат-биотитовые гнейсы	15,25	6
Биотитовые гнейсы	14,94	9
Силлиманит-биотит-гранатовые гнейсы	20,30	5

— Глиноземистые минералы встречаются только в меланосоме, несущей следы преобразования, и ни разу не наблюдались в собственно скиалитах — в неизмененных гранат-биотитовых и биотитовых гнейсах; Судя по морфологии изучавшихся обнажений, представляется маловероятным, чтобы такое тонкое незакономерное чередование полос и линз, содержащих и не содержащих глиноземистые минералы, было обусловлено первично разным составом субстрата.

— Отмечены различные типы процессов преобразования близких по составу биотитовых гнейсов, причем в одних случаях происходит образование глиноземистых минералов, в других случаях их нет.

Все сказанное позволяет предположить, что различное протекание процессов ультраметаморфизма близких по составу пород обусловлено различными условиями термобарометрической либо тектонической обстановки. Следовательно, от характера протекания процесса зависит появление или непоявление глиноземистых минералов. А если это так, то естественно возникает вопрос о правомочности выделения «глиноземистых гнейсов» в качестве стратиграфического подразделения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Стратиграфия кольской серии архея в зоне Центрально-Кольского антиклинория. — В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1971, с. 15—20.
2. Глебовицкий В. А., Бушмин С. А. Кислотное выщелачивание и железо-магнезиальный метасоматоз в метаморфических комплексах Балтийского щита. — В кн.: Процессы глубинного петрогенезиса и минерагении в докембрии СССР. Л.: Наука, 1979, с. 175—231.
3. Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М.: Наука, 1967. 284 с.
4. Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М.: Мир, 1971. 327 с.
5. Минц М. В., Колпаков Н. И., Чирикова Т. П., Чудинова В. Е. Реликты древнейшей коры Земли в пределах Мурманского блока (Кольский полуостров). — В кн.: Петрология литосферы и рудоносность: Тез. докл. VI Всесоюз. петрогр. совещ., 27—30 мая 1981 г. Л.: Наука. 42 с.
6. Полканов А. А. Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова. М.: Изд-во АН СССР, 1935. 134 с.
7. Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964. 549 с.

И. Н. ШЕГОЛЕВ

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ И ГЛАВНЕЙШИХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ МИРА

Межрегиональная корреляция разреза железисто-кремнистых пород докембрия КМА, предлагаемого в качестве стратотипа, и главнейших железорудных провинций Земли (Западной Австралии, Южной Африки, Северной и Южной Америки) проведена впервые. Разрезы колонок, составленные по материалам многих публикаций [1—6, 8, 9, 13, 15, 16], несколько упрощены, мощности пород показаны ориентировочно, так как на площади даже одного региона они сильно варьируют.

Раннеархейские образования. Разрез пород обоянской серии КМА коррелируется с древнейшими образованиями Северной и Южной Америки, Южной Африки и Западной Австралии (таблица, рисунок, вкл.). Они слагают так называемое архейское основание кратонов.

На всех континентах реликты древнейшего основания докембрия — гранито-гнейсовый комплекс пород, равномерно метаморфизованный в условиях высокой ступени метаморфизма с геохронологическими датировками древнее 3000 млн. лет (до 3690—3750 млн. лет), который представлен повсеместно различными по составу гнейсами, в том числе высокоглиноземистыми (силлиманитовыми, кордиеритовыми, реже дистеновыми); отмечаются также мраморы и амфиболиты. Для них типичны небольшой мощности и протяженности железные руды силикатно-магнетитового состава с главными минералами: магнетитом, кварцем, пироксеном, амфиболом, гранатом. Некоторые исследователи считают, что гранито-гнейсовый комплекс с заключенными в них железорудными образованиями представляет собой высокометаморфизованные толщи зеленосланцевых поясов [8]. Среди древнейших комплексов континентальной коры выделяются ранние гранито-гнейсовые основания кратонов с возрастом древнее 3000—3200 млн. лет, на которых залегают более молодые породы зеленосланцевых поясов с возрастом 2700—3200 млн. лет [14]. Сопоставление материалов показывает, что в строении гнейсо-мигматитового комплекса обоянской серии КМА и гранито-гнейсового основания докембрия железорудных провинций мира много сходных черт.

Позднеархейские образования. Разрез пород михайловской серии с развитой в ней железисто-кремнисто-метабазитовой формацией КМА обнаруживает много общего с разрезом зеленосланцевых поясов других регионов (таблица, рисунок). Многокилометровые толщи представлены преимущественно вулканогенными образованиями, которым при всем многообразии фациальных типов свойственны определенные закономерности в строении: низы разрезов сложены основными и ультраосновными вулканитами, выше — основными, средними и кислыми вулканитами; еще выше преобладают обломочные породы (кварциты, сланцы, граувакки, конгломераты, карбонатные породы) с неполно развитыми вулканитами. Такая последовательная смена пород снизу вверх наблюдается для наиболее полно представленных разрезов. С вулканогенными толщами парагенетически связаны железисто-кремнистые образования типов Алгома [7]. В большинстве случаев они представлены полосчатыми силикатно-магнетитовыми разностями, в составе которых преобладают магнетит, кварц, грюнерит, биотит, а также встречаются хлорит, карбонаты, гранат, роговая обманка, сульфиды, актинолит, гиперстен. В рудах некоторых районов встречается гематит, часть исследователей считает его вторичным. Основная масса железисто-кремнистых пород с наибольшей мощностью и протяженностью приурочена к более кислым вулканитам, а также к терригенно-осадочным образованиям. Среди ультраосновных и основных вулканитов железные руды либо отсутствуют во многих разрезах, либо развиты до первых метров по мощности и сотен метров по протяженности. Такое сходство в строении зеленосланцевых поясов на разных континентах может свидетельствовать о близкой тектонической и палеогеографической обстановке в позднем архее.

Схема корреляции железорудных формаций раннего докембрия главнейших железорудных провинций мира, по регионам

Возраст	Изотопно-геохронологические датировки (млн. лет)	Основные подразделения	Формация	Серия	Курская магнитная аномалия (Восточно-Европейская платформа)	Серия, комплекс, система	Районы Йилгарн, Пилбара, Масгрейв-Манн, Хамерсли (западная часть Австралийской платформы)
1	2	3	4	5	6	7	8
Среднепротерозойский	1600 ± 100	Главная железозносная эпоха	Железисто-кремнисто-класогенная	Оскольская	<i>Эрозионное и угловое несогласие</i> Снизу вверх по разрезу переход от конгломератов и конгломератобрекчий к метапесчаникам, сланцам, карбонатным породам. Железистые горизонты тяготеют к нижним и средним частям толщ. Редко отмечаются прослои кварцевых порфиров и их туфов. Мощность пород более 2 км	Маунт-Брюс (свита Уайлу)	Чередующиеся пачки конгломератов, граувакк, глинистых сланцев, кварцитов, доломитов с редкими прослоями вулканитов различного состава. Железорудные образования встречаются на различных стратиграфических уровнях. Мощность разреза не менее 4—5 км
Нижнепротерозойский	1900 ± 100		Железисто-кремнисто-сланцевая	Курская		Маунт-Юрюс (свиты Фортескью, хамерсли)	Песчаниково-сланцевые образования с базальными грубообломочными толщами нижней свиты постепенно переходят к продуктивным толщам, представленным переслаиванием железистых, сланцевых и доломитовых горизонтов. Мощность разреза не менее 4,5 км
Позднеархейский	2600 ± 100	Зеленокаменные пояса	Железисто-кремнисто-метабазитовая	Михайловская	<i>Угловое и стратиграфическое несогласие</i> Метаморфизованные породы изменяются от подошвы к верхам разреза от основных (амфиболиты, метадиабазы) к более кислым (кварцевые порфиры, и кератофиры) вулканитам и их туфам. В середине развиты сланцы и гнейсы (биотитовые, ставролитовые, гранатовые, андалузитовые), метапесчаники, иногда конгломераты. Сюда же тяготеют более мощные горизонты железисто-кремнистых пород. Мощность разреза свыше 10—12 км	Кулгарди-Калгурли	Выделено несколько циклов. Основание каждого из них сложено чередующимися мощными толщами ультраосновных, основных пород с прослоями осадочных образований. Верхи представлены промежуточными и кислыми лавами, агломератами, туфами и прослоями сланцев, гнейсов (андалузитовых, ставролитовых, гранатовых, амфиболовых), граувакк, песчаников, конгломератов. Железорудные образования больше тяготеют к вершинам циклов. Мощность пород не менее 12 км

Серия, комплекс, система	Родезийско-Трансваальский щит (южная часть Африканской платформы)	Серия, комплекс, система	Канадский щит (Северо-Американский континент)	Серия, комплекс, система	Гвианский, Восточно-Бразильский щиты (северная и восточная части Южно-Американского континента)
9	10	11	12	13	14
Трансвааль (свита претория)	Переслаивающиеся пачки глинистых, карбонатных, графитосодержащих сланцев, кварцитов, доломитов с прослоями лав кислого состава. Среди кварцитов и пелитоморфных толщ содержатся пачки железных руд, которые также приурочены и к базальным горизонтам. Мощность пород более 4,5 км	Анимики (свита барага)	Разрез снизу вверх изменяется от конгломератов, граувакк, кварцитов до сланцев с подчиненными слоями основных вулканитов. Преобладают сланцы и граувакки. Железистые толщ образуют несколько горизонтов. Мощность свиты более 3,6 км	Минас (свита пирасикаба)	Обломочные толщ от конгломератов, кварцитов до графитосодержащих филлитов и доломитов. Неоднократно отмечаются горизонты железорудных образований. Среди пород наблюдаются прослои агломератов и туфогенных толщ. Мощность разреза до 4,8 км
Трансвааль (свиты блек-риф, гхаап)	<i>Эрозионное и угловое несогласие</i> Песчаники, аргиллиты, карбонатные сланцы сменяются вверх по разрезу переслаивающимися поризонтами углистоглинистых сланцев и железистых кварцитов. Основание разреза представлено базальными конгломератами. Мощность всего комплекса пород до 2,9 км	Анимики (свиты чоколей, миномини)	<i>Эрозионное и угловое несогласие</i> От основания к средним частям разреза наблюдается постепенный переход от грубообломочных пород к метапесчаникам и сланцам. Средняя часть ее выражена кварцитами, с прослоями доломитов и сланцев. Верхи представлены переслаиванием железистых кварцитов и сланцев. Мощность разреза более 2 км	Минас (свита караса, итабира)	Постепенный переход снизу вверх от фации грубозернистых пород к тонкозернистым (сланцы с углистым веществом). Последние сменяются продуктивными толщами (переслаивание железистых горизонтов с филлитами и карбонатными породами). Мощность разреза до 2,7 км
Свазилендский	<i>Угловое и стратиграфическое несогласие</i> В основании разреза залегают метаморфизованные аналоги ультраосновных вулканитов, переходящие кверху постепенно в основные, средние и кислые вулканиты. В кровле развиты осадочные толщ. Железорудные образования имеют большее развитие в средней и верхней частях разреза. Мощность толщ достигает порядка 20 км	Киватинский	<i>Угловое и стратиграфическое несогласие</i> В основании разреза расположены метаморфизованные аналоги вулканитов основного с прослоями ультраосновного состава. Эффузивы среднего и кислого состава сосредоточены в средней части. Обломочные породы с подчиненными прослоями вулканитов преобладают в кровле. Железные руды ассоциируют с более кислыми вулканитами и осадочными толщами. Мощность разреза до 24 км	Риу-дас-вельяс	Низы разреза представлены амфиболитами с отчетливыми признаками вулканитов, средняя часть — вулканогенными и терригенными породами, а верхи — осадочными образованиями. Железорудные толщ тяготеют к средним и верхним частям профиля. Мощность разреза более 6 км

1	2	3	4	5	6	7	8
Раннеархейский	3000 ± 100	Основание кратонов	Железисто-кремнисто-клатогенная	Обоянская	Несогласие Гнейсы пироксеновые, амфиболовые, гранатовые, биотитовые, силлиманитовые, кордиеритовые, амфиболиты, железорудные толщи	Гранито-гнейсовый	Сланцы и гнейсы пироксеновые, гранатовые, силлиманитовые, биотитовые, амфиболовые, дистеновые, андалузитовые, мраморы, кальцифиры, амфиболиты, железорудные образования

Нами [10, 11, 17, 18] отстаивается точка зрения, согласно которой наиболее древними породами бассейна КМА являются не зеленокаменные пояса, а гнейсо-мигматитовый комплекс обоянской серии со своеобразными железными рудами бесединского типа.

Нижепротерозойские образования. Наибольший интерес представляет стратиграфическая корреляция разреза пород курской серии нижнего протерозоя, залегающих в главнейших железорудных провинциях мира с резким угловым несогласием на зеленокаменных толщах и гнейсо-гранитовом основании архея. К ним приурочены месторождения железных руд, графита, высокоглиноземистого сырья и других полезных ископаемых. Такие взаимоотношения отчетливо проявлены в Западной Австралии, Южной Африке, Северной и Южной Америке (таблица, рисунок).

Сопоставление нижепротерозойских серий различных континентов убеждает в том, что их разрезы по особенностям строения и составу слагающих пород похожи друг на друга. Полной аналогии нет, но при такой региональной разбросанности ее трудно ожидать: наблюдаются различия в масштабах бассейна седиментации осадков, мощности и характере чередования слагающих пород. Фактический материал свидетельствует о тождественности условий периода формирования сопоставляемых толщ и их последующих преобразований (метаморфизм, магматизм и др.). Характерная особенность нижепротерозойского времени — появление железных руд джеспилитового типа. Их масштабы и запасы столь значительны, что нижепротерозойская эпоха между 1900—2000 и 2600—2700 млн. лет считается главным периодом отложения железа на древних платформах континентов: бассейны седиментации КМА достигали 550 × 200 км, провинции Хамерсли — 600 × 350 км, района Минас-Жерайс — 400 × 200 км, Северной Капской провинции и Трансвааль — 650 × 350 км, в районе Месаби и Ганфлинт железорудные толщи прослежены по простиранию более чем на 320 км. Железистые пачки образуют выдержанные по протяженности горизонты (сотни километров) и характеризуются мощностями в сотни метров (суммарные мощности горизонтов достигают тысячи и более метров). Такие огромные мощности и непрерывная протяженность рудных тел не отмечаются ни в одной из более древних или более молодых железорудных формаций докембрия. Джеспилитовые пачки можно использовать в качестве реперных горизонтов при стратиграфической корреляции разрезов древних платформ: они занимают определенное стратиграфическое положение среди мощных терригенно-осадочных образований и от типичных вулканитов отделены перерывами в осадконакоплении. Для джеспилитовых формаций типа оз. Верхнего отсутствуют доказательства проявлений вулканизма в период отложений [2]. Железорудные образования ассоциируют преимущественно с пелитоморфными осадками (сланцы), которые отделяют их от более грубозернистых пород или разделяют на отдельные рудные горизонты.

Важным является вопрос о взаимоотношении джеспилитовой формации с перекрывающимися породами. В результате слабых деформаций (плавного воздымания) прекра-

9	10	11	12	13	14
Досваляндский	Несогласие			Имагата	
	Гнейсы биотитовые, роговообманковые, пироксеновые, гранатовые, силлиманитовые, дистеновые, кордиеритовые, мраморы, железорудные гранулиты	Докиватинский	Сланцы и гнейсы пироксеновые, амфиболовые, гранатовые, силлиманитовые, мраморы, амфиболиты, железорудные горизонты		Гнейсы пироксеновые, роговообманковые, биотитовые, гранатовые, силлиманитовые, кордиеритовые, кристаллические сланцы, мраморы, амфиболиты, железные руды

щается отложение нижепротерозойской продуктивной формации. Наступает континентальный перерыв, который приводит к разрушению и переотложению ранее сформированных пород. Подобные процессы происходили на всех континентах (возможно, на одних раньше, на других позже и с разной интенсивностью). Об этом свидетельствует стратиграфическое, а в ряде мест и небольшое угловое несогласие между джеспилитовой формацией и перекрывающимися породами. На КМА залегающие выше толщи оскольской серии с грубообломочными образованиями в основании несогласно залегают то на метапесчаниках и сланцах верхнекурсской свиты, то на продуктивных толщах средней свиты курской серии; в районе оз. Верхнего отложения группы барага местами с валунами железных руд в конгломератах основания лежат с резким несогласием в одних случаях на породах железорудной формации группы миномини, с других на зеленокаменных толщах киватина и даже «опускаются» до гранито-гнейсов фундамента; в бассейне Хамерсли между джеспилитовой формацией и образованиями свиты уайлу (с продуктами переотложения первой) фиксируется местное несогласие; в северной Капской провинции в Трансваале также наблюдается стратиграфическое несогласие между джеспилитовой формацией серии гхаап и перекрывающимися отложениями серии грикваленд, в основании которых находится плохо отсортированный конгломерат с полосчатой галькой железных руд. Последние образования африканские исследователи выделяют в качестве «главного маркирующего горизонта», непрерывная протяженность которого с севера на юг составляет около 300 км [6].

Во всех регионах граница распространения джеспилитовой формации отчетливо устанавливается по несогласно залегающим на ней более молодым толщам с продуктами переотложения рудного вещества в основании разреза. Нижняя граница раннепротерозойской серии отбивается довольно четко по базальным грубообломочным горизонтам слагающих их толщ, которые с крупными структурными несогласиями залегают на зеленокаменных поясах или гранито-гнейсовом основании древних платформ.

Для железорудных образований раннего протерозоя типичны тонкополосчатые текстуры с ясно выраженной мелкой слойчатостью, образованной чередованием кварцевых, силикатных и рудных слоев. Для джеспилитов в качестве главных минералов характерны кварц, магнетит и гематит (последний практически отсутствовал в более древних формационных типах). Кроме них, в различных участках фациального профиля распространены карбонаты, силикаты, сульфиды, которые иногда в значительных количествах содержатся в продуктивных толщах. Гриналит, стильпомелан, миннесотаит, слюды отмечаются в слабометаморфизованных рудах. Там, где степень метаморфических преобразований увеличивается, силикатные минералы представлены амфиболами (грюнерит-куммингтонит, тремолит, актинолит) и даже пироксенами (ромбические и моноклинные).

В джеспилитовых толщах древних платформ установлены весьма низкие концентрации элементов-примесей, количественные их характеристики примерно соответствуют продуктивным горизонтам курской серии КМА. В Бразилии и на некоторых

участках США железорудные образования содержат повышенные концентрации марганца. В первом случае причина объясняется тем, что обогащение происходит лишь в зонах выветрелых итабиритов. На Североамериканском континенте в районах Кайюна и Айрон-Ривер увеличение содержаний марганца отмечается в карбонатных фациях железорудной формации. За счет чего происходило его накопление, остается пока не выясненным. Породы нижнего протерозоя сопоставляемых континентов отвечают низким ступеням метаморфизма (зеленосланцевая фация). Вместе с тем установлены месторождения, где происходит чередование (ногда многократное) слабо- и сильнометаморфизованных зон [2]. Такая метаморфическая зональность — результат позднейшего воздействия интрузий на слабометаморфизованные породы джеспилитовой формации.

Среднепротерозойские образования. Самая поздняя докембрийская эпоха железнакопления проявилась в посткурское время и отчетливо устанавливается в разрезе оскольской серии среднего протерозоя¹.

Изучение региональных стратиграфических схем позволило выявить аналоги оскольской серии на древнейших платформах континентов на основании того, что исследователи для различных регионов фиксировали железные руды, залегающие с несогласием на джеспилитах, а также представляющие собой своеобразные маркирующие горизонты в составе последних (таблица, рисунок).

Кластогенные железные руды отчетливо фиксируются во всех железорудных провинциях и приурочены к определенному стратиграфическому уровню. Всюду они залегают выше джеспилитовых формаций нижнего протерозоя со стратиграфическим и небольшим угловым (не повсеместно) несогласием на более древних породах. Базальные горизонты среднепротерозойских серий, как правило, сложены грубообломочными толщами, которые полностью или частично представлены переотложенными продуктами разрушения пород более древней джеспилитовой формации. Кроме этого, рудные тела могут несколько раз встречаться в разрезе осадочных толщ. Железорудные образования обладают кластогенными, реже полосчатыми текстурами. Мощности рудных горизонтов непостоянны (от нескольких сантиметров до 150—300 м) и прослеживаются по простиранию на десятки и сотни километров. Вмещающими породами являются песчаниково-сланцевые толщи с пачками конгломератов, гравелитов, нередко карбонатных пород и иногда вулканитов различного состава. По изотопным датировкам возраст пород данной формации укладывается в пределы 1500—2000 млн. лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В главнейших железорудных провинциях мира разрезы раннего докембрия соответствуют четырем главным этапам геологического развития. Несмотря на длительный период формирования (не менее 2000 млн. лет) и широкие вариации пород, устанавливаются определенные закономерности в строении древних платформ различных континентов. Каждый из выделенных этапов характеризуется специфичностью палеогеографической и палеотектонической обстановок, своеобразным вещественным составом слагающих его толщ, преобладанием определенных процессов интрузивного магматизма и метаморфизма. По мнению Л. И. Салопа [13], однотипность строения докембрия в различных регионах земного шара обусловлена малой дифференцированностью тектонических процессов и более слабо выраженной геохимической и климатической зональностью в сравнении с фанерозойским периодом.

Сопоставление докембрийского разреза Курского бассейна с разрезами древних платформ различных регионов позволило установить сходные черты в их строении. Комплексы пород обоянской (ранний архей), михайловской (поздний архей), курской (нижний протерозой), оскольской (средний протерозой) серий КМА имеют разновозрастные аналоги в главнейших докембрийских железорудных провинциях Западной

¹ По новой стратиграфической шкале, утвержденной МСК в июне 1978 г., данные образования относятся к верхам нижнего протерозоя.

Австралии, Южной Африки, Северной и Южной Америки (таблица, рисунок). Огромное значение для межрегиональной стратиграфической корреляции имеют железорудные толщи, которые широко распространены в докембрии и для которых специфические формационные типы соответствуют вполне определенному уровню в разрезе. Это позволяет использовать их в качестве своеобразных маркирующих горизонтов.

Крупные стратиграфические подразделения докембрия (серии, комплексы или системы) отделены друг от друга стратиграфическими и структурными несогласиями, и для них устанавливаются изменения типов пород во времени. Наиболее ранний их формационный тип, приуроченный к гнейсо-мигматитовому основанию кратонов, характеризуется полосчатой и слабополосчатой текстурами, крупнозернистым сложением, силикатно (пироксены, амфиболы)-кварц-магнетитовым составом и небольшой продуктивностью (мощность до первых десятков метров и протяженность по простиранию до первых километров).

Зеленокаменные пояса также содержат железорудные образования. Наиболее значительные их рудные тела линзовидной формы тяготеют к средним, кислым метавулканитам и терригенно-осадочным породам в средней и верхней частях их разреза. Мощность руд здесь в среднем составляет 40—70 м, а протяженность по простиранию — до 10—25 км. В основании зеленокаменных поясов, представленных метаморфизованными продуктами ультраосновных и основных вулканитов, рудные тела встречаются редко, и мощности их резко ограничены (от первых сантиметров до первых метров, редко больше). Железорудные толщи характеризуемого стратиграфического уровня имеют ясно выраженные полосчатые текстуры, в качестве главных минеральных компонентов в них присутствуют кварц, магнетит, амфиболы, биотит, хлорит, карбонаты, сульфиды. Данный формационный тип в большинстве случаев обнаруживает пространственную и генетическую связь с вулканитами. Лишь отчасти железные руды заключены среди типичных терригенно-осадочных пород средних и верхних частей разреза зеленокаменных поясов.

Среди нижнепротерозойских терригенно-осадочных образований древних платформ заключены горизонты джеспилитов типа оз. Верхнего, обладающие ярко выраженными тонкополосчатыми текстурами с мелкой внутренней слоистостью, один из главных рудных минералов которых гематит (железная слюдка), магнетит, а из породообразующих минералов — кварц, карбонаты, сульфиды, силикаты. Железные руды, как правило, занимают определенное положение в разрезе (средняя часть) и контактируют с более тонкозернистыми пелитоморфными (сланцы) и реже карбонатными осадками. Рудные тела образуют выдержанные по простиранию горизонты (сотни километров) при мощности в сотни метров.

Железисто-кремнисто-кластогенная формация характеризуется своеобразными железными рудами, которые образовались за счет продуктов разрушения джеспилитов, и, возможно, более древних железорудных толщ. Обломочный характер продуктивных горизонтов не вызывает сомнений. Лишь отдельные тела имеют тонкозернистое сложение, но при внимательном рассмотрении устанавливаются признаки их кластогенного происхождения.

Изменения разрезов можно наблюдать и по другим породам. Так, вулканиты, наиболее характерные для зеленокаменных поясов, резко подчинены или отсутствуют среди протерозойских железорудных формаций. Направленность вулканических процессов выражена в том, что в основании зеленокаменных поясов всюду преобладают метаморфизованные продукты ультрасовременного и основного вулканизма, которые постепенно вверх по разрезу сменяются средними и кислыми их производными. Последние иногда фиксируются и в протерозойских комплексах пород. В указанном направлении, т. е. от низов раннего докембрия (исключение составляет гнейсо-гранитное основание, условия формирования которого не совсем ясны) к его верхам происходит увеличение объема терригенно-осадочных пород. Следует отметить, что среди высокоглиноземистых гнейсов раннего архея развиты силлиманитовые и кордиеритовые разности, тогда как в зеленокаменных поясах позднего архея они характеризуются в основном ставролитовым составом.

Докембрийские образования древних платформ претерпели различные ступени метаморфических преобразований. Со временем происходит направленное изменение фаций регионального метаморфизма. Самые древние породы основания кратона характеризуются преобладающим развитием минеральных ассоциаций гранулитовой фации. Зеленокаменные пояса по минеральным парагенезисам соответствуют амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой (низы разреза) и зеленосланцевой (верхи разреза) ступеням метаморфизма. Нижнепротерозойские джеспилиты и вмещающие их породы претерпели метаморфизм в основном в условиях зеленосланцевой фации. Породы оскольской серии КМА и их аналоги в других регионах свидетельствуют о низкотемпературных метаморфических преобразованиях.

Изменения во времени свойственны также интрузивным комплексам и тектоническим процессам. На примере КМА устанавливается, что с определенными стратиграфическими подразделениями связаны специфические комплексы плутонических пород со своеобразной геохимической специализацией. Для выяснения аналогичных связей на других континентах необходимо провести более детальное их рассмотрение.

Древнейшими комплексами на континентах представлено гнейсо-гранитное основание с возрастом более 3000 ± 100 млн. лет. На Канадском щите некоторые их породы датируются $3750-3690$ млн. лет. Зеленокаменные пояса древних платформ укладываются по времени образования в интервалы $2600 \pm 100-3000 \pm 100$ млн. лет. Отмеченные по Южной Африке и Северной Америке высокие их значения (до $3500-3600$ млн. лет), видимо, могут быть объяснены тем, что для анализа отбирались пробы из гранито-гнейсового основания. Главные железорудные формации (джеспилиты) нижнего протерозоя формировались в период $1900 \pm 100-2600 \pm 100$ млн. лет. В этом вопросе практически нет разногласий. Самая поздняя докембрийская железорудная формация (в составе оскольской серии) КМА, имеющая аналоги в главнейших железорудных провинциях мира, характеризуется возрастными пределами $1600 \pm 100-1900 \pm 100$ млн. лет.

Сравнительная межрегиональная корреляция разрезов докембрия позволяет глубже познать металлогению древних щитов и массивов. На примере хорошо обнаженных и изученных районов земного шара можно прогнозировать ряд полезных ископаемых, которые до сего времени по различным причинам не выявлены или установлены лишь их проявления (КМА). Так, в толщах обоянской серии имеются все признаки для обнаружения месторождений легкообогатимых железных руд магнетитового состава, высокоглиноземистого сырья (силлиманитовые и кордиеритовые гнейсы) и графита. Зеленокаменные вулканогенно-осадочные толщи михайловской серии перспективны в отношении легкообогатимых магнетитовых руд, высокоглиноземистого сырья (ставролитовые и корундовые породы), колчеданных и полиметаллических руд. Кроме этого, в коре выветривания богатых железных руд могут быть выявлены марганцевые скопления бразильского типа. В оскольской серии следует ожидать обнаружения промышленных скоплений богатых железных руд и марганца. Сопоставление разрезов древних образований континентов показало их сходство в геологическом строении, что свидетельствует о единстве или близости условий формирования пород в раннем докембрии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Башарин А. К. и др. Докембрий Северной Америки. — В кн.: Докембрий континентов. Новосибирск: Наука, 1976, с. 5—151.
2. Бейли Р. В., Джеймс Х. Л. Докембрийские железорудные формации США. — В кн.: Докембрийские железорудные формации мира. М.: Мир, 1975, с. 35—69.
3. Белевцев Я. Н., Лазыко Е. М., Зарицкий А. И. Проблемы геологии докембрия и минеральных месторождений на XXV сессии Международного геологического конгресса в Австрии. — Геол. журн. АН УССР, 1977, с. 29—44.
4. Березин Н. А. Докембрий Южной Америки. — В кн.: Докембрий континентов. Новосибирск: Наука, 1976, с. 152—229.

5. *Борукаев Ч. Б.* Докембрий Австралии и Новой Зеландии. — В кн.: Докембрий континентов. Новосибирск: Наука, 1976, с. 5—107.
6. *Бьюкс Н. Дж.* Докембрийские железорудные формации Южной Африки. — В кн.: Докембрийские железорудные формации Мира. М.: Мир, 1975, с. 70—128.
7. *Гросс Г. А.* Условия образования основных типов докембрийских железистых формаций. — В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев: Наук. Думка, 1972, с. 8—15.
8. *Гудвин А. М.* Архейские железорудные формации и тектонические бассейны Канадского щита. — В кн.: Докембрийские железорудные формации мира. М.: Мир, 1975, с. 9—34.
9. *Дорр Дж. В. Н.* Железорудные формации Южной Америки. — В кн.: Докембрийские железорудные формации Мира. М.: Мир, 1975, с. 129—154.
10. *Плаксенко Н. А.* Главнейшие закономерности осадконакопления в докембрии. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1966. 264 с.
11. *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: Изд-во ВГУ, 1977, с. 3—25.
12. *Плаксенко Н. А., Щеголев И. Н., Чибряков А. А.* Особенности строения разновозрастных железисто-кремнистых образований докембрия Курской магнитной аномалии, претерпевших метаморфизм гранулитовой фации. — В кн.: Геология и металлогения докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1973, с. 3—10.
13. *Салоп Л. И.* Общая стратиграфическая шкала докембрия. М.: Недра, 1973. 310 с.
14. *Сидоренко А. В., Меннер В. В., Смирнов В. И.* и др. XXV сессия Международного геологического конгресса. — Сов. геология, 1977, № 3, с. 3—18.
15. *Трендалл А. Ф.* Докембрийские железорудные формации Австралии. — В кн.: Докембрийские железорудные формации мира. М.: Мир, 1975, с. 155—171.
16. *Формозова Л. Н.* Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. М.: Наука, 1973. 172 с.
17. *Щеголев И. Н.* Железисто-кремнистые образования докембрия Курско-Бесединского участка КМА. — Геол. сб. ВГУ, 1972, т. 86, с. 42—49.
18. *Щеголев И. Н.* Докембрийские железисто-кремнистые формации Курской магнитной аномалии, особенности их строения и сопоставление с аналогичными образованиями европейской части СССР. — В кн.: Геология, особенности формирования и типы железисто-кремнистых формаций. Новосибирск: Наука, 1979, с. 91—97.

УДК 552.56(470.323)

С. И. ЧАЙКИН

ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ И НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ИХ ГЕНЕЗИСА

Железистые кварциты КМА ассоциируют с разными породами (гнейсами, эффузивами, филлитами, аспидными сланцами) и варьируют по минеральному составу, текстурным и структурным особенностям в зависимости от парагенетических ассоциаций пород. С учетом этого среди железистых кварцитов КМА выделяют [6, 14] четыре самостоятельные разновозрастные железисто-кремнистые формации¹, последовательно сменяющиеся в разрезе: 1 — железисто-кремнисто-гнейсовую, входящую в состав гнейсовой толщи обоянской серии нижнего архея; 2 — железисто-кремнисто-метабазитовую, ассоциирующую с амфиболитами михайловской серии позднего архея; 3 — железисто-кремнисто-сланцевую, связанную с терригенно-осадочными образованиями курской серии нижнего протерозоя; 4 — железисто-кремнисто-кластогенную [14] и железисто-кремнисто-сланцево-карбонатную [6], включающих в себя железисто-кварцитовые пачки, приуроченные к верхней половине терригенной толщи протерозойского разреза (к оскольской серии [6, 14]). Эти формации относят к разным возрастным подразделениям докембрия, т. е. в основе их типизации лежит стратиграфический принцип.

¹ Под формацией понимается парагенетическая или генетическая ассоциация горных пород.

Руководствуясь критерием парагенезиса железистых кварцитов с вмещающими породами, а также анализом соотношения структур, образованных железистыми кварцитами, связанных с гнейсами, с одной стороны, и относимых к железисто-кремнисто-сланцевой формации, с другой, нетрудно показать неправомочность выделения архейской железисто-кремнисто-гнейсовой и самостоятельных железисто-кремнисто-кластогенной [14] и железисто-кремнисто-карбонатной [6] формаций. Рассмотрим с этих позиций вопрос типизации железисто-кремнистых формаций КМА с привлечением данных, которые авторами предложенных классификаций [6, 14] во внимание не принимаются.

АНАЛИЗ ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ О СООТНОШЕНИЯХ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТО-ГНЕЙСОВОЙ ФОРМАЦИИ С ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТО-СЛАНЦЕВОЙ ФОРМАЦИЕЙ

К архейской гнейсовой формации отнесены [14] железистые кварциты многих участков магнитных аномалий, расположенных в бортовых частях Брянско-Белгородского и Орловско-Оскольского синклиналиев (Курско-Бесединские, Кодинцевские, Комаричские, Корочанские, Шидловско-Шаталовские, Восточно-Орловские и другие аномалии).

На первый взгляд, выделение архейской железисто-кремнисто-гнейсовой формации представляется достаточно убедительным. Действительно, железистые кварциты, связанные с гнейсовым комплексом, характеризуются своеобразием состава и текстурно-структурного строения: массивным, массивно-скрытополосчатым сегрегационно-вкрапленным (рябчиковым) обликом, более крупной раскристаллизацией (размер зерен магнетита до 1—2 мм) и высоким содержанием железа. Это самые богатые по железу (40—45%) разновидности железистых кварцитов КМА. Силикаты представлены минералами, отвечающими амфиболитовой (лучистые амфиболы тремолит-актинолового ряда, роговая обманка и щелочные амфиболы) и гранулитовой (гиперстен, диопсид, геденбергит, гранаты) фациям. В подкрепление точки зрения, согласно которой железистые кварциты, связанные с гнейсами, относятся к архейским образованиям, указывается [14], что для этих кварцитов характерно отсутствие закономерностей в распределении типов кварцитов, установленных для железисто-кремнисто-сланцевой формации протерозоя.

Несмотря на своеобразие железистых кварцитов, ассоциирующих с гнейсами, при отнесении их к древнейшей формации возникают неувязки с геологическими фактами:

1) железистые кварциты массивного облика с неясно выраженной полосчатостью и обогащенные железом, аналогичные тем, которые ассоциируют с гнейсами, отмечаются и в периферических частях региональных структурных зон, сложенных железисто-кремнисто-сланцевой формацией, в частности, в железисто-кварцитовый толще Ольховатского месторождения и, особенно, в пределах Вологовской структуры, где количество и мощность пластов массивных кварцитов увеличивается от западного крыла к восточному, т. е. в направлении внешнего борта Орловско-Оскольского синклиналия;

2) в ряде случаев железистые кварциты, ассоциирующие с гнейсами и кристаллическими сланцами, претерпевают слабый метаморфизм зеленосланцевой фации и сохраняют облик, типичный для железисто-кремнисто-сланцевой формации (Фатеевские, Корочанские и Валуйские аномалии);

3) зоны железистых кварцитов, связанных с гнейсами, часто переходят по простирацию в структуры, образованные железистыми кварцитами курской серии (железисто-кремнисто-сланцевая формация). Иными словами, имеет место приуроченность железистых кварцитов, ассоциирующих с гнейсами, и железисто-кремнисто-сланцевой формации к одному стратиграфическому уровню. Примеры таких переходов — железистые кварциты Корочанской, Прохоровской, Фатеевской, Осоцкой, Коншинской и Истобнянской аномалий;

4) в базальных частях михайловской и курской серий, в том числе и на площадях,

где последняя непосредственно лежит на гранито-гнейсовом архейском комплексе, не отмечен рудный детрит, который мог бы возникнуть за счет размыва железисто-кремнисто-гнейсовой формации. Однако этот факт остается без должного внимания.

Относительно того, что пачки железистых кварцитов, связанные с гнейсовыми толщами, не обладают аутигенно-минералогической зональностью, подобной той, которая наблюдается в железисто-сланцевой формации, что якобы свидетельствует в пользу их формационной самостоятельности, заметим, что такие представления основаны на чисто дедуктивных рассуждениях и не отвечают фактическому материалу. Вопреки сложившемуся представлению об однородном строении железисто-кварцитовых пачек, ассоциирующихся с гнейсами в разрезах, где они вскрыты на полную мощность (скв. 59-к, Шаталовские аномалии и др.), в действительности наблюдается их внутренняя стратификация и закономерная смена горизонтов по разрезу. Базальная и верхняя части пачки сложены безрудными и существенно силикатными кварцитами, средняя часть — существенно магнетитовыми кварцитами. Таким образом, здесь мы имеем аутигенно-минералогическую зональность в строении кварцитовой пачки, аналогичную той, которая характерна для железисто-кремнисто-сланцевой формации.

В качестве аргумента в пользу выделения в разные формации железистых кварцитов, ассоциирующих с гнейсами и с филлитами, используется [6, 14] небольшой масштаб залежей железистых кварцитов, связанных с гнейсами, что рассматривается как одна из основных особенностей этой формации (хотя имеются и исключения, как, например, Фатеевские аномалии). Объяснение этому нетрудно найти в имеющихся данных по характеру изменения мощности железисто-кремнистой формации. В восточном борту Щигровско-Оскольского синклинория железисто-кварцитовая свита (курская серия) распадается на пять отдельных пачек и пластов, мощность которых соизмерима с мощностью связанных с гнейсами железисто-кварцитовых пачек, расположенных к востоку от упомянутого синклинория. Мощность железисто-кварцитовых пачек, приуроченных к восточному крылу последнего, колеблется от нескольких метров до 15—20 м. Аналогичная картина наблюдается и в восточном крыле Ольховатской синклинали (восточный борт Михайловско-Брянско-Белгородского синклинория).

Все сказанное достаточно убедительно свидетельствует о том, что существующие представления о выделении архейской гнейсовой формации основаны на упрощенном подходе к данному вопросу. Отнесение железистых кварцитов, ассоциирующих с гнейсами, к наиболее древней (архейской) железисто-кремнистой формации сделано без всестороннего учета геологических данных по этим кварцитам. В сущности эта формация выделена на основе одного критерия — степени метаморфизма. Учет же всех геологических факторов, относящихся к условиям залегания этих кварцитов, их составу и строению, позволяет рассматривать кварциты, связанные с гнейсами, как более высокометаморфизованную фацию железисто-кремнисто-сланцевой формации курской серии. Возможно, железистые кварциты, связанные с гнейсами, отвечают лагунной фации железисто-кремнисто-сланцевой формации курской серии, что подтверждает локальный характер распространения железистых кварцитов, связанных с гнейсовым комплексом. Такие представления о фациальной природе последних чрезвычайно важны и для объяснения своеобразного текстурного облика этих кварцитов. Надо заметить, что на КМА железисто-кремнистые формации достоверного архейского возраста неизвестны, а имеющиеся данные по геологии региона не позволяют однозначно утверждать, что кристаллические сланцы и гнейсы, отнесенные к обоянской серии, — архейские. По-видимому, в ряде случаев к обоянской серии (архею) ошибочно отнесены интенсивно метаморфизованные породы курской серии. Поэтому вопрос о границе между археем (обоянской серией) и протерозоем во многих случаях проблематичен и требует уточнения. Решение его только на основе степени метаморфизма пород слишком упрощено.

Относительно вопроса о том, почему породы железисто-кремнистой формации, связанной с курской серией, оказались интенсивно метаморфизованными в пределах периферических частей региональных протерозойских структур, где метаморфизм

соответствует гранулитовой фации, следует указать, что в последнее десятилетие украинскими геологами [3] установлено, что в метаморфических толщах Украинского кристаллического щита на одном стратиграфическом уровне по латерали наблюдается усиление степени метаморфизма от синклинальных структур в направлении обрамляющих их антиклиналей. Очевидно, антиклинальные структуры, отвечающие периоду заложения и развития протерозойских геосинклинальных трогов, срединным поднятиям и кратоновой раме, отличались повышенной тепловой проницаемостью.

Железистые кварциты яковлевской и белгородской подсвет выделены в самостоятельные железисто-кремнисто-кlastогенную [14] или железисто-кремнисто-сланцево-карбонатную [6] формации. Необходимо отметить, что отнесение железистых кварцитов упомянутых подсвет к кlastогенным образованиям находится в противоречии и не увязывается со следующими данными:

1) железистые кварциты яковлевской и белгородской подсвет ассоциируют с такими же вмещающими породами, что и кварциты курских подсвет: они подстилаются и перекрываются черными пиритоносными филлитовыми сланцами, а местами и содержат в себе их прослой;

2) ассоциация с железистыми кварцитами яковлевской и белгородской подсвет конгломератов не является присущей только кварцитам этих горизонтов; конгломераты отмечены также и в основании верхнекурсской железисто-кварцевой пачки (Чернянское месторождение); наши полевые наблюдения показывают, что псефитовые текстуры достаточно широко распространены и в самых железистых кварцитах, относимых к курской серии, т. е. в железистых кварцитах железисто-кремнисто-сланцевой формации; эти обломочные текстуры представляют собой миниолистостромы, образование которых связано с проявлением подводных оползней;

3) железистые кварциты яковлевской и белгородской подсвет характеризуются структурно-текстурной общностью с железистыми кварцитами нижней и верхней курских подсвет.

Различия этих признаков в кварцитах верхних подсвет, относимых к кlastогенной формации, и нижних подсвет, отождествляемых с хемогенной железисто-кремнисто-сланцевой формацией, не больше, чем в кварцитах разных стратиграфических горизонтов внутри последней. В целом железистые кварциты верхних подсвет (яковлевской и белгородской) характеризуются такими же гранобластовыми структурами, что и кварциты нижних подсвет. Прослой пород типа метаконгломератов и метапесчаников встречаются в тех и в других, в частности в кварцитах нижних подсвет они отмечались на Чернянском и Погромещком месторождениях. Столь же слабо обосновано отнесение железистых кварцитов белгородской подсветы к железисто-кремнистой карбонатной формации [6], основанное якобы на широком развитии во вмещающих кварциты этой пачки толщах карбонатных пород (мраморизованные известняки и доломиты). Кстати отметим, что небольшой мощности карбонатные породы имеются и в толще образований, вмещающих железистые кварциты курских подсвет (Ольховатское месторождение).

В связи с этим заметим, что для выделенной Л. Н. Формозовой [16] карбонатной итабиритовой формации (Бразилия) характерны не только мраморизованные известняки и доломиты во вмещающих итабириты породах; они присутствуют и в самой толще итабиритов, где образуют переслаивание с ними. В наших условиях в белгородской подсвете железистых кварцитов, относимой [6] к карбонатной железисто-кремнистой формации, карбонатных пород не содержится. Нет их и в породах, непосредственно вмещающих железистые кварциты, которые ассоциируют здесь с весьма слабо метаморфизованными углисто-глинистыми сланцами (филлитами), часто имеющими аргиллитоподобный облик. Карбонатные породы (метаморфизованные известняки) отделены от железисто-кварцевой подсветы мощной (до 200—300 м) толщей филлитов и алеврофиллитов. Поэтому «влияние» их на формационную природу железистых кварцитов белгородской подсветы не больше, чем на другие подсветы железистых кварцитов, присутствующих в протерозойском разрезе КМА.

Таким образом, из сказанного следует, что железистые кварциты яковлевской и белгородской подсвет по парагенезису с вмещающими породами совершенно тождест-

венны железистым кварцитам курских подсвет, относимых к сланцевой железисто-кремнистой формации. К тому же известные железисто-кварцитовые подсветы КМА приурочены к единому структурно-вещественному комплексу протерозоя, представленному в главной своей части терригенными образованиями (филлитами, алеврофиллитами, метапесчаниками при подчиненной роли карбонатных пород). К этому следует добавить, что отмеченная выше близость железистых кварцитов яковлевской и белгородской подсвет с железистыми кварцитами курских подсвет подчеркивается полной литологической общностью и особенно с силикат-магнетитовыми разновидностями последних. Поэтому отнесение одних подсвет (нижних двух) к сланцевой, а других (верхних) к кластогенной или карбонатной формациям представляется неправомерным и не согласующимся со всей совокупностью геологических фактов. Железистые кварциты всех четырех подсвет протерозойского разреза КМА представляют собой образования единой железисто-кремнисто-сланцевой формации, являясь ее составными частями.

В целом с учетом приведенных данных нами предлагается на КМА выделять две формации: железисто-кремнисто-метабазитовую — аналог киватинской формации по Л. Н. Формозовой [16] и алгоманской по Гроссу [18], и железисто-кремнисто-сланцевую, параллелизуемую большинством исследователей с криворожской формацией (рис. 1, см. вкл.).

ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТО-МЕТАБАЗИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (киватинский тип)

К этой формации на КМА отнесены железистые кварциты многих магнитных аномалий, расположенных в периферических частях Михайловско-Брянско-Белгородской и Орловско-Оскольской синклинорных зон и в области Курско-Корочанского антиклинория. Такие представления сложились в связи с убеждением, что периферические части КМА сложены преимущественно породами михайловской серии. Несмотря на достаточную четкость петрографических критериев данной формации, т. е. связь железистых кварцитов с вулканогенным комплексом пород михайловской серии, отнесение к ней конкретных объектов довольно противоречиво. Одни исследователи [6] с этой формацией отождествляют железистые кварциты Ракитянской, Курско-Бесединских, Малоархангельских аномальных зон и Жидеевского и Береговского участков, другие [14] включают в нее также железистые кварциты Истобнянских, Шатиловских, Медвенских, Мантуровских, Змеевских, Волоконовских, Лев-Толстовских и целого ряда других аномалий. В. Н. Гусельников [8] с этой формацией связывает, кроме упомянутых, железистые кварциты Фатеевских аномалий. Такой разницей в типизации железистых кварцитов указанных аномалий вызван недостаточной их изученностью, в результате чего железистые кварциты многих аномалий ошибочно отнесены к данной формации. Это особенно относится к Алексеевским, Волоконовским, Лев-Толстовским аномалиям, железистые кварциты которых по текстурному облику и вещественному составу не отличаются от железистых кварцитов курской серии, к тому же они ассоциируют с кристаллическими сланцами и гнейсами, которые, не обнаруживая признаков метавулканитов серии, выявляют текстурные особенности, присущие осадочным породам (разномасштабная ритмичность полосчатых элементов).

Железистые кварциты Лев-Толстовских аномалий образуют достаточно мощную толщу (200 м), особенность разреза которой состоит в том, что сланцы, отвечающие нижней курской свите, и подстилающие их метапесчаники сильно редуцированы; в результате создается иллюзия непосредственного залегания толщи железистых кварцитов на эффузивном комплексе михайловской серии. Железисто-кварцитовая толща Лев-Толстовских аномалий по набору типов железистых кварцитов и характеру строения аналогична железисто-кварцитовым толщам курской серии других участков и поэтому должна быть отнесена к криворожскому типу железисто-кремнистой формации. Примеры надежно установленных железистых кварцитов, отождествляемых с железисто-кремнисто-метабазитовой формацией на КМА, малочисленны. Это железистые кварциты,

связанные с Жидеевскими аномалиями в районе Михайловского месторождения, вскрытые на Береговском участке (в районе Яковлевского месторождения) и на Тарасовских аномалиях в районе Дичнянско-Реутецкого месторождения.

По-видимому, с метабазитовой формацией следует связывать железистые кварциты Кривецких аномалий, подсеченные скв. 82-к между Шатиловскими и Медвенскими аномалиями (на юго-восточном продолжении Кривецких аномалий). Они залегают в толще мигматизированных меланократовых биотитовых и биотит-амфиболитовых гнейсов, местами содержащих прослои амфиболитов (по 10—50 см) в виде горизонта (20 м), состоящего из переслаивающихся пластов железистых кварцитов (5—15 м) и амфиболитов (1—5 м) с прослоями безрудного кварцита (0,1—0,5—3—4 см). Кровлю и почву горизонта железистых кварцитов образуют тела амфиболитов (7—8 м), в подрудном горизонте которых отмечаются прослои магнетитового кварцита (до 10—20 см). В кварцитах, имеющих силикатный и магнетитовый состав, силикаты развиты в виде бессистемной вкрапленности и пятнистых скоплений, что придает полосчатости своеобразный узелково-линзовидный облик. В целом залежи железистых кварцитов, связанные с метабазитами, отличаются ограниченными масштабами и промышленного значения не имеют. Это подтверждает справедливость вывода Д. А. Уайта [21], Р. В. Бейли и Х. Л. Джеймса [1] о том, что вулканизм сыграл скорее отрицательную чем положительную роль в накоплении железа.

ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТО-СЛАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ (криворожский тип)

С этой формацией связана большая часть магнитных аномалий и огромные по запасам залежи железистых кварцитов. Последние образуют в мощной толще метапесчанико-алевролит-сланцевых пород протерозоя четыре подсветы мощностью от первых десятков до нескольких сотен (300—500) метров. Они разобщены толщами (от 50—100 м до 800 м) филлитовых сланцев или ритмичнослоистых филлит-алевролитов с прослоями и пачками метапесчаников и кристаллических известняков и доломитов. Характерно, что железистые кварциты данной формации (всех четырех подсвет) находятся в постоянном парагенезисе с черными филлитовыми сланцами, которые непосредственно подстилают и перекрывают их, а также образуют внутриформационные прослои мощностью от нескольких сантиметров до 10—15 м.

Размеры залежей железистых кварцитов, отвечающих железорудным подсветам, различны. Наибольшую мощность имеет вторая курская подсвета (в среднем 300—500 м). С ней связаны основные запасы железистых кварцитов и приуроченных к ним богатых железных руд остаточного типа. В направлении к периферическим частям Брянско-Белгородского и Орловско-Оскольского синклиналиев мощность залежей железистых кварцитов, участвующих в строении локальных синклинальных структур, резко уменьшается до 10—20 м.

Железистые кварциты подсвет обладают как общностью минерального состава и текстурно-структурных особенностей, так и некоторыми специфическими чертами. Железистые кварциты нижних кварцитовых подсвет имеют более разнообразный минеральный состав и в соответствии с ним подразделяются на разновидности: слоборудные силикатные (биотит, куммингтонит, амфибол, пироксен), силикат-магнетитовые (биотит-магнетитовые, куммингтонит-магнетитовые, тремолит-магнетитовые, стильпно-мелан-гематит-магнетитовые, щелочно-амфибол-магнетитовые, эгирин-магнетитовые), магнетитовые, железнослюдко-магнетитовые и железнослюдковые.

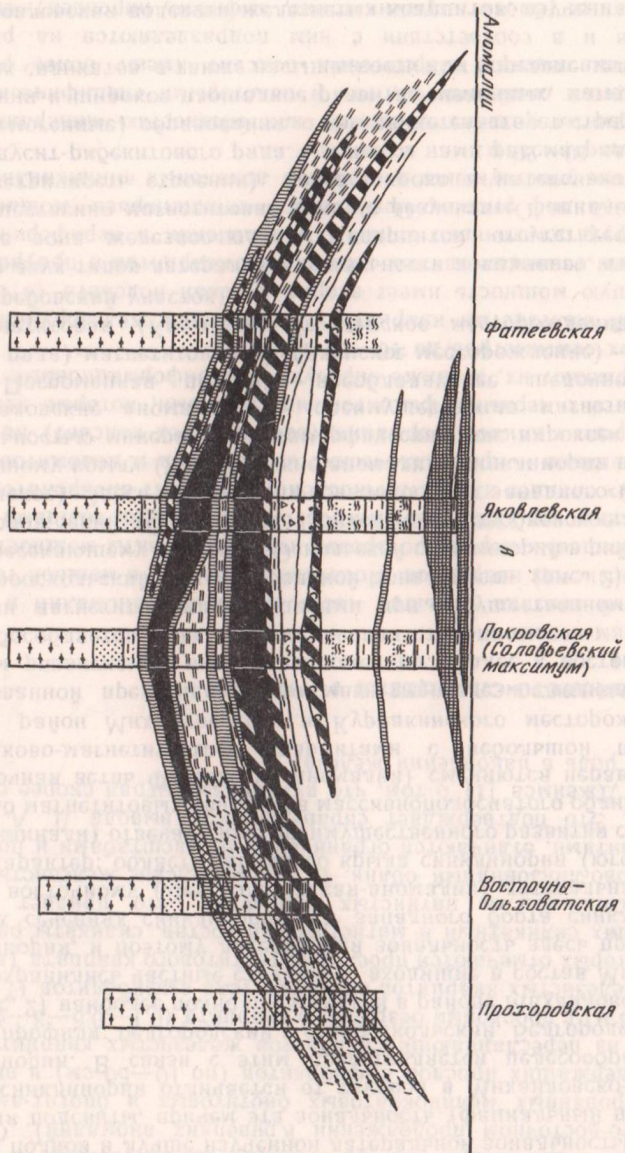
Указанные типы железистых кварцитов в разрезе образуют переслаивающиеся между собой горизонты. При этом разрез железорудных пачек, как правило, начинается и завершается горизонтами различной мощности силикатных и силикат (биотит, куммингтонит, актинолит) - магнетитовых кварцитов, местами содержащих карбонаты. Внутренние части пачек сложены щелочноамфибол (с эгиринном) - магнетитовыми и железнослюдко-магнетитовыми кварцитами. Последние приурочены к срединным

частям горизонтов щелочноамфибол-магнетитовых кварцитов. Железисто-кварцитовые пачки обладают латеральной зональностью, что находит отражение в различном строении разрезов железорудных толщ в разных структурных зонах. При этом каждая кварцитовая пачка характеризуется своими особенностями латеральной зональности, являющейся отражением фациального профиля в период седиментации.

Наиболее полной и лучше изученной латеральной зональностью обладают нижне- и верхнекурская подсвиты, причем эта зональность (фациальный профиль) в Орловско-Оскольском синклинории отличается от таковой в Михайловско-(Брянско-)Белгородском синклинории. В связи с этим представляется целесообразным выделить два фациальных профиля: белгородский и старооскольский. Белгородский тип фациального профиля (рис. 2) наиболее полно представлен в районе Михайловского месторождения, где лучше сохранились частные структуры, входящие в состав Михайловско-Белгородского синклинория, и поэтому латеральная зональность здесь проявилась отчетливее, чем в других сечениях синклинория. От западного борта синклинория (Фатеевские аномалии) к восточному (Лев-Толстовская-аномалия) латеральная зональность имеет следующий характер: область западного крыла синклинория (юго-западная ветвь Фатеевской синклинали) отвечает зоне преимущественного развития силикат-магнетитовых и существенно магнетитовых кварцитов массивнополосчатого облика, которые к востоку (северо-восточная ветвь Фатеевских аномалий) сменяются неравномернополосчатыми железослюдково-магнетитовыми кварцитами с небольшой примесью щелочного амфибола, а район Михайловского и Курбакинского месторождений соответствует зоне, образованной преимущественно магнетит-железослюдковыми кварцитами со значительным развитием в них стильпномелана. Далее к востоку (Лев-Толстовская аномалия) обособляется зона, представленная стильпномелан-магнетитовыми и мономинеральными магнетитовыми кварцитами при несущественном развитии железной слюдки. Старооскольский тип латеральной зональности (рис. 2) детально изучен по профилю, пересекающему Орловско-Оскольский синклинорий в районе Старооскольской группы месторождений (Осколецкое, Панковское, Коробковское, Лебединское, Крамское, Стойленское): Здесь латеральная зональность от западного (Шаталовские аномалии) к восточному крылу (Ястребовские аномалии) синклинория выражена следующей последовательностью минералого-метаморфических зон: пироксен (амфибол) магнетитовая (Шаталовские аномалии) → преимущественно магнетит-железослюдковая (Огибнянско-Погромецкая полоса) → преобладающее щелочноамфибол (родусит-рибекитового ряда)-магнетитовая (Лебединское месторождение) → щелочной пироксен (эгирин)-магнетитовая (Крамское, Стойленское месторождения) → пироксен-магнетитовая (Ястребовский участок).

Сравнение двух типов латеральной зональности показывает, что в старооскольском типе угнетена зона железослюдковых кварцитов, отсутствует или редуцирована западная, существенно магнетитовая зона (в результате фациальный профиль приобретает асимметричность строения), более широко и интенсивно развиты щелочные амфиболы родусит-рибекитового ряда. Силикаты нами рассматриваются как первично-осадочные (хемогенные) образования, о чем свидетельствует стратиформный характер распространения и широкое площадное развитие щелочных, магнезиальных и железомagneзиальных силикатов, а также насыщенность ими определенных стратиграфических горизонтов.

Третья, яковлевская подсвита железистых кварцитов, изученная еще недостаточно, имеет небольшое площадное развитие и максимальную мощность в районе г. Белгород (150 м, скв. 2123). Особенность ее строения та, что она сложена преимущественно магнетит-сидерит-куммингтонитовыми кварцитами (широко- и грубополосчатыми), и лишь не более 1/5 мощности пачки приходится на силикат (куммингтонит)-магнетитовые кварциты (средняя часть). Эта пачка характеризуется сокращенным фациальным профилем, состоящим из двух фациальных зон: карбонат-силикатной (куммингтонит-сидеритовой с примесью магнетита) и существенно магнетитовой, гематитовая же фация отсутствует.



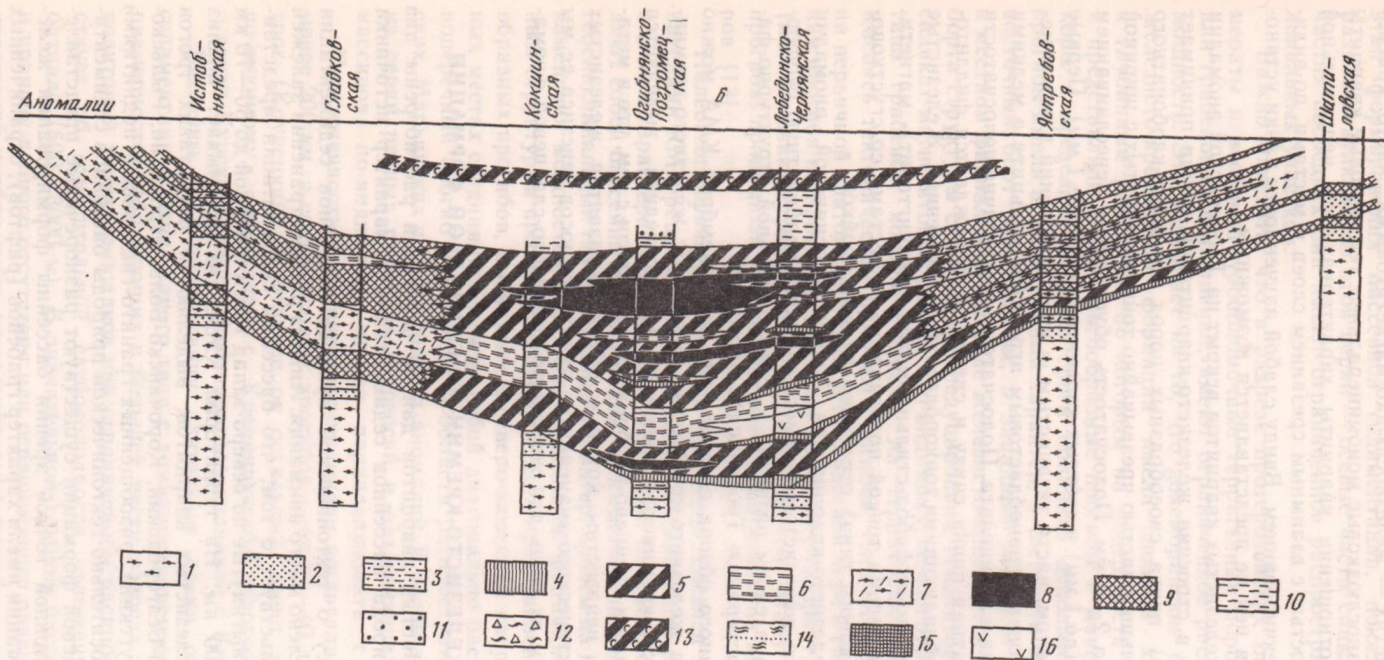


Рис. 2. Формационные профили железисто-кремнисто-сланцевой формации КМА

А — белгородский тип; Б — старооскольский тип; 1 — кристаллические сланцы и гнейсы обоянской серии (AR_{ov}); 2 — метапесчаники и гравелиты базальной части нижнекурской свиты ($PR k_1^1$); 3 — подрудные филлиты нижнекурской свиты ($PR k_1^2$); 4 — железистые кварциты среднекурской свиты; 5 — силикат-магнетитовые и магнетитовые кварциты среднекурской свиты; 6 — внутриформационные филлитовые сланцы среднекурской свиты ($PR k_2^1$); 7 — кристаллические сланцы, представляющие высокометаморфизованную фацию сланцев среднекурской свиты ($PR k_2$); 8 — железослюдковые и магнетит-железослюдковые кварциты среднекурской свиты ($PR k_2$); 9 — железистые кварциты силикат-магнетитового состава массивного и массивно-кристополосчатого облика; 10 — филлиты, часто углитые; 11 — конгломераты, обломки которых представлены железистыми кварцитами; 12 — филлиты с вкрапленностью магнетита и гематита; 13 — железистые кварциты сланцы волнисто-слоистого сложения; 14 — алеврофиллиты и карбонат-филлитовые сланцы среднекурской свиты; 15 — железистые кварциты белгородского горизонта; 16 — силловая залежь амфиболитов в толще железистых кварцитов

Четвертая, белгородская подсвета подверглась размыву, поэтому полная мощность ее остается неустановленной. Видимая максимальная мощность ее 150 м (скв. 1800). В кровле и почве она сложена карбонат-силикат-магнетитовыми грубополосчатыми кварцитами, во внутренних частях — железослюдко-магнетитовыми, часто красно-полосчатыми кварцитами; железослюдковые мономинеральные гематитовые кварциты не встречены. В текстурном отношении кварциты характеризуются неправильной волнисто-линзовидной полосчатостью с взаимным срезанием слоев и местами, по-видимому, конседиментационным брекчированием. Ввиду слабой изученности пачки установить латеральную зональность в ней не представляется возможным.

Своеобразный парагенезис железистых кварцитов вскрыт на Троснянской аномалии (Курско-Орловский район), где в строении железисто-кварцитовой толщи принимает участие мощная (более 100 м) пачка своеобразных пород слюдяно-карбонатного состава (мраморизованных), большей частью чрезвычайно тонкополосчатых с шириной слоев от долей миллиметра до 2—4 мм. Полосчатость обусловлена переслаиванием прослоек темных силикатных (до 1 мм) и светлых кальцитовых (более 1 мм). Первые сложены преимущественно биотитом, часто титанистым, в виде включений в них отмечается актинолит; вторые образованы гранобластовым агрегатом кальцита с мелкими включениями плагиоклаза, кварца и актинолита. Полосчатость аналогична полосчатости железистых кварцитов. Карбонатная пачка снизу и сверху сопровождается филлитовыми сланцами, местами также обладающими тонкополосчатым сложением. Железистые кварциты обычно силикат (щелочно-амфибол-стильпномелан-кумминтонит)-магнетитового состава характеризуются весьма тонкой полосчатостью, местами со сгустково-точечно-сегрегационным (рябчикового типа) строением рудных слоев.

Своеобразное строение железисто-кварцитовой толщи Троснянской аномалии заставляет выделить ее в особую железисто-кремнисто-сланцево-карбонатную субформацию (фацию), приуроченную в своем развитии к самостоятельной структурно-фациальной зоне, отвечающей простирацию Троснянской аномалии.

Таким образом, из приведенного обзора следует, что для докембрия КМА можно выделить два генетических типа железисто-кремнистых формаций: железисто-кремнисто-метабазитовую и железисто-кремнисто-сланцевую (в последней выделяется в качестве субформаций гнейсовая и сланцево-карбонатная). В связи с тем, что в метабазитовой формации на КМА неизвестны крупные объекты развития железистых кварцитов и эта формация практического значения не имеет, вопросов генезиса ее мы касаться не будем, а рассмотрим их лишь для железисто-кремнисто-сланцевой формации.

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТО-СЛАНЦЕВОЙ ФОРМАЦИИ

В проблеме генезиса железистых кварцитов данной формации рассмотрены два ее аспекта — тектоническая природа бассейнов седиментации и характер источника железа.

В работах по КМА вопросу о тектонической природе бассейнов седиментации железисто-кремнистых толщ уделено много внимания. Анализ распространения залежей железистых кварцитов свидетельствует о том, что бассейны седиментации представляли собой относительно узкие, вытянутые на северо-запад трогои шириной до 50—70 км и протяженностью до 700—1000 км. На территории КМА, как показывает анализ измерения разрезов толщи железистых кварцитов, выделяются пять таких трогов (Орловско-Оскольский, Брянско-Белгородский, Корочанско-Большетроицкий, Рыльско-Борисовский и Крупец-Кременчугский), разобренных гранито-гнейсовыми поднятиями типа срединных кордильер. Относительно тектонической природы бассейнов седиментации железисто-кремнисто-сланцевой формации существуют разногласия. В соответствии с традиционной точкой зрения бассейны формирования железисто-кремнисто-сланцевой формации имели характер грабенов (рифтов), ограниченных глубинными разломами [8, 12]. Современная модель таких докембрийских структур по этим представлениям — грабен Красного моря. В последние годы [10] эти бассейны

стали отождествлять с протоавлакогенами, но заложение этих структур связывают также с глубинными разломами, ограничивающими блоки опускания. Анализ распространения вулканогенных пород михайловской серии, которой фиксируется инициальный этап формирования бассейнов седиментации, показывает, что основная область развития вулканитов этой серии — осевые части синклинорных структур. В бортовых частях последних они имеют ограниченное распространение преимущественно в виде локальных участков.

Важно отметить, что в разрезе протерозойских отложений района КМА конгломераты и вообще грубообломочные терригенные породы, являющиеся характерными для грабеновых выполнений, имеют ограниченное распространение и незначительную мощность. Это указывает на то, что докембрийские бассейны седиментации осадков железисто-кремнистой формации имели шовный характер. Они приурочивались к глубинным разломам, по которым на поверхность поступал мантийный материал, и представляли собой трогообразные прогибы с максимальным погружением земной коры в пределах разлома. Трoghi обладали довольно крутыми бортами. Отдельные прогибы имели асимметричный характер, в частности Орловско-Оскольский, у которого восточный борт был отлогим, а западный довольно крутым, что нашло отражение в местном фациальном профиле железисто-кремнистой формации (в области западного борта структуры существенно редуцированы гематитовая и окаймляющая ее с запада силикат-магнетитовая фации). По-видимому, нельзя отрицать существования и прогибов типа грабенов, которые, однако, на территории КМА не были определяющими. Касаясь тектонической природы прогибов, следует отметить, что они закладывались на первичной кратонизированной сиалической коре в связи с ее деструкцией. О заложении прогиба на протократоне свидетельствует тот факт, что в вулканогенном комплексе (михайловская серия), отвечающем начальному этапу (деструктивной фазе) развития прогиба, принимают участие кислые магматиты типа кварцевых порфиров и кератофилов [13].

Палеогеографические аспекты проблемы генезиса железистых кварцитов исследователями КМА решаются неоднозначно. Наибольшие разногласия относятся к вопросу о типе и характере бассейнов седиментации. Согласно одним [14], последние представляют собой бассейны озерного типа. В представлении других [2, 7, 9, 13, 17] они имели геосинклинальный глубоководный характер, причем на КМА, как это следует из анализа изменения мощностей железисто-кремнистой формации по региональным синклинальным структурам протогеосинклиналь была представлена системой обособленных трогообразных прогибов, вытянутых в северо-западном направлении. Эти прогибы в отдельных местах соединялись между собой диагонально расположенными прогибами. Такой поперечный прогиб намечается в области распространения Бобрышевских, Прохоровских, Марьянских и Истобнянских аномалий. В целом эту систему прогибов, состоящую из серии разных размеров депрессий и разделяющих их поднятий типа срединных массивов, по-видимому, можно параллелизовать с парагеосинклиналями неогена.

Протяженность протопарагеосинклинали достигала 1000—1200 км, при ширине не менее 200 км, а составляющих прогибов — от 20—40 до 60—70 км. Крайний западный трог (Крупецкий), в отличие от остальных, имеет меридиональное простираание и, по-видимому, соединялся с Кременчукско-Криворожским трогом, свидетельствуя о связи Курско-Белгородской парагеосинклинали с Криворожской.

Бассейны осадконакопления длительное время обладали терригенно-хемогенной седиментацией флишоидного типа с доминированием осадков алевритовой и пелитовой размерностей, образующих в большей части разреза тонкое переслаивание. Алеврит-пелитовый характер осадков при ограниченном распространении псаммитов свидетельствует об относительной глубоководности отложений, отвечающих, по-видимому, батиалям (500—3000 м). В значительной глубине бассейнов, очевидно, следует видеть и причину полного отсутствия или ограниченного развития в разрезе рассматриваемых отложений карбонатных (известняковых) фаций.

Бассейны седиментации характеризовались беспокойной тектонической обстановкой с проявлением (особенно на стадии формирования железисто-кремнистых толщ)

подводных грязевых потоков и оползневых явлений, что подтверждается наличием в железистых кварцитах хотя и маломощных, но довольно распространенных олистостромов и разнообразной по морфологии микроскладчатости. Характерно, что эти явления приурочены к определенным фаціальным зонам существенно гематитовым и щелочноамфибол-магнетитовым кварцитам. Отмеченные особенности строения железисто-кремнистых толщ указывают и на характер ложа бассейна седиментации. Он, в частности, характеризовался крутыми склонами, достаточными для возникновения мутьевых потоков и оползневых явлений, ответственных за проявление в железистых кварцитах мелких олистостромов и чрезвычайно сложной микроскладчатости.

Следует отметить, что гидродинамические условия в бассейнах в периоды образования железисто-кремнистых отложений, отвечающих железисто-кварцитовыми толщами, слагающими разные стратиграфические уровни, не были одинаковыми.

Описанная выше модель бассейнов дана применительно к основным толщам железистых кварцитов (для первых двух подвидов их: ниже- и верхнекурской). При формировании яковлевского и белгородского горизонтов бассейны были более мелководными, поскольку такие глубоководные фации, как гематитовые, в разрезах толщ железистых кварцитов названных горизонтов отсутствуют. Кроме того, в этих породах значительным развитием пользуются карбонаты железа и куммингтонит. На характер отложений, составляющих протерозойский рудоносный комплекс (включая алевролит-филлитовые сланцевые толщи, вмещающие железистые кварциты), оказал влияние и рельеф земной поверхности возле бассейна седиментации, которая представляла собой платообразные пространства с интенсивно развитой специфической корой выветривания, определившей необычный характер осадконакопления.

Своеобразным был и температурный режим бассейнов. В связи с этим представляют интерес исследования [12, 18, 19], согласно которым среднегодовая температура на поверхности Земли около 3 млрд. лет назад составляла около 70 °С, т. е. была более высокой, чем в любом современном экваториальном районе Земли. Уже в раннем протерозое создавалась латеральная зональность градиента теплопроводности [4], чем был обусловлен неодинаковый нагрев разных структурных элементов протогеосинклинальной системы. Наиболее интенсивным он был в пределах срединных массивов и их склонов и минимальным — в проксимальных частях прогибов, что и обусловило наибольшую интенсивность процессов метаморфизма пород железисто-кремнистой формации в периферических частях зон их распространения, т. е. там, где они залежали в области срединных массивов. Температура воды в бассейнах верхнего архея — нижнего протерозоя, очевидно, была тоже достаточно высокой, по крайней мере на периферических участках (по-видимому, не ниже 50—70 °С); только в наиболее глубоких частях бассейнов она была более низкой.

Относительно высокая температура земной поверхности и гидросферы исключила возможность транспортировки железа из области питания в виде взвеси гидроокислов железа и предопределила миграцию его в форме легкорастворимого соединения, каким, наиболее вероятно, был бикарбонат железа. Садка железа шла в виде магнетита и гематита, а также силикатов и алюмосиликатов. При этом магнетит осаждался в более высокотемпературных зонах, тяготеющих к внешним частям бассейна седиментации, а гематит — во внутренних, а более низкой температурой воды и более высоким кислотным потенциалом. Именно температурным режимом протерозойских бассейнов седиментации можно объяснить инверсию фациального профиля железнакопления в сравнении с железистым фаціальным профилем, присущим фанерозойским отложениям.

Учитывая структурно-фаціальность в развитии силикатов железа и сопряженность одних из них (куммингтонита, биотита) только с магнетитом, а других (щелочных амфиболов рибекит-родуситового ряда и эгирина) с гематитом и магнетитом, можно прийти к заключению о седиментогенном генезисе первичного вещества, послужившего исходным материалом для силикатов железа. При этом осадки, из которых кристаллизовались биотит и куммингтонит, отлагались на периферических участках бассейнов, а щелочные силикаты и алюмосиликаты образовывались в более глубинных частях фациального профиля.

Широкое, глобальное распространение железисто-кремнистых образований в нижне-среднепротерозойских отложениях и уникальный масштаб концентрации железа в отложениях протерозоя, не имеющих себе аналогов в фанерозое, дают достаточное основание эту часть протерозоя выделить под наименованием «феррозоя».

Примечательно, что разрез железисто-кремнисто-сланцевых и железисто-кремнисто-карбонатных формаций нижнего-среднего протерозоя различных регионов земного шара (Канада, Индия, Бразилия, Австралия) характеризуется сходным строением: в характере и наборе пород железисто-кварцитовых горизонтов, подсветит или свит, в зависимости от принятой номенклатуры стратиграфических подразделений. По данным Р. Г. Шмидта [20] в районе оз. Верхнего в разрезе докембрийских отложений выделяется до четырех горизонтов железистых кварцитов (разрезы Куюна, Годжебик).

Сходство удаленных разрезов, достигающее порой до полного тождества, и близкое количество в них горизонтов железистых кварцитов указывают на глобальный и суб-синхронный для обширных регионов характер процессов мобилизации железа, имевших исключительные масштабы, не проявлявшиеся ни раньше, ни позже в геологической истории Земли.

Нам представляется, что эти факты лучше всего согласуются с геологической моделью, предполагающей гипергенный характер процессов мобилизации железа, связанных с существованием в раннем-среднем протерозое особых климатических условий, существенно отличающихся от климатов фанерозоя. Некоторые исследователи [6] связывают крупные масштабы мобилизации железа с тропическим характером климата. Нам представляется естественнее предположение о том, что ранее- и средне-протерозойский климат по термическому режиму в определенной степени напоминал венерианский, поэтому его, по-видимому, правильнее определять как супертропический. Об этом свидетельствуют [5, 15] характерные для этого периода геологической истории Земли восстановительные свойства атмосферы, которая по составу напоминала венерианскую (H_2 , CH_4 , NH_3 , CO_2 и H_2O) и, будучи существенно углекислой, обуславливала «парниковый эффект». Поэтому процессы гипергенеза носили интенсивный и резко восстановительный характер. Этот наш тезис о восстановительном характере гипергенеза в протерозое подтверждается преимущественным развитием зелено- и сероцветных осадочных пород в протерозойских комплексах.

На первый взгляд развиваемые представления могут показаться парадоксальными и не согласующимися с тем, что в архее термический режим на поверхности Земли был более высоким и в этом случае процессы мобилизации железа во внешней геосфере должны быть еще более интенсивными, чем в протерозое. Однако столь грандиозных концентраций железа, как в нижнем протерозое, в архее не наблюдается. Причина этому, очевидно, та, что согласно имеющимся моделям раннего докембрия [18] в этот период континенты не имели «широкого распространения», и это время было временем господства панталласии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бейли Р. В., Джеймс Х. Л. Докембрийские железорудные формации США. — В кн.: Докембрийские железорудные формации мира. М.: Мир, 1975. 370 с.
2. Белевцев Я. Н. Геологическая структура и металлогения Криворожского железорудного бассейна. — В кн.: Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна. Киев: Изд-во АН УССР, 1955, с. 5—22.
3. Белевцев Р. Я. Прогрессивная метаморфическая зональность докембрия Украинского щита: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Киев, 1980. 50 с.
4. Белоусов В. В. О глубинных источниках эндогенных режимов материков. — Вестн. АН СССР. Сер. 4, Геология, 1978, № 1, с. 5—22.
5. Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 248 с.
6. Голивкин Н. И., Леоненко И. Н., Дунай Е. Н. и др. Прогнозная оценка железорудных формаций докембрия территории КМА. — Сов. геология, 1979, № 1, с. 60—75.
7. Гросс Г. Геолого-экономическая оценка железорудных месторождений. М.: Мир, 1969. 286 с.
8. Гусельников В. Н., Волков Г. И., Джурицкий А. Ф. Железисто-митабазитовая формация Фатевской структуры КМА. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 6, с. 60—75.

9. *Калыев Г. И.* Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев: Наук. думка, 1965. 190 с.
10. *Крестин Е. М.* Докембрий КМА и основные закономерности его развития. — Изв. ВУЗОВ. Геология и разведка, 1980, № 3, с. 3—18.
11. *Муратов М. В.* История Земли в докембрии: Ист. геология. М.: Недра, 1974. 320 с.
12. *Мухин Ю. В.* К вопросу о палеотемпературах земной поверхности. — Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 1, с. 39—41.
13. *Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
14. *Плаксенко Н. А., Щеголев И. И.* Особенности строения железорудных формаций, положения в разрезе докембрия КМА и их аналоги на Украинском щите. — Геол. журн. АН УССР, 1978, т. 38, № 6, с. 104—118.
15. *Фейрбридж Р. В.* Значение известняков и их Ca/Mg отношения для палеоклиматологии. — В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М.: Мир, 1968. 448 с.
16. *Формозова Л. Н.* Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. М.: Наука, 1973. 172 с.
17. *Чайкин С. И.* К познанию генезиса железистых кварцитов (на примере Курской магнитной аномалии). — В кн.: Геология рудных месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1976, т. 18, с. 5—19.
18. *Lambert P. I.* The thermal history of the earth in the Archean. — Precambrian res, 1980, N 3—4, p. 199—213.
19. *Tuscatte D. L.* On the thermal evolution of the earth. — Earth and Planet Sei Lett, 1980, N 1, p. 53—58.
20. *Schmidt R. G.* Geology and ore deposits of the Cuyana North Range, Minnesota, U. S. Geol. — Survey Prof. Paper, 1963, N 407. 96 p.
21. *White D. A.* The stratigraphy and structure of the Mesabi Range, Minnesota. — Minnesota Geol. Survey Bull. 1954, 38. 92 p.

УДК 551.311.231 : 551.71 / .72 (470.32)

Б. М. ПЕТРОВ

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ХИМИЗМА ПОЗДНЕАРХЕЙСКОЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ

Важное значение в литогенезе раннего протерозоя КМА имеет позднеархейская (докурская) кора выветривания, метаморфизованные реликты которой мощностью 0,5—20 м встречаются практически на всей территории региона [2—4, 6, 12—14, 22, 25, 27, 30—32] и ассоциируют с также широко развитой толщей олигомиктово-и мономиктово-кварцевых метапсаммитов и метапсефитов в основании курской серии, являющихся продуктом их перемыва. Эта «генеральная» [25] кора выветривания маркирует древнейшую из установленных на КМА поверхность выравнивания [30]. Она установлена на архейских породах различного возраста, основности и петрографического состава: плагиогнейсах обоянской серии, амфиболитах и кварцевых порфирах михайловской серии, плагиогранитах и мигматитах салтыковского комплекса. Находки хромшпинелидов в метапсефитах Старооскольского рудного района указывают на размыв не обнаруженных пока в реликтах кор выветривания на мелких телах позднеархейских ультрабазитов.

Вне зависимости от основности архейского субстрата в низах коры выветривания обнаруживается дезинтеграция материнской породы, появляется ориентированность минералов, серицитизируются полевые шпаты. Выше по профилю кора представлена полевощпат-серицит-кварцевым сланцем (на амфиболитах — с биотитом и хлоритом), в котором полевые шпаты значительно разложены и серицитизированы, кварц также подвергся дезинтеграции и серицитизации по трещинкам, появляется регенерированный кварц в червеобразных выделениях. Верхние из сохранившихся горизонтов кор на кислом субстрате представлены кварц-серицитовыми сланцами свилеватой текстуры, а на основном — кварц-хлорит-биотит-гранатовыми сланцами узловой текстуры со ставролитом, силлиманитом и мусковитом. Принадлежность этих образований к корам выветривания доказывается их постепенным переходом в неизменные материнские

породы, идентичностью типа цирконов в рассматриваемых сланцах и субстрате [6], наличием дезинтегрированных кварцевых жил архейского возраста, продолжающихся в субстрате [12, 13], сохранностью характерного для материнских пород титанового модуля и закономерным последовательным изменением вверх по профилю целого ряда петрохимических характеристик [4, 27]. Последние очень близки к характеристикам одновозрастных докряжовских метаморфизованных кор выветривания Украинского щита [8, 27]. Наряду с реликтами докурских кор в верхнем архее КМА (лебединская свита михайловской серии) иногда отмечаются линзы частично переотложенных продуктов коры выветривания, обогащенных глиноземом (до 36,34%), корундом, силлиманитом, ставролитом, гранатом и отличающихся резко измененным титановым модулем [6].

Сопоставление раннедокембрийских метаморфизованных кор выветривания с современными неметаморфизованными кора́ми во многом остается дискуссионным, что обусловлено сложностью, интенсивностью и длительностью геологических процессов, в которых им пришлось участвовать. Так, докурские коры КМА претерпели частичную эрозию, захоронение, эпигенез, а также метаморфизм и интенсивные дислокации в атаманскую эпоху гранитизации, регионально-контактового метаморфизма и демобилизации архейского субстрата. Сходным превращениям подверглись раннедокембрийские коры других регионов. Вследствие этих процессов минералого-петрографические и структурно-текстурные характеристики раннедокембрийских и молодых кор весьма различны и не могут дать уверенных и объективных сопоставлений. Традиционные «геохимические диаграммы кор выветривания» также неудобны для графических сопоставлений и непригодны для статистически значимых массовых сравнений. Представляется, что массовые сопоставления петрохимических, геохимических и других характеристик кор выветривания можно делать на основе сравнения их по балансу вещества. Такой подход позволяет сравнивать уплотненные, метаморфизованные, частично затронутые эпигенезом коры выветривания между собой и с эталонными профилями выветривания молодых кор.

Изменение объема пород коры выветривания при метаморфизме (и эпигенезе) значительно искажает результаты расчета баланса компонентов по «способу абсолютных масс». Хорошие результаты дает расчет баланса по «способу компонента-свидетеля», в качестве которого принимается практически неподвижный при гипергенезе (и метаморфизме) глинозем, содержащийся в породах субстрата и корах в значительном количестве, что снижает влияние ошибок при определении его концентраций [5, 7, 21, 24].

Опасения за неточность этого способа по сравнению со «способом абсолютных масс» [5] представляются преувеличенными. Ни тот, ни другой способ не является идеально точным. Глинозем обладает некоторой подвижностью, что, разумеется, вносит искажения в результаты расчета по способу компонента-свидетеля, но абсолютная их величина невелика. Так, в каолиновой зоне некоторых полных профилей погребенной неметаморфизованной докаменноугольной коры выветривания юго-западной части КМА отмечены тончайшие кристаллики diaspora. Предполагается, что он мигрировал в эту зону из зоны свободного глинозема при эпигенезе коры выветривания [23]. Его количество очень невелико (от единичных зерен до 1%) и не вносит существенных ошибок в расчет баланса компонентов. При расчетах по способу абсолютных масс также делается допущение о неизменности объема коры выветривания, что не вполне соответствует действительности. Коры выветривания, особенно погребенные, уплотняются, что вносит неконтролируемую ошибку в расчет баланса компонентов по способу абсолютных масс. Так, упоминавшиеся докаменноугольные коры юго-запада КМА погребены под осадочным чехлом мощностью до 600 м, что соответствует давлению около 150 кг/см^2 , испытываемому кора́ми десятки миллионов лет. Для оценки этой величины укажем пределы прочности на сжатие (в лабораторных условиях), составляющие для известняков 490—1050 и для песчаников — 280—560 кг/см^2 [19], для аллитов и бокситов из верхних зон докаменноугольных кор юго-запада

КМА — в среднем 119 кг/см² [по 260 пробам] и лишь для 5% из 260 проб они выше 300 кг/см². Доказано, что в погребенной коре выветривания железистых кварцитов Лебединского участка КМА усадка верхних зон профиля равна 26,6—53,6% первоначальной мощности [36].

Таким образом, способ расчета баланса вещества по компоненту-свидетелю может быть успешно применен к корам любого возраста, а для метаморфизованных кор является наиболее надежным способом. Ряды подвижности основных компонентов в докаменноугольных корах юго-запада КМА, рассчитанные нами двумя упомянутыми способами, совпали. Общий баланс вещества на профилях выветривания (В) рассчитывается из формулы:

$$B = \frac{1000C(Al_2O_3)^d}{C(Al_2O_3)^{KB}} - 1000 = \frac{1000}{K} - 1000 \text{ (кг/т)},$$

где $C(Al_2O_3)^c$ — концентрация (мас. %) глинозема в субстрате коры выветривания; $C(Al_2O_3)^{KB}$ — то же, в исследуемой зоне коры выветривания, К — коэффициент накопления глинозема в коре выветривания:

$$K = \frac{C(Al_2O_3)^{KB}}{C(Al_2O_3)^c}$$

Баланс отдельного породообразующего компонента (b_{RO} , в % от содержания этого компонента RO в субстрате) определяется из выражения:

$$b_{RO} = \frac{100C(RO)^{KB}}{KC(RO)^c} - 100 (\%),$$

где $C(RO)^c$ — концентрация (мас. %) компонента RO в субстрате; $C(RO)^{KB}$ — то же, в исследуемой зоне коры.

Аналогично может быть рассчитан баланс микрокомпонента (b_x), в г/т:

$$b_x = \frac{C_x^{KB}}{K} - C_x^c \text{ г/т},$$

где C_x^c — концентрация (г/т или $n \cdot 10^4\%$) микрокомпонента x в субстрате; C_x^{KB} — то же, в коре выветривания.

Тот же баланс в процентах от содержания микрокомпонента в субстрате рассчитывается из выражения

$$v_x = \frac{100C_x^{KB}}{KC_x^c} - 100\%,$$

где концентрации микрокомпонентов могут быть взяты в любых единицах. Знак минус перед результатами расчета по всем приведенным выражениям обозначает вынос, плюс — привнос. При необходимости выполнять многочисленные расчеты балансов легко может быть составлена несложная программа для ЭВМ. Путем таких расчетов для верхних горизонтов реликтов докурских кор выветривания нами получены ряды подвижности основных компонентов в коре по амфиболитам: $K_2O < Al_2O_3 < Fe_2O_3 < SiO_2 < FeO < MgO < CaO < Na_2O$ и по плагиогранитам: $K_2O < Al_2O_3 = Fe_2O_3 < CaO < SiO_2 < MgO < FeO < Na_2O$ (положение кальция искажено наложенной карбонатизацией). Эти ряды близки к рядам подвижности, описанным [7] для одновозрастных доквивровских метаморфизованных кор выветривания, и в целом близки к рядам подвижности для молодых кор. Исключение составляет активное накопление калия, отмеченное также большинством исследователей метаморфизованных кор выветривания в других регионах [5, 7, 10, 17, 20, 32]. Известно, что калий фиксируется в гидрослюдах, а поэтому может накапливаться в гидрослюдистой зоне профиля молодых кор выветривания [16, 18, 35]. Отсюда напрашивается вывод о том, что в реликтах раннедокембрийских кор сохранилась лишь зона гидрослюд, а характерные для нее

закономерности ошибочно распространяются на весь процесс выветривания в раннем докембрии [10, 35].

Для исследования этого вопроса нами рассмотрено поведение K и SiO_2 в корях выветривания различного возраста и разных регионов на основе сопоставления в них баланса вещества, рассчитываемого по способу компонента-свидетеля. Результаты их сопоставления по другим компонентам и характеристикам должны составить предмет отдельной работы.

В качестве эталона приняты неметаморфизованные погребенные докаменноугольные коры выветривания юго-западной части КМА в основном по разрезам с полным, реже неполным профилем выветривания. Субстратом исследованных профилей являются различные парасланцы, реже сиениты раннего протерозоя. Химизм этих профилей охарактеризован расчетами баланса вещества на основе 216 полных химических анализов, заимствованных из литературы [23, 31] и любезно предоставленных автору Ф. Я. Волочаевым и Т. А. Хрестинной. Выделение зон в профилях по неопубликованным данным выполнено Ф. Я. Волочаевым по минералого-петрографическим данным. Химизм профилей докурских метаморфизованных кор охарактеризован балансами вещества на основе 18 полных химических анализов по материалам автора и опубликованным данным [4, 27, 32]. Для сравнения такие же расчеты сделаны по 37 химическим анализам опубликованных профилей раннедокембрийских (преимущественно одновозрастных докурской) метаморфизованных кор выветривания Карелии и Криворожья [5, 7, 16, 21, 32, 33].

Как видно из рис. 1 (а), общий вынос вещества в докаменноугольных корях колеблется от 60 до 665 кг/т, составляя в зонах дезинтеграции и гидрослюд 60—320, каолинита — 330—430 и свободного глинозема — 500—665 кг/т. Границы зон можно было изобразить не линией, а полосой пограничных значений, но наличие в зонах коры минералов, характерных для других зон профиля, делает их выделение несколько субъективным и позволяет принять предлагаемые условные значения 325 и 475 кг/т. Так, например, свободный глинозем иногда встречается в верхах зоны каолинита.

Основной компонент, выносимый из сланцев субстрата, — кремнезем, среднее содержание которого в субстрате составило 60,3%. Практически все фигуративные точки выноса SiO_2 различных профилей легли на одну прямую, что позволяет наметить границы зон профиля также по выносу SiO_2 (47 и 67%). Предполагается, что профили выветривания по мафит-ультрамафитам дали бы график, более приближенный к оси ординат, однако в эталонной докаменноугольной коре юго-западной части КМА полные профили на таких породах не обнаружены. Параллельно с выносом SiO_2 снижается содержание в продуктах выветривания кварца, но даже в каолиновой зоне его содержание составляет 5—15 мас. % (см. рис. 1, а).

Описанный баланс SiO_2 позволяет использовать его вынос как второй опорный коэффициент при сравнении химизма кор, т. е. сравнивать их по условно неподвижному компоненту-свидетелю (глинозему), накопление которого характеризуется на сопоставительном графике общим выносом вещества, и закономерно подвижному компоненту (кремнезему), характеризующему его собственным выносом. Проанализируем с этой точки зрения метаморфизованные раннедокембрийские коры. Как видно из рис. 1, б, общий вынос вещества для большинства этих кор не превышает 325 кг/т, что отвечает зонам дезинтеграции и гидрослюд, но в верхах отдельных профилей он достигает 400—596 кг/т, что указывает на наличие зоны каолинита и низов зоны свободного глинозема. Фигуративные точки выноса SiO_2 в реликтах кор на лейкократовом субстрате подчиняются той же закономерности, что и точки выноса кремнезема в докаменноугольных корях КМА. Для большинства (25 из 31) реликтов вынос SiO_2 не превышает 45% (что отвечает зонам дезинтеграции и гидрослюд), но в верхах некоторых кор отмечается вынос до 62,3% кремнезема (верхи каолиновой зоны). В число этих точек входят и

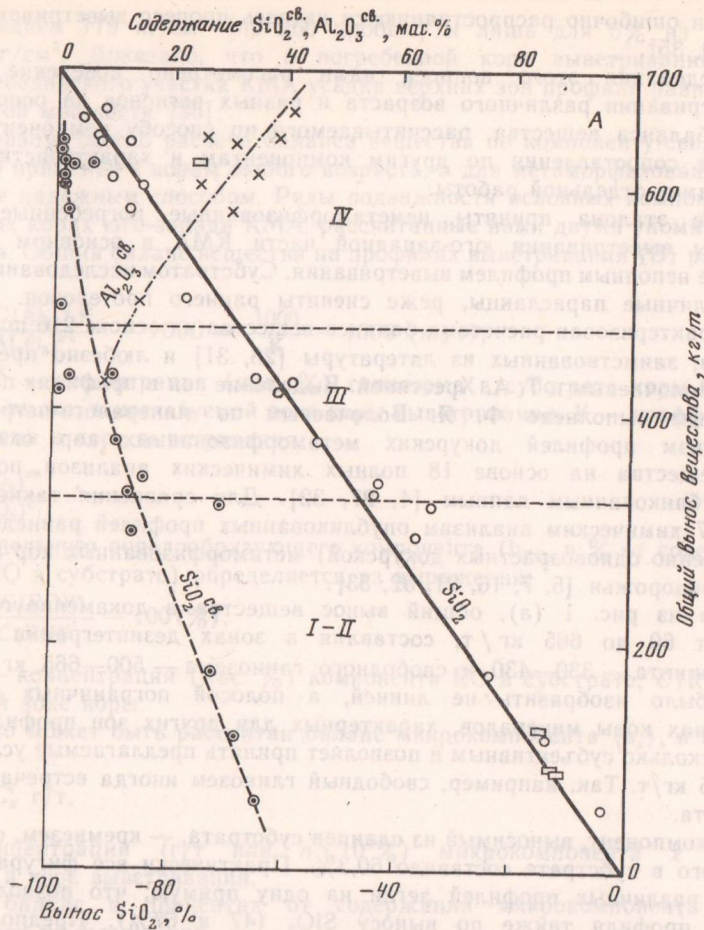
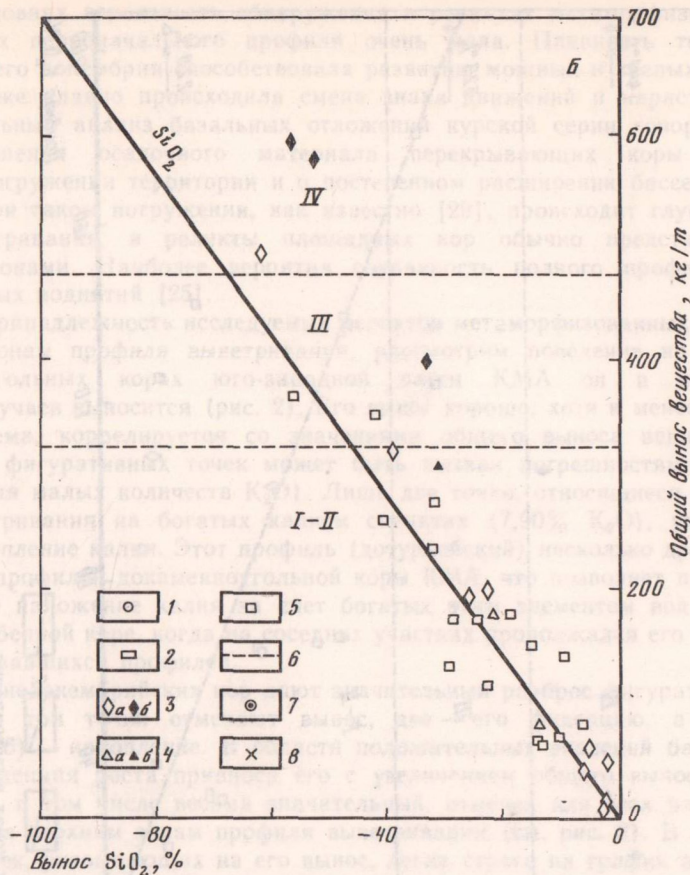


Рис. 1. Поведение кремнезема и свободного глинозема в древних захороненных корях выветривания А — неметаморфизованные докаменноугольные коры выветривания юго-западной части КМА; Б — метаморфизованные реликты кор раннего докембрия различных регионов. Фигуративные точки баланса компонентов (% от содержания в субстрате) на профилях докаменноугольных неметаморфизованных кор КМА (1 — полного профиля на различных сланцах, 2 — неполного профиля на сенинтах), то же, на профилях раннедокембрийских метаморфизованных кор (3 — КМА, 4 — Криворожье; а — на лейкократовом субстрате, б — то же, на меланократовом; 5 — Карелия, на лейкократовом субстрате); 6 — границы зон коры выветривания: 1—II — дезинтеграции и гидрослюд, III — каолинитовая, IV — лейкократового глинозема; содержание в докаменноугольной коре КМА: 7 — свободного кремнезема, 8 — свободного глинозема

точки, характеризующие коры на амфиболитах КМА, для которых вынос кремнезема должен быть естественно меньше, так как его доля в составе продуктов выноса ниже, чем в лейкократовом субстрате. Некоторое кажущееся снижение выноса кремнезема может быть следствием окварцевания верхней части коры. Выше отмечалось появление в верхах реликтов кор червеобразных выделений вторичного кварца.

Таким образом, общий баланс вещества и баланс кремнезема в реликтах метаморфизованных раннедокембрийских кор выветривания подтверждают представления [4, 7, 35 и др.] о широком преобладании среди них зон дезинтеграции и гидрослюд. В то же время верхи некоторых реликтов отвечают каолининовой зоне, что допускается и другими исследователями [5, 10, 17, 20, 32, 33]. В кварц-серицитовых сланцах из верхов таких кор электронная микроскопия иногда выявляет мельчайшие включения каолинита, которые рассматриваются как реликтовые [17, 33]. В отдельных случаях (в первую очередь на амфиболитах михайловской серии КМА) сохранились нижние части зоны свободного глинозема, что не противоречит ранее



высказанным представлениям [10, 17] о вероятности развития этой зоны в ранне-докембрийском профиле выветривания. За исключением отдельных зернышек корунда, минералы свободного глинозема в верхах кор не встречены. Окислы и гидроокислы глинозема неустойчивы даже в эпигенезе и подвергаются силификации уже при захоронении кор [9, 34]. При метаморфизме происходит дальнейшее их преобразование в альмандин и ставролит, характерные для «узловатых» сланцев верхней части профиля реликтов метаморфизованных кор КМА. Иногда образуются андалузит, дистен, силлиманит, корунд. Однако продукты перемыва докурских кор выветривания, слагающие базальный горизонт курской серии, в целом небогаты глиноземом. Его содержания в наиболее распространенных породах — кварцевых метапсаммитах — по 27 пробам колеблются от 0,38 до 8,22%, составляя в среднем 3,24%. Очевидно, образование полного профиля выветривания в докурских корах было скорее частностью, чем закономерностью. Можно предположить, что в них преобладали площади с неполным профилем с мощной зоной каолинита, содержащей значительные количества кварцевых зерен и обломков кварца из пегматитовых и гидротермальных жил. Этот кварц послужил петрофондом для накопления мощных толщ кварцевых метапсаммитов (среднее содержание SiO_2 по 27 пробам — 90,98%) с линзами метапсефитов, слагающих основание курской серии. Размыв редко достигал нижних зон профиля, так как зерна полевых шпатов в метапсаммитах редки, а обломки пород встречаются исключительно редко. В частности, поэтому-то эти зоны и сохранились в реликтах кор.

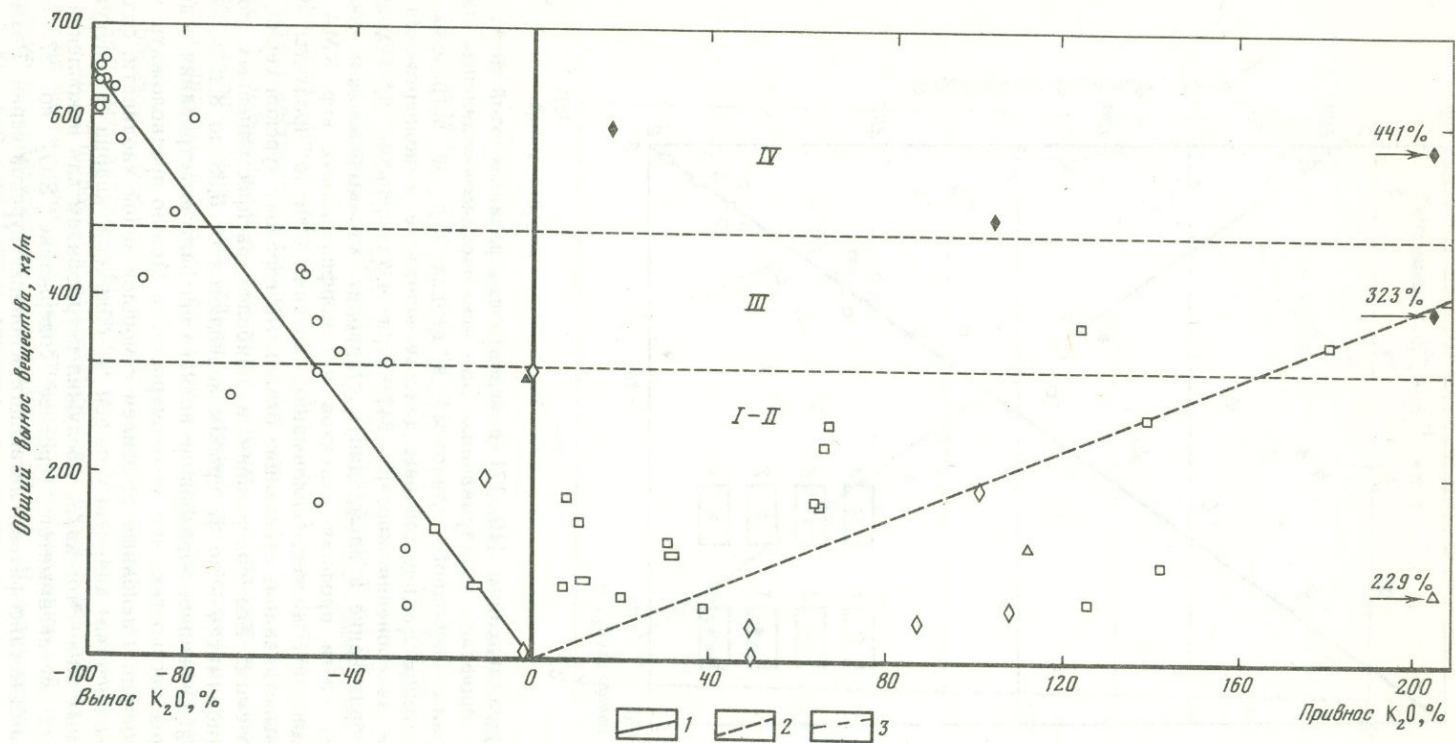


Рис. 2. Поведение K_2O в древних захороненных корах выветривания

1 — в неметаморфизованных докаменноугольных корах выветривания юго-западного района КМА; 2 — в метаморфизованных реликтах раннекембрийских кор выветривания; 3 — границы зон коры выветривания; остальные условные знаки и цифры I—IV см. на рис. 1

В таких условиях вероятность обнаружения в реликтах метаморфизованных кор верхних зон их первоначального профиля очень мала. Плавность тектонических движений раннего докембрия способствовала развитию мощных и зрелых площадных кор, но столь же плавно происходила смена знака движений и нарастание погружений. Фациальный анализ базальных отложений курской серии говорит об ограниченном смещении осадочного материала перекрывающих коры отложений, о медленном погружении территории и о постепенном расширении бассейнов осадконакопления. При таком погружении, как известно [29], происходит глубокая эрозия профиля выветривания, и реликты площадных кор обычно представлены лишь нижними их зонами. Наиболее вероятно сохранность полного профиля коры на склонах сводовых поднятий [25].

Установив принадлежность исследуемых реликтов метаморфизованных кор раннего докембрия к зонам профиля выветривания, рассмотрим поведение на нем калия. В докаменноугольных корах юго-западной части КМА он в подавляющем большинстве случаев выносится (рис. 2). Его вынос хорошо, хотя и менее строго, чем вынос кремнезема, коррелируется со значениями общего выноса вещества (некоторый разброс фигуративных точек может быть вызван погрешностями лабораторного определения малых количеств K_2O). Лишь две точки, относящиеся к неполному профилю выветривания на богатых калием сиенитах (7,90% K_2O), указывают на небольшое накопление калия. Этот профиль (дотурнейский) несколько древнее других (довизейских) профилей докаменноугольной коры КМА, что позволяет предположить эпигенетическое наложение калия за счет богатых этим элементом вод, циркулировавших в погребенной коре, когда на соседних участках продолжался его интенсивный вынос из развивавшихся профилей.

Реликты раннедокембрийских кор дают значительный разброс фигуративных точек баланса калия: три точки отмечают вынос, две — его фиксацию, а абсолютное большинство (26) — накопление. В области положительных значений баланса калия намечается тенденция роста привноса его с увеличением общего выноса вещества. Привнос калия, в том числе весьма значительный, отмечен для всех рассмотренных кор, отвечающих верхним зонам профиля выветривания (см. рис. 2). В то же время две из трех точек, указывающих на его вынос, легли строго на график выноса калия в довизейских корах КМА. Представляется, что поведение калия на профилях раннедокембрийского выветривания было таким же, как на профилях молодых кор, и характеризовалось его выносом. Привнос калия в верхние зоны реликтов раннедокембрийских кор свидетельствует о том, что его накопление (в целом по профилю) связано не с формированием профиля выветривания, а с его наложенными изменениями.

В нижних зонах молодых кор калий может задерживаться вследствие ионной сорбции в решетке гидрослюд или вследствие относительной устойчивости микроклина к выветриванию [20]. Субстрат раннедокембрийских кор беден калием, так как он образовался до эпохи интенсивного насыщения литосферы этим элементом [37]; поэтому второй фактор не мог играть существенной роли. Это относится и к докурским корам КМА, образовавшимся за 800—900 млн. лет до атаманской эпохи калиевого метасоматоза. Если в них иногда и обнаруживаются зерна микроклина, то они представляют собой метасоматические новообразования, а не реликты. Салтыковские плагиограниты субстрата, например, содержат всего 2,75% K_2O . На богатом калием субстрате молодых кор калий может не только задерживаться, но и активно накапливаться в гидрослюдах нижних зон профиля выветривания, однако не в каолинитовой зоне [17, 20], так как каолинит не обладает способностью к ионной сорбции К [11]; эта зона профиля сама поставляет его для накопления в нижележащих зонах.

Случаи накопления калия в зоне каолинита молодых кор [18, 28] связаны в основном с появлением в ней эпигенетических гидрослюд. Калиевый эпигенез кор выветривания протекает при их перекрытии за счет богатых калием грунтовых и подземных вод, чему

способствуют обогащенность субстрата и продолжение корообразования на других участках региона. Очевидно, этим условиям отвечает упоминавшийся профиль дотурнейской коры на сиенитах КМА.

Допротерозойская эпоха выветривания на КМА была весьма длительной, что, несмотря на бедность субстрата калием, должно было способствовать калиевому эпигенезу кор. Фактором обогащения грунтовых вод калием может явиться периодическая засушливость климата [17], что совместимо с общими представлениями об условиях раннего докембрия и фактом преобладающего развития в нем неполного профиля выветривания. Калиевый эпигенез, очевидно, происходил одновременно с эпигенетической ресилификацией минералов свободного глинозема, представляя единый процесс эпигенетического метасоматоза. Интенсивность эпигенетических преобразований перекрытой коры закономерно увеличивается вверх по ее профилю, что наблюдается, например, в докаменноугольных корах юго-западной части КМА и согласуется с повышением привноса калия вверх по профилю раннедокембрийских кор.

Однако в том же направлении воздействовал на коры и термальный эндогенный метасоматоз, сопряженный с их метаморфизмом [5]. Так как пористость коры выветривания нарастает вверх по профилю, то распределение циркулировавших при метаморфизме растворов также должно было способствовать усилению осаждения из них калия вверх по профилю. На вероятность термального калиевого метасоматоза реликтов раннедокембрийских кор КМА указывает развитие серицитизации в цементе перекрывающих коры метапсефитов и в породах субстрата [1], что не может быть объяснено эпигенезом. Метаморфизм докурских кор выветривания, очевидно, связан с атаманской (конец раннего протерозоя) эпохой регионально-контактового [26] метаморфизма, регионального калиевого метасоматоза, гранитизации, омоложения радиологических дат и ремобилизации архейского субстрата. Она совпадает с эпохой насыщения литосферы калием [37], что проявилось в образовании крупных и многочисленных массивов микроклиновых гранитоидов, обширных полей микроклиновых мигматитов и рассеянной микроклинизации пород. Серицитизация может быть отнесена к более низкотемпературным проявлениям этого регионального процесса, а коры выветривания в разрезе пород раннего докембрия представляли горизонт, хорошо проницаемый для серицитизирующих растворов. Разделить результаты воздействия на раннедокембрийские коры эпигенетического и эндогенного метасоматоза пока не представляется возможным, но необходимо учитывать, что метаморфизм кор не был вполне изохимическим, как это предполагалось [17].

Резюмируя изложенное, можно сделать вывод о том, что химизм позднеархейского выветривания на КМА и в раннем докембрии других регионов был в целом таким же, как и в фанерозое. Длительно формирующиеся „генеральные“ площадные коры выветривания имели в основном неполный профиль с мощной каолинитовой зоной. На отдельных участках, в первую очередь на амфиболитах михайловской серии, развивались коры полного профиля. Вследствие плавности опускания территории в начале протерозоя докурские коры подверглись глубокой эрозии. Остаточный кварц перемытых каолинитовой и верхов гидрослюдистой зон образовал олигомиктово-кварцевые перекрывающие отложения стойленской свиты курской серии. В захороненных реликтах кор выветривания сохранились в основном зоны дезинтеграции и гидрослюд, но на отдельных участках, вследствие локальных особенностей условий захоронения, остались незеродированными фрагменты каолинитовой зоны и даже зоны свободного глинозема. Захороненные реликты кор подверглись эпигенетическому метасоматозу. Эпигенез проявился, в частности, в накоплении калия за счет наложенных гидрослюд и ресилификации минералов свободного глинозема. Накопление калия в реликтах позднеархейских кор КМА является не особенностью химизма выветривания этой эпохи, а закономерным следствием эпигенеза, химизм которого в целом такой же, какой наблюдается и в захороненных корах фанерозоя. Дополнительное изменение химизма захороненных реликтов кор выветривания произошло при эндогенном термальном кремниевом-калиевом метасо-

матозе, сопряженном с их метаморфизмом и дислокациями в конце раннего протерозоя. Вследствие этих процессов гидрослюда и каолинит оказались преобразованными в серицит, а минералы свободного глинозема — преимущественно в гранат и ставролит, появился новообразованный кварц, что определило минералогические отличия профиля реликтов позднеархейских кор от профиля кор выветривания фанерозоя. Раннедокембрийские метаморфизованные коры выветривания Карелии и Криворожья вполне сходны с докурской корой выветривания КМА.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Воскресенская М. Н.* Эффузивный кварцевый порфир из докембрийской толщи Курских магнитных аномалий. — Докл. АН СССР, 1954, т. 98, № 3, с. 459—461.
2. *Воскресенская М. Н.* О соотношениях пород архея и протерозоя на Курской магнитной аномалии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 6, с. 109—117.
3. *Воскресенская М. Н.* Древние поверхности и коры выветривания в докембрийских породах Курской магнитной аномалии. — Сов. геология, 1968, № 9, с. 14—32.
4. *Воскресенская М. Н., Головенко В. К.* К характеристике докембрийской химической коры выветривания северо-западной части Курской магнитной аномалии. — В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л.: Наука, 1971, с. 56—60.
5. *Гершойд Д. Г., Каплун Е. Я.* Древняя кора выветривания саксаганских гранитов Криворожья. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1973, вып. 12, с. 91—110.
6. *Голивкин Н. И.* О докембрийских корах выветривания КМА. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975, с. 134—139.
7. *Головенко В. К.* Докембрийские коры химического выветривания, их особенности и методика литолого-геохимического изучения. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975, с. 16—27.
8. *Головенко В. К., Шалек Е. А.* О геохимических особенностях докриворожской коры выветривания на метабазитах Саксаганского района. — В кн.: Докембрийские коры выветривания (формирование докембрийских пенеппенов и кор выветривания; эпохи континентального литогенеза в докембрии). М.: ВИЭМС, 1975, с. 47—49.
9. *Горбачев Б. Ф.* Геологическое значение ресификации бокситов. — В кн.: Генезис бокситов. М.: Наука, 1966, с. 47—56.
10. *Домбровский Ж. В., Слукин А. Д.* Некоторые аспекты изучения докембрийских кор выветривания. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975, с. 203—208.
11. *Зхус Н. Д.* Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М.: Наука, 1966. 280 с.
12. *Извеков Э. П.* Древняя кора выветривания в основании железорудной толщи Старооскольского узла Курской магнитной аномалии. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1968, вып. 10, с. 270—282.
13. *Извеков Э. П., Шекин Ю. С.* О коре выветривания архейских толщ Старооскольского района КМА. — Бюл. НТО комбината КМА-Руда, г. Губкин, 1962, № 1(12), с. 12—16.
14. *Кононов Н. Д.* Геологические предпосылки поисков золотоносных конгломератов в пределах Воронежской антеклизы. — В кн.: Проблема металлоносности древних конгломератов на территории СССР. М.: Наука, 1969, с. 113—122.
15. *Кононов Н. Д., Петров Б. М.* Продукты докурского выветривания в основании протерозоя Курской магнитной аномалии. — В кн.: Докембрийские коры выветривания (формирование докембрийских пенеппенов и кор выветривания; эпохи континентального литогенеза в докембрии). М.: ВИЭМС, 1975, с. 68—70.
16. *Корякин А. С.* Некоторые итоги изучения протерозойских кор выветривания Карелии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 9, с. 100—109.
17. *Корякин А. С.* Опыт сопоставления метаморфизованных и неметаморфизованных кор выветривания докембрия и фанерозоя. — В кн.: Литология на новом этапе геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 247—253.
18. *Крамаренко В. П.* Каолиновая кора выветривания гранитоидных пород Украинского щита. — В кн.: Каолиновые месторождения и их генезис. М.: Наука, 1968, с. 46—52.
19. *Лизз Ч. К.* Структурная геология. М., Л.: ОНТИ, 1935. 283 с.
20. *Мац В. Д., Попов Ю. Г.* Некоторые черты эволюции коры химического выветривания гранитов — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: Наука, 1975, с. 104—115.
21. *Негруца Т. Ф.* Палеогеография и литогенез раннего протерозоя области сочленения карелид и беломорид. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1979, с. 255.
22. *Никитина А. П., Алексеева З. И.* О древней метаморфизованной коре выветривания Курской магнитной аномалии. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1970, вып. 11, с. 152—160.
23. *Никитина А. П., Алексеева З. И.* Новые данные по минералогии и геохимии бокситов и коры выветривания КМА. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1973, вып. 12, с. 141—163.

24. *Перельман А. И., Батулин С. Г.* Миграционные ряды элементов в коре выветривания. — В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1962, вып. 4, с. 219—260.
25. *Петров Б. М.* Тектоническое положение докембрийских кор выветривания Воронежского кристаллического массива. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975, с. 127—133.
26. *Петров Б. М.* Ранний докембрий Воронежского массива в свете радиологических данных. — В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы, т. 1. Геология и глубинное картирование погребенного фундамента Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1976, с. 139—144.
27. *Петров Б. М., Кононов Н. Д.* Метаморфизованные докурские коры выветривания и продукты их переотложения в основании протерозоя на территории КМА. — В кн.: Литогенез в докембрии и фанерозе Воронежской антиклизы. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1977, с. 43—48.
28. *Погребной В. Т.* Нижнемезозойская (верхнетриасовая—нижнеюрская) кора выветривания кристаллических пород Приазовья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 9, с. 123—130.
29. *Сапожников Д. Г., Витовская И. В., Никитина А. П.* и др. Коры выветривания и осадочные формации. — В кн.: Литология на новом этапе геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 126—139.
30. *Сидоренко А. В., Чайка В. М.* Значение кор выветривания и денудационных поверхностей выравнивания в истории докембрия. — В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М.: Наука, 1970, с. 5—29.
31. *Сиротин В. И.* Кора выветривания сиенитов (Белгородский район КМА). — В кн.: Литология и стратиграфия осадочного чехла Воронежской антиклизы. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1979, вып. 4. с. 30—37.
32. *Слукин А. Д.* Сравнительная минерало-геохимическая характеристика некоторых докембрийских кор выветривания Алданского щита, Карелии и Курской магнитной аномалии. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1973, вып. 13, с. 39—56.
33. *Соколов В. А., Хейсканен К. И.* Геолого-литологическая характеристика протерозойских (ятулийских) кор выветривания в Карелии. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1956, вып. 1, с. 176—185.
34. *Теняков В. А.* Бокситообразование в геологической истории Земли и проблема бокситов докембрия. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975, с. 52—65.
35. *Теняков В. А.* Процессы выветривания и формирования месторождений бокситов. — В кн.: Литология на новом этапе геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 139—146.
36. *Цибизов А. Н.* Метод концентраций в применении к анализу подвижности алюминия и других элементов в древней коре выветривания магнетитового кварцита. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1973, вып. 12, с. 164—183.
37. *Шейнманн Ю. М.* Различие материковой и океанической литосферы и дифференциация Земли. — Геотектоника, 1972, № 6, с. 29—44.

УДК 551.311.231(477)

А. Д. ДОДАТКО

ЭВОЛЮЦИЯ КOROОБРАЗОВАНИЯ НА УКРАИНСКОМ КРИСТАЛЛИЧЕСКОМ ШИТЕ И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В ДОКЕМБРИИ

На территории Украинского щита и его склонах изучены разновозрастные коры выветривания, начиная от раннего протерозоя и до кайнозоя включительно. Сопоставляя минералого-геохимические, геологические и другие особенности остаточных продуктов выветривания для разных по времени и условиям образования кор можно получить качественные, а подчас и количественные их характеристики и оценить специфику гипергенных процессов для каждого периода.

В настоящее время на Украинском щите выделено 16 крупных эпох корообразования [5, 6], причем только раннепротерозойские коры в различной степени метаморфизованы, а позднепротерозойские (рифейские и вендские), палеозойские и мезозойкайнозойские не метаморфизованы и сохраняют все признаки элювия. Всесто-

роннее изучение процессов гипергенеза на протяжении более чем 2 млрд. лет показывает, что уже с раннего протерозоя и до кайнозоя общая направленность выветривания сохраняется. Это выражается в том, что уже в раннем протерозое при выветривании минералов материнских пород одни элементы выносились и поступали в бассейны седиментации, а другие оставались на месте и образовывали остаточные продукты (элювий). При этом изменялись физические свойства горных пород, увеличивалась их пористость, а состав новообразованных минералов коры отвечал существовавшим в каждое отдельное время условиям гипергенеза.

Из литературных данных известно, что за указанный промежуток времени условия гипергенеза неоднократно изменялись, и это должно было находить отражение как в составе выносимого из выветривавшихся пород материала, так и в оставшихся на месте продуктах гипергенного преобразования пород. Полученные на Украинском щите и в других районах Русской платформы материалы подтверждают это допущение. Более того, они укрепляют предположение И. И. Гинзбурга о том, что «древние коры выветривания и особенно допалеозойские и палеозойские... образовались в условиях столь не похожих по климату, составу атмосферы и биогенезу на современные или третичные условия, что наши геологические и геохимические представления о них требуют ряда существенных поправок» [2, с. 379].

На Украинском щите в последнее время изучены многочисленные разрезы разновозрастных кор выветривания на гранитах и других кислых породах. Раннепротерозойская кора на саксаганских гранитах Криворожья, развитая в основании криворожской серии, метаморфизована до фации зеленых сланцев. Детальное изучение ее зональности с использованием экспериментальных данных В. А. Франк-Каменецкого [15] по гидротермальному синтезу глинистых минералов позволяет предполагать, что до метаморфизма раннепротерозойская кора гранитоидов слагалась преимущественно монтмориллонитовыми минералами и кварцем. Судя по количественному соотношению слюдястых минералов и кварца в метаморфизованной коре, количество последнего не уменьшалось, а увеличивалось в верхних зонах профиля выветривания и достигало 50% и более. При рентгеновском анализе отдельных проб из метаморфизованных кор гранитоидов на дифрактограммах, кроме отражений мусковита, биотита, кварца и других минералов, иногда присутствуют слабые отражения с межплоскостными расстояниями 11,5; 12,4; 13,4 и 22,7 Å. При насыщении проб этилен-гликолем указанные отражения смещаются соответственно до 14,9; 18,8; 20 и 32 Å. Анализирувавшиеся пробы отбирались из горных выработок на глубинах 1000—1200 м, что исключает возможность образования смешаннослойных фаз при современном выветривании и позволяет предполагать широкое распространение этих образований в монтмориллонитовых корях гранитоидов до метаморфизма.

Наиболее древняя неметаморфизованная кора гранитоидов известна на склонах щита в Подолии и на Волины. В обнажении по р. Лядовой (Подолия) изучен разрез рифейской коры гранитов (чарнокитов), которая не испытала заметных эпигенетических изменений [4]. В первой зоне коры здесь наблюдалась дезинтеграция пород с замещением полевых шпатов и слюд монтмориллонитом. Во второй зоне состав пород кварц-монтмориллонитовый, а в третьей — кварц-каолинитовый со значительной примесью смешаннослойных образований монтмориллонит-каолинитового типа (первый рефлекс 7,25—7,48 Å). Аналогичный (с монтмориллонитовой зоной) профиль выветривания возникал на гранитоидах также во время вендских и раннепалеозойских эпох корообразования. В позднепалеозойских (верхний девон и моложе) и мезозойских корях гранитоидов в профиле выветривания монтмориллонит и сходные с ним минералы уже не возникали. При разложении полевых шпатов еще в зоне дезинтеграции происходило образование каолинита, в связи с чем на гранитах формировались мощные зоны первичных каолинов, а состав продуктов выветривания был кварц-каолинитовым.

Приведенные данные, подтверждающиеся десятками конкретных геологических разрезов, показывают, что, начиная с раннего протерозоя и до мезозой-кайнозоя

включительно, в гипергенном преобразовании гранитоидов произошли существенные изменения. В раннем протерозое полевые шпаты и другие алюмосиликаты разлагались с образованием наиболее высококремнистых глинистых минералов (сметиты) и, кроме того, в разрезах коры происходило некоторое увеличение количества кварца. В рифей-вендских и раннепалеозойских корах увеличение количества кварца уже не происходило, однако разложение полевых шпатов шло через промежуточную (монтмориллонитовую) стадию, а каолинизация элювия была выражена очень слабо.

Начиная с верхнего девона, в корах гранитоидов происходила интенсивная каолинизация алюмосиликатов, обусловленная значительным выносом кремнекислоты разлагавшихся минералов. Указанные особенности эволюции минералообразования в разновозрастных корах гранитоидов хорошо подтверждаются данными о миграции главных породообразующих элементов (см. таблицу). Средневзвешенные коэффициенты концентрации окислов, рассчитанные по средним данным на всю мощность коры, показывают, что с раннего протерозоя и до мезозоя усиливалась миграция SiO_2 за пределы коры и уменьшался вынос глинозема. В раннепротерозойской коре вынос Al_2O_3 за пределы элювия достигал в третьей зоне 55—60%, и в расчете на всю мощность профиля выветривания составлял около 25% (коэффициент концентрации 0,76). Вынос кремнекислоты был значительно более слабым. В верхней зоне коры он не превышал 34% (коэффициент концентрации 0,66), а в расчете на всю мощность профиля — составлял лишь несколько процентов (коэффициент концентрации 0,98). В более молодых рифейских и мезозойских корах Al_2O_3 оставался почти стабильным, а миграция SiO_2 значительно возрастала.

Еще более отчетливо указанные выше особенности проявляются при сравнении разновозрастных кор выветривания на бескварцевых (основных) породах. В раннепротерозойской метаморфизованной коре амфиболитов Криворожья установлено [6], что при переходе от не затронутых выветриванием пород к первой зоне коры и на всем протяжении последней наблюдается все более интенсивное замещение роговой обманки актинолитом. Зерна плагиоклазов в этой зоне постепенно замещаются мелкозернистым кварцем и плохо окристаллизованной серицитоподобной массой. Кварц выделяется по краям зерен плагиоклазов и вдоль трещинок спайности, а серицитоподобная масса заполняет промежутки между ними. Основываясь на представлениях об изохимичности метаморфизма, отмеченное выше интенсивное замещение роговой обманки актинолитом и выделение кварца на месте разлагавшихся плагиоклазов можно объяснить только тем, что из раннепротерозойских кор интенсивно выносился Al_2O_3 , а SiO_2 обладал значительно меньшей подвижностью и мог относительно накапливаться в древнейшем элювии.

В характеризуемых амфиболитах Криворожья кварца практически нет. Он встречается изредка лишь в миндалинах. В породах метаморфизованной коры уже в средней и верхней части первой зоны количество кварца достигает 15—20%, а во второй и в третьей зонах коры остается на уровне 20—25%. Появление значительного количества кварца в древнейшем элювии бескварцевых пород отмечалось также А. С. Корякиным [11] в метаморфизованных корах Карелии и в аналогичных образованиях КМА [9] Канадского и Южно-Африканского щитов [3].

Под рифейскими, вендскими и раннепалеозойскими отложениями на Украинском щите и его склонах полные профили кор выветривания на амфиболитах и других бескварцевых породах до настоящего времени не встречены. По данным А. С. Махнача и Н. Н. Левых [12], на территории Белоруссии дорифейские и довендские коры амфиболитов, габбро и пироксенитов распространены относительно широко, имеют мощность до 30 м и изучены достаточно полно. Анализ опубликованных материалов позволяет отметить, что в позднепротерозойских корах на этих породах при разложении полевых шпатов выделение кварца уже не происходило. Они почти всегда замещались монтмориллонитами с примесью гидрослюд и небольшим количеством каолинита. Сравнение содержания абсолютных масс элементов (в г/см³) в свежих породах и наиболее выветрелых разностях показывает, что во всех изученных указанными

Коэффициенты концентрации окислов в разновозрастных корах Украинского щита

Зона коры	На гранитах						На амфиболитах			
	SiO ₂			Al ₂ O ₃			SiO ₂		Al ₂ O ₃	
	а	б	в	а	б	в	а	в	а	в
IV	—	—	—	—	—	—	—	0,11	—	2,45
III	0,66	0,62	0,57	0,40	1,05	1,21	0,55	0,37	0,52	1,10
II	0,76	0,77	0,62	0,59	0,96	1,10	0,65	0,60	0,54	0,92
I	1,02	0,99	0,90	0,84	0,98	0,94	0,87	0,80	0,80	0,95
Средневзвешенный коэффициент	0,98	0,89	0,64	0,76	0,98	1,12	0,75	0,55	0,68	1,06

Примечание. Кора выветривания: а — раннепротерозойские, б — рифейские, в — мезозойские (средние данные).

авторами разрезах глинозем не оставался стабильным. Его вынос достигает 15—20% от валового содержания и в некоторых разрезах был более интенсивным, чем вынос кремнекислоты. С этим, по-видимому, и связано широкое развитие монтмориллонитов не только в корах амфиболитов, но также в рифейском и вендском элювии гранитов, гнейсов и других пород.

Для позднепалеозойских (послеверхнедевонских) и более молодых кор основных и других пород отсутствуют данные, которые указывали бы на возможность миграции глинозема при выветривании. Сравнение коэффициентов концентрации окислов показывает (см. таблицу), что вынос кремнезема из пород коры был весьма интенсивным, а миграция глинозема вообще не происходила. В этих условиях в нижних зонах коры формировались малокремнистые и высокоглиноземные глинистые минералы (каолинит и др.), которые в верхних зонах профиля могли превращаться в минералы свободного глинозема.

Приведенные и многочисленные другие данные позволили установить [6, 7], что в эволюции процессов выветривания отчетливо прослеживаются три этапа: раннепротерозойский, позднепротерозойский—раннепалеозойский и позднепалеозойский—кайнозойский. Они в общих чертах совпадают с основными периодами эволюции состава атмосферы, климатических условий и органического мира и являются своеобразным отражением развития земной коры.

Первый этап выветривания характеризуется преобладанием в атмосфере углекислоты, азотистых соединений, паров воды с примесью хлористых, сернистых и других газов. Кислорода было очень мало или он отсутствовал вообще. Органическая жизнь могла существовать только в водоемах и не могла прямо влиять на процессы выветривания. Климат был теплым и влажным без заметно выраженной зональности и сезонных колебаний. Водные растворы имели, вероятно, очень низкие значения рН, при которых Al₂O₃ обладал относительно высокой миграционной способностью, а растворимость SiO₂ была низкой, вследствие чего вынос его за пределы коры был незначительным. Малое количество кислорода в атмосфере (или его отсутствие) не обеспечивало полного окисления закисного железа, которое выносилось из коры разных пород в бассейны седиментации и было главным источником металла для образования железисто-кремнистых формаций докембрия.

К началу второго этапа (поздний протерозой) в составе атмосферы преобладал азот. Сернистые, хлористые и другие соединения в ней уже отсутствовали, а количество кислорода заметно возросло [10]. К этому времени уже начала проявляться климатическая зональность [14], температура поверхности Земли была близка к современной и подвергалась сезонным колебаниям. На суше могли развиваться примитивные организмы. В новых условиях гипергенеза интенсивный вынос Al₂O₃ и Fe при формировании элювия прекратился, хотя в ряде разрезов позднепротерозойских и раннепалеозойских кор еще отмечается перераспределение их по профилю и частичный

вынос. В связи с увеличением миграционной способности SiO_2 остаточного накопления его в коре уже не происходило, однако гипергенное преобразование полевых шпатов и других алюмосиликатов шло через промежуточную стадию смектитов. Каолининовая зона даже на кислых породах в корах второго этапа была развита ограниченно, а зона свободных окислов с минералами свободного глинозема вообще не могла формироваться.

Начало третьего этапа в эволюции корообразования совпадает с важнейшим периодом в развитии внешних оболочек Земли. Известно, что в этот период растительность начала интенсивно осваивать сушу, количество углекислоты в атмосфере значительно уменьшилось, содержание кислорода достигло почти современного уровня, произошла очередная перестройка климатической зональности. Новые условия гипергенеза обусловили появление принципиальных различий в корах выветривания. Если в среднедевонских корах гранитоидов (достарооскольская эпоха) еще формировалась монтмориллонитовая зона, то уже в дофранской коре (верхний девон) на гранитоидах возникают мощные толщи первичных каолинов, а в коре бескварцевых высокоглиноземистых пород впервые появляется зона свободных окислов с минералами глинозема, а позже и с промышленными скоплениями остаточных бокситов (Тиман, КМА и др.). На третьем этапе эволюции гипергенеза Al_2O_3 и Fe за пределы элювия практически не выносились, а кремнекислота разлагавшихся алюмосиликатов могла выноситься почти полностью и обуславливала возможность формирования зоны свободных окислов. В этих условиях значительно сократились пути гипергенного минералообразования в элювии и возросло разнообразие полезных ископаемых, возникавших при выветривании.

Влияние процессов выветривания на осадконакопление вообще, и в докембрии в частности, сказывалось двояко. При образовании элювия подвижные продукты выветривания поступали в бассейны седиментации и были одним из основных источников материала для хемогенно-осадочного породо- и рудообразования. Остаточные продукты выветривания накапливались на суше, формировали кору (элювий), которая могла легко размываться и служить источником обломочного и глинистого материала при осадконакоплении. Оценивая роль процессов выветривания для каждого из трех этапов эволюции гипергенеза, необходимо отметить, что для первого этапа наиболее существенное влияние оказывали подвижные продукты выветривания. Поступая с растворами в бассейны седиментации, они приносили материал для образования железисто-кремнистых, сланцевых и других толщ.

Роль остаточных продуктов выветривания для раннего протерозоя изучена еще недостаточно. Известно только, что в основании криворожской серии развит горизонт белых кварцитов с нормальной мощностью до 100—150 м, которые могли образоваться за счет кварца из размывавшихся древнейших кор на гранитах и других породах. В основании аркозовой (скелетатской) свиты и в других местах установлено присутствие 10—20-метровых прослоев осадочно-обломочного материала, не отличающегося по минеральному и химическому составу от непереотложенных продуктов выветривания. По имеющимся данным, этот материал поступал в осадочные толщи из размывающихся кор выветривания. Особенно показательным в этом отношении был голубой кварц из кислых эффузивов, присутствие которого установлено в толще аркозовых песчаников и в других породах криворожской серии [1].

Широкое развитие монтмориллонитов в позднепротерозойских—раннепалеозойских корах (II этап) обусловили, скорее всего, существенное преобладание в осадочных породах этого времени гидрослюдисто-смектитовых глин. Известно [16], что монтмориллонит при эпигенезе в присутствии калия легко подвергается гидрослюдизации, чем и объясняется широкое распространение гидрослюдов в глинистых и песчано-глинистых отложениях позднего протерозоя и раннего палеозоя. Также широко в них распространены смешаннослойные образования, переходные между смектитами и слюдами. В рифейских, вендских и раннепалеозойских отложениях количество каолинита всегда незначительно, а крупные скопления чистого минерала практически не

известны. Скопления каолинита в осадочных породах появляются лишь в последовонских отложениях и особенно широко распространены в мезозойском осадочном чехле Украинского щита и в обрамляющих щит впадинах. Они часто образуют крупные месторождения вторичных каолинов, для которых иногда удается установить непосредственную связь с источниками сноса — остаточными корами третьего этапа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гершойг Ю. Г., Каплун Е. Я. Про кисл ефузивн Кривога Рога та їх місце в стратиграфічному розрізі району. — Доп. АН УРСР, 1973, № 5, с. 387—388.
2. Гинзбург И. И. Несколько замечаний в верхней зоне коры выветривания. — В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963, вып. 5, с. 374—379.
3. Дементьев П. К., Беззубов А. И., Модников И. С. Нижнепротерозойские коры выветривания юга Русской платформы. — Сов. геология, 1974, № 8, с. 60—73.
4. Додатко А. Д. Каолиновая кора выветривания под грушковскими осадками Подолин. — Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 5, с. 1173—1176.
5. Додатко А. Д. Континентальные перерывы и эпохи выветривания в нижнем протерозое Русской платформы (на примере Криворожья). — Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 6, с. 1411—1414.
6. Додатко А. Д. Послеархейские эпохи корообразования на территории Украинского щита. — Докл. АН УССР. Сер. Б, 1979, № 2, с. 83—87.
7. Додатко А. Д. К вопросу об эволюции процесса выветривания в послеархейских корях Украинского щита. — Докл. АН УССР. Сер. Б, 1980, № 5, с. 331—334.
8. Додатко А. Д., Кухарева Н. И., Семергеева Е. А. Метаморфизованная кора выветривания амфиболитов криворожской серии. — Литология и полез. ископаемые, 1975, № 3, с. 44—45.
9. Извеков Э. П. Древняя кора выветривания в основании железорудной толщи Старооскольского узла Курской магнитной аномалии. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1968, вып. 10, с. 270—282.
10. Казанский Ю. П. Седиментология. Новосибирск: Наука, 1976. 276 с.
11. Корякин А. С. Метаморфизованная дютулийская кора континентального выветривания гранитов Центральной Карелии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1969. 27 с.
12. Махнач А. С., Левых Н. Н. Литология и геохимия кор выветривания, развитых на кристаллическом фундаменте Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1973. 288 с.
13. Сидоренко А. В. Проблемы литологии докембрия и полезные ископаемые. — Вестн. АН СССР. Сер. 4, Геология, 1976, № 1, с. 113—125.
14. Симицын В. М. Климат латерита и боксита. Л.: Недра, 1976. 152 с.
15. Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Гойло Э. А. Гидротермальный синтез системы галлуазит и каолинит + хлориды Ca, Na, Са, Mg под давлением. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1969, т. 1, с. 143—162.
16. Шутов В. Г., Дриц В. А., Сахаров В. А. Динамика преобразования монтмориллонита в гидрослюду при региональном эпигенезе. — В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971, с. 54—61.

Д. Н. АЛЕКСЕЕВ

ГЛАВНЫЕ ЭПОХИ ОБРАЗОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ И СТРАТИФОРМНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЗАБАЙКАЛЬЕ И ПРИБАЙКАЛЬЕ

Время образования стратиформных месторождений привлекает внимание геологов издавна, но особенно много исследований в этом направлении появилось в последние годы. Этому вопросу посвящены работы В. И. Смирнова [18], В. С. Домарева [9], А. И. Тугаринова [20], Д. И. Горжевского и Г. В. Ручкина [7], Т. В. Билибиной с соавторами [3] и других исследователей. В этих научных трудах обосновываются возрастные этапы образования как стратиформных, так и иных типов рудных месторождений.

Т. В. Билибина [2, 3] для докембрия выделяет четыре металлогенические эпохи, в которые происходило образование рудных месторождений: архейская (древнее 2,6—2,8 млрд. лет), раннепротерозойская (древнее 1,9 млрд. лет), среднепротерозойская (древнее 1,6 млрд. лет) и позднепротерозойская (моложе 1,6 млрд. лет).

Рассматривая эволюцию свинцового рудообразования, А. И. Тугаринов [20] считает, что образование первых свинцовых месторождений относится к интервалу 3500—2600 млн. лет. Наиболее крупные месторождения свинца, по его данным, образовались в интервале 1600—1500 млн. лет. К их числу относятся Сулливан в Канаде, Завар в Индии, Брокен-Хилл и Мак-Артур в Австралии, Виханти в Финляндии и некоторые другие. Интервал от 600 млн. лет и моложе характеризует третий этап образования свинцовых месторождений.

Д. И. Горжевский и Г. В. Ручкин [7] в истории докембрия выделяют четыре основных этапа: доисторический (3700 млн. лет), догеосинклиальный (3500—2700 млн. лет), протогеосинклиальный (2700—1200 млн. лет) и геосинклиально-платформенный (1200—550 млн. лет). Они полагают, что наиболее древние медно-колчеданные и медно-цинково-колчеданные месторождения образовались в первую стадию протогеосинклиального этапа, т. е. в интервале 2700—1900 млн. лет. Первая подстадия второй стадии протогеосинклиального этапа (1900—1700 млн. лет) характеризуется полным отсутствием промышленных залежей колчеданных и свинцово-цинковых руд. Максимальное образование свинцово-цинковых месторождений приходится на вторую подстадию, датируемую в 1700—1200 млн. лет. В этот промежуток сформировались наиболее крупные колчеданно-полиметаллические и свинцово-цинковые месторождения. В четвертый геосинклиально-платформенный этап (1200—900 млн. лет) возникли также значительные по масштабам колчеданно-полиметаллические и свинцово-цинковые месторождения.

Приведенная схема в принципе приемлема и для анализа возрастного развития стратиформных месторождений Забайкалья и Прибайкалья. Однако трудности такого выделения определяются отсутствием единых взглядов исследователей по многим вопросам геологии, отсутствием единой стратиграфической схемы, разноречивостью представлений по геохронологии геологических комплексов и времени орогенических процессов и т. д. Все это препятствует приведению убедительных и однозначных данных в определении основных эпох образования стратиформных месторождений и позволяет высказаться по этому вопросу в самом предварительном виде. За основу выделения эпох целесообразно принять разделение геологических комплексов по периодам складчатости, отделяющим основные этапы седиментации. Имеющиеся данные позволяют в связи с этим рассматривать для Забайкалья и Прибайкалья докарельскую, карельскую, байкальскую, каледонскую и герцинскую эпохи образования стратиформного оруденения.

Докарельская эпоха (древнее 2600 млн. лет). Геологические материалы и данные

по геохронологии свидетельствуют о том, что нижняя возрастная граница древних протогеосинклинальных прогибов — супракрустальные породы верхнего архея, возраст которых датируется в 3100 ± 100 млн. лет [15, 12], а пироксеновые амфиболиты тулдунской свиты из Южно-Муйской глыбы имеют возраст 3200 млн. лет [17].

Возраст вулканогенной зеленокаменной формации (муйская серия), выполняющей протогеосинклинальные прогибы, древнее 2600 млн. лет; он подтверждается Л. И. Салопом [17] на основании сопоставления формации с троговым комплексом удоканского прогиба [24], где его отложения залегают ниже пород удоканской серии. В качестве другого аргумента более древнего возраста вулканогенной зеленокаменной формации служит сопоставление ее с олондинской серией, зажатой среди архейских гнейсов в Хани-Олондинском грабене. Отложения удоканской серии перекрывают ее с угловым несогласием.

Первые колчеданные месторождения, размещенные в нижних частях формации, тесно ассоциируют с вулканогенными породами контрастно дифференцированного состава, серпентинизированными эффузивами, которые, в свою очередь, тесно ассоциируют с офиолитовыми интрузиями. Месторождения характеризуются согласными и секущими зонами сульфидной минерализации и метасоматическими залежами. Преимущественный состав руд серно-колчеданный и медно-цинково-колчеданный с резким преобладанием цинка над медью. Характерны повышенные содержания благородных металлов. Представителями месторождений и проявлений этого типа являются таковые в пределах Каралонского рудного поля.

Стратиграфически выше, в нижней половине вулканогенной зеленокаменной формации намечается второй уровень развития колчеданного оруденения, которое наиболее широко проявилось в пределах Витимо-Янгудского трогового комплекса. Рудные месторождения отчетливо стратифицируются и приурочены к контрастно дифференцированной породной ассоциации, где в составе пород, вмещающих оруденение, кроме эффузивов основного и кислого состава, присутствуют в подчиненном количестве кварц-графитистые сланцы, кварциты и известняки. В пределах наиболее изученного Каменного месторождения рудные залежи имеют серно-колчеданный, медно-цинково-колчеданный, медно-колчеданный и колчеданно-полиметаллический состав. Цинк преобладает над всеми другими элементами.

Верхний уровень развития колчеданного оруденения находится в пределах горбылокской свиты, венчающей разрез вулканогенной зеленокаменной формации. В этой части убогое колчеданное оруденение ассоциирует преимущественно со слабо дифференцированными вулканогенными образованиями, среди которых преобладают вулканы кислого состава. Рудные образования преимущественно серно-колчеданного и медно-колчеданного составов образуют убого вкрапленные зоны, согласные и секущие по отношению к вмещающим породам. Кроме колчеданного оруденения, в формации отмечаются железистые кварциты, тесно ассоциирующие с вулканогенно-кварцитовым парагенезом пород.

Карельская эпоха (2600—1900 ± 100 млн. лет). Отличительные особенности этой эпохи заключаются в относительной стабилизации тектонического режима, при котором происходило накопление мощных красноцветных, а в последующем — вулканогенно-красноцветных отложений. Положение наиболее ранней удоканской серии в разрезе докембрия устанавливается по следующим данным. Она моложе архейского фундамента и вулканогенной зеленокаменной формации (муйская серия), метаморфизованных и прорванных гранитами 2600—2800 млн. лет назад [17]. В. С. Федоровский считает, что образование удоканской серии происходило в интервале от 2600 до 2000—1900 млн. лет. По радиологическим данным возраст метаморфизма икабийской свиты, залегающей в основании удоканской серии, определен в пределах 1860—1950 млн. лет. Гранитоиды кодарского комплекса, прорывающие удоканскую серию, имеют по калий-аргоновому методу возраст от 1700 до 2000 млн. лет при среднем значении 1850 млн. лет [23].

Эвгеосинклинальный аналог удоканской серии — заминская подсерия муйской серии. Ее верхняя граница четкая и характеризуется мощным диастрофизмом и внедрением муйского плутонического комплекса. На породах заминской подсерии трансгрессивно залегают породы акитканской серии (порфиры), датированные изохронным методом в 1710 млн. лет [25].

В развитии стратиформного оруденения этой эпохи существуют следующие отличительные особенности. Появляются первые в истории развития рассматриваемого региона, а также всей планеты [1, 17], красноцветные меденосные формации. Как считает А. И. Анатольева, для образования красноцветных отложений необходимы следующие условия: наличие в атмосфере свободного кислорода, существование стабильных участков земной поверхности с континентальными ландшафтами, поступление с областей сноса в том или ином виде пигментирующего материала, возможно, за счет размыва красноземных кор выветривания или в результате разложения железосодержащих минералов в бассейнах седиментации), преобладание жаркого климата в областях источников сноса и в бассейнах седиментации. Подобные условия существовали в период накопления удоканской серии и особенно ее верхней половины [17]. Это подтверждается высокозрелыми терригенными отложениями, а также появлением первых в истории Земли эвапоритовых отложений, преобразованных при метаморфизме в альбитизированные, саполитизированные и цеолитизированные сланцы.

Не менее характерно для этой эпохи накопление и первых в истории региона мощных флишвидных черносланцевых толщ, несущих рассеянную сульфидную и магнетитовую минерализацию и повышенные скопления редких и благородных металлов.

В отличие от предыдущей эпохи, образование рудоносных слоистых формаций и связанных с ними стратиформных месторождений происходило вне прямой связи с вулканической деятельностью и было связано процессам осадочной дифференциации при поступлении рудного материала с областей сноса за счет размыва кор химического выветривания [4, 14].

Связанные с вулканической деятельностью красноцветные континентальные отложения возникли лишь в заключительную стадию этой эпохи и обязаны формированию Прибайкальского вулканического пояса в пределах 1900—1700 млн. лет [5]. С ними не ассоциируют сколько-нибудь значительные проявления меди указанного типа и в большей степени развиты разнообразные медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические проявления в вулканитах континентального типа.

Байкальская эпоха (1600±100—600 млн. лет). В эту эпоху происходило образование в широком возрастном диапазоне самых разнообразных рудоносных вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных формаций, вмещающих большое число стратиформных месторождений цветных, редких металлов и других полезных ископаемых, а также обладающих повышенной металлоносностью. Здесь можно выделить четыре основных этапа накопления металлов, связанных тесно с процессами вулканической деятельности и осадочной дифференциации.

Первый этап, наиболее ранний, характеризуется в целом накоплением преимущественно вулканогенных образований в Шилкинском шовном прогибе и образованием вулканогенной, последовательно дифференцированной формации (кулиндинская свита). С ней тесно ассоциируют медноколчеданные, магнетит-колчеданные и магнетитовые проявления, а также стратиформные скарновые проявления вольфрама. Все они тесно связаны с вулканическими структурами центрального типа, где наряду с вулканогенными породами липарит-дацит-андезит-базальтового ряда широко проявились субвулканические интрузии.

Второй этап — образование преимущественно высокоуглеродистых и кремнистоуглеродистых образований вулканогенно-сланцевой формации, образование которой происходило в различных частях региона и было связано с крупными синклинорными прогибами, где преобладали органогенно-хемогенные процессы (при весьма подчиненной роли вулканизма и привноса терригенного материала). Наиболее широко развита вул-

каногенно-сланцевая формация в Восточном Забайкалье, Северо-Западном и Западном Прибайкалье, Витимском плоскогорье. Для этой формации характерно образование самых различных полезных ископаемых стратиформного типа. Наиболее широко распространены колчеданно-полиметаллические месторождения, типичные представители которых — Холоднинское, Савинское № 5, Почкуевское, Михайловское, Чупинское и некоторые другие. Возраст этих месторождений датируется свинцовым методом в интервале от 1300 [13] до 1100—1000 млн. лет [7, 8, 20]. Другие цифры в 600—800 млн. лет [13] следует относить ко времени метаморфогенного преобразования руд.

Не менее широко развиты, особенно на территории Восточного Забайкалья, а также на Витимском Плоскогорье, стратиформные месторождения и проявления вольфрама. Они принадлежат к сурьмяно-ртутно-вольфрамовой рудной формации, которая устойчиво контролируется углеродисто-кварцитовый породной ассоциацией. Представители этой формации — Барун-Шивеинское (киноварь, антимонит, ферберит), Ново-Казачинское (антимонит, шеелит, киноварь), Ново-Ивановское (антимонит, ферберит) и некоторые другие проявления. Как отмечает В. С. Кормилицын (11), месторождения располагаются в протерозойских и палеозойских структурах на юго-западном продолжении крупных разломов, контролирующих Борщовочный интрузив и окружающие его позднемезозойские впадины. Месторождения не сопровождаются молодыми магматическими образованиями, в связи с чем позднемезозойский возраст их прямыми геологическими данными не устанавливается. К этому следует добавить, что породные ассоциации вулканогенно-сланцевой формации образуют на месторождениях крупные макролинзы протяженностью до 12 км и шириной 400—800 м, за пределы которых оруденение не распространяется. Рудные тела представляют пласты и линзы кварцитов, в которых отмечаются вкрапленные, брекчиевые и слонстые, а также массивные руды. Это дает основание предполагать тесную парагенетическую связь оруденения с указанной породной ассоциацией и связывать их сингенетичное образование с вулканогенно-осадочными процессами в протерозойское время.

Среди других полезных ископаемых стратиформного типа вулканогенно-осадочная формация вмещает олово-полиметаллические, мышьяково-колчеданные, флюоритовые и некоторые другие проявления полезных ископаемых.

Третий этап характеризуется накоплением флишоидной терригенно-сланцевой формации в поздние этапы развития байкальской эвгеосинклинали. Накопление этих высокометаллоносных отложений происходило в широких изолированных синклинорных прогибах в условиях относительной тектонической стабилизации и существования устойчивых областей сноса. Специфика формации — преимущественное накопление мелкообломочного, хорошо сортированного полимиктового материала и рассеянного углеродистого вещества, отчего отложения формации имеют черносланцевый облик.

Наиболее важная металлогеническая особенность формации — их региональная повышенная металлоносность и прежде всего повышенные содержания вольфрама и олова. Именно эти металлы под воздействием метаморфизма и различных гидротермальных процессов и образуют в более поздние периоды жильные и прожилково-вкрапленные месторождения сингенетично-эпигенетичного типа [6], где имеет место устойчивое сочетание сингенетичной металлоносности определенной породной ассоциации с наложенными на нее более поздними рудными новообразованиями (кварцевыми жилами, зонами прожилково-вкрапленного оруденения).

Таким образом, формирование этих месторождений бывает значительно растянуто в возрастном интервале, где началом является сингенетичное накопление первичных повышенных скоплений металлов, завершающееся в складчатые и постскладчатые периоды образованием промышленных руд.

Четвертый этап отвечает образованию в регионе терригенно-карбонатно-сланцевой и сланцево-карбонатной формаций в позднем протерозое, которые широко развиты в Западном Прибайкалье и в пределах Витимского Плоскогорья. Их образование тесно

связано с возникновением субплатформенного и орогенного режимов, где существовала пестрота ландшафтно-климатических обстановок. Накоплению формаций предшествовал длительный континентальный режим, в течение которого происходило формирование кор химического выветривания. Свидетельством этому служат широко развитые в основании указанных формаций их переотложенные продукты, представленные олигомиктовыми или кварц-мономиктовыми песчаниками, гравелитами или мелкогалечными конгломератами. Нерастворимые остатки карбонатных пород в самих рудоносных формациях содержат преимущественно труднорастворимые минералы (кварц, циркон, гранат, турмалин, халцедон, каолинит и др.).

Образование карбонатных формаций — результат седиментационных процессов, протекающих в условиях жаркого аридного климата при подавляющей роли хемогенных и органогенных процессов. Бассейны, в которых накапливались осадки, представляли полуизолированные или изолированные застойные водоемы лагунного типа, куда в большом количестве выносились химические соединения и металлы, а также тонковзвешенные терригенные частицы. Их распределение отчетливо контролировалось на фациальном профиле палеобассейнов с отложением терригенных составляющих в прибрежной части и растворенных элементов в удалении от береговой линии. В связи с этим распределение рудных элементов в формациях имеет строгую фациальную зональность. В прибрежной части с пестроцветными терригенными отложениями ассоциируют Fe и Mn, далее в глубь бассейна они сменяют триадой Sn, Pb и Zn и в наиболее глубоководной части преобладают F, Sz, Ba и Mg.

Среди полезных ископаемых в формациях наиболее широко развиты месторождения и рудопроявления флюорит- или барит-свинцово-цинковых и медно-свинцово-цинковых руд, многоярусно размещенных по всему разрезу формаций. Среди других полезных ископаемых встречаются железо-марганцевые руды и фосфориты.

Определение абсолютного возраста свинцово-цинковых месторождений весьма сложно в связи с высокой аномальностью изотопов свинца. А. И. Тугаринов [20] считает, что их происхождение обусловлено несколькими источниками радиогенного свинца в более древних породах. К аналогичному выводу приходят и другие исследователи [16, 22]. По геологическим данным, образование этих месторождений относят к концу рифейского времени [7], что отвечает накоплению в Прибайкалье терригенно-карбонатно-сланцевой формации.

Каледонская эпоха (600—400 млн. лет). С этим временем связано образование многочисленных колчеданно-полиметаллических и свинцово-цинковых месторождений в вулканогенно-карбонатной и карбонатной формациях. Здесь весьма условно можно выделить два этапа образования стратиформных месторождений.

Первый этап — отвечает формированию вулканогенно-карбонатной формации во вторичных геосинклинальных прогибах. Эти прогибы типа грабен-синклиналей локально проявились в юго-западной части Станового поднятия. Колчеданно-полиметаллическое и гематит-магнетитовое оруденение в вулканогенно-карбонатной формации чаще всего ассоциирует с осадочно-туфогенными и туфогенно-углеродистыми образованиями, накопление которых происходило сразу же вслед за образованием вулканогенных толщ последовательно дифференцированного ряда.

Возраст колчеданно-полиметаллического оруденения, установленный по свинцу [8], отвечает 600 млн. лет, но по разным методам вычисления колеблется от 660 (метод Холмса—Гаутерманса) до 480 млн. лет (метод Рассела—Стантона).

Второй этап характеризуется преимущественным образованием стратиформных свинцово-цинковых месторождений. Основная часть их ассоциирует с карбонатной нижнекембрийской формацией, развитой преимущественно в Восточном Забайкалье. Отдельные выходы ее известны и в других частях региона. В юго-западной части Станового поднятия (Курбинский район) эта формация залегает выше вулканогенно-карбонатной и имеет с ней постепенный переход. В то же время карбонатная формация Восточного Забайкалья в ряде установленных случаев стратиграфически постепенно сменяет вверх по разрезу вулканогенно-сланцевую верхнепротерозойскую, что позволяет датировать ее возраст древнее нижнего кембрия.

Образование карбонатной формации происходило в условиях, аналогичных тем, которые были охарактеризованы для терригенно-карбонатно-сланцевой и сланцево-карбонатной формаций протерозойского возраста, в связи с чем она имеет близкий литологический состав. Рудная специализация представлена стратиформными месторождениями и проявлениями свинцово-цинковых и медно-свинцово-цинковых руд, которые отличаются высокой сереброносностью и присутствием широкого спектра редких и рассеянных элементов.

Определение абсолютного возраста месторождений затруднено в связи с наличием в них изотопов свинца, соответствующих месторождениям типа Джоплин. Поэтому полученные многочисленные данные возраста свинцовым методом многих месторождений весьма разноречивы. А. И. Тугаринов [19] приводит данные состава изотопов свинца из нерчинскозаводской карбонатной свиты, показывающие возраст в 600 млн. лет, что по существу отвечает сингенетичному накоплению рассеянной сульфидной минерализации. Более молодые полученные значения, распределенные в широком интервале от кембрия до верхнего мезозоя, отражают, видимо, неоднократное перераспределение металлов.

Герцинская эпоха (400—225 млн. лет). Накопление рудоносных формаций слоистых толщ было связано с вторичной герцинской геосинклиналью, которая локально проявилась лишь в пределах южной части Восточного Забайкалья (западная и восточная окраины Агинского срединного массива).

Первый этап отвечает накоплению вулканогенной кремнисто-яшмоидной формации, представляющей сочетание вулканогенных, кремнистых, яшмоидных и высокоуглеродистых пород. Для этой формации характерно широкое развитие марганцевого стратиформного оруденения в нескольких парагенетических сочетаниях пород, куда в качестве обязательных членов входят эффузивы основного состава, кремнистые сланцы, зеленые и красно-сургучные яшмоиды. Учитывая вулканогенно-осадочную природу образования марганцевого оруденения в верхнепалеозойской формации, имеются все данные высоко оценить масштабы его на территории Восточного Забайкалья. В этой же формации известны признаки колчеданно-полиметаллического оруденения, тесно ассоциирующего с высокоуглеродистыми и углеродисто-кремнистыми образованиями. Не исключено, что с марганценосными парагенезами пород и колчеданно-полиметаллическими проявлениями может быть связана повышенная оловоносность, так как, видимо, не случайно все известные в районе более молодые оловорудные месторождения пространственно тяготеют к полям распространения выше названных парагенезов пород. В связи с этим имеются определенные основания предполагать возможность обнаружения в пределах вулканогенной кремнисто-яшмоидной формации стратиформного олово-полиметаллического или олово-марганцеворудного типов оруденения.

Второй этап характеризуется образованием терригенно-сланцевой флишоидной формации пермско-триасового возраста. Ее образование происходило в узких линейных грабенах и крупных синклинирных прогибах. Для формации характерно широкое распространение углеродистых пород, образующих частое ритмичное чередование с песчаниками, алевролитами и мелкогалечными конгломератами.

Рудная специализация формации проявляется в приуроченности к определенным горизонтам или пачкам пород жильных и прожилково-вкрапленных сингенетично-эпигенетических месторождений редких и благородных металлов. Определение их абсолютного возраста по свинцу [10], полученное на месторождении Хаверга, показывает 260 млн. лет, что отвечает перми. Представляется, что это значение отвечает времени начальных этапов накопления толщи, а также связанных с ней сингенетичных повышенных скоплений металлов. Образование же самих месторождений следует относить к более поздним периодам и связывать их формирование с процессами юрской тектоно-магматической активизации.

1. Образование стратиформных месторождений и толщ с повышенной металлоносностью происходило на территории Забайкалья и Прибайкалья в возрастном интервале более чем 2,5 млрд. лет, включая докарельскую, карельскую, байкальскую, каледонскую и герцинскую эпохи. Накопление рудоносных вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных формаций в них отвечало рубежам коренных тектонических перестроек региона или отдельных его частей. В связи с этим выделяются этапы образования формационных рядов, а в них рудоносных формаций прогеосинклинальных (сланцевых и терригенных), орогенных и вторичных геосинклинальных прогибов.

2. Основные факторы, под воздействием которых происходило образование тех или иных рудоносных формаций и стратиформного оруденения, — вулканическая деятельность, интенсивное накопление органического вещества и изменение ландшафтно-климатических условий в областях питания и седиментации. Роль каждого из указанных факторов, в образовании рудоносных формаций и стратиформного оруденения, определялась степенью проявления тех или иных процессов, участвующих в накоплении рудоносных осадков.

3. В выделенных эпохах отчетливо намечается специализация рудоносных формаций по определенным типам стратиформного оруденения. Вулканогенные контрастно и последовательно дифференцированные формации докарельской и байкальской эпох вмещают в основном медно-колчеданные и медно-цинково-колчеданные месторождения. С формациями вулканогенно-осадочной группы тесно связаны преимущественно колчеданно-полиметаллические, олово-полиметаллические, сурьмяно-ртутно-вольфрамовые, флюоритовые стратиформные месторождения и некоторые другие полезные ископаемые. Характерны для терригенно-сланцевой флюидной формации байкальской и герцинской эпох сингенетично-эпигенетические месторождения редких и благородных металлов, формирующиеся в пределах парагенезов пород, обладающих повышенной металлоносностью. В пределах карбонатных формаций байкальской и каледонской эпох наиболее широко проявились свинцово-цинковые, медно-свинцово-цинковые и флюорит- или барит-свинцово-цинковые месторождения.

4. Для определенных возрастных интервалов — докарельско-карельского, байкальского и каледонского — намечается устойчивое сочетание и хронологическая последовательность близких по составу рудоносных формаций, а именно вулканогенной, вулканогенно-осадочной (черносланцевой) и красноцветной или пестроцветно-эвапоритовой. В соответствии с такой периодической повторяемостью в них устанавливается и устойчивая вертикальная последовательность размещения близких типов стратиформного оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Анатольева А. И.* Главные рубежи эволюции красноцветных формаций. Новосибирск: Наука, 1978. 190 с.
2. *Билибина Т. В.* Основные черты металлогении щитов и областей активизации. — Тр. ВСЕГЕИ, 1973, т. 191, с. 41—61.
3. *Билибина Т. В., Кратц К. О., Лаверов Н. П.* и др. Металлогения докембрия и металлогенические эпохи. — В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л., Наука, 1978, с. 3—29.
4. *Богданов Ю. В., Кочин Г. Г.* Медистые отложения Олэкмо-Витимской горной страны. — Л.: Недра, 1966. 386 с.
5. *Бухаров А. А.* Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса. Новосибирск: Наука, 1973. 138 с.
6. *Гарьковец В. Г.* Об условиях образования сингенетично-эпигенетических месторождений углеродисто-рудной формации (на примере Узбекистана). — В кн.: Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность: (Тез. докл. Всесоюз. семинара). Фрунзе, 1978, с. 28—29.
7. *Горжевский Д. И., Ручкин Г. В.* Об эволюции колчеданного и свинцово-цинкового оруденения в докембрии. — В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л.: Наука, 1978, с. 197—205.
8. *Дистанов Э. Г.* Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. 258 с.

9. Домарев В. С. О распространенности некоторых металлов в рудных образованиях докембрия. — Геол. журн. АН УССР, 1971, т. 31, вып. 3, с. 3—10.
10. Исследование структурных особенностей минералов современными физико-химическими методами. Новосибирск: Наука, 1970. 200 с.
11. Кормилицын В. С. Рудные формации и процессы рудообразования. Л.: Недра, 1973. 311 с.
12. Мануйлов М. М., Петров Б. В., Кольцова Т. В. Новые радиометрические данные по докембрию Северо-Байкальского и Патомского нагорий. — В кн.: Геологическая интерпретация данных геохронологии: (Тез докл. XX юбил. сес.). Иркутск, 1977, с. 34—35.
13. Миркина С. Л., Жидков А. Я., Токсубаев А. И. и др. Изотопный состав свинца и серы руд и пород Холодинского месторождения. — В кн.: Тез. докл. V Всесоюз. симпоз. по геохимии стабильных изотопов. М., 1974, ч. 1, с. 116—117.
14. Наркелюн Л. Ф., Безродных Ю. П., Трубачев А. И., Салихов В. С. Медистые песчаники и сланцы южной части Сибирской платформы. М.: Недра, 1977. 220 с.
15. Неелов А. Н. Стратиграфия, структура и метаморфизм среднего течения р.р. Мамы и Большой Чуи. — Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР, 1957, вып. 7, с. 25—48.
16. Попов В. В. Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования. М.: Недра, 1980. 247 с.
17. Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л.: Недра, 1973, 272 с.
18. Смирнов В. И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений, 1970, № 6, с. 3—15.
19. Тугаринов А. И. Источники рудного вещества по изотопным данным. — Геология руд. месторождений, 1975, № 4, с. 30—43.
20. Тугаринов А. И. Эволюция свинцового рудообразования в истории Земли. — В кн.: Геохимия, минералогия, петрология: (Докл. сов. геологов. XXV сес. МГК). М.: Наука, 1976, с. 3—13.
21. Тугаринов А. И., Варламов В. А., Карпенко С. Ф., Ручкин Г. В. Изотопный состав свинца галенитов Холодинского колчеданно-полиметаллического месторождения и вмещающих пород. — Геохимия, 1976, № 2, с. 202—210.
22. Тычинский А. А., Синчук Ю. А., Шипилов Л. Д., Петровский И. Г. Источники рудного вещества и вопросы генезиса свинцово-цинкового оруденения стратиформного типа. — В кн.: Вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 43—80.
23. Федоровский В. С. Стратиграфия, объем и границы удоканской серии докембрия Восточной Сибири: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1968. 21 с.
24. Федоровский В. С., Лейтес А. М. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олёмко-Витимской горной страны. — Геотектоника, 1968, № 4, с. 114—127.
25. Яценко И. Л., Варшавский Э. С., Мануйлова М. М. Исследования первичного отношения Sr^{87}/S^{86} в различно метаморфизованных породах Северного Прибайкалья с целью определения абсолютного возраста. — Геохимия, 1965, № 5, с. 528—533.

УДК 550.4 : 552.4

О. Г. ЛАЗУР

МАЛЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В КАЧЕСТВЕ ИНДИКАТОРОВ ПЕРВИЧНОЙ ПРИРОДЫ, МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД И РУД

В последние годы в трудах многих ученых развивается идея использования малых элементов в качестве индикаторов первичной природы метаморфических пород и рудных концентраций [1, 6, 7, 9, 12, 13]. Например, такие элементы, как Ge и Te, использовались для выяснения условий происхождения соответственно железорудных и марганцеворудных концентраций.

В значительной степени неясными остаются вопросы распределения малых элементов на фациальных профилях осадочных и рудонакопляющих бассейнов, их устойчивости в широком диапазоне термодинамических параметров от зеленосланцевой до гранулитовой фаций метаморфизма. Для этой цели нами был выбран ряд железорудных бассейнов, характеризующихся как разнообразием типов рудовмещающих пород (от обломочных до карбонатных со всеми переходными разностями), возрастом (от архея до верхнего палеозоя), так и составом минералов железа: а) — верхнепалеозойские железо-марганцевые, преимущественно окисные руды Джанльминской мульды в Центральном Казахстане, рудные концентрации которой залегают как

в обломочных (месторождения Джезды, Жаксы-Котр, Клыч), так и в карбонатных (месторождения Найзатас, Каражал, Ушкатын) породах; б) — рифейские сидеритовые руды Бакальской группы месторождений, залегающие в глинисто-карбонатных породах; в) — нижнепротерозойские джеспилиты Кривого рога; г) — архейские магнетитовые кварциты Анабарского щита, залегающие в гиперстеновых плагиогнейсах. Этот ряд железорудных бассейнов характеризуется повышением степени метаморфизма рудовмещающих пород от практически неметаморфизованных через зеленосланцевую и амфиболитовую к гранулитовой фации метаморфизма. Для каждого из бассейнов по литофациальному профилю от древней береговой зоны „в глубь моря“ отобраны и проанализированы на малые элементы все типы пород. Из каждой разновидности пород было проанализировано от трех до 15 образцов. Малые элементы были определены количественным спектральным анализом в Бронницкой геолого-геохимической экспедиции ИМГРЭ. Из всего многообразия малых элементов большой интерес представляют германий, индикаторные возможности которого при определении генезиса железорудных концентраций были показаны В. М. Григорьевым [7], и цирконий, об устойчивости которого в широком диапазоне *P-T* условий есть отрывочные сведения [3, 10].

Среднее содержание германия в земной коре составляет 1,4 г/т [5]. По данным ряда авторов [2, 5, 14], содержание его в различных типах горных пород составляет (в г/т): изверженные горные породы — 1—1,5, песчаники — 1,1, алевриты — 1,7, глинистые породы — 2, карбонатные породы — 0,25. Минералы-концентраторы германия — магнетит и в меньшей степени гематит и окислы марганца. Максимально обогащены германием магнетиты из вулканогенно-осадочных месторождений железа. Содержание германия в магнетитах различных типов изверженных горных пород колеблется в пределах 1—1,5 г/т, т. е. соответствует средним для изверженных горных пород. В магнетитах из месторождений гематит-магнетитовых руд в вулканогенно-осадочных толщах оно поднимается до 27 г/т и выше. Повышенным, по сравнению со средним, содержанием германия обладают магнетиты из месторождений железистых кварцитов. Среднее содержание германия в магнетитах из 31 месторождения железистых кварцитов СССР составило 5,48 г/т. Это позволило сделать вывод [7] о вулканогенно-осадочном генезисе ряда месторождений железистых кварцитов. В литературе встречаются отрывочные сведения о геохимической инертности германия в термодинамических условиях, включая амфиболитовую фацию метаморфизма. Неясным остается вопрос о его устойчивости и информативности в породах гранулитовой фации.

Для выяснения характера распределения германия на литолого-фациальном профиле железорудных бассейнов в системе координат тип породы — содержание германия построены графики распределения (рис. 1). В бассейнах обломочно-карбонатного профиля типа Джайльминской мулды в Центральном Казахстане максимум германия приходится на окисные железные и марганцевые руды. Причем руды могут залегать как в карбонатных (месторождение Каражал, Ушкатын), так и в обломочных (месторождение Джезды и др.) породах. Типичных глинистых пород и сланцев на профиле нет, глинистые известняки и тонкое переслаивание глинистых сланцев и известняков характеризуются промежуточным между глинами и известняками содержанием германия (1,2 г/т). На литолого-фациальном профиле карбонатнакопляющих бассейнов с широким развитием глинистых сланцев (Бакальская группа месторождений) он накапливается в пачках глинистых пород. Кривые распределения германия обоих типов рудонакопляющих бассейнов характеризуются узкими максимумами и несимметричностью. Последняя вызвана редуцированностью обломочного и широким развитием карбонатного крыльев профилей.

Литолого-фациальный профиль железорудного бассейна терригенного типа осадконакопления показан (см. рис. 1) на примере Криворожского бассейна. Он характеризуется широким, довольно симметричным максимумом содержания Ge. Это вызвано тем, что железистые кварциты подстилаются и перекрываются биотитовыми, куммингтонитовыми сланцами, также обогащенными германием. В них, как и в развитых выше по разрезу углисто-глинисто-карбонатных породах, повышенные содержания гер-

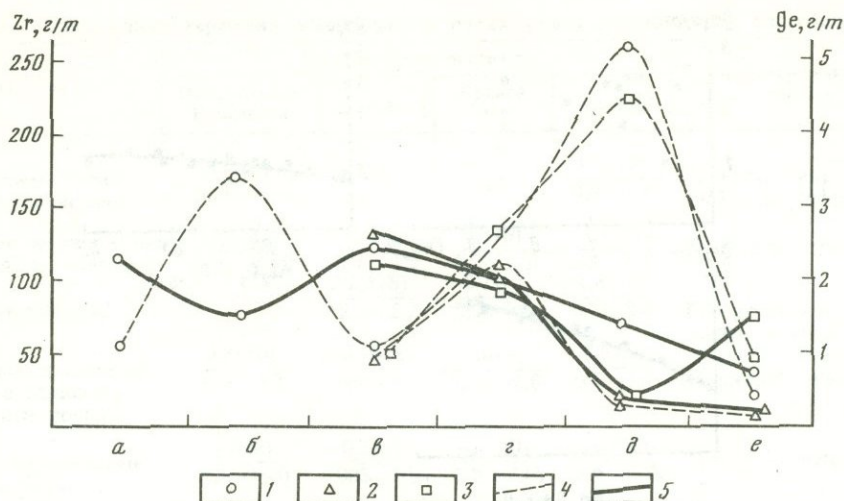


Рис. 1. Распределение циркония и германия на литофациальном профиле ряда рудонакопляющих бассейнов

1 — Джанльинская муфта Центрального Казахстана; 2 — Бакальская группа месторождений; 3 — Криворожский бассейн; содержание: 4 — германия, 5 — циркония; а — полимиктовые песчаники и конгломераты; б — железные руды джездинского типа; в — аркозовые песчаники и конгломераты; г — глинистые породы, сланцы; д — железные руды; е — известняки, доломиты, глинисто-карбонатные породы

мания связаны как с окисными минералами железа, так и с глинистой компонентой пород.

Для оценки возможности связи содержаний германия с глинистыми минералами проведено сопоставление содержаний Ge с Fe^{+2} , $Al + Fe_{общ}$ и $Na + K$ (рис. 2) в сидеритах и глинистых сланцах с прослоями сидеритов. На графике отмечается отсутствие корреляции германия с Fe^{+2} и четкая его связь с $Al + Fe_{общ}$ и $Na + K$. Это говорит о том, что германий ассоциируется не с сидеритом, как следовало бы ожидать, а с глинистыми минералами. Таким образом, характер распределения германия на литолого-фациальном профиле железорудных бассейнов определяется преобладающим типом отложений и минералогической формой железа.

По данным ряда авторов [6—8], Ge связан не с собственно вулканическими породами, а с жидкими и газообразными дериватами магмы — с вулканическими гидротермами и эксгалитами, зачастую значительно оторванными во времени и пространстве от вулканического очага. Это обстоятельство зачастую маскирует генетическую природу продуктов их осаждения и является предметом оживленных дискуссий о вулкано-генном или осадочном генезисе различных рудных и нерудных концентраций.

Например, в вулканических газах вулкана Шова-Шинзан содержится 0,01 мг германия на 1000 л газа, в фумарольных возгонах — до 50 г/т. Термальные воды Камчатки содержат от 1 до 25 мг/л германия, термальные источники Стимботт-Спрингс и Норис (США) — до 40 г/л. В высокоминерализованных горячих водах скважины Ниланда (Южная Калифорния, США) определено содержание германия в 100 г/т наряду с повышенными содержаниями свинца, меди, серебра, мышьяка, висмута, олова и других элементов. Известные в Кривом Роге амфиболиты и продукты изменения ультраосновных пород характеризуются содержаниями на уровне средних для магматических пород — соответственно 1,6 и 1,45 г/т Ge. Как правило, вулканические породы, залегающие в толще с обогащенными германием железистыми кварцитами, содержат германий на кларковом уровне. В отдельных случаях отмечаются сверхкларковые количества германия и в вулканических породах: девонские эффузивы Джанльинской муфты и их туфы содержат от 4 до 8 г/т, пеплы вулканов Агунг (о-ва Бали, Индонезия), Везувий (Италия), лапилло вулкана Авачинский (Камчатка) — порядка 2 г/т Ge. Причем повышенными по сравнению

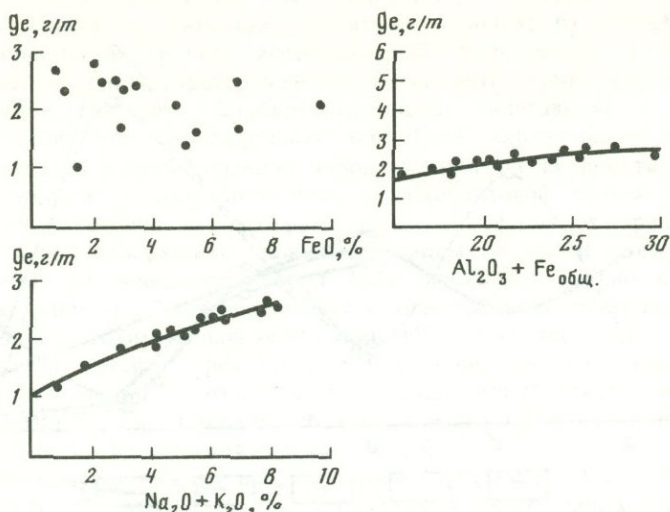


Рис. 2. Соотношение содержаний германия и ряда петрогенных элементов в карбонатных породах, содержащих сидеритовую и глинистую примесь, и в глинистых сланцах Бакальской группы месторождений сидеритов

с кларковыми содержаниями германия характеризуются как основные, так и кислые разновидности вулканических пород. Как было отмечено выше, железистые кварциты и гематит-магнетитовые руды, залегающие в вулканогенно-осадочных толщах, характеризуются резко повышенными содержаниями германия. Это позволило выделить генетический тип вулканогенно-осадочных месторождений железных руд [7]. Следует заметить лишь, что повышенные содержания германия в железистых кварцитах могут рассматриваться как признак вулканогенно-осадочного их генезиса лишь в совокупности с геологическими, минералогическими, геохимическими и другими критериями.

Степень метаморфических преобразований пород вышеприведенных железорудных бассейнов не превышает амфиболитовой фации метаморфизма. Для сравнения привлечены содержания германия в магнетитовых кварцитах, магнетитовых кристаллических сланцах и вмещающих их метаморфических породах гранулитовой фации Анабарского кристаллического щита (далдынская, анабарская серии; рудопроявления рек Алы-Юрек и Далдын). Магнетитосодержащие породы здесь залегают в виде согласных маломощных прослоев и линз в толще полосчатых гиперстеновых плагиогнейсов и гнейсов, вмещающих пласты и пачки гнейсов с гранатом, основных кристаллических сланцев и амфиболитов, реже кварцитов, гранулитов, мраморов и кальцифиров. В разрезе толщи наблюдается большое количество мелких линз ультрабазитов.

В табл. 1 приведены содержания германия (г/т) в магнетитосодержащих и вмещающих их породах четырех железорудных бассейнов, отличающихся по возрасту, по преобладающему типу рудовмещающих пород и характеру метаморфизма пород и руд. Табл. 1 составлена таким образом, что неметаморфизованные и слабо метаморфизованные породы железорудных бассейнов Казахстана, Бакала и Кривого Рога рассматриваются как возможные аналоги метаморфических пород и магнетитовых кварцитов Анабарского щита. Сравнивая содержания германия, приведенные в табл. 1, видно, что заведомо слабо метаморфизованные и метаморфические эквиваленты пород хорошо сопоставляются между собой. Например, мраморы и кальцифиров коррелируются с глинистыми и глинисто-карбонатными породами, основные кристаллические сланцы и пироксен-амфиболовые породы — с ортоамфиболитами, пироксеновые породы (ультрабазиты) — с тальк-актинолитовыми сланцами, магнетитовые кварциты — с железистыми кварцитами гематит-магнетитового (но не карбонатного) состава.

Таблица 1. Содержание германия в породах и рудах ряда железорудных бассейнов (г/т)

Порода	Железорудные бассейны				Метаморфические породы
	Центральный Казахстан	Бакал	Кривой Рог	Анабар	
Полимиктовые песчаники и конгломераты	1,2(5) 0,76—1,4	—	—	1,1(12) 0,9—1,4	Гиперстеновые плагиогнейсы и гнейсы
Аркозовые и кварцевые песчаники и конгломераты	1,1(4) 0,96—1,22	0,95(5) 0,76—1,2 2,5(6)	0,9(5) 0,7—1,2 2,7(5)	1,1(8) 0,8—1,7 1,8(12)	Кварциты, гранулиты
Глинистые породы, сланцы	—	2,2—2,7	2,1—3,8	1,2—2,8	Гиперстеновые плагиогнейсы и гнейсы с гранатом
Известняки, доломиты, углисто- и глинисто-карбонатные породы	0,8(10) 0,5—1,2	0,16(8) 0,05—0,6	0,8(4) 0,08—2,6	0,8(5) 0,5—1,4	Мраморы, кальцифиры
Окисные, карбонатные железные руды	4,8(8) 3,3—19,0	0,36(7) 0,05—0,7	4,7(10) 3,2—7,0	3,9(10) 2,0—5,8	Магнетитовые кварциты
	—	—	—	1,6(8) 1,3—2,0	Магнетитсодержащие кристаллические сланцы
Амфиболиты	—	—	1,6(3) 1,42—1,76	1,6(5) 1,4—1,8	Основные кристаллические сланцы, проросен-амфиболовые породы, амфиболиты
Тальк-актинолитовые сланцы	—	—	1,45(2) 1,4—1,5	(1,2(2)) 1,1—1,3	Ультрабазиты

Примечание. В числителе — среднее содержание германия для данного типа породы, в скобках — количество проанализированных образцов; в знаменателе — пределы колебаний содержания германия для данного типа породы.

Кварциты и гранулиты могут быть эквивалентами кварцевых и аркозовых песчаников, хотя не исключена первично-хемогенная природа кварцитов и образование гранулитов за счет кислых вулканических пород. Гиперстеновые плагиогнейсы и гнейсы с гранатом по содержанию германия сопоставимы с обломочными породами соответственно с полимиктовыми песчаниками и глинистыми породами. Но в этот диапазон содержаний германия попадают и практически все магматические породы, поэтому более вероятно гетерогенная природа толщи гиперстеновых плагиогнейсов (эндербитов) и в целом вулканогенно-осадочный ее характер.

Вышеприведенный материал (см. табл. 1) по содержанию германия в породах различных фаций метаморфизма приводит к важному выводу о том, что он мало подвижен в широком диапазоне термодинамических условий, включая гранулитовую фацию метаморфизма, и может служить в комплексе с другими признаками индикатором первичной природы метаморфических пород. Наиболее наглядно это положение подтверждается при сравнении содержаний германия в различных типах магнетитсодержащих пород. Все они, независимо от степени метаморфизма, содержат повышенные и вполне сопоставимые количества германия. Аналогично слабо метаморфизованные карбонатные и глинисто-карбонатные породы по содержанию германия сопоставимы с мраморами и кальцифирами.

Сравнивая содержание германия в сидеритовых рудах Бакальской группы месторождений и в железистых кварцитах, например Кривого Рога, приходишь к выводу о более вероятной окисной природе первичных минералов железа железистых кварцитов. С позиций карбонатной природы железорудных концентраций трудно объяснить разницу на порядок и более в содержании германия в сидерите и магнетите. Минеральный переход сидерит—магнетит при метаморфических преобразованиях карбонатов железа

привел бы к увеличению содержания германия в породе за счет относительного увеличения доли железа не более чем на одну треть исходного количества, но и не на порядок и более (см. табл. 1).

Резюмируя вышеприведенные данные по содержанию германия, можно сделать вывод о возможности использования его количеств в метаморфических породах в качестве индикаторных при восстановлении их первичной природы — в комплексе с другими применяемыми методиками.

На этом же материале не менее интересно рассмотреть изменение содержаний циркония. В основной своей массе он содержится в акцессорном минерале цирконе, в меньших количествах — в титаномагнетите, ильмените, сфене, пирохлоре. Циркон широко распространен во всех типах горных пород и обладает большой сопротивляемостью агентам выветривания. По химическим свойствам цирконий относится к инертным элементам и практически неподвижен в условиях водной миграции. Находки окатанного циркона в глубокометаморфизованных породах помогают определить их первичную обломочную природу. Сведения о содержании циркония в различных типах метаморфических пород крайне отрывочны [3, 4, 15]. Есть основания предполагать, что цирконий так же, как и германий, может оказаться достаточно информативным при определении природы метаморфических пород.

Среднее содержание циркония в земной коре оценивается в 0,016—0,017% [5, 11]: его количества в различных типах изверженных и осадочных горных пород в значительной степени перекрывают друг друга (в %): ультраосновные — 0,003, основные — 0,010, средние — 0,026, кислые породы — 0,020, нефелиновые сиениты — 0,050, сланцы и глины — 0,016, песчаники — 0,022, карбонатные породы — 0,0019.

На литолого-фациальном профиле железорудных бассейнов (см. рис. 1) распределение циркония характеризуется постепенным снижением содержаний от древнего берега в зону открытого моря, от обломочных пород к карбонатным. На фоне общего снижения содержаний циркония выделяются четкие минимумы, отвечающие железным рудам, среди каких бы пород они не залегали.

Таким образом, минимальными содержаниями циркония обладают карбонатные породы и железные руды. Оба типа отложений содержат малые количества акцессорного циркона, что говорит о незначительной доле участия обломочного материала в их формировании. При увеличении содержания обломочного материала в карбонатных отложениях — в песчанистых известняках и углесто-глинисто-карбонатных породах — количество циркония резко возрастает. Низкие содержания его в железистых кварцитах говорят о незначительном участии обломочного материала в их формировании.

Характерно, что низкими сопоставимыми содержаниями циркония характеризуются карбонатные породы и железные руды широкого возрастного диапазона от архея до верхнего палеозоя различных парагенетических ассоциаций рудовмещающих пород, измененных в термодинамических условиях от катагенеза до гранулитовой фации метаморфизма включительно. Это дает основание говорить о том, что цирконий, как и германий, геохимически инертен при метаморфических преобразованиях и может использоваться при реставрировании первичного состава метаморфических пород, включая гранулиты (табл. 2). Например, по содержаниям циркония значительно более наглядно, чем по германию, магнетитсодержащие основные кристаллические сланцы резко отличаются от железистых кварцитов. Можно прийти к заключению, что генетически это совершенно различные породы. Магнетитсодержащие кристаллические сланцы по содержанию как германия, так и циркония близки к средним магматическим породам, а железистые кварциты (цирконию) — к хемогенным.

Несмотря на малопредставительный материал по ультрабазитам, тальк-актинолитовые сланцы Кривого Рога сопоставляются с ультрабазитовыми дайками Анабарского щита, основные кристаллические сланцы и пироксен-амфиболовые породы Анабарского щита — с ортоамфиболитами Кривого Рога. По содержаниям циркония они соответствуют кларкам циркония соответственно в ультраосновных и основных породах.

Менее определена расшифровка трех верхних групп метаморфических пород

Таблица 2. Содержание циркония в породах и рудах ряда железорудных бассейнов

Порода	Железорудные бассейны				Метаморфические породы
	Центральный Казахстан	Бакал	Кривой Рог	Анабар	
Полимиктовые песчаники и конгломераты	120(5) 100—140	—	—	170(12) 90—310	Гиперстеновые плагиогнейсы и гнейсы
Аркозовые и кварцевые песчаники и конгломераты	130(4) 80—240	140(5) 30—280	120(5) 70—310	150(8) 70—230	
Глинистые породы, сланцы	—	120(6) 80—140	120(5) 60—190	110(12) 40—170	Гиперстеновые плагиогнейсы и гнейсы с гранатом
Известняки, доломиты, углисто и глинисто-карбонатные породы	40(5) 20—150	20(8) 20—40	90(4) 80—100	60(3) 20—100	
Окисные карбонатные железные руды	80(8) 20—160	30(7) 20—40	20(10) 20—30	20(10)	Магнетитовые кварциты
				20—40	
Амфиболиты	—	—	120(3)	100(5)	Магнетитсодержащие кристаллические сланцы
			100—150	40—190	
Тальк-актинолитовые сланцы	—	—	40(2)	30(2)	Основные кристаллические сланцы, амфиболиты, амфибол-пироксеновые породы
			35—45	28—32	
Примечание. См. табл. 1.					Ультрабазиты

(см. табл. 2). В целом по содержаниям циркония они сопоставляются с группами неметаморфизованных пород, намеренными выше по содержаниям германия. В целом эти содержания ниже, чем для осадочных пород и средне-кислых эффузивов, но выше, чем для основных магматических пород. Наиболее вероятно гетерогенная вулканогенно-осадочная природа толщи гиперстеновых плагиогнейсов и основной состав продуктов вулканической деятельности, сопровождавшей накопление глин и граувакк основного состава. Следует отметить также, что маловероятно образование гранулитов за счет кислых вулканических пород и более вероятно обломочная (аркозы) или хемогенная их природа.

Подводя итог вышесказанному, можно сделать вывод о возможности использования содержания германия и циркония в метаморфических породах в качестве элементов-индикаторов при восстановлении их первичной природы в комплексе с другими применяемыми методиками. Следует оговориться, что при всех проводимых сопоставлениях необходимо пользоваться не единичными анализами малых элементов, а иметь для каждого типа породы достаточно представительные выборки (около пяти проб).

ЛИТЕРАТУРА

1. Балашов Ю. А., Кременецкий А. А., Швец В. М. Геохимические критерии природы докембрийских амфиболитов. — Геохимия, 1972, № 11, с. 1358—1371.
2. Баранов Ю. Е., Жукова А. С., Смирнов Ф. Л. Германий. — В кн.: Металлы в осадочных толщах. М.: Наука, 1966, с. 273—293.
3. Вайнштейн Э. Е., Тугаринов А. И., Тузова А. М. и др. О соотношении гафния и циркония в метаморфических и метасоматических породах. — Геохимия, 1958, № 3, с. 241—244.
4. Вахрушев В. А., Семенов В. Н. Закономерности распределения германия в магнетите железорудных месторождений (на примере Алтае-Саянской области и Енисейского кряжа). — Геохимия, 1969, № 6, с. 683—690.
5. Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555—574.

6. *Воскресенская П. Т.* Геохимия таллия и германия в марганцевых месторождениях разного генезиса. — Геохимия, 1976, № 6, с. 896—905.
7. *Григорьев В. М.* Закономерности распределения германия в железорудных месторождениях. М.: Недра, 1971. 153 с.
8. *Зеленов К. К.* Некоторые особенности подводного вулканизма на примере вулкана Бану-Вуху (Индонезия). — В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М.: Наука, 1965, с. 70—79.
9. *Кравченко С. М.* Фракционирование малых элементов при дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1977. 217 с.
10. *Лазуткина Л. Н., Когарко Л. Н., Кригман Л. Д.* Устойчивость циркониевых минералов в щелочных агапитовых расплавах. — Геохимия, 1980, № 7, с. 1106—1110.
11. *Лутц Б. Г.* Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Недра, 1975. 167 с.
12. *Сидоренко А. В.* Проблемы осадочной геологии докембрия. — Сов. геология, 1963, № 4, с. 3—23.
13. *Сидоренко А. В., Теняков В. А., Горбачев О. В.* О вероятных осадочных аналогах амфиболитов. — Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 4, с. 907—909.
14. *Широков А. З., Седенко С. М.* Германий в основных типах осадочных горных пород. — Литология и полез. ископаемые, 1965, № 2, с. 167—172.
15. *Шоу Д. М.* Геохимия микроэлементов кристаллических пород. Л.: Недра, 1969. 206 с.

УДК 551.71/.72 (430.2)

В. НОЙМАНН, Г.-Ю. ТЕШКЕ, К. Б. ЮБИТЦ *

О НЕКОТОРЫХ АСПЕКТАХ РАЗВИТИЯ И СТРУКТУРНОГО ПОЛОЖЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ГДР

В ГДР в рамках изучения докембрия вопросам исследования первичного осадочного материала и процессов осадконакопления до настоящего времени уделялось не столь значительное внимание, что объясняется в первую очередь регионально-тектоническим положением этого района. Вскрытые лишь в изолированных участках докембрийские породы слагают фундамент варисцидской мобильной зоны (эпиварисцидской Западно-Европейской плиты). Они были подвергнуты в палеозое интенсивному динамическому и тепловому воздействию, в результате которого первичный характер пород в значительной степени преобразовался как в вещественном, так и в структурном отношении. Вследствие этого определяется заниженный абсолютный возраст пород. В этой связи стратификация частично высокометаморфизованного материала затруднительна.

ДОКЕМБРИЙ — ФУНДАМЕНТ ВАРИСЦИДСКОЙ МОБИЛЬНОЙ ЗОНЫ

Докембрийские серии слагают фундамент Саксо-Тюрингско-Лугикской зоны средне-европейских варисцид, имеющей ширину порядка 200 км. Они обнажаются в пределах следующих антиклинальных зон (рис. 1, цифры в кружках):

1, 2. Фихтельгебиргско-Рудногорской антиклинальной зоны; 3. Верхний Лаузитц; 4. Средне-Саксонской антиклинальной зоны с Гранулитовым массивом; 5. Шварцбургской антиклинальной зоны; 6. Южно-Тюрингско-Северо-Саксонской антиклинальной зоны; 7. Нижний Лаузитц; 8, 9. Средне-Германской кристаллической зоны.

Антиклинории западнее Эльбы имеют юго-западное простираие, а восточнее поворачивают на запад и северо-запад. В связи с тем, что антиклинории разделяются синклинориями, сложенными древнепалеозойскими породами (от кембрия до диананта), то вместе они представляют собой элементы варисцидской складчатой зоны. Выпуклость варисцидской дуги на север возникла, вероятно, в результате сдвиговых движений по

* Центральный институт физики Земли Академии Наук ГДР.

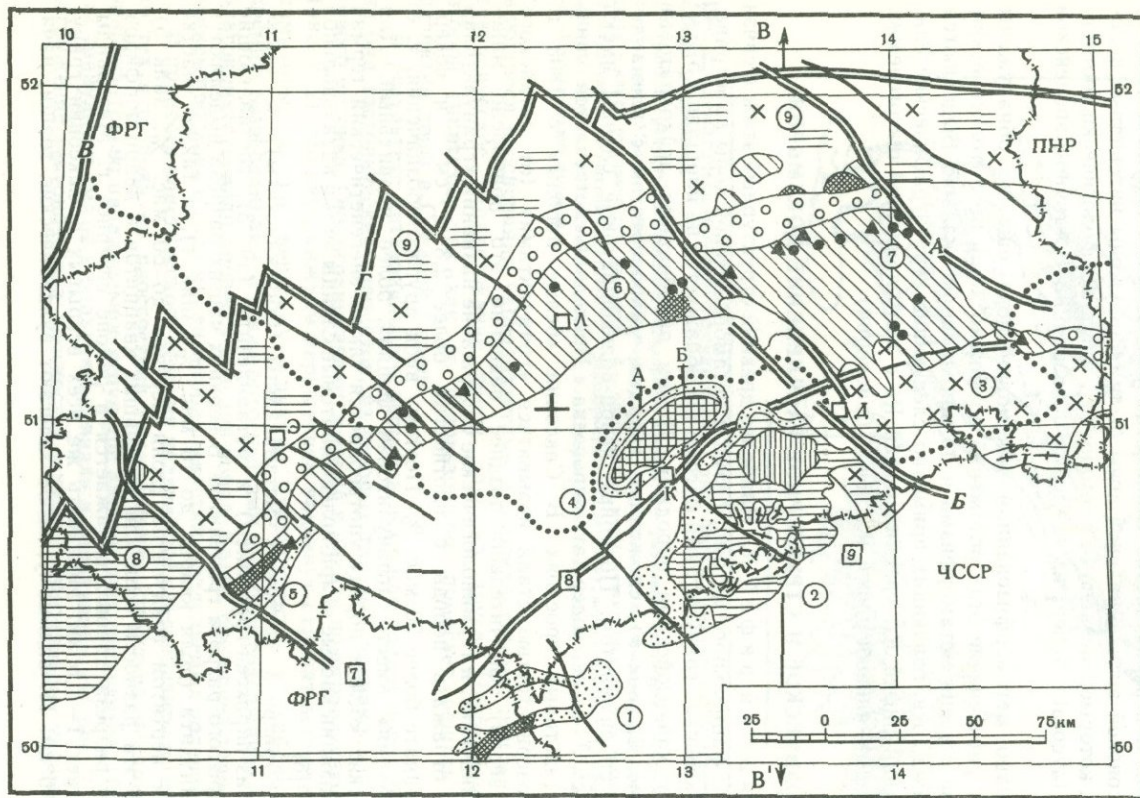
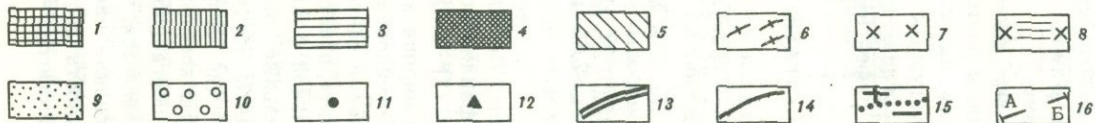


Рис. 1. Докембрий Саксо-Тюрингско-Лугикской зоны [9, с дополнениями], ГДР

1 — гранулитовая фация; 2 — силлиманит-альмандиновая субфация; 3 — амфиболитовая фация; 4 — фация зеленых сланцев; 5 — метаморфизм низких давлений; 6 — ортогнейс; 7 — анатектит; 8 — амфиболитовая фация с проявлениями мигматизации; 9 — породы кембрия, согласно залегающие на породах докембрия; 10 — породы кембрия, залегающие с угловым несогласием на породах докембрия; места находок: 11 — фоссилий фавозофер; 12 — фоссилий нитевидных водорослей; 13 — линеймент (А — Средне-Германский главный разлом, Б — Эльбский, В — Рейнский, Г — Северо-Западно-Тюрингский); 14 — разрывное нарушение, цифры в квадратах (7 — Франкомский, 8 — Средне-Саксонский, 9 — Флеатальская зона); 15 — граница области положительных гравитационных аномалий на севере и области отрицательных гравитационных аномалий на юге [8]; 16 — линии геологического разреза. Цифры в кружках: 1 — горы Фихтельgebirge, 2 — Рудные горы, 3 — Верхний Лаузитц, 4 — Средне-Саксонская антиклинальная зона с Гранулитовым массивом; 5 — Шварцбургский антиклинорий; 6 — Южно-Тюрингско-Северо-Саксонский антиклинорий; 7 — Нижний Лаузитц; Средне-Германская кристаллическая зона; 8 — в магматической фации, 9 — в гнейсовой фации



двум линейаментам, которые уже существовали в докембрии (рис. 1, В): Рейнский линейамент северо-северо-восточного простирания и Эльбский линейамент (Б) северо-западного простирания, проходящий параллельно западному краю Восточно-Европейской платформы.

Воздымание Средне-Германской кристаллической зоны в верхнем девоне и в динанте проходило вдоль Северо-Западно-Тюрингского линейамента, разделенного на две части с приблизительно параллельным простиранием.

Несмотря на палеозойскую складчатость и местами проявившийся палеозойский метаморфизм, в ядрах докембрийских комплексов сохранились древние направления складок, имеющих широтную и меридиональную ориентацию. Разграничение с фанерозойскими комплексами проводится на основании литологических признаков и единичных находок фоссилий. Кембрийские серии, представленные карбонатами, глинами и кварцевыми песчаниками, резко сменяются отложениями венда, обогащенными граувакковым материалом. Этот литологический переход рассматривается в качестве верхней границы докембрия (10). На основании фаунистических находок эта граница вырисовывается не столь четко. В верхних частях слабометаморфизованных граувакк (рис. 1, знак 5) Северо-Саксонской антиклинальной зоны были обнаружены нитевидные водоросли и фавозоферы, которые, согласно Г. Бурману (4), могут морфологически соответствовать *Bavlinella faveolata* Scher. из вендских образований Восточно-Европейской платформы.

В более интенсивно метаморфизованном докембрии пока еще не обнаружены фоссилии, и поэтому расчленение этих отложений возможно лишь по литологическим признакам, на основе степени метаморфизма и по направлению складок. Выделяются три структурных этажа, охватывающих примерно следующие стратиграфические единицы: карелий—нижний рифей R_1 ; средний рифей R_2 с дальсандским тектогенезом; верхний рифей R_3 , терминальный рифей R_4 , венд (бриоверий).

ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ И СТРУКТУРНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ДОКЕМБРИЯ

Карелий — нижний рифей R_1 . Наиболее древний структурный этаж в связи с наличием гранулитово-фациального метаморфизма и метаморфической коры выветривания представляет Саксонский гранулитовый массив. Он обнажается на площади в 575 м² и на 70% перекрыт кайнозойскими породами. В нем преобладают лейкократовые «белые породы» (рис. 2, знак 6), сложенные кварцем, микропертитом с альмандином, кианитом или силлиманитом. Подобные кварц-полевошпатовые сланцы имеют плотность 2,65 г·см⁻³ и не содержат пироксена. Последний встречается лишь в дацитовых и базальтовых прослоях. В Саксонии «белые породы» с 1803 г. в связи с их мелкозернистостью стали называться «гранулитами» (от латинского granulum — малое зерно). Значительно позднее название это приобрело минерально-фациальное значение, и терминологическое содержание названия «гранулитовая фация» (7) стало отражать породы с плотностью более 2,8 г·см⁻³ и содержанием пироба в гранате более 30 мас. %. Поэтому ввод другого обозначения, т. е. «двупироксеновая фация» вместо «гранулитовая фация», более правильный. Для обозначения саксонских «белых пород» употребляется также внегенетический термин «лептинит», охватывающий кислые кварц-полевошпатовые сланцы эпи- и катазоной минеральной фации [6].

Базальные части разреза содержат метабазалты (пирокластиты), а также метадациты (ортоклаз-пироксен-гранулиты) и метаандезиты (зн. 3), составляющие около 10 мас. % вскрытого разреза гранулитов. В верхних частях разреза выделяются горизонты кварц-гранулит (доля кварца до 70 мас. %, знак 4), а также участки весьма обогащенных пертитом гранулитов (доля пертита до 60 мас. %, знак 5). Предполагается, что эти разности возникли из бывших кварцитов и кварц-порфиоров.

Описанная часть разреза хорошо обнажается в районе севернее г. Миттвайды. Ее мощность достигает 1—1,5 км. Мощность же всех вскрытых в Саксонии гранулитов достигает 4—6 км. По-видимому, выше залегают вулканические толщи, начи-

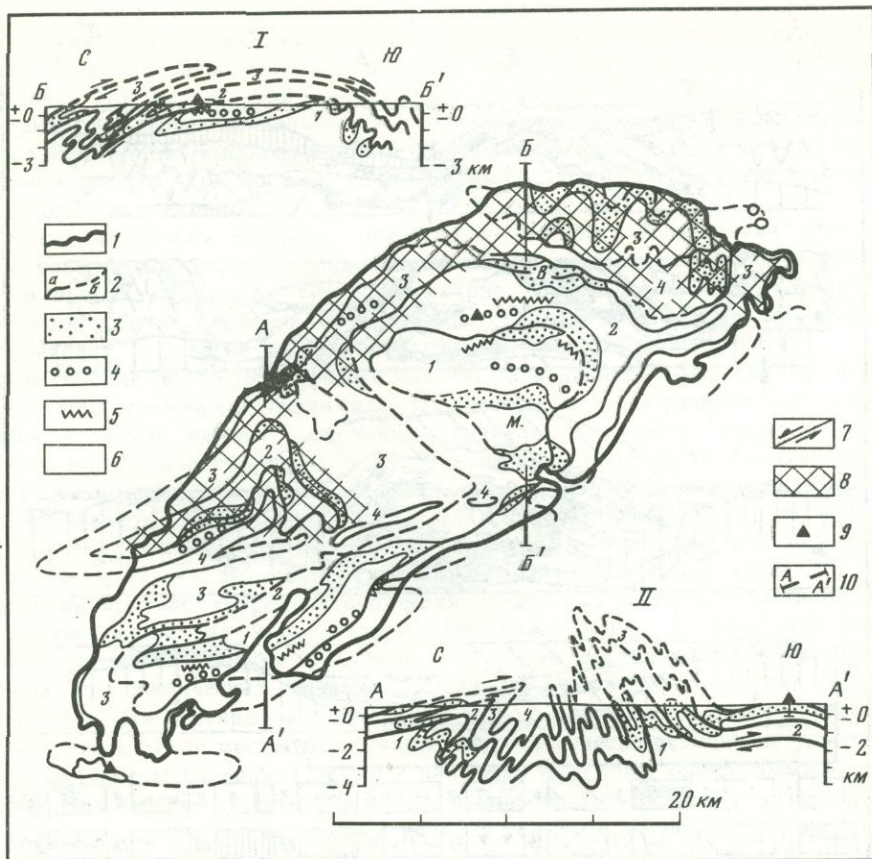


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Саксонского Гранулитового массива с двумя геологическими разрезами

1 — граница Гранулитового массива и сланцевого покрова; 2 — разрывное нарушение с чешуеобразным залеганием ультрабазитов или габбро: а — обнаженное на поверхности, б — перекрытое более молодыми породами (цифра на схеме и на разрезах — номер тектонического элемента); 3 — обогащенная метабазитами гранулитовая толща; 4 — кварцевый гранулит; 5 — гранулит, обогащенный пертитом; 6 — лейкогранулит или лептинит, нерасчлененный; 7 — разрывное нарушение с указанием относительного смещения (на разрезе); 8 — Северная зона со вторичной тектоникой; 9 — скважина глубиной до 500 м; 10 — геологические разрезы

нающиеся в основании ультрабазитами и пирокластитами, или же здесь имело место тектоническое напластование пород друг на друга. Необходимо придерживаться второй гипотезы, так как ее использование помогает решить проблему раннего развития коры в Средней Европе.

В результате катазонового процесса исходная толща пород была распластана на ряд тектонических элементов, из которых три выклиниваются в пределах Гранулитового массива. Они ограничиваются тремя в начале пологозалегающими нарушениями (рис. 2, 2). По двум нижним нарушениям надвинуты гранат-лерцолиты с коматиитовым химизмом, а по верхнему — дуниты, гарцбургиты и габбро с известняками, кремнистыми сланцами, а также ортогнейсами. Высокое содержание кварца в лептинитах благоприятствовало процессу течения пород. Кварц претерпел трансляцию с возникновением прослоев в доли миллиметров и пластин, разделяемых полевошпатовой мозаикой.

В процессе пластического течения надвинутые ультрабазиты и габбро перемещались до тех пор, пока их плоскостная параллельная структура не приняла направление, приблизительно параллельное структуре вмещающих гранулитов. Нарушения и плоскости гранулитов смяты в брахиантиклинали и синклинали. На рис. 2, II показано крутое погружение тектонических плоскостей южнее г. Миттвайды, указывающее на южную

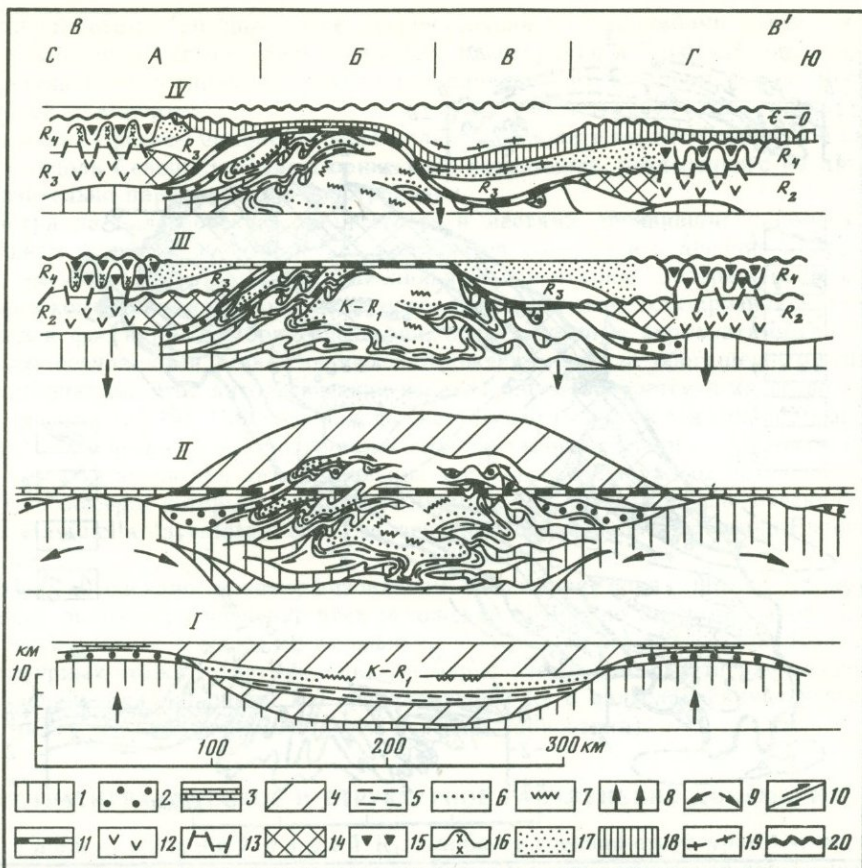


Рис. 3. Схематические палеотектонические разрезы докембрия северного края Богемского массива
 А — Средне-Германская кристаллическая зона; Б — Гранулитовый массив; В — Рудные горы; Г — зона Баррандиум-Тепла;
 1 — ультрабазит, 2 — габбро, 3 — известняки; 4 — неизвестные отложения в кровле или подошве; 5 — базальт-пироклазит;
 6 — кварцит — кварцевый гранулит; 7 — кварцевый порфир — гранулит, обогащенный пертитом; 8 — поднятие, погружение;
 9 — растяжение, спрединг; 10 — пологий надвиг; 11 — подошва эрозивной поверхности с корой выветривания; 12 — анортзит,
 лейконорит (рифей 2); 13 — разрывная тектоника; 14 — складчатость и мигматизация (рифей 2); 15 — фация, обогащенная
 базитами (рифей 4); 16 — изоклиальная складчатость с крутыми поверхностями (S) и линейным анатексисом (магма-
 титовая фация, рифей 4); 17 — фация, обедненная базитами (рифей 4); 18 — флишонная фация (венд); 19 — образование
 ортогнейсов (гнейсовая фация); 20 — складчатость с угловыми несогласиями. I — Ранние воздымания симатических поднятий;
 II — спрединг, приводящий к надвигам, формированию катозональных милонитов и утолщению сиалической коры (в резуль-
 тате поднятий и эрозии формируются коры выветривания); III — осадконакопление и магматизм в рифее 2—4 (контролируется
 строением фундамента); IV — складчатость в зоне сиалического поднятия (происходит лишь в ордовике и сопровождается
 образованием красных гнейсов)

вергенцию в процессе тектонического течения. В отличие от этого крутая антиклиналь, показанная на рис. 2, I, имеет северную вергенцию. В настоящее время невозможно установить, имело ли место здесь обратное движение в пределах общего южного направления, или же юго-восточная часть Гранулитового массива отличается региональным северным направлением тектонических движений (рис. 3, II).

Оси складок в зоне четвертого тектонического элемента простираются на северо-востоке Гранулитового массива под углом 120° , а на юго-западе — под углом около 70° (см. рис. 2). Севернее г. Миттвайда ось небольшого поднятия в пределах первого тектонического элемента простирается широтно, но изогнута в виде дуги выпуклостью на юг. Подобная изменчивость направления осей в рамках широтного простираения отражает отсутствие основной направленности неорогенных процессов течения (первичная тектоника). В отличие от этого начавшийся несколько позже режим вторичных тектонических процессов привел к заложению осей складок, имеющих меридиональное

простираение. Вторичные тектонические процессы охватили северные районы Гранулитового массива и были связаны с явлениями регрессивного метаморфизма (см. рис. 2, знак 8). В связи с переносом материала с севера на юг возникло меридиональное растяжение. Так как в этом направлении свободное пространство отсутствовало, то это привело — выше зон скалывания — к созданию антиклинальных складок меридионального простираения с одновременным образованием анатекситов (метагранулитовых биотитовых гнейсов) (см. рис. 2). Крылья этих складок смяты, в свою очередь, также в меридиональном направлении.

Ход тектонического процесса представлен на рис. 3. Сначала имело место вздутие базальтовой коры с образованием широтных зон поднятий, удаленных друг от друга приблизительно на 300—400 км (рис. 3, 1, знак 8). Они предполагаются в основании Средне-Германской кристаллической зоны в районе городов Дессау, Халле Лейпциг, а также в основании Баррандий-Теплской зоны (ЧССР).

Район современного Гранулитового массива располагался в зоне вытянутого осадочного трога между этими вздутиями *симы*. На нескрытые части разреза (рис. 3, 4) наглядывались исходные породы современных гранулитов — глины, кварциты (знак 6), в которые внедрялись основные (знак 5) и кислые лавы (знак 7). Выше залегали толщи с неизвестной мощностью (знак 4). Разрез, по-видимому, стратиграфически нужно датировать нижним протерозоем (карелий К) — рифеем R_1 . В этот период времени в сиалических вздутиях (зонах поднятий) начинаются процессы спрединга (рис. 3, знаки 11, 9). Возникли пологозалегающие зоны скола (знак 10). Прежде чем установились условия гранулитовой фации, породы, заполняющие трог, подверглись интенсивному калиевому метасоматозу. При этом возник пластинчатый кварц. Он характеризует катазональные милониты с тепловым растяжением. В процессе метаморфизма от сиалических вздутий отделялись ультрабазиты (знак 1), габбро (знак 2), а также перекрывающие их известняки; они смешивались с образованиями трога. При этом имело место регрессивное метаморфическое изменение ультрабазитов за счет гранулитовой фации. Пиропы в них были окружены келифитовыми каемками, клинопироксен перекристаллизовался [12]. В заключение плоскости нарушений и гранулиты смялись в складки с вергенцией на юг в северной части и вергенцией на север в южной части первоначальной зоны прогибания. Принимая во внимание пятикратное увеличение по вертикали, выбранное для разрезов на рис. 3, можно представить, что увеличение мощности в пределах трога в направлении к сиалическим вздутиям было не столь резким. На рис. 3 изображены четыре плоскости нарушений (знак 10), но возможно, что активным было большее число разломов. Это не выяснено, так как их протяженность на всю глубину саксонских гранулитов неизвестна.

После завершения первичного тектонического процесса и не отображенного на рис. 3 вторичного процесса, произошло изостатическое поднятие сиалического вздутия, при этом перекрывающие толщи (знак 4) неизвестного состава, а также часть гранулитов с переслаиванием ультрабазитов подверглись сносу. Образовалась кора выветривания (знак 11). Это произошло в рифее R_2 (рис. 3). Метаморфическое преобразование коры выветривания в силлиманит-кордиеритовые образования, вероятно, можно связать с дальсландско-гренивиллской складчатостью, о чем свидетельствуют, вероятно, первые результаты палеомагнитных измерений.

Средний рифей R_2 и дальсландский тектогенез. В рифее R_2 началось, по-видимому, поднятие сиалического вздутия, над которым располагается саксонский Гранулитовый массив; породы были выведены на поверхность выше уровня моря. Кора выветривания (см. рис. 3, знак 11) перекрывает в настоящее время на вскрытых участках Гранулитового массива зону общей площадью в 26 км². В связи с тем, что она местами имеет мощность порядка 100 м, можно предполагать, что ранее она охватывала еще большие по площади участки.

Просачивающиеся вглубь растворы коры выветривания становились щелочными при высоком содержании калиевых шпатов лептинитов (абразионное значение pH составляло 8—9). Произошло растворение и вынос кварца от 72 масс. % в лепти-

ните до 54 масс. % в остаточной кордиеритовой породе. Подобные суглинки с еще высоким содержанием SiO_2 получили название сиаллитов. По химизму и геологическому положению различаются автохтонные, или болотные, сиаллиты (силлиманит-кордиеритовые и основные гранат-силлиманитовые) с обогащением бокситофильных элементов Al, Fe, Co, Cr, Ni, Mn, Ti, V и аллохтонные, или высотные, сиаллиты (биотитовые гнейсы из граувакко-песчаных исходных пород) с обогащением Ba, Pb и Zn.

Обращает на себя внимание то, что выветриением были охвачены и пироклазитовые линзы гранулитов. Они содержат (в мас. %): $\text{FeO}_{\text{общ}}$ — 12,7, MgO — 9,1 и CaO — 10,2. Их разрушение могло способствовать накоплению железа и марганца в коре выветривания. Первоначальные пироклазиты иногда встречаются в виде включений и крупных блоков в кордиеритовых породах и трактуются как остаточные продукты выветривания. Ниже приводятся (в мас. %, среднее арифметическое) содержания окислов в трех различных группах пород коры выветривания и исходной лейкократово-гранулитовой породы.

Окисел	Аллохтон. биотитовые гнейсы, 5*	Делювий, кордиеритовые породы, 8*	Иллювий, силлиманитовые породы, 3*	Исходная порода, гранулиты, 7*
SiO_2	65,0	54,6	47,6	72,3
Al_2O_3	17,0	24,7	28,9	14,7
$\text{FeO}_{\text{общ}}$	5,1	7,6	13,5	2,3
MgO	1,8	2,0	3,4	0,6
CaO	1,7	1,0	0,9	1,6
Na_2O	2,3	0,8	0,2	3,0
K_2O	4,2	4,1	1,1	4,1
$\frac{100 \times \text{Na}}{\text{Al}}$	23,1	4,4	0,11	30,7

* Указано число анализов.

Гранат-силлиманитовая порода образовалась из 20-метровой толщи базальной глины (сапролита), которая, пребывая в зоне застойных грунтовых вод, ограничивала без промежуточной породы болотные сиаллиты от нижезалегающего гранулита (иллювий). Обогащение Al, Fe и Mg, а также вынос Ca и Na в этой зоне были настолько интенсивны (весьма низкое соотношение Na/Al), что здесь наблюдается тенденция образования фераллита.

Плоскостная параллельная структура гранулитов обычно без изменений находит свое продолжение в кордиеритовых породах, которые образовались на основе влажного делювия. В отличие от этого плоскости S в биотитовых гнейсах имеют угловое несогласие по сравнению с подстилающими гранулитами. Они не содержат реликтов коры выветривания и возникли предположительно на возвышенностях и склонах в результате переотложения (аллохтон). В пределах современного края Гранулитового массива уже в то время метаморфизованная кора выветривания (первая стадия метаморфизма) подверглась в процессе ордовикского метаморфизма перекрывающих образований венда и кембро-ордовика ретроградным изменениям (вторая стадия метаморфизма) (см. рис. 3, IV).

Первая стадия метаморфизма, как уже отмечалось выше, была связана с дальсландским тектогенезом. При этом образовались анатектиты с биотитом, гранатом, силлиманитом и кордиеритом. Их образование было возможным только при наличии перекрывающих пород, графическое изображение которых потребовало бы составления дополнительного разреза, расположенного между разрезами II и III. Изображение фанерозойского развития с новыми поднятиями и погружениями Гранулитового массива вплоть до вскрытия древней коры выветривания в четвертичное время на рис. 3 также не показано.

Осадочные и магматические образования R_2 обнажаются лишь на изолированных участках Средне-Германской кристаллической зоны. В районе антиклинория Рулы

(Тюрингский Лес) эти образования занимают площадь около 7 м² и представлены мелкозернистыми мигматитовыми гнейсами. Они содержат парагенетические олигоклазовые гнейсы (метаграувакки) и роговообманковые гнейсы (метабазиты). Эта серия претерпела дальсландскую складчатость. Оси складок ныне простираются на запад-северо-запад и имеют крутое падение (тектоника мелких складок с крутым наклоном шарниров). Произошло преобразование этих пород в условиях силлиманит-альмандиновой подфации (см. рис. 1, знак 2). Позднекинематические процессы способствовали мигматизации калиевого характера, гранобластической перекристаллизации поверхностей S и образованию стратиформных прослоев гранулитогнейсов.

О высоком возрасте мигматитов можно судить по тому, что их верхние части диафторированы более молодым по возрасту (каледонским или ордовикским) тектогенезом. После стадии дальсландского тектогенеза начинается воздымание, так что R₂ в пределах антиклинория Рулы отсутствует (перерыв в разрезе). Вышезалегающий R₄ Средне-Германской кристаллической зоны преимущественно основного состава (см. рис. 3, знак 15) интенсивно смят в складки и мигматизирован вплоть до образования магматитов (магматическая фация, 16) или же обеднен базитами и разгнейсован (гнейсовая фация). Магматическая фация R₄ (см. рис. 1, знак 9) сопровождается положительной аномалией силы тяжести, гнейсовая фация (см. рис. 1) — отрицательной аномалией. В связи с тем, что в антиклинории Рулы под породами R₄ в гнейсовой фации залегают породы R₂ в виде лейкократовых мигматитов (см. рис. 3, знак 14), делается вывод, что под магматической фацией могут залежать породы R₂, обогащенные базитом (знак 15). Они обнажаются на поверхности в виде анортозит-лейконоритовых комплексов на юго-западном побережье Норвегии [13]. Такого рода жесткие породы в процессе дальсландской складчатости реагировали возникновением разрывных нарушений. Вдоль разломов имел место линейный анатексис (знак 16) R₄, при этом не исключено, что под ним залегают породы R₃ (см. рис. 3, III, IV). Обогащенный базитами R₂ Средне-Германской кристаллической зоны, возможно, образовался над древними поднятиями *симы*, что способствовало утолщению нижней части коры.

Верхний рифей R₃, терминальный рифей R₄, венд (бриоверий). Отложения R₃ средневропейских варисцид обнажаются соответственно своему положению в разрезе на значительных по размеру площадях. В соответствии с характером этих образований в пределах Армориканского массива во Франции они получили обозначение бриоверий. Нижний бриоверий соответствует по времени образования приблизительно породам R₃ и R₄, верхний бриоверий — породам венда [5, 20].

R₃ слагает в Рудных горах (см. рис. 2) толщу пород мощностью выше 5 м (Восточно-Рудногорская серия), нижняя граница которой неизвестна. Монотонные пелит-псаммитовые первоначальные породы частично были анатектически преобразованы в биотит-ортоклаз-плагиоклазовый парагнейс. Это происходило в условиях силлиманит-альмандиновой субфации (см. рис. 1, знак 2). В результате син- и позднекинематического анатексиса (7) в восточных Рудных горах возникли гранодиоритовые тела с рассланцованными внешними и беспорядочно-зернистыми внутренними частями. В средней части серии присутствуют кварциты, мусковитовые гнейсы и слюдястые сланцы, а в верхней — местами метабазиты, метаграувакки и графитовые породы. Эквивалентные гранодиоритовые флазерные гнейсы встречаются также севернее г. Дрезден вдоль Эльбского линеймента [11]. С линейментом связаны интрузии диорита и гранита, что свидетельствует о его активности уже в R₃.

В Рудных горах вверх по разрезу породы сменяются пестроцветной серией, получившей название преснитцкой. Ее мощность достигает 2,8 км. В ней преобладают граувакки. В условиях амфиболитовой фации (см. рис. 1, знак 3) сформировались сланцеватые двуслюдисто-плагиоклазовые парагнейсы. Они содержат горизонты карбонатов, скарновой руды, мусковитового гнейса и ортогнейса. В нижней и средней частях широко распространены метабазиты, а в верхней — графитовые

гнейсы. Местами в верхней части развиты оловоносные стратиформные, часто бластомилонитовые порфиroidы (получившие название «фельзиты»). Подобный пестрый состав как в преснитцкой серии (карбонат, графит, основные и кислые вулканиты) отличает и другие толщи Саксо-Тюрингско-Лугийской зоны. Усиленное проявление силлиманитов — как признак инициального магматизма — служит в целях корреляции с типовыми районами Баррандий-Теплской зоны. Кроме этого отнесение этих пород к R_4 подтверждается тем фактом, что они подстилаются флишеидной серией, являющейся, по-видимому, аналогом венда.

В пределах Средне-Германской кристаллической зоны R_4 представлен в двух фациях — обогащенной базитами (см. рис. 3, 15 на схеме) и обедненной базитами (17 на схеме). Каждая из этих фаций прошла свою историю метаморфизма. Из фации, богатой базитами, возникли мигматиты с кварц-диоритовым, гранодиоритовым и гранитовым химизмом. Этот процесс шел при высоких температурах и низком давлении (абакумский тип метаморфизма с биотитом, андалузитом, кордиеритом). При наличии крутых плоскостей S , свидетельствующих о значительных общих мощностях комплекса, происходит чередование зон, имеющих ширину от 100 до 300 м и обладающих бластокластической или бластической текстурой. Флазерные парагранодиоритовые гнейсы (местами с диоритовыми участками) — типичные представители «магматитовой» фации R_4 . Подобные анатектитовые породы встречаются и в Верхнем Лаузитце в зонах положительных гравитационных аномалий. В отличие от вышеописанных отложений из пород, обедненных базитами, образовались в условиях средних давлений и температур (барроуский тип) слюdistые сланцы и парагнейсы с гранатом, ставролитом и дистеном, а также с кристаллобластической текстурой («гнейсовая фация»). Включения прослоев кварцитов свидетельствуют об условиях мелководного осадконакопления и об общей незначительной мощности R_4 . Вся толща пород была смята в складки при средней величине угла наклона плоскостей S . Для территории Средне-Германской кристаллической зоны было выдвинуто предположение, что гнейсовая фация R_4 связана с дальсландским цоколем, представленным кислыми породами, обнажающимися в пределах антиклинория Рула [14]. Мигматиты магматической фации появляются уже в северной части антиклинория Рулы, а в 80 км севернее, у подножия Киффхойзерских гор они обнажаются на поверхности на площади около 2 км². В остальных участках Средне-Германской кристаллической зоны они залегают под покровом мезозойских и пермско-карбоновых пород мощностью до 2 км, о чем свидетельствуют данные многочисленных скважин [2]. Предположение о возможном наличии под ними фундамента основного состава требует еще доказательств данными глубинной геофизической разведки.

Образования, эквивалентные венду, достигают в Северной Саксонии (см. рис. 1, 6) мощности свыше 2 км. Они представлены маломощными тонкозернистыми граувакками с пропластками, линзами и более мощными слоями пелитов. Эта смена состава имеет ритмичный характер. В связи с тем, что включения базитов редки, здесь наблюдается тенденция флишевого осадконакопления. Выше обнаружены следующие фоссилии: нитевидные водоросли (см. рис. 1) и фавозоферы, претерпевшие слабую углекислотную морфологическую последнюю из вышеназванных напоминают *Bavlinella faveolata* Scher. из образований венда Восточно-Европейской платформы [4]. Местами встречаются конгломератовые, угленосные и известняковые прослои. Конгломераты содержат гальку метаморфизованных пород, привнесенную из областей ранней консолидации Средне-Германской кристаллической зоны и верхнего Лаузитца [3, 16]. Степень метаморфизма вендских граувакк различна. В зонах положительных гравитационных аномалий степень метаморфизма осталась незначительной (см. рис. 1, 5), местами метаморфизм увеличен за счет контактных явлений (Западно-Лаузитцкий гранодиорит). Залегание кембрия на этих породах с угловым несогласием (см. рис. 1, знак 10) доказывает, что смятие в складки граувакк и образование гранодиоритов происходило на границе венда и кембрия в позднекадомскую фазу тектогенеза.

В Верхнем Лаузитце складчатость, образование сланцеватости и частичная гранитизация (Восточно-Лаузитцкий гранодиорит) происходили на границе R_4 (герлицкая серия) и R_4 (штольпенская серия). Как показывают данные скважин, в заключение этого развития вендские граувакки (каменецкая серия) перекрывают восточнее Эльбского линейного элемента филлиты (см. рис. 1, знак 4) и парагранодиоритовые гнейсы Средне-Германской кристаллической зоны [3]. Возможно, что здесь произошла филлитизация как результат раннекадомского тектогенеза в начале венда. В таком случае парагранодиоритовые гнейсы (скважина Лукау) также могли бы быть дислоцированы в еще более раннюю фазу тектогенеза R_4 .

Все локальные особенности не могли быть учтены при составлении схематических разрезов (см. рис. 3). На них только показывается, что в процессе формирования коры основного состава в течение верхнего рифея и венда многочисленные фазы тектогенеза способствовали метаморфизму и созданию угловых несогласий в разрезе (см. рис. 2). С этим связан привнос метаморфического детрита в вендские граувакки.

Значительно более сильным метаморфизмом (нижняя амфиболитовая фация) характеризуется венд в Рудных горах, т. е. в зоне отрицательных гравитационных аномалий. Здесь основной метаморфизм R_3 и R_4 , а также венда произошел после накопления кембрия и нижнего ордовика общей мощностью в 3—4 км. Это послужило причиной образования отрицательных гравитационных аномалий [3]. На границе венда и кембрия наблюдается одинаковая степень метаморфизма пород. Аналогичные явления отмечаются и в Гранулитовом массиве, на котором залегает верхняя часть (200 м) венда, представленная пелитовыми граувакками. Метаморфическое преобразование их в анатектитовые гнейсо-сланцеватые сланцы, по всей вероятности, смогло произойти только после осадконакопления кембро-ордовикских толщ мощностью порядка 2,4 км. В эту фазу основного метаморфизма сформировались и интродировали синкинематические гранито-гнейсы (см. рис. 3, 19), получившие в Рудных горах название «красные гнейсы» (ротгнейс). Эти явления схематически отображены на рис. 3, III, IV. После поднятия Гранулитового массива в R_2 , как часть подъема сиалической массы, происходит погружение южной части массива, что в свою очередь привело на территории Рудных гор, начиная с R_3 вплоть до начала ордовика, к непрерывному осадконакоплению. Образования много раз подвергались складчатости и, возможно, также слабому метаморфизму, но все-таки преобладающим был внутриордовикский основной метаморфизм. Конгломераты нижнего кембрия в Рудных горах содержат неметаморфизованную гальку кварцитов, граувакк, вулканитов и гранитов.

Мелкозернистые мигматитовые гнейсы антиклинория Рулы с явлениями дальсландского тектогенеза (см. рис. 3, знак 14) расположены в 200 км западнее района, отображенного на рис. 3. В связи с запад-северо-западным простиранием осей складок они должны были проходить южнее Гранулитового массива, там, где «гнейсовая» фация Рудных гор предположительно образует цоколь, представленный породами кислого состава.

В зоне подъема сиалических масс, или положительных гравитационных аномалий, явления погружения сохранялись, по-видимому, в верхнем рифее дольше, и, таким образом, увеличение мощности пород способствовало проявлению большого количества складчатых процессов и метаморфизма. Они были связаны с тепловыми явлениями, которые вызывали гранитизацию и мигматизацию. Удастся выявить на основании привнесенной кристаллической гальки ранне- и позднекадомское, а также внутририфейское структурные несогласия.

Итак, мощность современной земной коры в Средней Европе составляет около 30 км, местами она может достигать больших величин, как, например, в южной части Богемского массива, где увеличивается до 45 км. В этой связи предполагается, что в отличие от строения коры в областях щитов, здесь в основании варисийской мобильной зоны образования архае отсутствуют [20]. Более вероятно, что первоначальное осадконакопление осуществлялось на океанических базальтах в нижнем протерозое [13].

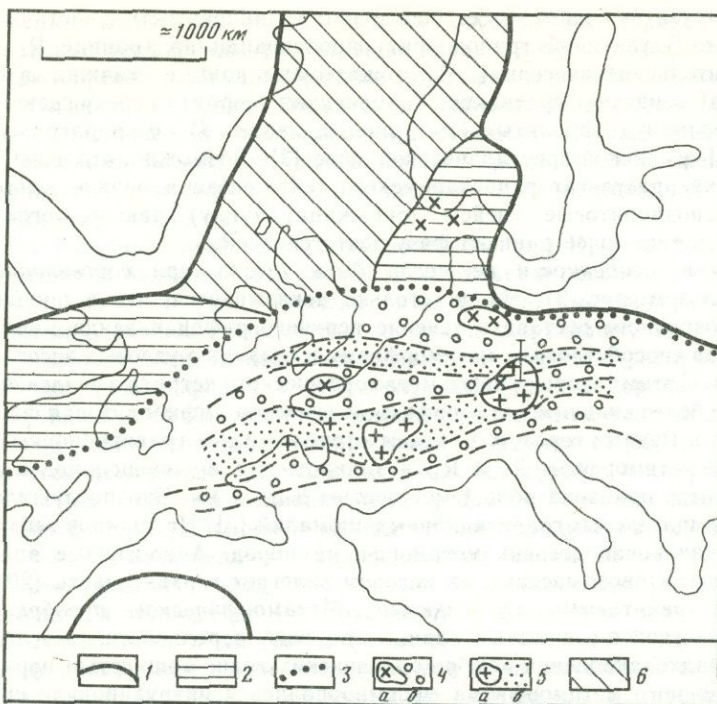


Рис. 4. Авалонско-Кадомский тектоген

1 — границы древней платформы; 2 — гренвиллско-дальсёландская консолидация; 3 — северная граница Авалонско-Кадомского тектогена [6]; 4а — фундамент основного состава, 4б — то же, с верхним рифеем, обогащенным метабазитами; 5а — фундамент кислого состава, 5б — то же, с верхним рифеем, обедненным метабазитами; 6 — каледониды

Возможное развитие древних поднятий *симы* и *сиаля* отображает (рис. 3) на примере условий, имеющих место в саксонском Гранулитовом массиве как наиболее нижнем структурном этапе Саксо-Тюрингско-Лугикской зоны. В связи с наложением друг на друга отдельных покровов произошло значительное сокращение общего пространства, занимаемого ими (см. рис. 3, II), в результате спрединга симатической коры. В целом, в это время господствовал мобильный режим.

При реконструкции раннего периода развития земной коры Средней и Западной Европы необходимо учитывать, что в это время еще не произошло раскрытия Северной Атлантики (рис. 4). Консолидация Северо-Американской платформы (Лаврентии) и Восточно-Европейской платформы (Фенносарматии), а также Западно-Африканского кратона (знак 1) произошла приблизительно 1,6 млрд. лет назад. Приблизительно в нижнем протерозое или в раннем рифее в Средней и Западной Европе начинают формироваться поднятия *симы* (знак 4а) и *сиаля* (знак 5а). Этот вывод сделан на основе литофациальных различий и тектонического строения рифея (знаки 4б и 5б). В конце протерозоя начинается проявление тектогенеза. При этом складчатости подвергается Авалонско-Кадомский горный пояс. На рис. 4 (знак 3) выделена его северная граница. Тектогенезом были охвачены значительные части Африки (панафриканский тектогенез). Согласно имеющимся представлениям, консолидацию претерпели в этот период главным образом зоны с фундаментом симатического состава и со значительными мощностями осадочного чехла. В отличие от этого основная фаза метаморфизма, по всей вероятности, смогла захватить область Рудных гор и осадочный чехол Гранулитового массива лишь после осадконакопления кембрийских и нижнедевонских образований. Характер внутририфейской коры выветривания свидетельствует о длительных восходящих движениях подобных сиалических поднятий.

В районе, прилегающего с юга к изучаемой области Богемского массива [19, 20], были получены аналогичные результаты, которые были в дальнейшем обобщены на основании гравиметрических данных для территории Средней и Западной Европы. Предкарельская океаническая кора, пройдя субокеаническую стадию, преобразовалась в континентальную. Субокеаническая остаточная кора сохранилась в энсиматических трогах с длительной тенденцией к погружению. Новообразованная континентальная кора [19] имеет характер островной дуги и отличается длительным воздыманием. Древние структуры фундамента отличаются меридиональным и широтным простиранием. Эти выводы дополняют и уточняют существующие представления о строении земной коры в Средней и Западной Европе.

В заключение, в связи с изучением процесса осадконакопления, мы хотим отметить важный методический результат, который был получен в ходе исследования наложенного Северо-Германско-Польского бассейна и который может быть использован при анализе геологии докембрия.

1. Процесс погружения при заполнении бассейна проходит с различной скоростью: сначала он идет быстро — со скоростью нескольких сотен метров в миллион лет — и связан с образованием региональных разрывных нарушений и магматизмом затем происходит асимметричное затухание процесса погружения до нескольких десятков метров в миллион лет.

2. Территориально единый заполняющийся бассейн в процессе своего развития разделяется на отдельные впадины более низкого порядка со своим специфичным развитием. Этот процесс развития бассейна проходит в значительной степени автономно. Распределение и накопление осадочного материала контролируются при этом регионально-тектоническими факторами [1, 11, 15, 17].

Данный подход к решению проблем динамики развития бассейна в областях развития верхнего докембрия, например, на северо-востоке Балтийского щита, кажется нам особенно важным в связи с вопросом эволюции структур осадочных бассейнов во времени и в пространстве. На важность такого подхода неоднократно указывал академик А. В. Сидоренко. При этом можно было бы провести сравнение важнейших закономерностей процессов осадконакопления и формирования месторождений или, по крайней мере, выявить определенные взаимосвязи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Тешке Г. Ю., Шваб Г. О развитии эпиварисцидских прогибов в Среднеевропейской впадине и на Скифской и Туранской плитах. — В кн.: Орогенный этап развития варисцид Средней Европы и СССР. М.: Наука, 1977, с. 120—131.
2. Behr H.-J. Das metamorphe Grundgebirge im Thüringer Becken. — Ber. Dt. Ges. geol. Wis. A, 1966, Bd. 11, N 1/2, S. 39—56.
3. Brause H. Das verdeckte Altpaläozoikum der Lausitz und seine regionale Stellung. — Abh. Dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bergbau, Hüttenw. und Montangeol., 1968, Bd. 1, S. 143.
4. Burmann G. Alterskriterien für das Präkambrium am Nordrand der Böhmisches Masse. T. II. Biostratigraphische Aussagemöglichkeiten. — Geologie, 1972, Bd. 21, N 4/5, S. 418—433.
5. Cogné J. Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogénese fini-précambriens. — Colloq. intern. CNRS, 1972, vol. 192, p. 193—218.
6. Cogné J., Eller J.-P. Défense et illustration des termes Leptynite et Granulite en pétrographie des roches métamorphiques. — Bull. Serv. carte géol. Alsace et Lorraine, 1961, vol. 14, № 2, p. 59—64.
7. Dunning F. W. Caledonian-Variscan relations in North-West Europe. — Colloq. intern. CNRS, 1977, vol. 243, p. 165—180.
8. Escola P. Die metamorphen Gesteine. — In: Barth T. F. W. et al. Die Entstehung der Gesteine. B., 1939. 422 S.
9. Hiersemann L. Geophysikalische Interpretation der „Vorläufigen Karte der rezenten vertikalen Krustenbewegungen in der DDR“. — Petermanns Geograph. Mitt., 1965, Bd. 109, S. 151—156.
10. Lorenz W. Alterskriterien für das Präkambrium am Nordrand der Böhmisches Masse. T. I. Zur Abgrenzung und absoluten Altersdatierung. — Geologie, 1972, Bd. 21, N 4/5, s. 405—417.
11. Jubitz K.-B., Schwab G., Teschke H.-J. Geologische Entwicklungstrends am Südwestrand der Ost-europäischen Tafel. — Ztschr. geol., Wiss., 1981, Bd. 9, N 10, s. 1113—1137.
12. Mathé G. Metabasite des sächsischen Granulitgebirges. — Freiberg. Forschungsh. C, 1969, Bd. 153, S. 251.

13. *Michot P.* Le segment orogénique fondamental du Rogaland Méridional (Norvège). — In: Etages tectoniques Colloq. Neuhâtel 1966. Baconnière; Neuhâtel, 1967, p. 123—139.
14. *Neumann W.* Über die Abhängigkeit der lithologischen und strukturellen Entwicklung des höheren Präkambriums der Saxothuringischen Zone vom Sockel. — Ztschr. geol. Wiss., 1979, Bd. 7, N 9, s. 1065—1080.
15. *Schwab G.* Paläotektonische, neotektonische und rezente Krustenbewegungen im Gebiet der DDR. — Ztschr. geol. Wiss., 1981, Bd. 9, N 11, s. 1223—1236.
16. *Sehm K.* Lithologisch-petrofazielle und metallogenetische Untersuchungen der Grauwacken-Pelitfolge des Nordsächsischen Antiklinoriums. — Freiberg. Forschungsch. C, 1976, Bd. 311, S. 5—135.
17. *Teschke H.-J.* Entwicklung und tektonischer Bau des südwestlichen Randbereichs der Osteuropäischen Tafel. — Schr.-R. geol. Wiss., 1975, Bd. 4, S. 151.
18. *Werner C.-D.* Sächsisches Granulitgebirge — Saxon Granulite Massif. — In: Ophiolites and initialites of Northern Border of the Bohemian Massif: Guide book of excursions in GDR and PRP, May—June 1931/Ed. W. Kramer et al. Potsdam; Freiberg, 1981, Bd. 1. 180 s.
19. *Zemann J.* Die Krustenentwicklung im voralpinen mobilen Raum südwestl vom Rand der Ost-europäischen Plattform. — Sb. geol. věd. LG, 1981, sv. 35, s. 49—73.
20. *Zoubek V.* Ergebnisse des Internationalen geologischen Korrelationsprogramms: das Präkambrium. — Ztschr. geol. Wiss., 1981, Bd. 9, N 3, s. 269—282.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие. **А. Н. Белов, О. М. Розен** 5

ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ

А. В. Сидоренко . Актуальные направления в изучении осадочной геологии докембрия	8
В. А. Теняков . Земной геологический процесс в свете успехов познания докембрия	11
Ю. А. Борщевский . Геохимическая обстановка на первозданной Земле по изотопным данным	16
А. И. Анатольева . Проблемы континентального литогенеза докембрия на примере красноцветных формаций	20
Р. П. Котина . К проблеме энергетики процессов регионального метаморфизма первичноосадочных пород	31
Б. М. Михайлов . Принципиальные различия гипергенеза докембрия и фанерозоя	35
Т. Ф. Негруца . Литогенетические формации и климат переходной эпохи от архея к протерозою	43
В. З. Негруца . К литогенетической модели прогнозно-металлогенической оценки докембрийских щитов	52
Н. И. Юдин, Л. Я. Плотникова . К вопросу о геохимии метаморфогенных апатитоносных формаций раннего докембрия	58
М. С. Кострюков, В. П. Гриб . Общие закономерности формирования зеленосланцевых поясов в позднем докембрии (рифей-венд)	65

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД И РУД НА РАННИХ СТАДИЯХ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

О. М. Розен . Литогенез на ранней Земле (состав осадков и областей размыва, условия экзогенеза)	73
А. В. Авдеев . Планетологические аспекты земного корообразования	89
В. М. Моралев, М. З. Глуховский . Кольцевые структуры ранних этапов геологической истории Земли в пределах древних щитов	98
И. П. Новицкий . Метагенез и начальный метаморфизм вулканитов древних щитов	103
А. Н. Белов . К вопросу о выявлении седиментогенной природы пород докембрия по аксессуарному циркону	108

ЛИТОЛОГИЯ, МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ РАЗЛИЧНЫХ РЕГИОНОВ

М. В. Минц, В. Е. Гендлер, В. Я. Гольтвегер, Н. И. Колпаков, Н. М. Кунина . Палеовулканическая реконструкция Кейвской структуры Кольского полуострова	114
О. В. Горбачев, А. Г. Зайцев, С. А. Сидоренко . Петрохимический анализ и типизация докембрийских бассейнов осадконакопления (на примере Кольского полуострова)	120
М. Е. Федорова, Т. П. Шустова . Особенности состава и условия накопления древнейших конгломератов Кольского полуострова	124
И. П. Щербакова . Литология и полиметаморфизм глиноземистых пород Кандалакско-Колвицкого гранулитового комплекса	131
В. Я. Гольтвегер, Н. М. Кунина . «Глиноземистые гнейсы» кольской серии архея — результат гранитизации	143
И. Н. Щеголев . Стратиграфическая корреляция раннедокембрийских железисто-кремнистых формаций Курской магнитной аномалии и главнейших железорудных провинций мира	149
С. И. Чайкин . Формационные типы железистых кварцитов Курской магнитной аномалии и некоторые аспекты их генезиса	157

Б. М. Петров. Некоторые вопросы химизма позднерхейской коры выветривания Курской магнитной аномалии	170
А. Д. Додатко. Эволюция корообразования на Украинском кристаллическом щите и ее влияние на осадконакопление в докембрии	180
Д. Н. Алексеев. Главные эпохи образования рудоносных формаций и стратиформного оруденения в Забайкалье и Прибайкалье	186
О. Г. Лазур. Малые элементы в качестве индикаторов первичной природы метаморфических пород и руд	193
Р. В. Нойманн, Г.-Ю. Тешке, К.-Б. Юбитц. О некоторых аспектах развития и структурного положения докембрия в южной части ГДР	200

CONTENTS

Introduction. A. N. Belov, O. M. Rosen	5
GENERAL PROBLEMS OF THE PRECAMBRIAN INVESTIGATIONS	
A. V. Sidorenko. Urgent directions in study of the Precambrian sedimentary geology	8
V. A. Tenyakov. Geological processes and the progress of knowledge in the Precambrian	11
Yu. A. Borshchevsky. Geochemical situation of the primary Earth by isotopic data	16
A. I. Anatolieva. Problems of the Precambrian continental lithogenesis, red beds are given as examples	20
R. P. Kotina. On the energetic problem of the regional metamorphism processes of sedimentogenous rocks	31
W. M. Mikhailov. The principle differences between hypergenesis of the Precambrian and the Phanerozoic	35
T. F. Negrutsa. Lithogenetic formations and the climate problem of the transitional epoch between the Archean and the Proterozoic	43
V. Z. Negrutsa. On the lithogenetic model of metallogenetic assessment of the Precambrian shields	52
N. I. Yudin, L. Ya. Plotnikova. On the geochemistry of the Early Precambrian apatite-bearing deposits	58
M. S. Kostryukov, V. P. Grib. General regularities of the greenschist belts generation at the Late Precambrian (Riphean—Vendian)	65
ROCKS AND ORES GENERATION REGULARITIES AT THE EARLY STAGES OF THE EARTH GEOLOGICAL EVOLUTION	
O. M. Rosen. Lithogenesis at the early Earth: composition of sediments and eroded areas, conditions of exogenic processes	73
A. V. Avdeev. Planetologic aspects of the Earth crust generation	89
V. M. Moralev, M. Z. Glukhovsky. Ring—structures of the early stages of the Earth geological history in the ancient shields	98
I. P. Novitsky. Metagenesis and early metamorphism of volcanics of ancient shields	103
A. N. Belov. On the revealing of sedimentogenous nature of Precambrian rocks by study of accessory zircon	108
THE REGIONAL LITHOLOGY, METAMORPHISM AND METALLOGENY OF THE PRECAMBRIAN	
M. W. Minz, V. E. Ghendler, V. Ya. Goltvegher, N. I. Kolpakov, N. M. Kunina. Paleovolcanologic reconstruction of Keiva structure of the Kola peninsula	114
O. V. Gorbachev, A. G. Zaitsev, S. A. Sidorenko. Petrochemical analysis and typification of Precambrian sedimentary basins (the Kola peninsula as an example)	120
M. E. Fedorova, T. P. Schustova. The composition peculiarities and the deposition conditions of the earliest conglomerates of the Kola peninsula	124
I. P. Tscherbakova. Lithology and polymetamorphism of aluminous rocks in Kantalahti—Kolviitsa granulite complex	131
V. Ya. Goltvegher, N. M. Kunina. „The aluminous gneisses” of Kola Archean series derived as a result of granitization	143
U. H. Tschegolev. The stratigraphic correlation of the Early Precambrian ferriferous—cherty deposits of the Kursk magnetic anomaly and the main word ferroan deposits	149

S. I. Tchaikin. The ferriiferous quartzite formation types of Kursk magnetic anomaly and some aspects of their genesis	157
B. M. Petrov. Some peculiarities of the late Archean weather crust of Kursk magnetic anomaly	170
A. D. Dodatko. The weathering crust evolution of the Ukranian shield and its influence on the Precambrian sedimentation	180
D. N. Alekseev. The main epochs of ore deposit generation and stratiform ore formation in the Baikal region	186
O. G. Lazur. Minor elements as indicators of primary nature of metamorphic rocks and ores	193
W. Neumann, H.-J. Teschke, K.-B. Jubitz. On some aspects of evolution and structural position of the South DDR Precambrian	200

Сидоренко А. В. Актуальные направления в изучении осадочной геологии докембрия. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1984, вып. 9, с. 8—10.

Итогом 20-летнего периода становления нового научного направления в изучении геологии докембрийских метаморфических комплексов можно считать успешный опыт последовательного применения принципа актуализма и литолого-генетического подхода к изучению все более древних и глубоко метаморфизованных осадочных образований нашей планеты. Развитие этого направления привело к следующим результатам: 1) обнаружению осадочных пород в разрезах от раннего докембрия до фанерозоя; 2) разработке приемов и методов распознавания среди метаморфических пород определенных типов осадочных комплексов и следов существования живого ОВ на протяжении всей геологической истории развития Земли. Дальнейшие задачи: 1) выявление изменений в количественном соотношении между типами пород на протяжении геологической истории; 2) сравнительная оценка уровней взаимодействия живого ОВ с его остаточными формами и неорганическим минеральным субстратом литосферы; 3) расчленение докембрия по примеру фанерозоя на исторические этапы экзогенного развития с учетом активной роли эволюционирующих биосфер; 4) изучение метаморфизма в энергетическом и геохимическом аспектах как основе многих глобальных геологических процессов, формирующих земную кору. Эти направления и задачи найдут свое отражение в ведущих Международных научных проектах, которые будут основой наших работ на ближайшие 10 лет.

УДК 551.81/82 : 551.14/.15

Теняков В. А. Земной геологический процесс в свете успехов познания докембрия. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1984, вып. 9, с. 11—15.

Показано, что земной геологический процесс — такая совокупность явлений трансформации вещества наружной оболочки Земли, которую мы принципиально не можем сейчас представить без экзогенных, седиментогенных процессов и без такой мощной силы, сопровождающей их, как живое ОВ. На планете Земля нам неизвестны пока такие геологические слои, которые были бы лишены осадков и биолитогенных образований. Эти кардинальные для современной геологии выводы совершенно определенным образом освещают и подход к металлогении докембрия, и к прогнозированию среди докембрийских комплексов определенного ряда полезных ископаемых. Библиогр.: с. 15 (18 назв.).

УДК 550.42.

Борщевский Ю. А. Геохимическая обстановка на первозданной Земле по изотопным данным. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1984, вып. 9, с. 16—20.

В свете современных данных изотопной геологии и молекулярной палеонтологии докембрия, свидетельствующих о чрезвычайно раннем возникновении стратисферы и биосферы, рассмотрена геохимическая обстановка на первозданной Земле. Показано, что эта геохимическая обстановка определялась такими основными факторами космогенного и космохимического характера, как первичная гидросфера, космогенное ОВ, солнечная радиация, а также уникальные химические и физические свойства воды и углерода, что в конечном счете обусловило возникновение и водно-углекислого типа экзогенных геологических процессов и водно-углеродного типа жизни на нашей планете. Библиогр.: с. 19—20 (10 назв.).

УДК 552.14 : 551.7

Анатольева А. И. Проблемы континентального литогенеза докембрия на примере красноцветных формаций. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1984, вып. 9, с. 20—31.

Данные сравнительно-литологического исследования и формационный анализ позволяют выявить типичные черты, особенности состава, условия образования, общие закономерности распространения и типы формаций докембрийских красноцветных отложений, а также реконструировать палеоландшафты и определить этапы и главные рубежи континентальной красноцветной седиментации и ее металлогеническую специфику. Показано, что на основе этих данных появляется возможность восстановить общие черты палеогеографии и условия седиментации докембрийских красноцветных отложений, которые отвечают осадкам, формирующимся либо в пустынной обстановке, либо в условиях предгорий или возвышенных плато, либо в областях элювиальных или прибрежных равнин, и тем самым позволяют оценить роль элювиальных, эоловых, пролювиальных, речных, озерных, дельтовых и прибрежно-морских отложений в процессе континентального красноцветного породообразования. Подчеркнуто, что разработка проблем, связанных с изучением красноцветных отложений, открывает реальную перспективу создания общей теории континентального литогенеза в докембрии. Библиогр.: с. 30—31 (40 назв.).

УДК 552.163

Котина Р. П. К проблеме энергетики процессов регионального метаморфизма первичноосадочных пород. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1984, вып. 9, с. 31—34.

В работе рассмотрены модели источников энергии в процессах регионального метаморфизма и экзогенеза. Показана роль энергии солнечного излучения как первичного источника энергии в геологических процессах, протекающих на поверхности Земли и в глубинных частях земной коры континентального типа. Ил. 1. Библиогр.: с. 34 (7 назв.).

УДК 552.1 : 551.71/72 + 551.73/78

Михайлов Б. М. Принципиальные различия гипергенеза докембрия и фанерозоя. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, вып. 9, 1984, с. 35—43.

Выделены эпохи гипергенного рудообразования, приведены отличительные особенности фанерозойских и докембрийских кор выветривания. На основе статистического анализа размещения рудоносных формаций, связанных с корами выветривания, утверждается, что промышленное гипергенное рудообразование в истории Земли началось с девона. В последние периоды имел место прогрессивно-пульсационный рост запасов гипергенных руд. Максимум накопления последних наблюдается в олигоцен-четвертичную рудоносную эпоху. Библиогр.: с. 42—43 (23 назв.).

УДК 551.72 : 712

Негруца Т. Ф. Литогенетические формации и климат переходной эпохи от архея к протерозою. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1984, вып. 9, с. 43—52.

Рассматриваются литологические формации времени перехода от архея к протерозою: монокликовая, олигомиктовая, мезомиктовая и полимиктовая, соответствующие климатическим формациям В. М. Синицина. Они закономерно чередуются в разрезе, отражая циклические изменения гумидного и вулканогенно-осадочного типов литогенеза. В течение первых 300 млн. лет раннего протерозоя такая периодичность наблюдается дважды; ей соответствуют циклические изменения тектонических режимов. В периоды интенсивных вулкано-тектонических проявлений образовались полимиктовые формации и тиллоиды; это обусловлено преобладанием эндогенных факторов, которые могли полностью затушевывать климатические. Ил. 3. Библиогр.: с. 51—52 (18 назв.).

УДК 553.06 : 552.5 : 552.313 : 551.71/72

Негруца В. З. К литогенетической модели прогнозно-металлогенетической оценки докембрийских щитов. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1984, вып. 9, с. 52—58.

Устанавливается проявление пяти мегациклов экзогенных и эндогенных породо- и рудообразующих процессов последовательного усложнения состава, тектонического режима и металлогении литосферы: четырех докембрийских полных продолжительностью около 1000 млн. лет каждый и один фанерозойский неполный (600 млн. лет). В течение полных мегациклов земная кора докембрийских щитов испытывала циклическое преобразование от состояния стабилизированного кратона через все переходные стадии активизации к режиму максимального раскрытия областей морского осадконакопления, интрузии и излияния мантийного расплава («океанизация») до режима закрытия бассейнов седиментации, всеобщего термального преобразования литосферы и тектонической стабилизации, что определило новое кратонное стояние территории. Рудоносность, факторы локализации промышленных месторождений полезных ископаемых и критерии их прогнозирования предопределяются закономерностями развития щитов в дометаморфические этапы и явлениями постметаморфических тектоно-магматических активизаций. Библиогр.: с. 58 (11 назв.).

УДК 550.4 : 553.641 : 551.71/.72

Юдин Н. Н., Плотникова Л. Я. К вопросу о геохимии метаморфогенных апатитоносных формаций раннего докембрия. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1984, вып. 9, с. 58—65.

Метаморфогенная апатитоносность, генетически тесно связанная с докембрийскими осадочно-метаморфическими формациями (гнейсово-мраморной, мраморно-сланцевой и мраморной), широко развита на территории СССР и других стран мира. Метаморфогенные апатитоносные формации унаследуют геохимические черты, свойственные осадочным фосфоритоносным формациям, за счет которых они образовались. Наличие в составе апатитоносных осадочно-метаморфических формаций углеродистых и углеродсодержащих пород указывает на то, что уже в раннем докембрии биогенный фактор, по-видимому, сильно влиял на седиментацию и диагенез, а также на фосфатообразование. Табл. 3. Библиогр.: с. 64—65 (26 назв.).

Кострюков М. С., Гриб В. П. **Общие закономерности формирования зеленосланцевых поясов в позднем докембрии (рифей—венд).** — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1984, вып. 9, с. 65—72.

Рассматривается типизация зеленосланцевых поясов для отдельных регионов Евро-Азиатского материка не только в пределах докембрийских платформ, но и на срединных массивах горных сооружений, сформированных в различные тектонические эпохи фанерозоя, а также в фундаменте молодых фанерозойских плит. Сделаны выводы о стратиграфической (поздний докембрий), структурной (рифтогенные структуры в условиях глобального растяжения континентальной коры), формационной (осадочно-вулканогенная формация, претерпевшая метаморфизм низких ступеней) и металлогенической (широкое проявление кратонофильных полезных ископаемых) общности зеленокаменных поясов во всех рассмотренных регионах. В качестве стратотипов предложены зеленосланцевые пояса Уральской и Канино-Тиманской палеоструктур байкальской эпохи тектогенеза. Отмечена актуальность решения проблемы в связи с приуроченностью к зеленосланцевым поясам широкого ряда полезных ископаемых. Библиогр.: с. 71—72 (27 назв.).

УДК 551.14+551.3

Розен О. М. **Литогенез на ранней Земле (состав осадков и областей размыва, условия экзогенеза).** — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1984, вып. 9, с. 73—89.

Установлено, что осадочные породы возникли на Земле впервые (3,8 млрд. лет назад) непосредственно вслед за главной метеоритной бомбардировкой (4—3,9 млрд. лет назад), представлявшей собой значительную фазу аккреции. На основании рассмотрения серых плаггиогнейсов Гренландии и эндербитидов Анабара показано, что эти осадочные отложения представляют собой естественный ряд (идеализированный фациальный профиль) от кор выветривания ферриаллитного и нонtronитового типов, песчаников (граувакк), пелитов с повышенным содержанием окисного железа до карбонатов и кремнисто-железистых осадков. Петрохимическое сопоставление с сериями неметаморфизованных отложений позволяют предполагать седиментацию в гумидных условиях (высокоглиноземистые пелиты в ассоциации с известняками), аридных условиях (ассоциация смешанных карбонатно-глинистых отложений с доломитами, присутствие сульфатосодержащих пород) и в условиях вулканогенно-осадочного литогенеза. Показано, что источником являлись широко распространенные в областях размыва породы дацитового состава, возникшие в результате селективного плавления анортозитов первичной континентальной коры, а также мафиты и ультрамафиты. Сопоставление флюидных оболочек Венеры, Земли и Марса подтверждает выводы о характере процессов литогенеза. Показано, что исходный состав летучих, участвовавших в геологических процессах, был достаточно единообразным: H_2O — 88,7%, CO_2 — 11%, N_2O — 0,3%, примесь O_2 и CO (менее $10^{-3}\%$), а существующие различия флюидных оболочек обусловлены величиной солнечной радиации, активностью эндогенных процессов, физическими свойствами планет. Табл. 6. Ил. 3. Библиогр.: с. 87—89 (57 назв.).

УДК (523.3+523.43) : 525

Авдеев А. В. **Планетологические аспекты земного корообразования.** — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1984, вып. 9, с. 89—97.

Приведены новые планетологические данные об астроблемах, вулканах и вихрях на поверхности тел Юпитерианской системы, показана большая роль сил приливного взаимодействия в развитии малых тел. Рассмотрение тектонических особенностей железокристаллических планет Солнечной системы подтверждает идею существования среди них представителей трех кланов. К земным планетам относятся только Венера и Земля, отличающиеся от примитивных малых планет типа Луны (с «оспенной» астроблемной поверхностью) и промежуточных планет типа Марса (с проявлением начального рифтогенеза и вулканизма) коро-литосферной мобильностью, обязанной общепланетарной конвекции, которая вместе с экзогенными процессами ответственна за корообразование и ныне доказана благодаря наблюдениям за геондом из ближайшего космоса. Ил. 9. Библиогр.: с. 97 (16 назв.).

УДК 551.242.5.0.55

Моралев В. М., Глуховский М. З. **Кольцевые структуры ранних этапов геологической истории Земли в пределах древних щитов.** — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1984, вып. 9, с. 98—102.

На основании результатов дешифрирования космических снимков показывается существование в пределах крупных древних щитов кольцевых структур двух типов. К первому типу относятся крупные сложные кольцевые системы диаметром до 900—1200 км, ко вто-

рому типу принадлежат кольцевые структуры диаметром 50—400 км. Предполагается, что кольцевые системы отвечают контурам древнейших бассейнов вулканогенно-осадочного накопления, оформившимся как структуры первичной делимости литосферы во время формирования базитовой протокры. Кольцевые структуры интерпретируются как системы концентрических кольцевых зон скальвания вокруг центров гранитообразования, окруженных поясами пород гранулит-базитовых комплексов. Библиогр.: с. 102 (9 назв.).

УДК 552.16 : 551.21.

Новицкий И. П. **Метагенез и начальный метаморфизм вулканитов древних щитов.** — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1984, вып. 9, с. 103—108.

Архейские подушечные лавы зеленокаменных поясов и современные подушечные лавы океанов обнаруживают сопоставимое зональное строение (корка закалывания, промежуточная зона, полнокристаллическое ядро) при различном минеральном составе отдельных зон, соответствующем степени наложенного метаморфизма. В отдельных случаях черты, характеризующие условия накопления и начального преобразования вулканитов, удается проследить и в областях высокого метаморфизма, где сохранились реликтовые структуры подушечных лав и агломератов. Особенности такого начального метанагенеза, вероятно, немногим отличались от параметров преобразования вулканических пород в процессе спилитизации: основной плагиоклаз замещался альбитом с образованием псевдоморфоз и незначительной примесью водных силикатов и кальцита, а темноцветные минералы — хлоритом. Кальций и калий при этом выносились из породы, и метаморфизм носил сугубо натровый характер. В дальнейшем подушечные лавы, оказавшись погребенными потоками последующих излияний, под совместным воздействием температуры, давления и флюида формировали в целом близкие парагенезисы фации зеленых сланцев. Элементы, не вошедшие в состав новообразованных минералов, мигрировали в пределах «подушки», что в свою очередь приводило к вариациям в составах минералов переменного состава. Полученные результаты позволяют сделать вывод о том, что начальный метаморфизм архейских подушечных лав принципиально не отличался от условий преобразования основных вулканитов в современных океанических бассейнах. С другой стороны, характер взаимоотношений зеленокаменных и гранулитовых систем позволяет предположить, что низкотемпературный метаморфизм повсеместно предшествовал усложнению и интенсификации термодинамического режима, приведшему к формированию глубокометаморфизованных комплексов фундамента древних платформ. Табл. 2. Ил. 2. Библиогр.: с. 108 (7 назв.).

УДК 551.71/72 : 552.4 : 549.514.81.

Белов А. Н. **К вопросу о выявлении седиментогенной природы пород докембрия по акцессорному циркону.** — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1984, вып. 9, с. 108—113.

Микролокальное геохимическое изучение зерен циркона позволяет обнаруживать законсервированные признаки дометаморфической жизни индивидов циркона. Последующий метаморфизм не всегда уничтожает следы этого этапа существования детритовых зерен циркона. Выявление первично-осадочной природы глубокометаморфизованных пород на основании изучения степени окатанности зерен циркона должно проводиться с учетом двух существенных ограничений: 1) широкое развитие метаморфогенного циркона изометричной формы в породах гранулитовой фации приводит к неоднозначности коэффициента окатанности, что затрудняет использование его в качестве критерия седиментогенной природы протолитов; 2) существующий критический размер детритовых частиц циркона, подвергающихся гидродинамической (механической) обработке, вызывает необходимость исключения из статистических замеров фракции — 0,1 мм. Ил. 3. Библиогр.: с. 113 (30 назв.).

УДК 551.21 (470.21)

Миц М. В., Гендлер В. Е., Гольтвегер В. Я., Колпаков Н. И., Кунина Н. М. **Палеовулканическая реконструкция Кейвской структуры Кольского полуострова.** — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1984, вып. 9, с. 114—119.

Особенности строения метаморфических толщ Кейвской структуры, в том числе стратифицированных щелочных гнейсов (обычно рассматриваемых в качестве «кейвских щелочных гранитов»), а также петрохимическая характеристика пород позволяют рассматривать их как метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования при преобладающей роли собственно вулканитов, среди которых широко распространены игнимбритовые отложения кислого—щелочного состава. Последние наиболее достоверно интерпретированы в качестве игнимбритов. Кейвская структура площадью около 10 000 км², по-видимому, представляла собой крупную вулканотектоническую депрессию, построенную аналогично структурам подобного ранга в фанерозойских вулканических поясах и областях завершенной складчатости. Как и в большинстве фанерозойских депрессий, Кейвской структуре отвечает

региональная отрицательная аномалия поля силы тяжести, ограничения которой близко совпадают с ограничениями структуры. Формирование вулканогенно-осадочных толщ в пределах Кейвской структуры — одно из древнейших проявлений кислого вулканизма, характеризующегося чертами, свойственными субсеквентному вулканизму фанерозоя. Вулканизм Кейвской структуры — поверхностное проявление интенсивной гранитизации, охватившей в конце архея—начале протерозоя значительную часть глубокометаморфизованных образований Балтийского щита. Ил. 2. Библиогр.: с. 119 (21 назв.).

УДК 552.1 : 551.71/72(470.21)

Горбачев О. В., Зайцев А. Г., Сидоренко С. А. **Петрохимический анализ и типизация докембрийских бассейнов осадконакопления (на примере Кольского полуострова).** — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1984, вып. 9, с. 120—123.

На примере двух раннедокембрийских бассейнов восточной части Балтийского щита, наиболее контрастно различающихся по структурно-тектонической позиции (кейский синклинорий и гранулитовый комплекс), показано, что тектоническое положение изученных бассейнов в значительной мере определяло петрохимическую специфику накопившихся в них осадков. Использование таких петрохимических параметров как A (показатель зрелости осадочного материала пород областей сноса) и S (показатель степени дифференцированности осадков) позволяет установить функциональную связь между составом метаморфических пород и тектоническим положением структур, в которых они сформировались, что дает возможность применять литохимические методы при реконструкции условий осадконакопления в бассейнах раннего докембрия. Ил. Библиогр.: с. 123 (9 назв.).

УДК 552.512(470.21)

Федорова М. Е., Шустова Т. П. **Особенности состава и условия накопления древнейших конгломератов Кольского полуострова.** — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1984, вып. 9, с. 124—131.

Конгломераты входят в состав мощной верхнечаповской серии — самой древней стратифицирующей серии на Кольском полуострове. Возраст ее предположительно верхнеархейский. Выше пород верхнечаповской серии залегают амфиболиты пурнчской серии, радиологический возраст которой — 2780 млн. лет. Конгломераты представлены валунами, валунно-галечными и валунными разностями. Обломочный материал — гнейсы, гранито-гнейсы, граниты подстилающих нижнеархейских комплексов. Цемент — карбонатосодержащие биотитовые плаггиогнейсы. В период, предшествовавший формированию верхнечаповской серии, консолидированный в конце нижнего архея фундамент был расколот серией разломов. В результате дифференцированных перемещений его блоков образовался прогиб сложной конфигурации, в котором накапливался псаммитовый и псефитовый материал. Формационно толща конгломератов близка молассам. Табл. 2. Ил. 3. Библиогр.: с. 131 (6 назв.).

УДК 552.1 : 553.492(470.21)

Щербачова И. П. **Литология и полиметаморфизм глиноземистых пород Кандалакшско-Ковлицкого гранулитового комплекса.** — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1984, вып. 9, с. 131—143.

В результате изучения литологических и петрографических особенностей глиноземистых пород гранулитового комплекса Кандалакшской губы предлагается новая схема эволюции метаморфизма. Выделяются: 1) региональный метаморфизм гранулитовой фации высоких давлений ($T = 950^\circ\text{C}$, $P = 10$ кбар), характеризующийся парагенезисами Гип—Сил—Пл—Кв, Гр—Сил—Пл—Кв±КПШ; 2) динамотермальный метаморфизм гранулитовой фации средних давлений ($T = 645^\circ\text{C}$, $P = 5,5$ кбар) вдоль зон сближенных надвигов, в процессе которого происходит широкое развитие кордиерита (Гр—Кор±Сил—Би—Пл—КПШ—Кв) и которому предшествует интенсивное дробление и бластез пород; 3) гранитизация, приводящая к образованию лейкократовых кварц-полевошпатовых пород с гранатом, силиманитом, кордиеритом, в ходе которой снижается основность ($\Delta Z_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{O}}$) пород и несколько возрастает железистость (Fe'). Реликтовые парагенезисы наиболее раннего этапа регионального метаморфизма сохраняются только на отдельных участках губы Тар в удалении от зон региональных разломов. Табл. 1. Ил. 8. Библиогр.: с. 142—143 (12 назв.).

УДК 551.71(470.21)

Гольтвегер В. Я., Кунина Н. М. «Глиноземистые гнейсы» кольской серии архея — результат гранитизации. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1984, вып. 9, с. 143—148.

Происхождение глиноземистых гнейсов кольской серии одни исследователи трактуют как результат метаморфизма отложений специфического состава, а другие связывают их образование с процессами кислотного выщелачивания. Отмечается, что эти породы не являются гнейсами в строгом смысле слова, а представляют собой мигматиты. Было проведено детальное изучение петрографических, петрохимических и структурных преобразований, наблюдающихся при мигматизации и гранитизации гнейсов этой толщи (район Лиинахамари — Центрально-Кольский антиклинорий, западное побережье Кольского залива — зона сочленения Мурманского блока и Центрально-Кольского антиклинория). Незмененные этими процессами гнейсы встречаются в редких скиалитах и представлены гранат-биотитовыми и биотитовыми разностями. Они не обладают повышенными содержаниями глинозема и в них никогда не встречаются глиноземистые минералы, которые наблюдались только в меланосоме, несущей признаки преобразований в результате гранитизации. Приводится описание различных типов преобразований близких по составу биотитовых гнейсов, причем в одном случае они сопровождаются образованием глиноземистых минералов, в другом — нет. Делается вывод о том, что появление и непоявление глиноземистых минералов связано с различным характером протекания процессов ультраметаморфизма. Табл. 2. Ил. 4. Библиогр.: с. 148 (7 назв.).

УДК 551.305.1 : 551.71 : 551.72

Щеголев И. Н. Стратиграфическая корреляция раннедокембрийских железисто-кремнистых формаций Курской магнитной аномалии и главнейших железорудных провинций мира. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1984, вып. 9, с. 149—157.

Проведено сопоставление полного разреза раннего докембрия Курского бассейна с аналогичными образованиями Родезийско-Трансваальского, Канадского, Бразильского щитов и Западно-Австралийской платформ. В результате стратиграфической корреляции разрезов указанных регионов выявлено большое сходство в их строении, что свидетельствует о единстве или близости условий формирования пород на ранних этапах развития Земли. Табл. 1. Ил. 1. Библиогр.: с. 156—157 (27 назв.).

УДК 552.56(470.323)

Чайкин С. И. Формационные типы железистых кварцитов Курской магнитной аномалии и некоторые аспекты их генезиса. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1984, вып. 9, с. 157—170.

Рассмотрены формационные типы железистых кварцитов КМА. Вместо традиционно выделяющихся четырех формационных типов железистых кварцитов доказывається существование на КМА двух формаций: связанной с вулканогенным комплексом михайловской серии (аналог киватинской, алгоманской формаций) и ассоциирующей с терригенным комплексом курской серии (криворожская формация). Показывается также, что архейской гнейсовой железисто-кремнистой формации на КМА не существует. В действительности последняя представляет собой высокометаморфизованную фацию железисто-кремнистой формации курской серии. Одновременно в составе этой формации в ранге особой фации выделяются железистые кварциты, ассоциирующие со своеобразными тонкополосчатыми биотит-карбонатными породами. Формирование крупнейших масс железа в среднем протерозое увязывается с особыми супертропическими климатическими условиями и углекисло-аммиачным составом атмосферы на раннем этапе эволюции Земли, обусловившими необычайные по интенсивности в зоне экзогенеза процессы мобилизации железа и кремнезема. Ил. 2. Библиогр.: с. 169—170 (21 назв.).

УДК 551.311.231 : 551.71/72(470.32)

Петров Б. М. Некоторые вопросы химизма позднеархейской коры выветривания Курской магнитной аномалии. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1984, вып. 9, с. 170—180.

Обоснован способ сравнения кор выветривания на основе расчетов общего баланса вещества и выноса главного компонента субстрата — кремнезема. Балансы для метаморфизованных кор рассчитывались относительно неподвижного компонента (глинозема). На обширном материале установлено сходство химизма (в том числе поведение калия) позднеархейских кор выветривания КМА, Украины, Карелии и погребенных палеозойских кор КМА.

В реликтах позднеархейских кор помимо зон дезинтеграции и гидрослюдов иногда встречаются фрагменты зон каолинита и свободного глинозема. Предполагается, что в докурских корях КМА преобладали разрезы с неполным профилем, который завершался мощной зоной каолинита. Обосновывается, что при эпигенезе позднеархейских кор происходила ресилификация минералов свободного глинозема, наблюдаемая и в палеозойских корях КМА. Случаи абсолютного накопления калия в позднеархейских корях объясняются их эпигенезом, а также метасоматозом в эпоху эндогенного насыщения литосферы калием. Ил. 2. Библиогр.: с. 179—180 (37 назв.).

УДК 551.311.231 (477)

Додатко А. Д. **Эволюция корообразования на Украинском кристаллическом щите и ее влияние на осадконакопление в докембрии.** — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1984, вып. 9, с. 180—185.

По материалам изучения разновозрастных кор выветривания, развитых на кристаллических породах щита, установлены три этапа эволюции процессов корообразования. Сущность эволюции сводилась к изменению миграционной способности главных породообразующих и других элементов при гипергенезе, что определяло состав элювия и оказывало влияние как на разнообразие элювиальных полезных ископаемых, так и на состав сопряженных с корами комплексов осадочных пород. Табл. 1. Библиогр.: с. 185 (16 назв.).

УДК 553.2 : 553.3.076 (571.53/55)

Алексеев Д. Н. **Главные эпохи образования рудоносных формаций и стратиформного оруденения в Забайкалье и Прибайкалье.** — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1984, вып. 9, с. 186—193.

Выделены этапы образования формационных рядов и рудоносных формаций. Формирование рудоносных формаций и стратиформного оруденения связано с вулканической деятельностью, интенсивным накоплением ОВ и изменением ландшафтно-климатических условий в областях питания и седиментации. Для выделенных эпох намечается специализация рудоносных формаций на разные типы стратиформного оруденения. Для определенных возрастных интервалов выявляются периодическая повторяемость рудоносных формаций, в соответствии с чем устанавливается вертикальная последовательность размещения близких типов стратиформного оруденения. Библиогр.: с. 192—193 (25 назв.).

УДК 550.4 : 552.4

Лазур О. Г. **Малые элементы в качестве индикаторов первичной природы метаморфических пород и руд.** — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1984, вып. 9, с. 193—200.

Приводятся данные по содержанию германия и циркония в железных рудах и породах ряда железорудных бассейнов, которые претерпели метаморфические изменения в термодинамических условиях, включающих гранулитовую фацию метаморфизма. На литолого-фациальном профиле железорудных бассейнов обломочного, карбонатно-обломочного и карбонатного типов осадконакопления германий концентрируется в окисных минералах железа и в глинистых, а в обломочных породах в их метаморфических эквивалентах. Делается вывод о возможности использования германия и циркония в качестве элементов-индикаторов первичной природы метаморфических пород, включая гранулиты, в комплексе с другими признаками. Табл. 2. Ил. 2. Библиогр.: с. 199—200 (15 назв.).

УДК 551.71/72 (430.2)

Нойманн В., Тешке Г. Ю., Юбитц К. Б. **О некоторых аспектах развития и структурного положения докембрия в южной части ГДР.** — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1984, вып. 9, с. 200—212.

Рассмотрены особенности строения и состава докембрийского фундамента Саксо-Тюрингско-Лугикской зоны средневропейских варисцид, проведено литолого-стратиграфическое и структурное расчленение карелия — рифея-1, рифея-2 с дальсландским тектогенезом, рифея-3, рифея-4, венда (бриоверия). Проведенное исследование наложенного Северо-Германско-Польского бассейна показало, что процесс погружения при заполнении бассейна происходил с различной скоростью: вначале быстро (несколько сот м/млн. лет) в связи с образованием региональных разрывных нарушений и магматизмом, затем асимметрично с затуханием (до нескольких десятков млн. лет), при этом первоначально единый в территориальном отношении и заполняющийся бассейн в процессе развития разделялся на отдельные впадины, каждая из которых характеризовалась своим специфическим развитием. Табл. 1. Ил. 4. Библиогр.: с. 212 (20 назв.).

**ПРОБЛЕМЫ
ОСАДОЧНОЙ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ**

Литология, метаморфизм
и металлогения раннего докембрия

Вып. 9

*Утверждено к печати
Институтом литосферы АН СССР*

Редактор

В.М. Израилев

Редактор издательства

Л.В. Миракова

Художник

В.В. Фирсова

Художественный редактор

И.Ю. Нестерова

Технические редакторы

Н.М. Бурова, И.И. Джиоева

Корректор

Е.А. Мишина

ИБ № 28003

Подписано к печати 13.11.84. Т — 14699
Формат 70x100 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Литературная (фотонабор)
Печать офсетная. Усл.печ.л. 18,2+0,5 вкл.
Усл.кр.-отт. 19,0. Уч.-изд.л. 24,1
Тираж 600 экз. Тип. зак. 1573
Цена 3 р. 70 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

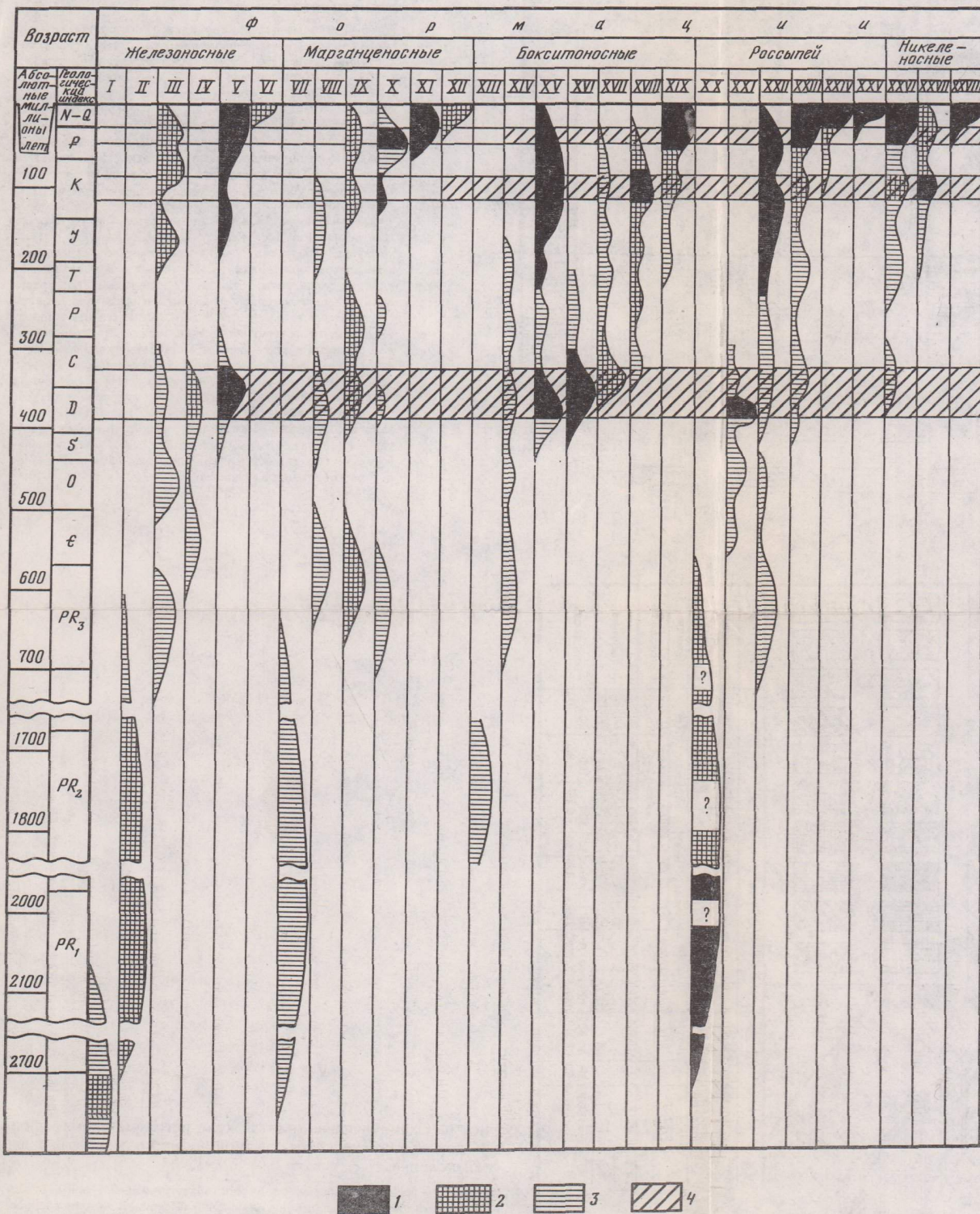


Рис. 1. Эволюция экзогенных рудоносных формаций в истории Земли

Промышленно рудоносные формации: 1 — с богатыми рудами, 2 — с бедными рудами, 3 — с непромышленной рудоносностью; 4 — основные рудоносные эпохи. Железные формации: I, II — формации железистых кварцитов (I — эффузивно-кремнистая, II — известково-сланцево-кремнистая), III — оолитовых руд (PR₂-P — существенно гематитовых, MZ-K — гидротермитовых), IV — гематитовых сланцев, V — элювиальных руд (P — на железистых кварцитах), VI — пляжевых россыпей (существенно-магнетитовых); марганцевые формации: VII — гондитовая, VIII — гидротермально-кремнистая, IX — кремнисто-карбонатная, X — терригенная, XI — кор выветривания, XII — океанических конкреций (комплексный Mn, Ni, Co, Cu руд); бокситоносные формации: XIII — гидротермально-осадочная (силикатных диаспоритов), XIV — субкарбонатная, XV — карбонатная, XVI — сублагеритная, XVII — терригенная пластовая, XVIII — терригенная карстовая, XIX — латеритных покровов; формации россыпей: XX — металлоносных конгломератов, XXI — пролювиально-дельтовая, XXII — прибрежно-бассейновая, XXIII — элювиальная, XXIV — аллювиальная, XXV — океанических побережий; никеленосные формации: XXVI — элювиальная (обычно с кобальтом), XXVII — карстовая, XXVIII — океанических конкреций (комплексных Ni, Co, Cu руд)



4127

3 р. 70 к.

4426

