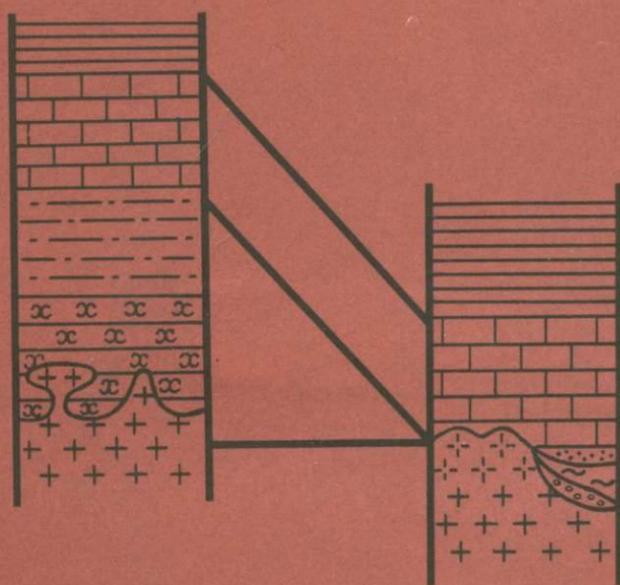


КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ПЕРЕРЫВЫ И КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ В ДОКЕМБРИИ Восточно-Европейской и Сибирской платформ



Издательство «Наука»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
Институт литосферы

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ПЕРЕРЫВЫ И КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ В ДОКЕМБРИИ Восточно-Европейской и Сибирской платформ

4321
Ответственные редакторы:

доктор геолого-минералогических наук
М.И. ГРАЙЗЕР,
кандидат геолого-минералогических наук
А.С. КОРЯКИН



МОСКВА
"НАУКА"
1985



Предлагаемая работа посвящена континентальным перерывам и корам выветривания в докембрии некоторых районов европейской части СССР и Восточной Сибири. Изучение этих вопросов имеет большое практическое значение, поскольку с перерывами и континентальным выветриванием генетически связаны многие ценные полезные ископаемые. Такие работы необходимы также для познания ранних этапов геологической истории Земли и выявления закономерностей эволюционных изменений в литосфере, гидросфере и атмосфере.

Рецензенты:

В.А. ГОЛОВКО, Ф.С. УЛЬМАСВАЙ

**КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ПЕРЕРЫВЫ И КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ
В ДОКЕМБРИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМ**

Утверждено к печати Институтом литосферы Академии наук СССР

Редактор Л.В. Миракова. Художник Е.Н. Волков

Художественный редактор И.Ю. Нестерова. Технический редактор Н.А. Торгашова
Корректор Р.Г. Ухина

Набор выполнен в издательстве на электронной фотонаборной системе

ИБ № 28922

Подписано к печати 18.12.84. Т-22626. Формат 60 X 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Усл.печ.л. 9,5 + 0,5 вкл. Усл.кр.-отт. 10,2
Уч.-изд.л. 12,2. Тираж 600 экз. Тип. зак. 2000. Цена 1 р. 80 к.

Издательство "Наука" 17864 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

ВВЕДЕНИЕ

Настоящий сборник посвящен континентальным перерывам и корам выветривания докембрия Восточно-Европейской и Сибирской платформ, а также некоторых других районов нашей страны.

Континентальные перерывы имели очень широкое развитие в течение всей геологической истории Земли, однако изучены они еще очень слабо, особенно в докембрийских отложениях. С перерывами в осадконакоплении, а точнее говоря с происходившими в это время выветриванием и переотложением элювиальных кор связано образование таких полезных ископаемых, как бокситы, огнеупорные глины, высокоглиноземистые породы, железные руды, россыпные месторождения золота, алмазов, урана, платины и многих других.

Продукты выветривания также являются весьма информативными для выяснения особенностей среды их образования и в первую очередь состава атмосферы и гидросферы прошлого. Этим определяется как большое практическое, так и научное значение изучаемых вопросов.

Выявление континентальных перерывов и кор выветривания в докембрии, особенно элювиальных, представляет большие трудности. Причина этого — процессы метаморфизма, часто полностью затупивающие первичный минеральный состав пород и их структурные и текстурные особенности.

В настоящее время по обсуждаемой тематике известно немало публикаций, однако изученность докембрия, особенно нижнего протерозоя и архея, находится еще на очень низком уровне. Большое значение этим вопросам придавал академик А.В. Сидоренко, по инициативе которого данная работа с 1979 г. начала проводиться в Институте литосферы АН СССР. Настоящая публикация отражает результаты первого этапа проведенных исследований.

Сборник начинается статьей, в которой рассмотрены известные в настоящее время и применяемые в геологической практике методы выявления перерывов в осадконакоплении и определены возможности каждого из них применительно к метаморфическим образованиям. Указываются две новые методики, предложенные в самое последнее время авторами настоящей работы. В соответствии с одной из них наличие в разрезе какого-либо района парагенеза высокоглиноземистых и мономинерально-кварцевых обломочных пород свидетельствует об имевшем место крупном перерыве (М.И. Грайзер, 1982 г.). Другая методика позволяет в ряде случаев диагностировать элювиальную кору, подвергшуюся метаморфизму, по характерным структурно-текстурным признакам, унаследованным от материнских пород (Е.Г. Бобров, И.Г. Щипакина, 1982 г.). В данной работе эти методики апробируются и детализируются.

Большинство статей содержит конкретный фактический материал, по которому дается характеристика особенностей строения и состава

кор выветривания исследуемых районов. В статье Л.А. Игнатьевой и др. "Особенности формирования..." рассмотрены девонские коры Воронежской антеклизы и докембрийские коры Карелии и проведено их сравнительное сопоставление.

Статья В.М. Чайки и других его соавторов — многоплановая. Используя свой личный и литературный материал по Восточно-Европейской и Сибирской платформам, а также Канадскому щиту и Африканской платформе, авторы приходят к выводу об асинхронности развития поверхностей выравнивания и пенепленов, а также о конвергентности кор выветривания, в том числе и латеритных. Второе положение авторов нельзя считать доказанным. В настоящее время уже накопилось достаточно много данных, указывающих на то, что латеритный процесс был характерен только для самого конца протерозоя и для фанерозоя, причем даже в течение этого времени он заметно изменялся от сублатеритного до латеритного в мезозое — кайнозое.

Несколько статей посвящено рудоносности, генетически связанной с перерывами и корами выветривания. К последним относится и статья Б.Н. Соколова о рудных конгломератах докембрия. Однако в ней автор рассматривает не металлогению этих весьма своеобразных отложений, а главным образом условия, в которых они могли образоваться. Он считает, что рудные конгломераты конца архея — нижнего протерозоя типа Витватерсранд — первые нормально-осадочные породы на Земле, формировавшиеся под воздействием ливневых потоков. На основе этого спорного положения рисуется гипотетическая картина становления атмосферы и гидросферы Земли.

Поднятые в настоящем сборнике вопросы еще не могут считаться окончательно решенными и требуют дальнейшего углубленного изучения.

М.И. Грайзер, М.М. Ипатов

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ПЕРЕРЫВЫ И МЕТОДЫ ИХ ВЫЯВЛЕНИЯ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩАХ ДОКЕМБРИЯ (состояние проблемы)

Континентальные перерывы в осадконакоплении имели очень широкое развитие в течение всей геологической истории Земли. На большей части ее территории, особенно на платформах, суммарный объем континентальных эпох не только соизмерим с морским, но, по мнению некоторых исследователей, даже значительно превышает их [6].

С континентальными перерывами — выветриванием и континентальными условиями осадконакопления — связаны многочисленные полезные ископаемые, имеющие важное значение для народного хозяйства. Сюда относятся месторождения бокситов, огнеупорных глин, высокоглиноземистых пород, каменных и бурых углей, железных и марганцевых руд, силикатного никеля, россыпные месторождения золота, платины, алмазов, урана, минералов олова, титана, вольфрама и других редких и рассеянных элементов. Значительная часть полезных ископаемых морского генезиса, особенно из числа образующихся в шельфовой зоне, обязана своим происхождением материалу, поступающему с континентов. Континентальные образования несут большую информацию о климатах прошлого и более чутко, чем морские, реагируют на изменение состава атмосферы. Все это свидетельствует об огромной роли в геологической истории Земли крупных континентальных перерывов и связанных с ними процессов выветривания, литогенеза и рудообразования.

Методика выявления перерывов в метаморфических толщах докембрия пока еще находится в стадии разработки. Поэтому ниже кратко рассматриваются основные методы, используемые для этих целей при изучении неметаморфизованных отложений фанерозоя и позднего протерозоя, и оцениваются возможности их использования для метаморфических толщ докембрия.

Наиболее уверенно перерывы в осадочных отложениях выявляются в палеонтологически хорошо охарактеризованных разрезах по выпадению из них определенных стратиграфических интервалов. Но если перерыв сопровождался размывом ранее образовавшихся отложений, то перед исследователями обычно возникает труднорешаемый вопрос о том, какая часть недостающего разреза отвечает собственно перерыву в осадконакоплении и какая соответствует интервалу размывтых пород.

Перерывы в осадконакоплении могут фиксироваться угловыми и структурными несогласиями. Однако стратиграфический объем перерыва может быть установлен только при наличии данных о возрасте верхней части нижней серии и базальной верхней.

Очень часто перерывы проявляются "литологическими несогласиями", т.е. резкой сменой по вертикали серий разного литологичес-

кого состава. И в этом случае без возрастных датировок или надежных сопоставлений с опорными разрезами смежных районов уверенно интерпретировать такие материалы не представляется возможным.

Бесспорные свидетели континентальных перерывов — элювиальные коры выветривания. Объем перерыва также может быть установлен только при наличии возрастных датировок подстилающих материнских пород и перекрывающих кору выветривания отложений. Верхние зоны хорошо проработанных зрелых кор выветривания в зависимости от климатических, тектонических, палеогеоморфологических условий, а также состава субстрата и длительности перерыва имеют различную мощность и бывают сложены в основном только каолинитом или же полуторными окислами алюминия и железа обычно с примесью каолинита.

Крупные перерывы, особенно в платформенных условиях, часто фиксируются также переотложенными корами химического выветривания — каолинитовыми глинами, бокситовыми породами и мономинерально-кварцевыми обломочными отложениями: песчаниками, гравелитами и конгломератами. Примером могут служить предвизейский, предживетский и предюрский перерывы на Русской платформе, предрифейский на Анабарском щите и др. Однако в отличие от элювиальных кор выветривания и других выше рассмотренных признаков перерывов переотложенные коры химического выветривания, особенно монокварцевые обломочные породы, могут находиться не только на территории древней суши, но и за ее пределами. Более других к области сноса тяготеют кварцевые конгломераты и гравелиты, но и кварцевые пески обычно также располагаются в непосредственной близости от нее [7].

Показатель перерывов или близости размывающейся суши — древние россыпи золота, алмазов, урана, циркония, титана, формирование которых связано как с химическим, так и физическим выветриванием. Свидетели континентальных условий осадконакопления — значительная часть каменных и бурых углей, а также красцветов [1].

Для выявления перерывов и некоторых их особенностей могут использоваться акцессорные минералы: различия в их составе, форме зерен, степени выветрелости, соотношении устойчивых и неустойчивых аллотигенных компонентов. Резкая смена по вертикали ассоциаций аллотигенных акцессорных минералов, как правило, является следствием изменений состава пород размывавшейся суши, происходивших в результате тектонических и морфологических перестроек ее поверхности.

Перерывы часто, но не всегда фиксируются конгломератами. Наиболее представительны для этих целей мономинерально-кварцевые конгломераты, которые, как указывалось выше, свидетельствуют о непосредственной близости суши, на которой происходило формирование зрелых кор выветривания. Наличие в разрезе полимиктовых конгломератов обычно бывает связано со значительно более удаленной и расчлененной сушей, где преобладающими были процессы физического выветривания.

Установление перерывов в метаморфических толщах докембрия

представляется значительно более сложной задачей. Основная причина этого заключается в том, что процессы метаморфизма сильно преобразуют первичный минеральный состав пород, их текстурные и структурные особенности и затушевывают первичные дометаморфические соотношения толщ. Кроме того, в результате необратимой эволюции Земли и происходящих на ней процессов, некоторые из названных признаков континентальных условий в докембрии либо совсем отсутствовали (например угли), либо имели ограниченное распространение. Красноцветы встречаются только в протерозое преимущественно с конца нижнего протерозоя.

Чрезвычайно важное отличие докембрия, имеющее самое непосредственное отношение к рассматриваемому вопросу, — крайне ограниченное распространение в нем органических остатков. В архее они практически отсутствуют совсем, а в протерозое встречаются лишь продукты жизнедеятельности синезеленых водорослей и бактерий: строматолиты, микрофитолиты и микрофитофоссилии. Остатки животных организмов известны только в самых верхах протерозоя и встречаются крайне редко. Поэтому для докембрия, особенно архея и нижнего протерозоя, на передний план выдвигаются абсолютная геохронология и различные методы определения абсолютного возраста пород. Материалы изучения органических остатков и радиологических методов датировок возраста пород дают объективную и часто очень ценную информацию для обоснованных заключений о наличии перерыва в осадконакоплении и его возможном объеме.

Как уже указывалось выше, достоверные свидетели континентальных перерывов — элювиальные коры выветривания, однако в интенсивно метаморфизованных толщах они трудно диагностируются. Одна из основных причин этого — отсутствие в докембрии благоприятных условий для образования и сохранения мощных кор химического выветривания, на что ранее обратил внимание Б.М. Михайлов [5]. В связи с отсутствием наземной растительности верхние, наиболее глубоко проработанные рыхлые зоны профиля выветривания легко разрушались и переотлагались в пониженные участки рельефа, главным образом во внутриконтинентальные водоемы и прибрежные зоны морей. Более устойчивые к процессам денудации нижние зоны профиля выветривания представлены минеральными ассоциациями, мало отличающимися от подстилающих материнских пород. Как правило, это кварц-серицит-мусковитовые или кварц-хлорит-гидрослюдистые образования, которые можно рассматривать и как метаморфизованную кору выветривания, и как продукт магматической деятельности, преобразованный в результате последующего воздействия процессов метаморфизма.

В связи со сказанным важное значение приобретают переотложенные коры химического выветривания. Для выявления крупных региональных перерывов наибольшее значение имеют мономинерально-кварцевые обломочные и высокоглиноземистые породы. Первые отличаются большой устойчивостью к метаморфизму и даже при высоких ее ступенях часто сохраняют обломочную структуру. Что же касается высокоглиноземистых пород докембрия, то значительная часть известных

в настоящее время их месторождений и проявлений, особенно те из них, которые имеют определенную стратиграфическую приуроченность, рассматриваются нами вслед за В.К. Головенком [3] как результат метаморфизма перестроенных кор каолинитового или каолинит-гидрослюдистого состава, иногда с примесью других минеральных образований.

Каолининовый состав кор в основном сохраняется лишь до окончания этапа эпигенетических преобразований, как это имеет место, например, в разрезе рифея Анабарского щита и в некоторых других районах. В слабометаморфизованных разностях пород каолинит трансформируется в пирофиллит и диаспор, в более метаморфизованных — в хлоритоид, а в наиболее сильно метаморфизованных — в силлиманит и дистен. Особенно представлятелен для рассматриваемых целей — широко распространенный как в фанерозое, так и в докембрии парагенез этих пород (например, кейвская серия нижнего протерозоя и ее аналоги на Кольском полуострове, пурпольская свита нижнего протерозоя Патомского нагорья) [4]. Заслуживают также внимания поиски путей выявления в метаморфизованных толщах характерных признаков нижних зон профиля выветривания относительно устойчивых к процессам метаморфизма [2].

В докембрии, в нижнем протерозое и в верхах архея широким распространением пользуются мощные толщи конгломератов, значительная часть которых рудоносна (золото, уран и др.). Это серии Ранд в ЮАР, Блайнд-Ривер в Канаде, Жакобина в Бразилии, Тарква в Гане и многие другие. Мощность этих серий достигает 5—8 км. Характерная особенность — приуроченность к эндогенным металлогеническим провинциям докембрия, а также исключительно мономинерально-кварцевый состав галечного материала [8]. Образование рудных конгломератов связывается с химическим выветриванием и размывом коренных рудных тел, расположенных в непосредственной близости от россыпных месторождений. Определенную полезную информацию несут и любые другие россыпи, а также резкие различия в ассоциациях аллотигенных акцессорных минералов.

Важными признаками возможных крупных перерывов в осадконакоплении являются угловые и структурные несогласия. Серьезного внимания заслуживают резкие изменения в литологическом составе пород ("литологические несогласия"), а также наличие в разрезе толщ, относящихся к различным стадиям метаморфизма. Такие контакты могут совпадать с границами толщ, между которыми имел место континентальный перерыв. Специальному исследованию также подлежат красноцветы континентального происхождения. От морских, по данным А.И. Анатольевой [1], их отличает вулканогенно-терригенный или преимущественно терригенный состав пород и прослой гематита.

В заключение следует отметить, что ни один из перечисленных геологических факторов отдельно взятый не может быть достаточным для уверенного выделения континентальных перерывов в метаморфических толщах докембрия. Только комплекс таких факторов и использование нескольких методик могут дать необходимый материал для

получения объективного ответа на вопрос об отсутствии или наличии перерыва, его конкретном положении в разрезе, стратиграфическом объеме и некоторых других его особенностях.

Литература

1. *Анатольева А.И.* Главные рубежи эволюции красноцветных формаций. Новосибирск: Наука, 1978. 189 с.
2. *Бобров Е.Т., Щипакина И.Г.* Структурно-текстурные особенности дорифейской коры выветривания Среднего Приднестровья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, N 7, с. 123—128.
3. *Головенко В.К.* Высокоглиноземистые формации докембрия. Л.: Недра, 1977. 265 с.
4. *Грайзер М.И.* Диагностика континентальных эпох и перерывов в позднем докембрии на примере Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. — Литология и полез. ископаемые, 1982, N 2, с. 104—109.
5. *Михайлов Б.М.* Региональные и локальные закономерности размещения бокситовых месторождений. Л.: Недра, 1978. 67 с. (Тр. ВСЕГЕИ; Вып. 14).
6. *Наливкин Д.В.* Проблемы перерывов. — В кн.: Этюды по стратиграфии. М.: Наука, 1974, с. 10—21.
7. *Ронов А.Б., Михайловская М.С., Солодкова И.И.* Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород. — В кн.: Химия земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, т. 1, с. 201—252.
8. *Чайка В.М., Попов Ю.В.* Докембрийские металлоносные конгломераты: (Оценка регионов). Обзор Мингео СССР. М.: ВИЭМС, 1976. 34 с.

УДК 551.311:551.72+551.24

В.М. Чайка, А.С. Корякин, Е.Б. Горшкова, И.Н. Храмов

ДРЕВНЕЙШИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЛИТОСФЕРЫ

В пределах докембрийских щитов древнейшие коры химического выветривания обнаружены сравнительно недавно путем широкого использования актуалистического подхода. Коры выветривания рассматривались как достаточно полные аналоги классических мезозойских и кайнозойских кор выветривания, развитых на пенепленах и поверхностях выравнивания. Соответствующим эталоном древнейших кор выветривания считались элювиальные образования, залегающие в основании рифейских и вендских осадочных чехлов на древних платформах.

В учении о корях выветривания к настоящему времени наметилось два методических направления: вещественное литолого-геохимическое и палеогеографическое генетическое.

Как известно, современные знания о докембрийских корях выветривания вследствие различных подходов к их изучению чаще всего ограничиваются их общей вещественной минералогической и геохимической характеристикой и скромными сопоставлениями с подобными же, но уже охарактеризованными ранее образованиями как докембрия, так и фанерозоя. На этой основе обычно строятся многие глобальные синтезы о выветривании в докембрии, о составе докембрийской атмосферы и гидросферы и т.д. Становится очевидным, что стремление

усилить генетический принцип в изучении докембрийских кор выветривания при резкой недостаточности их формационной региональной изученности приводит к излишним дискуссиям и появлению крайних взглядов, когда одни исследователи придают слишком большое значение корам выветривания в докембрийском литогенезе, тогда как другие вообще отрицают наличие таких кор в раннем докембрии.

По замыслу авторов, настоящая работа должна представлять современный историко-геологический синтез докембрийских кор выветривания как геологических тел, характеризующих определенные структуры континентальной земной коры на определенных этапах и стадиях ее консолидации. Необходимо подчеркнуть, что в основе наших знаний о геологической истории и эволюции докембрийских кор выветривания лежат собственные исследования авторов, относящихся прежде всего к древнейшим корам выветривания Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Значительный объем накопленного и проанализированного материала связан с именем А.В. Сидоренко, который возглавил и вдохновил большой коллектив геологов в разработке поставленной им проблемы изучения докембрийских кор выветривания. Именно по инициативе А.В. Сидоренко в 60-е — 70-е годы изучение кор выветривания велось наиболее активно по всей территории нашей страны различными коллективами и организациями Министерства геологии и Академии наук СССР.

В значительной мере выводы авторов настоящей работы основаны, как уже отмечалось, на материалах региональной геологии кор выветривания, полученных авторами по Балтийскому щиту (А.С. Корякин, И.Н. Храмцов) и Сибирской платформе (В.М. Чайка, Е.Б. Горшкова). Авторы также использовали литературные данные по древнейшим корам выветривания ("древним почвам"), известным в наиболее обнаженных и изученных зарубежных докембрийских провинциях. Особого внимания в этом отношении заслуживают данные, известные авторам по докембрийским корам выветривания Туарегского щита в Северной Африке.

К ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Первые геологически обоснованные сведения о докембрийских корях выветривания появились в начале 50-х годов по хорошо обнаженным гуронским провинциям Канадского щита, где реликты мощной площадной коры выветривания были установлены на контакте архейского кристаллического фундамента с протерозойским (гуронским) осадочным чехлом. Но еще в конце прошлого и в начале нынешнего столетия на том же Канадском щите были описаны докембрийские "древние почвы". В начале нашего столетия мощные коры выветривания, сложенные каолининовой породой, были обнаружены в Центральной Финляндии, что привело к известной дискуссии финских геологов о возрастной принадлежности этих кор. Представления же канадских и скандинавских геологов о докембрийском выветривании в той или иной степени нашли отражение в региональных обобщениях русских геологов по геологии докембрия Сибирской платформы.

50—60-е годы сыграли особую роль в разработке проблемы изучения докембрийских кор выветривания и связанного с ними литогенеза, когда исследованиями были охвачены многие докембрийские провинции СССР. Следует подчеркнуть, что постановка этой проблемы с самого начала обуславливалась идеями А.В. Сидоренко о большой роли и значении докембрийского выветривания при формировании литосферы. Главным при этом был вывод [22] о том, что собственно кора выветривания фациально переходит в переотложенную кору или в осадочные толщи, являясь формацией коры выветривания как ее поименовал Н.П. Херасков [28].

Необходимо отметить, что вся проблема изучения докембрийских кор выветривания с момента ее постановки до формулирования основных положений развития литогенеза была связана с изучением докембрия Кольского полуострова и Карелии, который изучался А.В. Сидоренко и его учениками в течение целого ряда лет (А.С. Корякин, В.З. Негруца, О.И. Лунева и др.). Литолого-фациальный и геохимический подход стал главенствующим для многих коллективов и отдельных исследователей, особенно показательны в этом отношении работы В.К. Головенка [5] по корам выветривания Байкало-Патомского нагорья.

Но в 50-е годы начал складываться и другой историко-геологический подход в разработке рассматриваемой проблемы, связанный с именем Н.П. Хераскова [28]. В дальнейшем этот подход нашел отражение в работах Б.М. Петрова [15], В.М. Чайки [30] и ряда других исследователей. В результате удалось выделить типы кор выветривания для платформенных и орогенно-платформенных структур и показать их роль в накоплении соответствующих осадочных формаций.

В середине 60-х годов появились первые попытки выделить эпохи докембрийского выветривания на основании геохронологического изотопного датирования пород фундамента и чехла, прилегающих к толще коры выветривания [29]. К этому времени появились первые палеогеографические реконструкции этих эпох, основанные на широком использовании литолого-фациальных методов [23]. В 1970 г. эти два методических направления были объединены нами [24] при разработке схемы размещения докембрийских кор выветривания древних платформ. При составлении этой схемы в качестве общей тектонической основы были приняты идеи Г. Штилле о цикличном обратимом развитии гранито-гнейсового фундамента "панплатформы". Выбор такой основы вызывался прежде всего использованием формальных радиометрических возрастных дат для оценки геологической позиции кор выветривания и синхронизацией уровней коры по эпохам тектоно-орогении, установленным геологами и геохимиками [27]. На схеме были условно выделены глобальные эпохи докембрийского выветривания, полностью совпадающие с границами перерывов между основными геохронами: археем, нижним протерозоем, вендом и палеозоем.

Но уже в 1975 г. появившийся огромный материал по корам выветривания и особенно региональные исследования ряда провинций позволили отказаться от этой схемы, положив в основу таких представ-

лений различные структурно-тектонические формы, различные ранги коры выветривания и "скользящий" характер уровней коры выветривания в связи с неоднородностью тектонического процесса [30].

Последующие годы характеризовались накоплением большого фактического материала по региональной геологии докембрийских кор выветривания.

О КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ В ДОКЕМРИИ И МАСШТАБАХ ГИПЕРГЕНЕЗА

В проблеме изучения докембрийских кор выветривания по-прежнему обсуждается вопрос о корректности системы доказательств наличия самих кор [13, 14]. Имеется целый ряд публикаций о наиболее надежно установленных корах докембрийского выветривания как геохронологически датированных геологических телах. Наиболее важными представляются структурно-литологические доказательства гипергенного профиля на границе докембрийского осадочного чехла и фундамента протоплатформ [5, 43, 58].

В той или иной мере редуцированный зональный профиль коры выветривания наблюдается на больших пространствах развития протерозойских гуронских платформенных отложений, залегающих на денудированном фундаменте Канадского щита и на границах соответствующих протоплатформенных отложений и архейских фундаментах, а также на границах более молодых фундаментов и чехлов западно-австралийских, индийских и африканских щитов. Более всего изученный и хорошо обнаженный Канадский щит представляет как бы модельную провинцию самого широкого развития докембрийских кор выветривания.

Известны классические примеры описаний "древних почв" в гуронских отложениях и в связи с формацией ураноносных конгломератов Блайнд-Ривер [16]. Предгуронская кора выветривания, перекрытая фациально переходящими в нее песчаниками, гравелитами и конгломератами свиты Папасквасати, обстоятельно описана в гуронском бассейне Мастассини-Отиш [43]. На этом же щите имеются и более молодые уровни коры выветривания, например среднерифейская кора выветривания районов развития серии Кивино. Типичен в этом отношении район оз. Верхнего, где эта предверхнекивейская кора, непосредственно переходящая кверху в песчаники верхнего кивино, описана на полуострове Прескью-Айсл [51]. Третий уровень кор выветривания отмечается под гравелитами и песчаниками нижнего кембрия (свита Маурт-Симон) в опущенной глыбе Мидконтинента. Они выявлены по целому профилю буровых скважин в штате Миннесота [50].

Близкими по степени корректности доказательств представляются метаморфизованные коры с сохранившимися по петрохимическим и петрографическим данным зональным профилем и развитые в области щитов, где молодой региональный метаморфизм исключен [5, 11, 47]. Мы приводим ниже специальный раздел по эпиархейским корам вы-

ветривания Карелии, который является типовым для всех метаморфизованных кор выветривания¹.

Помимо вышеупомянутых прямых, имеются многочисленные косвенные признаки докембрийского выветривания и продуктов коры выветривания в составе метаморфических пород и структур, устанавливаемые литологическими, петрохимическими, минералогическими и изотопными методами [5, 11, 12, 50]. Петрографо-минералогические методы широко используются при изучении метаморфических пород. Сейчас все большее значение начинают занимать изотопные методы, из которых наиболее надежными и информативными представляется использование тяжелых радиогенных изотопов, в частности изотопов рубидия и стронция. Метод основан на установленном выщелачивании части стронция при выветривании и соответствующем возрастании отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Блексланд [41] приводит пример прямого определения возраста выветривания гранитов из пород фундамента штата Миссури по рубидий-стронциевому методу.

Изотопные данные нашли широкое применение в разработке модели развития ранней Земли, признающей огромные масштабы архейского и преархейского выветривания. Наиболее важным показателем мощного выветривания протобазальтовых пород на земной поверхности является крайне высокое отношение Si к Al в среднем составе континентальной литосферы [45] и высокое (до 0,71) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в перидотитовых нодулях из щелочных базальтов [54].

На самых ранних этапах выветривания пород ранней Земли главными агентами выветривания были вода и озон. Солнечная ультрафиолетовая радиация, достигавшая в отсутствие кислорода поверхности Земли, и диссоциация воды под воздействием света создавали обогащенные озоном зоны, которые определяли выветривание в окислительных условиях, чему способствовало также и повышение температуры воды протоокеана [36]. Высокая степень выветривания и мощные зоны выветривания в архее и преархее были обусловлены своеобразным "парниковым эффектом", возникшим при взаимодействии вулканогенного кремнезема с магнием морской воды с температурой не менее 80°С [44]. Эти и другие данные достаточно убедительны для того, чтобы признать исключительно глубоким процесс выветривания ранних континентов, уверенно говорить о возможности обнаружения продуктов этого процесса в древнейшем фундаменте континентов и подчеркнуть большое значение первичного осадочного

¹ Здесь следует отметить, что степень метаморфизма кор выветривания не является надежным показателем их возраста и структурного положения. Уже после завершения нашей работы были выявлены вендские коры выветривания в осадочном чехле Сибирской платформы, в Иркутском амфитеатре, которые оказались локально метаморфизованными ятулийских кор. Такие коры в виде узких кольцевых структур окружают небольшие интрузивные тела мезозойских субщелочных гранитоидов, прорывающих породы фундамента. Вокруг этих же куполов песчаники и аргиллиты нижнемотской свиты венда превращены в массивные кварцитовые и слюдяно-кварцитовые породы с реликтами глубоко метаморфизованных твердых битумов на месте мигрировавших с купольных структур залежей жидких углеводородов (по неопубликованным данным Е.Б. Горшковой).

вещества в эндогенном кругообороте вещества между отдельными зонами литосферы, а также объяснить причины появления в докембрии огромных масс железных и марганцевых руд, магнезиальных и других пород бывших древних протоморей.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ КАРЕЛИИ

В карельском регионе Балтийского щита описано более 30 выходов предьятулийских (эпиархейских) и ятулийских (протерозойских) кор выветривания [11]; причем в районе Сегозеро обстоятельно изучен разрез мощных кор выветривания, превращенных в кварцево-сланцевые породы [9—11]. Здесь метаморфизованные эпиархейские коры выветривания развиваются по гранитам, диабазам, пикритам и полимиктовым конгломератам. Они представлены локально развитыми кварцево-серицитовыми, серицит-хлоритовыми и тальк-карбонат-хлоритовыми породами, слагающими зону мощностью до 20 м. Ближе к основанию разреза ятулийских песчаников, перекрывающих кору, обнаруживается отчетливая сланцевая структура. Возникшая в результате регионального метаморфизма сланцеватость ориентирована одинаково как в сланцевой породе коры, так и в ятулийских кварцитах, но обычно не совпадает с седиментационной слоистостью ятулия.

Исходный гранит в нижней части изученных разрезов почти полностью сохраняет признаки неизменной породы: монолитность, массивную текстуру, равномернозернистую структуру и соответствующий минеральный состав. Трещиноватость массивных гранитов вверх постепенно увеличивается, и они разбиваются на угловатые и угловато-закругленные глыбы размером 0,3—0,5 м в поперечнике. Трещины заполнены карбонат-кварцево-серицитовым цементом, обломки гранита серицитизированы. Видимая мощность зоны брекчирования — 2—2,5 м. Выше развита комковатая, местами сохраняющая структуру гранита кварцево-серицитовая порода, в многочисленных трещинах которой развиты пленки гидроокислов железа. У самого контакта с перекрывающими ее кварцевыми конгломератами и кварцито-песчаниками ятулия кварцево-серицитовая порода коры преобразована в сланец. Мощность этих сланцев определяется степенью редуцированности профиля коры выветривания. Пегматитовые и аплитовые прожилки, рассекающие материнский гранит, в зоне брекчий и в слое кварцево-серицитового сланца обнаруживают постепенный распад (наподобие того, как это в свое время в 1924 г. наблюдал А.А. Метцгер в районе оз. Суоярви).

Детальные петрографические исследования этой метаморфизованной коры выветривания показывают наличие зон бывшего элювиального профиля по зональному изменению основных породообразующих и акцессорных минералов. В исходных гранитах появляются первые признаки изменения биотита. Здесь он заметно хлоритизирован, при этом некоторая часть железа выделяется по трещинкам спайности в виде непрозрачных железистых пленок, а титан в хлорите образует характерную решетку сагенита. Чуть выше по разрезу на-

чинается обесцвечивание хлоритовых чешуй и замещение их карбонатом, эпидотом, сфеном, мусковитом, серицитом и кварцем. В вышележащей зоне хлорит уже, как правило, нацело замещен мусковитом и кварцем.

Для неизмененного гранита характерны четкие контуры зерен плагиоклаза и границы двойникования. В граните, где уже наметились изменения (трещины брекчирования и др.), начинается локальное замещение зерен мелкочешуйчатой серицитовой сыпью и кое-где карбонатом. По профилю снизу вверх процесс серицитизации и карбонатизации плагиоклаза усиливается. В верхах зоны брекчирования и зоны бывшей глинистой коры среди серицитовой массы еще просматриваются скелетообразные остатки таблиц плагиоклаза, но в слое сланца плагиоклаз уже полностью замещен серицитом и карбонатом. В тонкочешуйчатом серицитовом цементе не остается почти никаких минералов первичного гранита, кроме зерен кварца, также существенно измененных.

В свежем граните кварцевые зерна сохраняют присущую им первичную форму. Выше по разрезу по мере усиления серицитизации кварцевые зерна, соприкасаясь с серицитом, начинают корродироваться вначале по краям, затем тонкочешуйчатая серицитовая масса проникает внутрь зерен, расчлняя их на более мелкие части. В кварц-серицитовом сланце коры остатки кварцевых зерен размещаются слоевидно, при этом удлинённые их разности ориентируются по сланцеватости. Отмечаются многочисленные мелко мозаичные скопления новообразованного кварца, группирующегося обычно около основных зерен кварца и их реликтов. Широко развит также кварцевый регенерационный цемент. Более всего вторичный кварц развит в верхних частях разрезов.

Можно полагать, что некоторая часть серицита представляет собой продукт метасоматоза каолинита первичной каолиновой коры выветривания. О том, что кварцево-серицитовая порода образовалась при метаморфизме глин, свидетельствует массовый процесс растворения и распада кварцевых зерен первичного гранита. Этот процесс имеет много общего с явлениями коррозии кварца, свойственными современной коре выветривания. На первично глинистую природу серицита указывают, кроме того, сланцевая структура кварцево-серицитовой породы и линейное расположение в ней фрагментов кварца, что является результатом механического перемещения их при расланцевании коры выветривания в процессе метаморфизма. С помощью электронного микроскопа в метаморфизованной коре удалось установить реликты каолинита в составе гидрослюд [10].

Еще более наглядно гипергенный характер первичной зональности профиля метаморфизованной коры виден при сравнении результатов химических анализов пород из различных частей разрезов. В кварц-серицитовой породе на гранитах и в серицит-хлоритовой породе на диабазе вверх по разрезу наблюдается уменьшение содержания Na_2O , SiO_2 , FeO , MnO , иногда CaO , и увеличение Al_2O_3 , TiO_2 , ZrO_2 , Fe_2O_3 , P_2O_5 , H_2O . Количество K_2O , иногда CaO и MgO вверх по профилям возрастает, а не уменьшается. Повышенное содержание MgO и

СаО — результат накопления в коре выветривания карбонатов. Проявление карбонатности можно отчасти рассматривать как следствие некоторой засушливости доятулийского климата. Возможность подобного минералообразования для молодых кор выветривания, формирующих при дефиците влажности, доказана многими исследователями. Пленки железистых минералов в метаморфизованных породах коры, линзы доломитов и кремней в кровле кварцево-серицитового горизонта, трещины усыхания в прослоях кварц-карбонато-сланцевых сланцев среди перекрывающих кварцитов могут служить дополнительным подтверждением периодического уменьшения влажности в преддятулийское время.

Наибольший интерес представляет накопление в бывшей каолиновой коре больших масс калия (до 8% и более K_2O). Имеется альтернатива: об "автохтонном" или "аллохтонном" калии. В первом случае источники калия находятся как в самой не каолиновой, а гидрослюдистой коре, так и в каолиновой коре, если она содержала органоминеральный калий в разных формах и фазах [30], или если этот калий мог мигрировать из окружающих пород в элювиальную массу первичной коры. Во втором случае допускается неограниченный метасоматический привнос калия с образованием серицита и вынос масс кремнезема из породы. Авторы дают предпочтение первому процессу, как наиболее подтвержденному всем имеющимся материалом.

Детальные исследования метаморфизованных докембрийских кор выветривания, известных в восточной части Балтийского щита, позволяют видеть в них действительные реликты древнейших элювиальных профилей в ранней континентальной литосфере. Имеются различные доказательства этому:

- 1) многочисленность фактов установления древнейшей коры в разных районах, свидетельствующих о площадном характере выветривания обширных территорий;
- 2) зоны начальной дезинтеграции, превращенные в элювиально-делювиальные и элювиальные брекчии;
- 3) постепенные переходы в этих зонах от слабо разрушенных и "расташенных" жильных тел внизу и до сильно разрушенных и разоб-
щенных жильных тел вверх;
- 4) возрастание вверх по разрезу степени серицитизации плагиоклаза, хлоритизации биотита и амфибола, коррозии кварца, постепенное рассланцевание кварц-серицитовой и кварц-хлоритовой породы с переориентировкой в ней реликтов кварца и расплющиванием миндалин (для диабазов);
- 5) сохранение реликтов каолинита в массе серицита, устанавливаемого точными методами исследований;
- 6) сохранность по всему разрезу призматических зерен циркона из подстилающих кристаллических пород;
- 7) тождественность кривых химического состава древних метаморфизованных и молодых кор химического выветривания.

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
РАЗМЕЩЕНИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ
НА ПРИМЕРЕ ИЗУЧЕНИЯ ФУНДАМЕНТА АФРИКАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Важность материалов по корам выветривания из северо-западных районов Африканской платформы определяется исключительной обнаженностью фундамента в пределах обширных сводовых поднятий и наличием различных уровней кор выветривания, установленных советскими геологами (Н.А. Божко, Е.А. Долгинов, В.М. Чайка) в процессе геологического картирования. На крайнем северо-западе платформы располагается Западно-Африканский щит, или кратон Северо-Западной Африки (Мавританский), восточнее — обширный свод горной страны Ахаггар, представляющий в свою очередь более молодой позднерифейский щит (Туарегский) с позднерифейским фундаментом.

Западно-Африканский щит сложен древнейшими чарнокит-тоналитовыми гнейсами и гранитами, зеленокаменными породами протокры континента и более поздними орогенными гранитоидными массивами. Это — крупное сводовое поднятие, центральная часть которого (впадина Таудени) опущена и выполнена отложениями позднего рифея и вендомия, а южная приподнята в виде Либерийско-Гвинейского щита. Первые поднятия свода имели место в конце венда и в нижнем кембрии, когда в соседней геосинклинали Ахаггара наблюдались мощные складчатые и орогенные процессы, связанные с панафриканской или байкальской складчатостью. В посторогенную стадию здесь образовалось два сводовых поднятия — Ахаггарское и Нигерийско-Дагомейское (на юге), — которые дооформились и выступили на поверхность уже в альпийский этап.

Байкальская складчатая система в виде покровных пластин надвинута на восточный склон Западно-Африканского кратона, но на крайнем северо-западе Ахаггара в районе Тассенджанет—Уаллен имеются реликты предрифейской коры выветривания, развитой на обширном пенеппене, в доколе которого залегают орогенные граниты Уаллен с возрастом 2000—1900 млн. лет [30]. Аналоги этих кор широко развиты на склонах впадины Таудени, где они представляют фрагменты покрытого корой выветривания предрифейского пенеппена [63]. Эта кора изучалась нами [30] на северо-западе Ахаггара в несорванной части покрова метаосадочной серии нижнего рифея, надвинутого на краевую часть Мавританского кратона. Здесь денудационная поверхность с корой выветривания ложится на граниты типа Уаллен, кверху слабо метаморфизованная каолиновая кора выветривания постепенно сменяется гравелистыми кварцито-песчаниками и кварцевыми конгломератами базальной части разреза метаосадочной серии [42, 48]. Возраст гранита, на который ложится кора, определяется по циркону (урано-свинцовый метод) в 2050 млн. лет, тогда как возраст того же циркона из потока метариолита, перекрывающего кварцито-песчаники — 1750 млн. лет [53]. Эти цифры могут грубо оценить интервал развития орогенной области, пенеппенизации и образования коры выветривания в этой части Мавританского кратона.

Исходя из условной синхронизации возраста кор с возрастом наиболее молодых пород фундамента — орогенных гранитоидов, —



4321

можно полагать, что коры выветривания основных предрифейских пенеппленов на других кратонах континента могут занимать различный уровень внутри этого интервала. Однако имеются данные о том, что предрифейские коры выветривания занимают все более верхние уровни от юга континента к его северо-восточной части, что характерно и для структуры рифейд Африки [30].

Расположенный восточнее Мавританского кратона регион рифейского возраста представляет молодой африканский щит, фундамент которого почти на всем пространстве выведен на поверхность в виде горной страны Ахаггар. Предпалеозойский пенепплен этого сводового поднятия сильно деформирован при вендском, палеозойском и мезозойско-кайнозойском воздыманиях. Молодой свод имеет контрастную глыбовую поверхность, причем в отдельных глыбах сохранились реликты поверхностей выравнивания периодов рифейской, предвендской, предпалеозойской и мезозойско-кайнозойской планаций горных рельефов прото-Ахаггара. Последние молодые планации носили сложный характер, обусловленный как процессом региональной планации молодого свода, так и локальными планациями возрожденного глыбового вулканического рельефа в альпийский этап.

Реликты наиболее древних кор известны в центральном Ахаггаре, в области сильнейшей гранитизации и метаморфизма пород эвгеосинклинальной зоны (серия суггария). Признаки таких глубоко метаморфизированных кор известны в средней части зоны в составе "фаций" Арешшум и Эджере. Коры и несущие их поверхности выравнивания здесь сильно деформированы, а сами коры превращены в мигматизированные слюдяные гнейсы зонального строения с фрагментами разгнейсованных обломков зоны дезинтеграции [30]. Суггарская область гранитизации подверглась метаморфизму разного возраста, коренным образом изменившим первичную структуру этого срединного массива рифейд. Это делает невозможным даже грубую реконструкцию комплексов рифейской коры выветривания. Однако явные признаки такой коры могут быть установлены радиометрическим датированием на уровне 1050—930 млн. лет, первой из этих цифр отвечают базальные слюдяные гнейсы серии Алексод, а второй — аналогичные породы серии Арешшум [39].

Локальный характер кор и поверхностей выравнивания лучше всего виден на примере изучения предвендской коры из восточного краевого позднерифейско-вендского зеленокаменного пояса фарузия [30]. В центральной части этого пояса предвендская поверхность выравнивания оказывается менее деформированной, и на ее поверхности сохранилась слюдястая кора выветривания с хорошо выраженной зонай метаморфизированных пород подложья коры и метаморфизованными валунами и гальками ранее сильно выветрелых вулканических пород, гранодиоритов и кварцевых диоритов. Здесь же развиты неправильные скопления метааркозов, которые кверху сменяются 30—20-метровой пачкой метаморфизованных известняков и доломитов. Выше несогласно развита мощная толща андезитов, риолитов и пирокластов, так называемый "фарузий-II" венда [31].

Поверхности выравнивания и коры выветривания в средней части

фарузского зеленокаменного пояса образовались в интервале 650—550 млн. лет: исходные гранитоиды датированы изохронным рубидиево-стронциевым методом в 650 млн. лет [49], тогда как риолиты "фарузия-II" — в 550 млн. лет [38]. Далее к северу по простиранию фарузского пояса этот последний заметно омолаживается, что видно и по широкому развитию здесь на севере, в 300 км от средней части его, кембрийских моласс так называемой пурпурной серии [31]. Севернее района Тесну гранитоиды основания коры датируются цифрой 580 млн. лет. [38], и коры, следовательно, занимают более высокий уровень в континентальном перерыве возраста 650—550 млн. лет. Здесь совершенно определенно видно "скольжение" вендского уровня коры, обусловленного смещением во времени орогенной зоны складчатого пояса рифеид.

Еще более молодые предпалеозойские коры выветривания существенно регионального распространения широко развиты на склонах горного Ахаггара, на границе его с палеозойским (тассилийским) осадочным чехлом (ордовик—карбон). Они слагали, по-видимому, единый предпалеозойский пенеплен, и были сильно эродированы в период палеозойской трансгрессии и повторно эродированы в период альпийской орогенной тектоники. Кроме того, в южной части западного Ахаггара обнаруживаются фрагменты нижнепалеозойских поверхностей выравнивания и связанные с ними коры выветривания. Здесь они переходят в региональные коры того же возраста, образуя известные "заливы" палеозойского чехла в южных тассилях. Мощная предпалеозойская кора выветривания имеет существенно каолиновый состав, она слабо или почти не метаморфизована; отчетливо выражена мощная зона дезинтеграции коренных пород фундамента, которая переходит в столь же мощные крутонаклонные зоны милонитов с перетертыми участками трещинной коры выветривания, переходящей в площадную на внутренних границах поверхностей выравнивания [30]. Сохранившаяся верхняя каолиновая зона коры содержит верхний слой перемытой породы, переходящий в косослоистые дельтово-речные толщи кембрия и нижнего ордовика, в которых локализованы мелкие титано-циркониевые россыпи. Имеются данные о том, что на юго-западе Ахаггара коры выветривания перекрываются более древними толщами осадочного чехла (кембро-ордовиком), тогда как на севере и востоке сводной структуры на фундамент налегают более молодые толщи ордовика, силура и даже девона [40]. Показательны в отношении неоднородности орогенеза постумная складчатость и альпийские глыбовые движения на севере Ахаггара [40].

На примере изучения взаимосвязей и морфоструктурного развития северо-западной части Африканской платформы начиная с архея и донныне можно подметить ряд важных закономерностей в истории кор выветривания: 1) в пределах как архейского кратона, так и рифейской складчатой области отмечается несколько уровней коры выветривания, свидетельствующих о повторяющихся континентальных условиях развития сводообразующей и глыбовой тектоники; 2) палеоландшафты континентальных перерывов и кор выветривания образуют два различных ранга: региональной метаморфизованной коры выветри-

вания эпикратонных пенеппленов и образований более низкого ранга — локальных метаморфизованных кор выветривания поверхностей выравнивания; 3) стратиграфические уровни кор выветривания, особенно второго ранга, испытывают заметные региональные смещения во времени, обусловленные "скольжением" фаз складчатости и орогении.

Этот надежно установленный факт "скольжения" единых уровней коры выветривания накладывает жесткие ограничения на формальную синхронизацию различных кор выветривания и объединение их в условные уровни, основанные на радиогеохронологических оценках. Становится очевидным, что без надлежащего структурно-тектонического анализа чисто литологические и даже палеогеографические методы изучения формации коры выветривания могут привести к ошибочным построениям, свойственным любым циклическим схемам.

О СРАВНИТЕЛЬНОМ ИЗУЧЕНИИ МОЛОДЫХ И ИСКОПАЕМЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Большинство исследователей докембрия высказывают мнение о большом сходстве даже тождественности мезозой-кайнозойских и более древних ископаемых кор выветривания, включая и коры выветривания глубокого докембрия. Необходимо отметить, что такое мнение, основанное на сравнительном методе исследований, является некорректным вследствие несопоставимости современных и докембрийских кор выветривания из-за объема информации. Действительно, если по молодым корам выветривания имеется огромный фактический материал и крупные обобщения, то наши знания о докембрийских корях выветривания оказываются весьма скромными, а сами доказанные коры насчитываются в единичном числе.

Когда различные авторы пытаются использовать сравнительный метод для оценки эволюции процессов выветривания в геологическом времени, они обычно судят об эволюции кор выветривания докембрия и фанерозоя обратным путем, т.е. исходя из теоретических представлений об эволюции наружных сфер Земли [13, 14] или неограниченно сравнивая молодые и докембрийские коры выветривания. Наиболее показательный пример в последнем случае — сравнительное изучение докембрийских и фанерозойских кор, проведенное М. Рене [59], который пришел к выводу о том, что протерозойское выветривание было главным образом каолининовое, тогда как латериты и бокситы появились в конце фанерозоя.

В этой связи необходимо еще раз остановиться на известных коррективах в широком использовании сравнительного метода при изучении кор выветривания фанерозоя и докембрия. Дело в том, что в подавляющем числе случаев докембрийские коры выветривания являются метаморфизованными и исключительно денудированными и судить о первичном каолининовом составе различных слюдяных и иных сланцев можно только с определенными допущениями, иногда весьма сомнительными в геологическом отношении (сфера развития изохимического метаморфизма, гранитного метасоматоза и т.д.). Но известны факты обнаружения метаморфизованных явных бокситов не только в протерозое, но и в архее [56], не говоря уже о других при-

наках латеритного выветривания [55] в глубоком докембрии, продукты которого в большинстве случаев могут быть глубоко измененными метаморфическими процессами. Что касается латеритного выветривания, то оно, как известно, не определяется только особенностями палеоклимата или составом атмосферы, а сочетанием благоприятных факторов состава исходных пород, рельефа и тектоники. Одним словом, латеритные коры выветривания, как и каолинитовые, по всей вероятности, являются конвергентными образованиями и их нельзя использовать в качестве главных доказательств эволюции элювиального процесса во времени.

Однако имеется убедительный материал, свидетельствующий об эволюции элювиального процесса в фанерозое [2, 34]. Наиболее поздние исследования В.А. Броневого с соавторами [2] показали, что палеозойские коры выветривания по составу, строению профиля и закономерностям локализации и условиям формирования резко отличаются от классических бокситоносных преимущественно латеритных кор выветривания кайнозоя. Авторы данной работы объясняют эту возрастную эволюцию элювиального процесса особыми условиями палеозойской атмосферы. Они полагают, что выветривание в палеозое значительно корректировалось высоким атмосферным давлением — до 3—15 атм при температуре 25—75°С. При таких условиях стабильными фазами латеритного профиля является бемит или диаспор (а не гиббсит) и шамозит (а не каолинит). Учитывая известные факты значительных палеотемператур в глубоком докембрии [35, 44], этот вывод может оказаться наиболее применимым для объяснения особенностей состава сохранившихся докембрийских кор выветривания и отсутствия в них бокситов.

Убедительные данные по эволюции условий выветривания от рифея до мезозоя приводит Е.П. Акульшина [1]. При изучении глинистого вещества разновозрастных кор выветривания отмечается изменение состава глин по таким элементам как алюминий, титан и щелочные металлы. От рифея к мезозою происходит направленное и необратимое изменение отношений Al_2O_3/TiO_2 , Al_2O_3/Na_2O и K_2O/Na_2O в сторону их общего уменьшения.

Как уже отмечалось выше, распространение сравнительного метода на глубоко метаморфизованные образования протерозоя и архея, развитые в области кристаллических щитов, оказывается практически невозможным, особенно это относится к использованию химического состава метаморфизованных пород. Из четырех основных факторов сравнения молодых и древнейших кор (состав, строение, закономерности локализации, условия формирования) для докембрийских глубоко метаморфизованных образований можно в той или иной степени использовать только третий фактор, а именно общие тектонические закономерности размещения кор выветривания.

Использование этого фактора в ретроспективном плане и применительно к наиболее крупным структурам древних кратонов показывает связь наиболее развитых по площади кор выветривания с участками ранней консолидации гранитной коры континентов с протоорогенными областями сводовых поднятий [30]. Именно при такой историко-

геологической связи для кор выветривания эпиархейских пенепленов исходными породами всегда оказываются граниты областей гранитизации кратонных орогенов, тогда как исходные породы для локальных кор выветривания поверхностей выравнивания горных стран преимущественно представлены зеленокаменными породами. При важной роли исходных пород в составе кор выветривания оказывается, что более всего развитые и изученные в докембрии площадные коры выветривания гранитизированных областей сводовых поднятий скорее всего имели первичный каолинит-гидрослюдистый (иллитовый) или каолинит-шамозитовый состав, тогда как локальные коры выветривания, которые в области щитов могут быть обнаружены крайне редко, должны иметь латеритный состав (низкие значения SiO_2 и щелочных металлов, высокая железистость и др.).

Таким образом, геология докембрия пока не располагает достаточной суммой данных, позволяющих непосредственно судить об эволюции известных здесь кор выветривания в сравнении их с фанерозойскими элювиальными образованиями. Однако, учитывая направленное и необратимое развитие и эволюцию крупных осадочных комплексов литосферы в геологическом времени [61, 63], можно говорить об эволюции всего осадочного процесса, включая и условия выветривания от раннего докембрия до позднего фанерозоя. Действительно, длительные попытки геологов, изучавших составы докембрийских пород в различных докембрийских провинциях, найти гомологи отдельных формаций глубокого докембрия в фанерозое (джеспилиты, гондиты, металлоносные конгломераты и др.) и, наоборот, обнаружить в раннем докембрии некоторые типичные формации фанерозоя (красноцветы, эвапориты и др.), не увенчались успехом. Эти различия в вещественном составе разновозрастных осадочных комплексов, по всей вероятности, отражают эволюционные изменения космических полей Земли, состава верхней части земной коры, атмосферы, гидросферы и биосферы.

О ВЛИЯНИИ НА ВЫВЕТРИВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ВУЛКАНИЗМА И ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

В последние годы появились многочисленные данные, свидетельствующие о значительном влиянии процессов вулканизма и гидротермальной деятельности на формирование кор выветривания и образование бокситов. Надо сказать, что возможность природного гидротермального синтеза глинозема и каолинита доказана уже сравнительно давно, в широком геологическом аспекте эта проблема нашла отражение в конце 40-х годов в известной книге А.В. Пейве "Тектоника Северо-Уральского бокситового пояса". В свое время идеи связи бокситообразования с вулканическими и гидротермальными процессами были встречены с определенным недоверием, обусловленным, как нам представляется, крупными успехами периода развития учения о корах выветривания как гипергенных образованиях. Лишь сравнительно недавно появились современные важные обобщения и выводы [18, 19, 20, 21, 26] о гидротермальном литогенезе как новом генети-

ческом направлении в учении о постмагматических изменениях пород и осадков [26].

Наиболее последовательно идея гидротермального происхождения некоторых кор выветривания и бокситов отстаивается В.Н. Разумовой [18—21] — крупным специалистом в области изучения молодых кор выветривания. В.Н. Разумова считает площадные коры выветривания, известные на платформах, продуктом разгрузки очагов напорных вод, поступающих из глубинных гидротермальных систем и смешивающихся с грунтовыми водами. В этой связи трещинные коры выветривания являются корнями площадных кор и представляют характерные структуры зон максимальной проницаемости. В.Н. Разумова выделяет четыре генетических типа древних кор выветривания: 1) эпигенетические приразломные как трещинные, так и площадные; 2) внутрiformационные вулканогенные (фумарольно-сульфатарного или цеолитного типа); 3) разломно-стратиформные границы чехла и фундамента платформ или белоцветные каолиновые коры выветривания; 4) локальные коры выветривания — продукты переработки глинистых гидротермалитов в условиях современных тропиков и субтропиков. Что касается генезиса бокситов, то она связывает их с рудными гидротермальными растворами и последующим эксплозивно-гидротермально-осадочным процессом, т.е., по существу, возвращается к ранним представлениям А.В. Пейве и Н.А. Штрейса о генезисе бокситовых месторождений Урала.

Недавно связь тех же бокситов Урала с палеозойским вулканизмом была подмечена целым рядом авторов. Р.И. Ерошевская и ее соавторы [6] отмечают тесную связь состава, строения и возраста карбоновой бокситовой формации Северного Урала с развитием синхронного вулканизма. На стадиях затухания вулканизма на островах, на склонах и отмелях формировались рифовые сооружения, которые при орогенезе насыпались вулканическим материалом и подвергались гипергенезу с образованием бокситов. Г.Н. Черкасов [33], изучавший пермские корунд-диаспоровые бокситы Вьетнама и сходные девонские бокситы Урала (Красная шапочка), установил, что диаспор в бокситах первичный, а сами они несут признаки эндогенного происхождения — самородную серу и пирит, характерный для гидросульфатарных процессов. В другой своей работе Г.Н. Черкасов [32] описывает высокоглиноземистые коры сернокислотного (вулканического) выветривания западной Якутии. Эти коры сформировались на возвышенных участках доюрского рельефа в процессе фумарольно-сульфатарной деятельности. Подобные мощные коры отмечались В.М. Чайкой [30] на подошвах молодых мезозойских вулканов центральной Сахары. По Сибирской платформе коры выветривания и бокситы вулканической природы изучал А.В. Ван [3, 4]. Пиррофилитовые породы овручской серии среднего докембрия Украинского щита связываются также с сульфатарно-фумарольным изменением кислых лав и пирокластов [25]. Прекрасные примеры формирования мощных сульфатарных кор выветривания дают известные обнажения основания вулканических кальдер Камчатско-Курильского региона.

Еще не изучена и почти не освещена в литературе возможная

связь эпох формирования мощных кор выветривания и вулканических эпох Земли. Речь идет об атмосфере, сильно насыщенной вулканическими газами, которая может существенно изменять весь ход осадочных процессов в океане и на суше. К сожалению, мы знаем слишком мало о влиянии вулканических газов в атмосфере на формирование и сохранение кор химического выветривания. Известно лишь, что, действуя на морской литогенез, такая атмосфера, насыщенная вулканической углекислотой, приводит к массовой садке CaCO_3 на морском дне и другим необратимым процессам литогенеза. Имеются робкие указания на то, что эпохи сильной вулканической деятельности на поверхности Земли могут приводить к частичной аридизации климата [8, 37, 52].

Таким образом, вулканизм и последующие гидротермальные процессы могут оказывать существенную роль на процессы химического выветривания, формируя иногда как наложенные, так и самостоятельные коры выветривания в наиболее значительные вулканические эпохи внутриплитного вулканизма. По всей вероятности, признаки аридности кор, такие, например, как образование в них карбонатного материала и другие, могут объясняться при наличии суммы факторов, явлениями вулканизма. Следовательно, и со стороны изучения связей кор выветривания и вулканизма первые выступают как явно конвергентные образования. Особенно эта вулканическая конвергентность может быть присуща наиболее ранним архейским корам выветривания, когда вулканические процессы на Земле были исключительно глобальны и мощны.

О СВЯЗЯХ С КОРАМИ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПРОМЫШЛЕННЫХ РУДНЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ

Отмечаются прямые и косвенные генетические связи с молодыми корами выветривания рудных и нерудных полезных ископаемых. Доказана и имеет достаточно много примеров традиционная пространственная и генетическая связь с корами выветривания бокситов, каолинового сырья, силикатного никеля и россыпей редких и благородных металлов. К числу прямых связей рудных концентраций с корами выветривания относятся выявленные недавно новые типы редкоземельной [17], [7] и свинцовой [62] минерализации в профилях коры выветривания.

Косвенным связям с корами выветривания месторождений полезных ископаемых посвящена выдвинутая французскими и бельгийскими геологами (Ж.-П. Барбье, Ж.-К. Самама, Ш. Пеллисонье и др.) проблема связи руд с палеорельефом и корами выветривания. Так, Ж.-К. Самама [60], выдвинувший эту проблему, полагает, что в настоящее время выявлена важная роль палеорельефа и кор выветривания в образовании особой группы месторождений, ранее относившихся к эндогенным. Сюда относятся: 1) месторождения урана в приповерхностных жилах на гранитных пенепленах, образовавшиеся при супергенном выщелачивании урана из гранитов; 2) свинцово-баритовые и флюоритовые месторождения в понижениях размытой коры выветри-

вания; 3) кобальтовые месторождения в метаморфизованной коре выветривания серпентинитов.

В связи с развитием позднедокембрийского гипергенного профиля рассматривается происхождение богатых медных месторождений республик Заир и Замбии [46, 59], а также известные в докембрии урановые месторождения типа "ролло" и свинцовые руды в позднедокембрийских аркозах Марокко [61].

Таким образом, коры выветривания и их палеорельефы играют важную роль в формировании многих промышленных концентраций. С эпохами современных и древнейших кор химического выветривания могут быть связаны крупные месторождения бокситов и высокоглиноземистого сырья в метаморфических породах, керамического сырья, никелевых и кобальтовых руд, золотоносных, алмазных и редкометалльных рассыпей, месторождений ряда редких и радиоактивных элементов, а также некоторые стратиформные месторождения так называемого неясного генезиса.

При современном состоянии знаний о корях выветривания в геологической истории литосферы представляется возможным сделать ряд общих выводов.

1. Как в позднем, так и в раннем докембрии внутри кристаллических щитов имеются доказанные реликты кор химического выветривания, представленные в общем случае сильно денудированным профилем коры, превращенным в различные кварцево-сланцевые и кварцево-хлоритовые породы.

2. Региональные исследования кор выветривания позволяют выделить два структурно-тектонических типа этих кор: региональные площадные коры выветривания пенеппенов, соответствующие крупнейшим эпохам континентальных перерывов, и локальные площадные и трещинные коры выветривания поверхностей выравнивания горных стран, соответствующие геохронологически меняющимся орогенным этапам "скользящей" складчатости. Первые из них коррелируются телесинхронно, вторые не могут коррелироваться ни между собою, ни тем более с корами выветривания эпох пенеппенизации и континентальных перерывов.

3. Коры выветривания — часть крупных осадочных комплексов в структуре континентальной литосферы, которые отражают общую эволюцию осадочного породообразования под влиянием необратимо меняющихся условий развития Земли и ее оболочек. Эволюция элювиогенеза может быть изучена лишь на фоне общей эволюции литосферы Земли.

4. Коры выветривания в геологической истории литосферы — конвергентные образования, возникающие при взаимодействии экзогенных и эндогенных геодинамических процессов при ведущей роли глобального процесса гидролиза алюмосиликатов.

5. С корами выветривания могут быть связанными многие виды промышленных концентраций, включая жильные и стратиформные месторождения, традиционно относимые к магматогенным образованиям.

Литература

1. *Акульшина Е.П.* Эволюция физико-химических условий выветривания от рифа до мезозоя (по данным изучения глинистого вещества). — В кн.: Коры выветривания и бокситы: Тез. докл. Всесоюз. совещ., Кустанай, 1981. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 53—54.
2. *Бронева В.А., Куликова Г.В., Михайлов Б.М.* Латеритные коры выветривания и бокситообразование в палеозойскую эру. — В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенных месторождений. М.: Недра, 1980, с. 217—228.
3. *Ван А.В.* Масштаб участия вулканизма в осадконакоплении. — Тр. Зап.-Сиб. отд-ния Всесоюз. минерал. о-ва, 1980, N 8, с. 60—63.
4. *Ван А.В.* Роль вулканизма в образовании меловых бокситоносных отложений Туруханского района. — В кн.: Коры выветривания и бокситы: Тез. докл. Всесоюз. совещ., Кустанай, 1981. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 140—141.
5. *Головенко В.К.* Докембрийские коры выветривания, их особенности и методика литолого-геохимического изучения. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИЭМС, 1975, с. 16—27.
6. *Ерошевская Р.И., Земов В.А., Попов И.А.* Связь процессов бокситообразования в раннем и среднем девоне Урала с зонами вулканизма. — В кн.: Коры выветривания и бокситы: Тез. докл. Всесоюз. совещ. Кустанай, 1981. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 141—143.
7. *Жмодик С.М.* Радиоактивные элементы в корях выветривания магматических пород (на примере кислых, щелочных и карбонатных пород Восточной Сибири). — В кн.: Коры выветривания и бокситы: Тез. докл. Всесоюз. совещ., Кустанай, 1981. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 65—66.
8. *Ивашинников Ю.К.* Роль климата в формировании и сохранении кор выветривания в областях кайнозойского вулканизма. — В кн.: Исследования взаимодействий факторов рельефообразования. Владивосток, 1977, с. 122—128.
9. *Корякин А.С.* Докембрийские метаморфизованные коры выветривания. — В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1977, с. 72—80.
10. *Корякин А.С.* Диагностические критерии метаморфизованной коры выветривания (на примере центральной Камчатки). — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИЭМС, 1975, с. 28—33.
11. *Корякин А.С., Сафронов В.Т.* Опыт комплексного литолого-геохимического исследования метаморфизованных кор выветривания в докембрии. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1979, вып. 5, с. 61—96.
12. *Луева О.И.* Конгломераты докембрия Кольского полуострова и эпохи континентальных перерывов. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИЭМС, 1975, с. 66—77.
13. *Михайлов Б.М.* Некоторые особенности гипергенного рудообразования в докембрии. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИЭМС, 1975, с. 187—195.
14. *Михайлов Б.М.* Фациальные типы рудоносных кор выветривания и их эволюция в истории Земли. — В кн.: Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Недра, 1977, с. 22—32.
15. *Петров Б.М.* Тектоническое положение докембрийских кор выветривания Воронежского кристаллического массива. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИЭМС, 1975, с. 127—122.
16. *Пиенаар П. Дж.* Докембрийские ураноносные конгломераты Онтарио. М.: Недра, 1967. 198 с.
17. *Подпорина Е.К., Ниязов А.Р., Брылин М.Д.* Новый тип редкоземельных месторождений в корях выветривания. — В кн.: Экзогенные месторождения редких элементов. М.: Недра, 1980, с. 21—26.
18. *Разумова В.Н.* Об участии гидротермальных растворов в формировании древних кор выветривания. — ДАН СССР, 1975, т. 221, N 2, с. 431—434.
19. *Разумова В.Н.* Генетические типы кор выветривания. — В Междунар. геол. конгр. XXV сес. Докл. сов. геологов "Геология четвертичного периода". М.: Наука, 1976, с. 119—127.
20. *Разумова В.Н.* Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. М.: Наука, 1977. 156 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 303).
21. *Разумова В.Н.* К вопросу о происхождении бокситов. Тр. ГИН АН СССР, 1980, вып. 350, с. 60—93.
22. *Сидоренко А.В.* Докембрийские коры выветривания, поверхности выравнивания и эпохи континентальных перерывов в истории докембрия. — В кн.:

Докембрийские коры выветривания. М.: ВИЭМС, 1975, с. 5—15.

23. Сидоренко А.В., Лулева О.И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961. 198 с.

24. Сидоренко А.В., Чайка В.М. О значении кор выветривания и денудационных поверхностей выравнивания в истории докембрия. — В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М.: Наука, 1970, с. 5—29.

25. Танкилевич И.М., Куликовский В.К. К образованию пирофиллита в породах оврачковой серии верхнего протерозоя. — В кн.: Сб. науч. работ Киевского ун-та. Киев: Наук. думка, 1977, вып. 13, с. 40—42.

26. Тимофеев П.П., Набоко С.И., Ерошеч-Шак В.А. и др. Гидротермальный литогенез — генетическое направление в учении о постмагматических изменениях пород и осадков. — В кн.: Тр. 5-го Всесоюз. вулканол. совещ. "Вулканизм и формы полезных ископаемых в подвижных областях Земли" Тбилиси: Мецниереба, 1980, с. 166—167.

27. Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрийская геохронология материков. М.: Недра, 1966. 356 с.

28. Херасков Н.П. Тектоника и формации. М.: Наука, 1967, 421 с.

29. Чайка В.М. Докембрийские эпохи химического выветривания. — В кн.: Материалы совещ. "Общие вопросы закономерностей геологических явлений". Л.: Наука, 1965, с. 132—134.

30. Чайка В.М. Докембрийские коры выветривания и тектоника. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИЭМС, 1975, с. 34—51.

31. Чайка В.М., Горшкова Е.Б. Эквиваленты рифа в Африке и панафриканская складчатость. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1983, т. 58, вып. 4, с. 52—65.

32. Черкасов Г.Н. О корях выветривания Западной Якутии как возможном источнике глинозема. — Тр. Сиб. НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, 1975, вып. 189, с. 433—443.

33. Черкасов Г.Н. Сравнительная характеристика геологии, вещественного состава бокситов северной части Вьетнама и СУБРа (Урал) и их связь с вулканизмом. Новосибирск, 1978. — Тр. Зап. — Сиб. отд. Всесоюз. минерал. о-ва, 1978, N 7, с. 132—144.

34. Шварцев С.Л. Геохимия процессов латеритного выветривания. — В кн.: Междунар. геол. конгр. XXV сесс. Докл. сов.

геологов. "Геохимия. Минералогия. Петрология". М.: Наука, 1976, с. 89—98.

35. Шидловски М. Атмосфера архея и эволюция кислородного запаса Земли. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 523—534.

36. Шоу Д.М. Доархейская, протоархейская и более поздние эры: Развитие ранней континентальной земной коры. В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 40—62.

37. Ямамото Т. Современная вулканическая деятельность и климат. — РЖ. сер. Геология, 1981, N 5, реф. 5В494, с. 645.

38. Allegre C.J., Dupre B., Lambert B., Richard P. The subcontinental versus suboceanic debate. I. Lead-neodymium-strontium isotopes in primary alkali basalts from a shield area: Ahaggar volcanic suite. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1981, vol. 52, N 1, p. 85—92.

39. Bertrand J.L., Lasserre M. Pan-African and the pre-Pan-African history of the Hoggar (Algerian Sahara) in the light of new geochronological data from the Aleksod area. — Precamb. Res., 1976, vol. 3, N 4, p. 343—362.

40. Beuf S., Biju-Duval B., Charpal O. et al. Les gres du Paleozoique inferieur au Sahara: Sedimentation et discontinuites evolution structurale d'un craton. P.: Ed. Technip, 1971. 179 p.

41. Blaxland A.B. Geochemistry and geochronology of chemical weathering, Butler Hilt granite, Missouri. — Geochim. et cosmochim. acta, 1974, vol. 38, N 6, p. 843—852.

42. Caby R., Dostal J., Dupue C. Upper Proterozoic volcanic graywackes from northwestern Hagggar. — Precamb. Res., 1977, vol. 5, N3, p. 283—291.

43. Chown E.H., Caty J.L. Stratigraphy, petrography and paleocurrent analysis of the Aphebian clastic formations of the Mistosini—Otish basin. — Geol. Assoc. Canada, Spec. Pap., 1978, N 2, p. 49—71.

44. Costa U.R., Fyfe W.S., Kerrich R., Nesbitt H.W. Archaean hydrothermal tale evidence for high ocean temperatures. — Chem. Geol., 1980, vol. 30, N 4, p. 341—349.

45. De-Vore G.W. The role of partial melting of oxidized and leached basalts on the origin of continents. — Ind. J. Earth Sci., 1981, vol. 8, p. 81—98.

46. Gastushe-Oosterwyck M.C. Sur les processus de silicification des cateaires dans le milieu, supergene avec mention on processus de genese des silicates de cuirve. — Bull. Soc. belgegeol., 1977, vol. 86, N 1/2, p. 67—90.

47. *Gray A.L., Grandstaff D.E.* Chemistry and mineralogy of Precambrian paleosols at Elliot Lake, Ontario, Canada. — *Precamb. Res.*, 1980, vol. 12, N 1/4, p. 349—373.
48. *Gravelle M.* Les grandes etapes de l'histoire precambrienne en Ahaggar central et centro-occidental (Sahara algerien). — In: *Correl. Precamb. Coll. intern.*, 1970. Rabat; Paris, 1972, p. 41—63.
49. *Hamphris S.E., Melson W.G., Thompson R.N.* Basalt weathering on the East Pacific rise and the Galapagos spreading center, Deep Sea Drilling Project Leg 54. — In: *Initial Reports of the DSDP*. Wash. (D.C.), 1980, vol. 54, p. 77—87.
50. *Kalliokoski J.* Chemistry and mineralogy of Precambrian paleosols in northern Michigan. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1975, vol. 86, N 3, p. 371—376.
51. *Kroonenberg S.B.* Precambrian paleosols at the base of the Roraime formation in Surinam. — *Geol. en mijnbouw*, 1978, bd. 57, N 1, blz. 445—450.
52. *Lancelot J.R., Vitras A., Allegre C.J.* Datation U—Th—Pb des zircons, grain par grain, par dilution isotopique. Consequences geologiques. — *C.r. Acad. sci. D*, 1973, vol. 277, N 20, p. 2117—2120.
53. *Leggo P.G., Hutchinson R.* Rb—Sr study of ultrabasic xenoliths and their basaltic host rocks from the Massif Central, France. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1968, vol. 5, N 1, p. 71—75.
54. *Maier R.* Zum Problem präkambrischer Salinar vorkommen — eine Ergänzung. — *Ztschr. angew. Geol.*, 1980, Bd. 26, N 1, S. 50.
55. *Moroy G.B.* Pre-Mt. Simon regolith. — In: *Geol., Minn.: Continental volum. St. Paul (Minn.)*, 1978, p. 506—508.
56. *Noizet G.* Le Precambrien malgache et les premiers ages de la vie. — *Ann. sci. Univ. Reims et ARERS*, 1979, vol. 13, N unique, p. 73—79.
57. *Park A.F.* Basement gneiss domes in the sveco-karelikes of eastern Finland: discussion. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1981, vol. 55, N 1, p. 199—203.
58. *Pelissonnier H.* Sur l'ampleur de l'alteration supergene dans la formation des gites mineraux exploitables. — *Ann. Soc. geol. Belg.*, 1979, vol. 102, N 2, p. 423—435.
59. *Rene M.* Precambrien kury zveravani. — *Cas. miner. a geol.*, 1980, sv. 25, N 4, s. 423—435.
60. *Samama J.C.* Les paleosurfaces et leur metallogenese: Presentation et analyse du theme. — *Mem. Rech. geol. et minières*, 1980, N 104, p. 5—13.
61. *Schmith J., Thity M.* Mineralisation en plomb, par evolution pedogenetique d'une serie arkosique du trias (Zeida, Haute, Moulouya, Maroc). — *Bull. Bur. rech. geol. et minières. Sect. II*, 1977, N 2, p. 113—133.
62. *Schwab F.I.* Secular trends in the composition of sedimentary rocks assemblages—Archean through Phanerozoic time. — *Geology*, 1978, vol. 6, N 9, p. 532—536.
63. *Travaux geologiques en Afrique de l'Ouest (1968—1971): Rep. Centre Nat. Rech. Sci. P.*, 1972. 211 p.

УДК 551.31+552. 45:553.31

М.М. Ипатов, С.В. Левченко

О ЗНАЧЕНИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПЕРЕРЫВОВ В ОБРАЗОВАНИИ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

При изучении условий железнакопления в докембрии Русской платформы исследователи сталкиваются с рядом дискуссионных аспектов этой сложной проблемы. Прежде всего неясен источник рудного вещества, не совсем ясна приуроченность железнакопления к определенным стадиям и эпохам тектонического развития Земли, спорно также структурно-тектоническое положение области железнакопления.

Наибольшее признание получила точка зрения, согласно которой железорудные накопления в докембрии приурочиваются к структурам геосинклинального типа (или рифтогенного, согласно некоторым исследователям). Согласно мнению одной группы исследователей,

источником рудного вещества является вулканизм [9, 17]. Образование джеспилитов сторонники этой гипотезы объясняют подводной вулканической деятельностью, проявившейся в древних геосинклиналях. Другая группа геологов (Н.А. Плаксенко [15], Я.Н. Белевцев [1]) для курского и криворожского типов руд разрабатывает терригенно-осадочную гипотезу образования железисто-кремнистой формации. Согласно этой точке зрения, источник руд железистых кварцитов этого типа — древние коры выветривания, переотложенный материал которых носился в бассейне и в виде гемогенного осадка формировал рудные тела.

В настоящее время начинает все больше и больше преобладать взгляд о полигенном происхождении железистых кварцитов. В свое время эту точку зрения высказал Н.С. Шатский [20]. Он выделил два формационных типа железисто-кремнистых пород (в докембрии): вулканогенно-осадочный и осадочный. М.С. Марков [12] для районов Карсакпая также выделил два типа формаций железистых кварцитов: киватинский (вулканогенный) и криворожский (осадочный).

По Н.С. Шатскому и М.С. Маркову, формационные типы железистых кварцитов возникли в определенных тектонических режимах и связаны с зонами геосинклинальных систем. В этих схемах формирование железистых кварцитов рассматривается как результат синхронных процессов, зависящих только от удаленности вулканического очага. Это направление четко сформулировал Г.И. Каляев [11], который, выделив в геосинклинальной системе района Большого Кривого Рога структурные зоны, приурочил к ним вулканогенные и осадочные типы железистых кварцитов. Вулканогенный тип железистых кварцитов по данным этого автора формировался в троговых впадинах эвгеосинклинальных структур, а осадочный приурочен к предгорным впадинам миогеосинклиналей.

По-иному рассматривают соотношение вулканогенно-осадочных и терригенно-осадочных типов железистых кварцитов Н.А. Плаксенко [15] Я.Н. Белевцев и В.Ю. Фоменко [1]. По мнению этих исследователей, формирование вулканогенно-осадочных типов железистых кварцитов отдельно во времени от накопления терригенно-осадочных.

По Н.А. Плаксенко, железисто-кремнистые формации КМА образуют в геосинклинальном разрезе ряд, начало которого прослеживается в верхнем архее, а окончание — в верхней части нижнего протерозоя. Разрез в нижней части представлен вулканогенными образованиями (михайловская серия), в верхней — терригенно-осадочными (курская, оскольская серии). Серии отделяются друг от друга перерывами. Этот автор обосновал нормальный фациальный профиль осадков вмещающей толщи железистых кварцитов курской серии КМА. Им установлено развитие грубокластических отложений вблизи береговой линии и менее грубозернистого материала вдали от нее. В более глубоководных частях бассейна происходило отложение собственно железистых кварцитов.

Я.Н. Белевцев и В.Ю. Фоменко [1] для Украинского щита выделяют три железорудные формации: железисто-кремнисто-метабазитовую, железисто-кремнисто-метакератофировую и железисто-кремнисто-метапелитовую. Все формации залегают в верхнем структурном ярусе

(поздний архей — ранний протерозой) единого вулканогенного разреза геосинклиналей. Железисто-кремнисто-метабазитовые формации залегают в нижних частях этого разреза, железисто-кремнисто-метакератофировые — в средних и верхних его частях, железисто-кремнисто-метапелитовые — в синклинальных структурах переходных тектонических зон между эв- и миогеосинклиналями. Источник материала железистых кварцитов в двух первых формациях — основные и кислые эффузивы, для третьих — переотложенные продукты выветривания кристаллических (в основном эффузивных) пород. Изложенная точка зрения, по-нашему мнению, лучше всех других согласуется с фактическим материалом по железистым кварцитам.

Авторы настоящей статьи, принимая основные положения концепции Н.А. Плаксенко, выдвигают некоторые дополнительные факторы образования железистых кварцитов. Главный из них, по-нашему мнению, — приуроченность эпох железнакопления криворожского и курского типов к континентальным перерывам. В этом плане ранние проявления железистых кварцитов, фиксируемые на КМА в михайловской эффузивно-осадочной и на Кривом Роге в конско-верховцевской сериях (также эффузивно-осадочных), генетически связанных с эффузивными породами. Формирование этих железисто-кремнистых пород происходило в геосинклинальных структурах, как правило, в позднеархейское время. Более поздние железистые кварциты курской и криворожской серии нижнего протерозоя образовались в существенно иных структурно-тектонических условиях: к концу архея — началу раннего протерозоя относятся тектонические движения глобального характера, в результате которых геосинклинальный этап развития региона сменился протоплатформенным (протоавлакогенным). Эта структурная перестройка сопровождалась крупным континентальным перерывом. О подобном развитии региона пишет Б.М. Петров [13], который придает большое значение процессу рифтогенеза. Он считает, что с позднего архея структура КМА развивалась по аркогенетическому типу, а не по геосинклинальному. После периода стабилизации, пенепленизации и корообразования на границе архея и протерозоя (как уже указывалось, на это время падает огромный по длительности континентальный перерыв) над позднеархейскими трогами образуются обширные прогибы, на площади которых формируются бассейны, осадки которых имеют платформенный характер, а не геосинклинальный. В этих бассейнах отложились мощные толщи сланцев и железистых кварцитов курской серии и полностью отсутствуют продукты вулканизма. Позднее этот район испытал блоковые движения, в результате которых образовались складчатые структуры. Н.А. Плаксенко также отмечал своеобразие раннепротерозойских структур, близких к платформенным.

Изложенная концепция хорошо увязывается с имеющимся фактическим материалом. Становится понятным своеобразие прогибов, в которых образовались осадки курской серии, например, отсутствие в них геосинклинального вулканизма, глыбовый характер складчатости и т.д.

На КМА очень четко выделяется континентальный перерыв на

границе архея и нижнего протерозоя. У большинства исследователей континентальный перерыв на границе михайловской и курской серий не вызывает сомнения. М.Н. Воскресенская [3], Н.И. Голивкин [5], Б.М. Петров, Н.Д. Кононов [14] подробно охарактеризовали коры выветривания на гранитоидах и основных породах в предкурское время. Детально описаны коры выветривания в Кривом Роге [4].

Собранный нами материал по КМА также полностью подтверждает континентальный перерыв на границе архея и нижнего протерозоя. После перерыва в раннепротерозойских структурах сформировались новые породы: коры выветривания, мощные толщи кварцевых песчаников и филлитовых сланцев, горизонты железистых кварцитов.

Таким образом, в образовании железистых кварцитов рассматриваемой группы четко выделяется два этапа: ранний — поздnearхейский геосинклинальный, в котором железистые кварциты залегают в осадочно-вулканогенных толщах, и более поздний — раннепротерозойский протоплатформенный курской серии. Изложенная схема может быть применима к другим районам страны. Проиллюстрируем это на примерах, используя новейший геологический материал.

Железисто-кремнистые формации геосинклинального этапа установлены на Украинском щите, Воронежском массиве и восточной части Балтийского щита (Западная Карелия и Кольский полуостров). Наиболее типичные из них — железисто-кремнисто-метабазитовые формации конско-верховцевской серии на Украине и михайловской серии КМА. Для обеих формаций характерна постоянная связь с вулканогенными породами основного состава. Рудные тела залегают среди порфириров, амфиболитов, туфов, туфогенных сланцев и других вулканогенных пород. Кислые эффузивы имеют в разрезе вулканогенных пород железисто-кремнисто-метабазитовой формации подчиненное значение и залегают в основном в верхних частях разреза. Мощность железорудных горизонтов в пределах свит десятки, редко сотни метров. Горизонты железистых пород имеют сложное строение, разделяются на ряд более мелких пластов и часто чередуются с вулканогенными породами. Рудные тела сложены безрудными и малорудными амфиболмагнетитовыми и хлорит-магнетитовыми кварцитами, переслаивающимися с кварц-хлоритовыми, альбит-хлорит-биотитовыми и альбит-хлорит-амфиболловыми сланцами [16].

Железисто-кремнистые формации геосинклинального этапа восточной части Балтийского щита широко известны. О них довольно подробно писали многие исследователи М.С. Точилин [17], В.М. Чернов и др. [19]. Характерная их особенность — присутствие в осадочно-вулканогенном разрезе наряду с основными породами мощных толщ кислых эффузивов. В.М. Чернов выделял среди них три формации: лептито-порфиоровую, сланцево-лептитовую и спилито-диабазовую. Месторождения лептитовой формации хорошо изучены и давно разрабатываются в Северной и Центральной Швеции. К этой группе относятся месторождения Кируна, о генезисе которого было выдвинуто множество гипотез. В последние годы Л.Н. Формозова [18] привела убедительные доказательства о его вулканогенно-осадочном происхождении. Вещественный состав лептитовой формации характеризуется

широким развитием кислых эффузивов в разрезе (наряду с основными эффузивами), метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации. Для этой формации характерна тесная ассоциация вулканитов с первично-осадочными и хемогенно-осадочными породами: железистыми кварцитами, пара- и ортосланцами, графитистыми сланцами, гравелитами, конгломератами. Рудные тела, представленные магнетитом, часто обогащены фосфатом и бором. Возраст месторождений Северной и Центральной Швеции, по общему мнению шведских геологов, — архейский. Они возникли в протогоеосинклинальный этап развития региона — до предпротерозойского глобального перерыва.

Наиболее характерное месторождение лептитовой формации в советской части Балтийского щита — месторождения Оленегорское на Кольском полуострове и Костомукшское в Западной Карелии. Несмотря на некоторые фациальные различия, эти месторождения имеют много общего. Работами последних лет установлен их позднеархейский возраст, тем самым возраст Оленегорского и Костомукшского месторождений стал близким, так как ранее Костомукшское месторождение относили к раннему протерозою. В этом случае гимольская серия Костомукшского месторождения совершенно правильно соответствует толщам пород протогоеосинклинальных систем, т.е. образование ее произошло в эпоху, предшествующую крупному континентальному перерыву, отделяющему архей от нижнего протерозоя.

В недавно вышедшей работе [7] дано новое стратиграфическое расчленение гимольской серии Костомукшского железорудного месторождения. Используя новейшее определение возраста палеогранитных интрузий (2700—2800 млн. лет), прорывающих породы гимольской серии [2], авторы определяют позднеархейский возраст пород этой серии. Ранее в составе Костомукшского метаморфического комплекса [19], относимого полностью к нижнему протерозою, выделялись две серии: гимольская (лопий) и большеозерская (сумий). Первая серия сложена осадочно-вулканическими и железисто-кремнистыми породами с присутствием в разрезе кислых эффузивов, вторая, отделенная от первой несогласием, представлена основными эффузивами.

Согласно новой схеме, все отложения Костомукшского железорудного комплекса относятся к лопию и делятся на три толщи: гнейсовую, контоксскую и гимольскую. Гнейсовая толща сложена биотитовыми, гранат-биотитовыми, мусковитовыми гнейсами и гранито-гнейсами с прослоями полевошпатовых кварцитов и мигматитами. Породы испытали интенсивный калиевый метасоматоз и мигматизацию плагиомикроклиновыми гранитами. Авторы отмечают реликтовую слоистость и тонкое чередование различных пластов пород, что, по их мнению, отражает первичный состав древнейших осадков. Предполагаемая мощность толщи — первые сотни и тысячи метров. Нижняя граница толщи, как образно пишут авторы, "тонет" в полях мигматитов, плагиомикроклиновых и микроклиновых гранитов архейского фундамента, т.е. она не имеет четкой линии.

В верхах гнейсовой толщи в зоне контакта выявлены пласты серицитовых и мусковитовых кварцитов и гнейсов мощностью до 2—5 м. Это, по мнению авторов, свидетельствует о развитии на границе

гнейсовой толщи и контоксской серии коры химического выветривания, переработанной процессами метаморфизма и калиевого метасоматоза. Исходя из этих данных, авторы на границе этих толщ проводят континентальный перерыв.

Контокская серия имеет сложное строение и расчленяется на три свиты. Нижняя и верхняя свиты — ниemiaрвинская и рувинваарская — представлены в основном метаморфизованными основными эффузивами, средняя — шурловаарская — кислыми эффузивами и их туфами. С основными эффузивами ассоциируют и переслаиваются быстро выклинивающиеся прослои магнетит-гранат-роговообманковых и углеродсодержащих сланцев с кислыми эффузивами (лептитовая формация) — магнетитовые сланцы, кварциты, углеродсодержащие сланцы. Основные породы серии образуют характерные потоки. Среди них широко развиты шаровые текстуры лав. Максимальная мощность контоксской серии 3000 м.

Состав пород и их стратиграфическое положение свидетельствуют о формировании пород серии в геосинклинальных условиях. Присутствие в разрезе разнообразных сланцев, в том числе гранат-полевошпатамфиболовых и других, может говорить о местных размывах и обогащении материала серии глинистым веществом.

Гимольская серия, по данным авторов работы, в основном осадочная толща. Она делится на две свиты: костомукшскую и сурлампинскую. Первая — основная железорудная толща района, вторая сложена ритмичнослоистыми сланцами флишевого типа с гранатом, ставролитом и андалузитом и редкими маломощными прослоями магнетитовых кварцитов.

Костомукшская свита, в свою очередь, делится на нижнекостомукшскую, главным образом железорудную, толщу и верхнекостомукшскую, состоящую из переслаивания железистых кварцитов и ритмичнослоистых кварц-биотитовых сланцев флишевого типа с высокоглиноземистыми минералами и углеродсодержащими сланцами с сульфидами. Для костомукшской свиты характерны крупные седиментационные циклы, нижние части которых сложены филлитовидными углеродсодержащими кварц-биотитовыми и кварц-серицитовыми сланцами флишевого типа, а верхние — разнообразными железистыми кварцитами (биотит-магнетитовые, рибекит-магнетитовые, актинолит-магнетитовые, грюнерит-магнетитовые и т.д.). Для верхнекостомукшской свиты наряду с крупными циклами характерно развитие более мелких ритмов, построенных по тому же принципу (в нижней части безрудные сланцы, в верхней железистые кварциты).

Нижняя граница гимольской серии в районе Костомукшского месторождения проходит по горизонту полимиктовых конгломератов. Ранее В.М. Чернов эти породы трактовал как туфобрекчии. После длительных исследований и находок галек разнообразных пород В.Я. Горьковец и др. отнесли эти образования к конгломератам. Среди галек ими выделены обломки лептитов, сланцев, кварцитов, кварца, гранитов. Конгломератами начинается осадочный цикл самой гимольской серии. Суммарная мощность гимольской серии в наиболее полных разрезах — до 2300 м.

Таким образом, В.Я. Горьковец и др. [7] выделяют на Костомукшском месторождении три железисто-кремнистые формации. Раннюю — спилито-диабазовую формацию, связанную с излияниями основных эффузивов. В этот период формируются маломощные линзовидные пласты железисто-кремнистых пород. Более позднюю — лептитовую железисто-кремнистую формацию. Осадки этой формации чередуются с прослоями туфов и углеродсодержащих сланцев с сульфидами. Источник железа тесно связан с вулканическими очагами. В рудах характерен геохимический набор элементов, присущих кислому вулканизму. Третья — терригенная (флишевая) железисто-кремнистая формация представлена осадочными породами, в которых терригенные (песчано-глинистые и углеродсодержащие) разности перемежаются с мощными пластами железисто-кремнистых осадков. Это основная железисто-кремнистая формация Костомукшского месторождения. Ее образование произошло в стадию начальной инверсии протогеосинклинали. Материал для образования пород этой формации поступал из районов разрушения вулканогенных и железисто-кремнистых толщ контоксой серии. В.Я. Горьковец и др. [7] пишут, что выпадению железисто-кремнистых осадков этой формации предшествовало длительное накопление кремнезема и железа, поступавших из выветривавшихся водосборных площадей и, возможно, вулканических источников. Осадконакопление происходило в обширном мелководном бассейне морского типа и сопровождалось химическим выветриванием.

Резюмируя вышеприведенные материалы по Костомукшскому месторождению, можно достаточно уверенно говорить о геосинклинальных условиях формирования железисто-кремнистых формаций гимольской серии этого месторождения. Казалось бы, такой вывод очень сильно сближает железисто-кремнистые формации гимольской серии с железорудными формациями криворожской и курской серий. Однако это сходство чисто внешнее. На самом деле структуры здесь совершенно различные. Мощный вулканизм (и основной, и кислый), ритмичное (флишевое) строение терригенной толщи, отсутствие крупных несогласий в разрезе характерны для геосинклинального типа разреза гимольской серии и не свойственны, например, курской серии. Различие очень хорошо наблюдается, если мы перейдем к рассмотрению континентальных перерывов, отделяющих гимольскую и курскую серии от нижележащих пород.

Как уже отмечалось, в основании гимольской серии залегает горизонт конгломератов, относимый ранее к туфобрекчиям. Действительно, эти породы очень напоминают туфы, и только редкая галька слабоокатанных и различных по составу пород говорит в пользу их водноосадочного происхождения. Цементирующая масса преобладает в конгломератах, галька обычно "плавает" в цементе. По составу, как уже говорилось, в гальке присутствуют кислые эффузивы, кварциты, биотитовые сланцы, основные породы, редко плагиограниты. Цементирующее вещество конгломератов меняется по составу от подошвы к кровле пласта. В нижней части пласта (10—20 м) преобладают рассланцованные породы с преобладанием амфиболов, в верхней — в сланцах возрастает содержание биотита и кварца, появляется много

граната. Это свидетельствует о том, что главным материалом цемента конгломератов в первую очередь были подстилающие их основные породы. Высокоглиноземистые образования (гранат) формировались, видимо, за счет глинистого материала. Все сказанное говорит о том, что материал, слагающий конгломераты, был явно местный и перенос обломков был небольшим.

Наиболее полный разрез конгломератов наблюдается на Костомукшском месторождении, где они образуют линзообразно выклинивающийся пласт мощностью 10—80 м.

Из вышеизложенного можно сделать вывод о том, что предгимольский перерыв был небольшим и по своей продолжительности и по масштабу размыва пород. Это был перерыв внутри собственно геосинклинальной структуры. Конечно, он изменил условия осадкообразования в геосинклинальной структуре в сторону максимального развития осадочного процесса и тем самым способствовал формированию железисто-кремнистых осадков. В этом отмечается некоторое сходство условий формирования гимольской и курской серий. Однако в основном эти условия резко отличались. И главная причина этих отличий — предкурский континентальный перерыв (на границе архея и раннего протерозоя), во время которого произошла глубокая структурно-тектоническая перестройка.

На КМА с раннего протерозоя, а именно с формирования стойленской свиты начинается мощный цикл осадочного породообразования. Нижняя часть этой свиты сложена мощной толщей (до 750 м) преимущественно кластических пород, среди которых получили развитие кварциты и кварцитовидные песчаники, слюдяные и силлиманитовые кварциты, кварцево-серицитовые и двуслюдяные сланцы. Эти образования вместе с корой выветривания, развитой на архейских породах и с высокоглиноземистыми минералами, встречающимися в них, свидетельствуют от интенсивных процессах выветривания, происходивших в это время, о длительной дифференциации вещества и о массовом его переотложении в бассейны осадконакопления.

Мощное осадконакопление продолжается в течение всего раннего протерозоя. Это видно из того, что средняя и верхняя части курской серии сложены песчано-глинистыми осадками, превращенными процессами метаморфизма в кристаллические сланцы. Среди них формировались пласты железистых кварцитов.

Таким образом, по своему масштабу, длительности формирования и характеру осадков нижнепротерозойский осадочный чехол КМА сильно отличается от осадочной толщи гимольской серии, образовавшейся в геосинклинальных условиях. Ввиду этого проводимая ранее некоторыми исследователями параллелизация гимольской серии с курской (учитывая также новые датировки абсолютного возраста этой серии) не может считаться правильной. Всего вернее гимольскую серию следует сопоставлять с михайловской серией КМА.

* * *

1. Приведенный в статье материал свидетельствует о большой роли континентальных перерывов в формировании различных типов железисто-кремнистых пород [8, 10]. Особенно наглядно это видно на

примере КМА. Континентальный перерыв на границе архея и нижнего протерозоя был длительный по времени и связан с крупными тектоническими перестройками. Он отделил протогеосинклинальную стадию развития железисто-кремнистых пород железисто-метабазитовой формации (михайловская свита) от протоплатформенной терригенной железисто-кремнистой формации (курская серия) [10].

2. Формирование железистых кварцитов происходило в протоплатформенную стадию, когда вследствие длительного континентального перерыва и перестройки структуры на выровненной поверхности региона господствовали процессы химического выветривания, и в бассейны осадконакопления поступал высоко дифференцированный терригенный материал.

Л и т е р а т у р а

1. Белевцев Я.Н., Фоменко В.Ю. Состояние проблемы образования железистых пород докембрия и дальнейшие направления их изучения. — В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев: Наук. думка, 1969, с. 3—11.

2. Бибилова Е.В., Бергман И.А., Грачева Т.В., Макарова В.А. Архейский возраст железорудных жормаций Карелии. — В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М.: Наука, 1977, с. 25—32.

3. Воскресенская М.Н. Древние поверхности и коры выветривания в докембрийских породах КМА. — Сов. геология, 1968, N 9, с. 14—22.

4. Гершойг Ю.Г., Каплун Е.Я. Древняя кора выветривания саксаганских гранитов Криворожья. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1973, вып. 12, с. 91—110.

5. Голишкин Н.И. О докембрийских корях выветривания КМА. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975, с. 134—139.

6. Голишкин Н.И., Леоненко Н.И., Епифанов Б.П. и др. Железорудная формация докембрия КМА и их перспективная оценка на железные руды. М.: Недра, 1982. 227 с.

2. Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Белоусов Е.Ф., Инина К.А. Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск: Карелия, 1981. 143 с.

8. Грайзер М.И. Диагностика континентальных эпох и перерывов в позднем докембрии на примере Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. — Литология и полез. ископаемые, 1982, N 2, с. 104—109.

9. Гусельников В.Н. Генетические проблемы железорудных формаций КМА. М.: Наука, 1972. с. 225.

10. Ипатов М.М. Диагностика континентальных перерывов в районе Воронежского кристаллического массива. — В кн.: Тез. докл. XII Всесоюз. литол. совещ. Новосибирск: Наука, 1981, с. 116—118.

11. Каляев Г.И. Генетические типы джеспилитовой формации и их тектоническое положение в Украинском щите. — В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев: Наук. думка, 1969, с. 27—34.

12. Марков М.С. Джеспилитовые формации вулканогенно-кремнистого ряда в Карсакапском синклиории. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1959, т. 2, с. 221—243.

13. Петров Б.М. Тектоническое положение докембрийских кор выветривания Воронежского кристаллического массива. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975, с. 127—133.

14. Петров Б.М., Кононов Н.Д. Метаморфизованные докурские коры выветривания и продукты их перетолжения в основании протерозоя на территории КМА. — В кн.: Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во. Воронеж. ун-та, 1977, с. 30—43.

15. Плаксенко Н.А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1966. 254 с.

16. Семенов Н.П. Железисто-кремнистые формации, их состав и положение в средней части кристаллического массива. — В кн.: Геология железистых-кремнистых формаций Украины. Киев: Изд-во АН УССР, 1959, с. 641—668.

17. Точилин М.С. Происхождение

железистых кварцитов. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 231 с.

18. *Формозова Л.Н.* Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. М.: Наука, 1973. 169 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 250).

19. *Чернов В.М., Инина К.А., Горько-*

вец В.Я., Раевская М.Б. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1970. 267 с.

20. *Шатский Н.С.* О марганцевых формациях и металлогении марганца. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, N 4, с. 3—37.

УДК 553.411.3:553.81.

Б.Н. Соколов

О ЗНАЧЕНИИ ФОРМАЦИИ РУДНЫХ КОНГЛОМЕРАТОВ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ УСЛОВИЙ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В ДОКЕМБРИИ

Широко известная формация докембрийских рудных конгломератов представляется как результат мощного цикла осадконакопления, наступившего после длительного континентального перерыва, характеризующегося развитием мощных региональных кор химического выветривания. Масштабы процессов корообразования, как и последующего осадконакопления и рудообразования, колоссальны и по этому признаку не имеют подобия во всей последующей геологической истории.

Геологические образования, подстилающие формацию, характеризуются чрезвычайным разнообразием сильно метаморфизованных пород, в числе которых широко распространены самые различные по кислотности эффузивы, гнейсы и различные метаморфические сланца, образованные за счет рассланцевания интрузивных пород [22, с. 24], а также кварциты, яшмы, ультрабазиты, средние интрузивные породы и граниты. Последние обычно рассматриваются как результат гранитизации первично осадочных пород. "К архею, как правило, относятся наиболее переработанные метаморфизмом и ультраметаморфизмом толщи мало исследованных образований, часто неясного структурного положения и генезиса. Во многих случаях эти комплексы недостаточно изучены, первичные литологические черты пород сильно затушеваны" [13, с. 7].

Неясность генетических позиций сильно метаморфизованных архейских пород усугубляется развитием мощнейших кор химического выветривания. Метод актуализма, с позиций которого чаще всего проводится их изучение, как правило, не дает ожидаемых результатов.

Неясность генетических позиций архейских образований отмечается для самых различных регионов земного шара в большинстве исследований. Так, например, несмотря на относительную детальность изучения пород архейского фундамента Кольского полуострова и Карелии, генетическая позиция древних образований в основной массе остается неясной. Непонятна природа широко развитых в архее этого и других регионов образований гранулитового комплекса [3, с. 124—125]. То же относится к гнейсам с аномально низким содержанием

органического углерода и к глиноземным гнейсам фундамента [6, с. 138—139].

Характеризуя интенсивность процессов позднеархейского корообразования районов КМА, Б.М. Петров указывает на то, что вынос компонентов при этом процессе составляет 500—600 кг из 1 т исходных пород, а мощность кор выветривания здесь достигает 0,8—1 км [16, с. 164].

Неразгаданной остается природа иенгрских слоистых кварцитов алданской серии мощностью до 2800 м. Предполагается, что переслаивание кварцитов с высокоглиноземистыми породами явно указывает на их осадочный генезис. Но невозможность их образования за счет химического выветривания базитов или средних пород очевидна из элементарных расчетов объемов исходных масс пород, необходимых для их накопления [18, с. 247—248]. Аналогичные сведения приводятся и в более поздних работах по этому району [12].

Б.И. Малюк и А.А. Сиворонов пишут об архейском литогенезе следующее: "В настоящее время можно считать твердо установленным фактом первично-осадочное происхождение стратифицированных гранулитовых комплексов фундамента древних платформ. Вместе с тем выделяются некоторые специфические черты состава и строения этих комплексов, не повторяющихся на более высоких стратиграфических уровнях докембрия [14, с. 125—126]. И далее там же: "К ним относятся: 1) огромные мощности (до 20 км) и однородный характер метаморфизма, проявляющийся в устойчивых первичных минеральных ассоциациях, не выходящих за пределы гранулитовой фации; 2) однотипный характер формации и, что особенно важно, формационных рядов в глобальном масштабе" [14, с. 125]. Одновременно отмечается отсутствие в этих комплексах надежных признаков обломочного происхождения первичного материала.

В связи с изучением древнейших образований Земли естественен интерес к углеродистым формациям докембрия, поскольку время их проявления выражается интервалом в 3—3,5 млрд. лет. Однако и в этой области "мы сейчас располагаем весьма незначительными данными о раннедокембрийских обстановках их седиментации. И это может объясняться двумя причинами: во-первых относительно меньшей изученностью этих формаций по сравнению с более молодыми и, во-вторых, широким проявлением метаморфизма, затушевывающего первичные признаки условий их накопления" [19, с. 3]. Наиболее древняя терригенно-углеродистая формация, как ее выделяют авторы цитируемой работы, связывается с вулканогенными и первично осадочными породами. Углеродистое вещество этих формаций метаморфизовано и превращено в графит.

Из зарубежных источников в литературе часто приводятся сведения о графите в карбонатсодержащих горизонтах серии Исуа Западной Гренландии, на основании чего предполагается существование биогенного углерода и биологической активности при осадконакоплении 3,8 млрд. лет назад. Однако такой древний возраст этих образований вызывает обоснованные сомнения из-за их необычайно слабой степени метаморфизма.

Как свидетели осадочных пород в архее рассматриваются гранитоидные основания древних щитов Центральной Африки (до 3,5 млрд. лет), метаморфические породы Гренландии, содержащие округлые, предположительно биогенные текстуры с возрастом 3,35 млрд. лет, лептиты Западной Африки (3,2 млрд. лет) и некоторые другие.

Формация докембрийских рудных конгломератов, как известно, имеет колоссальное практическое значение, поскольку с ней связаны основные запасы минерального сырья. На долю докембрийского времени, составляющего 7/8 всей истории развития Земли, приходится 70% железных руд, 63 марганцевых руд, 93 кобальта, 66% урана капиталистического мира и т.д. Поэтому докембрийским образованиям уделяется все большее и большее внимание. Исследованиями их в различных регионах Советского Союза в настоящее время занимаются многие научные и производственные геологические коллективы. Опубликовано огромное количество работ, перечислить которые нет возможности. Поэтому отметим лишь некоторые из них.

Из числа приведенных в нашем списке литературы наиболее капитальными являются работы Л.И. Салопа [18], О.И. Луневой [13] по конгломератам Кольского полуострова и В.И. Левина [12] по Алданскому щиту. Наиболее обобщающими работами по изучению формации докембрийских рудных конгломератов и по широте использованного материала можно считать монографии А.И. Безгубова, Ю.И. Бывших, П.К. Дементьева и др. "Уран в древних конгломератах" [2], Ф.П. Кренделева [10] "Металлоносные конгломераты мира" и В.И. Казанского, Н.П. Лаверова и А.И. Тугаринова "Эволюция уранового рудообразования" [7]. Из других отечественных работ по рудным конгломератам отметим обзор В.М. Чайки и Ю.П. Попова "Докембрийские конгломераты мира" [22]. Основное внимание в последней работе уделяется обобщению данных по наиболее известным и изученным зарубежным провинциям мира, являющимся до сих пор своеобразными эталонами изучения рудных конгломератов с целью разработки и определения основных генетических и поисковых признаков данной формации. Среди таких характерных признаков формации докембрийских рудных конгломератов, выделяемых авторами последней работы, отметим следующие, на наш взгляд, наиболее важные:

1. Принадлежность конгломератов к эпиконтинентальному типу аллювиально-пролювиальных отложений, располагающихся на пенепленизированном фундаменте кристаллических пород.

2. Тесная генетическая и пространственная связь металлоносных конгломератов с крупнейшими эндогенными рудными провинциями (непосредственное влияние близких местных источников питания).

3. Кварцевый состав обломочного материала, зрелость кор химического выветривания пород питающего субстрата.

4. Огромные размеры рудоносных провинций, масштабы континентального осадконакопления и рудообразования. Многократный переувлажнение материала.

5. Четкая приуроченность рудных конгломератов к возрастному

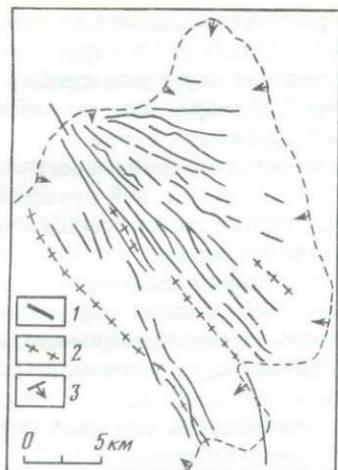


Рис. 1. Расположение богатых струй в конгломератах рудного горизонта Майн-Риф-Лидер, Восточный Ранд (по Рейнике). Заимствовано из работы А.И. Безгубова, Ю.И. Бывших, П.К. Дементьева и др. [2, с. 67]

1 — богатые струи; 2 — оси антиклиналей; 3 — элементы залегания

интервалу 3100—1600 млн. лет. Обратим внимание, что период образования формации, по данным авторов, составляет, таким образом, 1,5 млрд. лет.

6. Конгломераты серии не слагают единого стратиграфического этажа, а образуют, асинхронные горизонты.

В настоящее время считается общепризнанной концепция осадочного происхождения образований формации докембрийских рудных конгломератов. Однако среди небольшой части геологов, изучающих Африканский материк, остаются еще сторонники гидротермального генезиса отдельных месторождений этого типа.

Для автора, долгое время занимавшегося изучением валунно-галечных фанерозойских россыпей, как и для подавляющего большинства исследователей, осадочная природа рудных конгломератов докембрия не вызывает никаких сомнений.

Первичные осадки формации докембрийских рудных конгломератов всех известных районов мира (Витватерсранд в Южной Африке, Бленд-Ривер в Канаде, Тарква в Гане, Жакобина в Бразилии и др.) весьма однотипны и образовывались на основе тех же самых законов осадконакопления, что и современные галечные россыпи.

В первоначальном своем виде докембрийские рудные конгломераты представляли русловые россыпи временных водотоков, что наглядно иллюстрируется на примере любого района.

На рис. 1, заимствованном из работы А.И. Безгубова и его соавторов [2], показан план расположения обогащенных аллювиальнопролювиальных россыпей или струй одного из многочисленных рудных седиментационных горизонтов (рифов) Восточного Ранда (ЮАР), так называемого Майн-Риф-Лидер.

На пологой предгорной равнине, наклоненной с северо-запада на юго-восток, примерно на площади 20 × 25 км, расположено огромное количество россыпей, образованных руслами временных водотоков. Их изобилие говорит об удивительной устойчивости условий возникновения этих временных водотоков на протяжении всей эпохи формирования докембрийских конгломератов Витватерсранда.

Совершенно очевидно, что рассматриваемая равнина была областью разгрузки водотоков и имела мощный чехол рыхлых образований, что обеспечивало свободу блуждания и изменения русел временных водотоков. Имевшийся в изобилии рыхлый материал, переносимый потоками, забивал старые и способствовал возникновению новых русел.

Не вызывает сомнений, что эти многочисленные водотоки имели ливневую природу.

Идентичность условий седиментации фанерозойских и докембрийских галечных россыпей, за счет которых формировались рудные конгломераты, отчетливо выявляется по многим признакам. И в том и в другом случае вмещающим был валунно-гравийно-галечный материал. Полезные компоненты россыпей присутствуют в составе цемента. Само их присутствие, состав, концентрация преимущественно и генетически тесно связаны с близкими местными источниками питания. В тех и других промытый галечный аллювий играет роль осадителя, коллектора тяжелых минералов, накопление которых приурочивается к слою закрепленного аллювия. С современными галечными россыпями, и в частности с алмазными, полностью совпадают формы, размеры, мощности тел рудных конгломератов, повторяется характер распределения полезных компонентов по вертикали, горизонтали и т.д. [21, с. 46].

Исходя из однотипности осадконакопления, закономерности формирования фанерозойских аллювиальных россыпей полностью применимы для понимания процессов седиментации первичных осадков докембрийских рудных конгломератов. Мало того, на их основе становится возможным решение некоторых вопросов теории формирования рудных конгломератов.

Так, например, в качестве одного из доказательств гидротермальной природы рудоносности конгломератов Витватерсранда в работах Ф.П. Кренделева [10] и А.И. Безгубова [2] подробно рассматривается разрез по одной из шахт рудника Вандерпост, воспроизводимый на рис. 2. В описании отмечается, что рудные рифы¹ более молодой системы Трансвааль, залегающей с угловым несогласием, при денудационном срезе древних рифов системы Витватерсранд становятся за их счет рудоносными [10, с. 185; 2, с. 38]. Однако рудоносность новообразующихся россыпей распространяется не только ниже, но и выше их пересечения, что дает основание для предположений о переносе рудного материала гидротермами снизу вверх. В этом случае орудование должно быть наложенным и единовозрастным для обоих рифов. В нашем представлении изображенная ситуация легко объяснима с позиции преобладания элювиальных процессов при денудационном срезе древнего рифа. Его рудные минералы благодаря инертности к горизонтальному переносу в водном потоке [21, с. 18—37] перемещаются в основном по вертикали, в результате чего и образуется новая россыпь выше пересечения этих разновозрастных рифов (рис. 3). Верхняя часть россыпи будет тем длиннее, чем больше величина денудации рельефа и чем положе залегание размываемого пласта (риф). Разумеется, что новообразующейся россыпи в этой части разреза не должно быть при вертикальном или обратном падении размываемого пласта.

Нашими предыдущими исследованиями в области изучения современных галечных россыпей устанавливается, что алмазы и рудные минералы галечных россыпей не могут переноситься совместно с

¹ Выдержанные рудные горизонты, образованные комплексом первичных россыпей временных водотоков определенного периода.

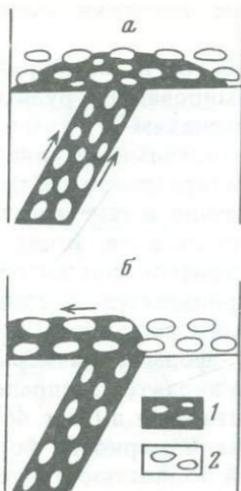


Рис. 2.

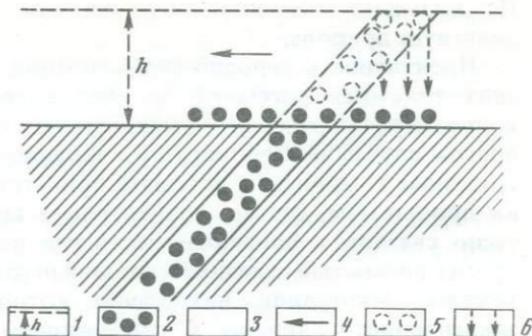


Рис. 3

Рис. 2. Соотношение реальных пластов (а) и идеализированная схема (б) для новообразуемой россыпи, по Ф.П. Кренделеву [10, с. 185]

1 — рудные пласты; 2 — вмещающие породы; стрелками показано направление водостока

Рис. 3. Образование россыпи выше пересечения размываемого пласта, показанного на рис. 2, а

1 — денудационный срез; 2 — рудоносный пласт; 3 — вмещающие породы; 4 — направление водостока; 5 — размывтая часть рудного пласта; 6 — направление перетолжения рудных компонентов

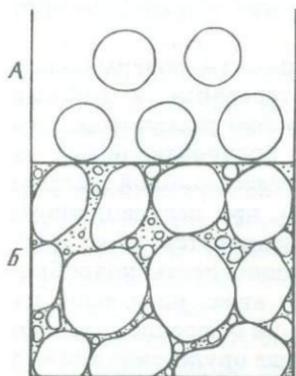


Рис. 4.

Рис. 4. Схема образования безрудного (А) и рудного (Б)

движущимся аллювием потому, что подвижный (промытый) донный галечник — прекрасный трафарет для улавливания и консервации тяжелых минералов россыпей, но никак не попутчик по переносу [20, 21]. Этим же легко объяснить происхождение тончайших (от 1 мм до 1,5 см) и чрезвычайно выдержанных маркирующих рудных слойков, характерных для больших площадей распространения рудного рифа Карбон-Лидер Витватерсранда и др. В литературе по рудным конгломератам природа образования этих слойков остается загадочной [10, с. 186; 2, с. 38]. По нашим представлениям, здесь нет ничего загадочного.

Описываемые рудные слойки всегда располагаются под слоем хорошо сортированных галечников мощностью 10—30 см, которые, судя по их характеру, представляли собой промытый аллювий, который легко пропускает сквозь себя тяжелые рудные минералы и изолирует их от влияния водотока (рис. 4, А). По мере же своего постепенного горизонтального передвижения промытые валуны и гальки движущегося

аллювия "укатывают" уловленный рудный материал, "втаптывая" зерна тяжелых минералов в поверхность нижележащего глинистого слоя (чаще всего закрепленного аллювия или элювиальных плотиковых глин). Выдержанность этих слоев на больших расстояниях говорит лишь об устойчивости таких условий накопления рудных минералов.

В связи с изложенным понятна природа еще одной необъясняющейся закономерности: "Все промышленные пласты конгломератов сложены галечным материалом очень плотной упаковки (около 70% гальки). Конгломераты с базальным цементом, как правило, безрудны" [22, с. 18]. Из рис. 4 видно, что в случае окварцевания (основной процесс консолидации пород) галечники верхнего слоя (А) превратятся в конгломерат с базальным цементом. Нижний слой (Б) превратится в конгломерат с плотной упаковкой, т.е. в слой закрепленного аллювия, где в процессе россыпеобразования накапливались рудные минералы.

Хорошо объяснима и общая высокая концентрация рудных компонентов в докембрийских конгломератах по отношению к питающим источникам, а также тесная пространственная связь, наглядно показанная в работах В.М. Чайки и Ю.В. Попова [22, с. 7—10].

Согласно нашим исследованиям, россыпи, за счет которых образовывались докембрийские рудные конгломераты, принадлежат к типу россыпей, формирующихся при определяющем влиянии элювиального перемещения полезных компонентов; обогащение этого типа россыпей по сравнению с источником питания является их генетическим признаком [21, с. 45—55]. Как известно, рудоносность докембрийских конгломератов определяется рудоносностью древних кратонов, за счет которых они образованы [22, с. 7—10; 2, с. 28].

Из приведенного обзора видно, что в противоположность подстилающим образованиям архея генетическая позиция формации докембрийских рудных конгломератов выглядит совершенно отчетливо. Докембрийские рудные конгломераты в исходном виде представляли собой проэлювиально-аллювиальные россыпи временных водотоков. Будучи аллювиальными, эти россыпи по условиям образования рудных компонентов относятся нами к элювиальным, а вернее, применяя нашу терминологию, к типу "субэлювиальных" [21, с. 151]. Не вызывает никаких сомнений нормально-осадочная природа их образования и определяющее влияние водных потоков.

Вмещающий материал россыпей представлял собой продукты глубокого химического выветривания в основной массе кремнисто-кварцевого состава. Исходные массы этих продуктов до образования формации конгломератов в колоссальных количествах накапливались на всей поверхности земного шара, о чем свидетельствуют необычайные масштабы осадочного рудообразования и осадконакопления эпохи формирования докембрийских рудных конгломератов. Как известно, мощности осадков формации достигают 1200 (Канада, Австралия) и 800 м (ЮАР, Бразилия), а протяженность их нередко определяется сотнями километров [22, с. 10]. "Докембрийские металлоносные конгломераты отличаются своими масштабами — большими мощностями и площадями распространения... По резко дифференцированному кварцевому составу серии металлоносных конгломератов докембрия принци-

Месторождения	Возраст, млн. лет		
	От	До	Всего
Витватерсранд (ЮАР)	2000	3100	1100
Блек-Ривер (Канада)	600	2200	1600
Жакобина (Бразилия)	1100	2500	1400
Тарква (Гана)	1600	2000	400
Эльдорадо-Банкет	2600	2700	100

ально отличаются от аналогичных образований палеозоя и мезокайнозоя" [22, с. 9].

Таким образом, формация докембрийских рудоносных конгломератов — результат проявления самого мощного цикла осадочного рудообразования и осадконакопления за всю историю формирования осадочного чехла литосферы, наступившего вслед за формированием на всей поверхности земного шара сильно метаморфизованных и практически мало изученных образований архея с повсеместным развитием на их поверхности зрелых кор выветривания огромной мощности.

Как отмечалось, образование рудных конгломератов четко приурочивается к интервалу абсолютного возраста от 3,1 до 1,6 млрд. лет. При этом конгломераты серии не слагают единого стратиграфического горизонта, т.е. не имеют единого временного фактора; в каждом отдельном регионе и даже рудном районе осадконакопление развивалось по-своему.

В таблице приведены данные о возрасте рудных конгломератов.

Как видно, россыпи ливневых потоков, за счет которых формировались золотоносные и урановые конгломераты, накапливались на протяжении колоссального времени 1,1—1,6 млрд. лет, а в глобальном плане и того более — до 2 млрд. лет. Однотипность необычайного осадконакопления и удивительное постоянство деятельности ливневых водотоков на таком колоссальном отрезке времени говорит о своеобразии условий того времени и в первую очередь очень длительном тепловом равновесии на поверхности земного шара.

На основе своих исследований автор пришел к очевидному выводу о том, что формация докембрийских рудных конгломератов представляет собой самые первые на Земле нормально-осадочные геологические образования водной среды, появившейся в виде первых атмосферных осадков. До этого воды на поверхности Земли не было, так как она пребывала в стадии своего планетного этапа развития, имея ту же первичную атмосферу, какую в настоящее время имеет Венера [5, 11].

Очевидно, что до появления атмосферной воды на планете не могло быть осадочных пород, если исходить из строгого понимания термина "осадконакопление". К элювиальным образованиям в полной мере относятся дезинтегрированные продукты мощнейших "кор выветривания" догидросферного периода жизни Земли. В геологической литературе эти образования, как мы отмечали, описываются как результат

обычных процессов корообразования и сопоставляются обычно с корами выветривания последующих межформационных перерывов, в том числе и фанерозойских. По нашим представлениям, такой подход к этим образованиям неверен и существенно затрудняет изучение проблем докембрия.

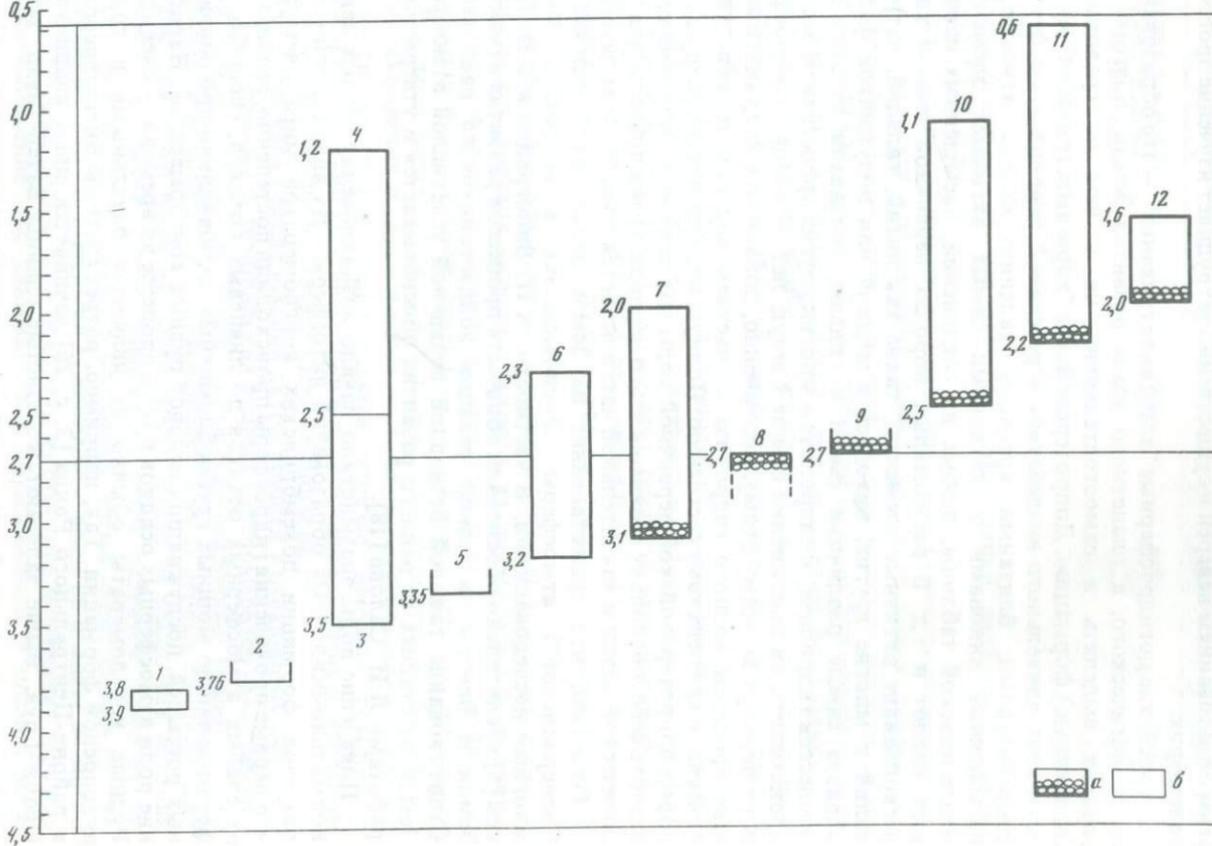
Архейские догидросферные "коры выветривания" — это образования не геологического, а планетного этапа развития Земли, поэтому их следует выделять в самостоятельную, ни с чем не сравнимую (планетную) формацию. Допротерозойские "коры выветривания" — это результат длительного воздействия агрессивной тяжелой атмосферы с температурами, близкими красному калению железа, атмосферы, насыщенной анионами и катионами самых активных элементов менделеевской таблицы, любых их соединений, насыщенных парами всех кислот и т.д. В раскаленных породах первичной земной коры легкоплавкие активные элементы, такие как литий, кальций, натрий, калий и многие другие, находясь в жидкой или полужидкой фазах, образуя самые различные смеси и сплавы, создавали условия для процессов гидролиза, электролиза и многих других процессов. И все это происходило на протяжении свыше 1 млрд. лет. К концу догидросферного периода ко всему этому, несомненно, добавились все уничтожающие процессы водного гидролиза с участием вод при температурах, близких, к критическому состоянию. Полную меру процессов разрушения пород допротерозойской первичной коры мы даже не в состоянии представить себе, поскольку геохимия этого периода жизни планеты для геологической науки в значительной части остается пока "белым пятном".

Отметим, что существование на Земле раскаленной углекислой ("венецианской") атмосферы обосновывается в настоящее время многими исследованиями. В частности, А.П. Виноградов и В.П. Волков [5] убедительно обосновали общность процессов развития атмосфер Земли и Венеры на основе реакции волластонитового равновесия. Существование тяжелой безводной первичной углекислой атмосферы Земли на стадиях ее раннего развития обосновывается и утверждается работами Л.И. Салопа [18].

Появление воды знаменовало начало возникновения первых явных нормально-осадочных образований литосферы¹. Из анализа основных разрезов формации докембрийских конгломератов мира очевидно, что первые проявления гидросферы происходили постепенно, развиваясь от слабых атмосферных осадков до ливневых потоков, способных к формированию мощных грубообломочных аллювиально-пролювиальных россыпей, послуживших основой рудных конгломератов. Нарастание роли атмосферных осадков в этом процессе во времени — очевидно. Рудные конгломераты обычно не являются базальными в толще рудоносной формации. Так, например, разрез системы Витватерсранда в районе Центрального Ранда [2, с. 26] начинается снизу кварцитами Оранж-Грув. Выше залегают железистые сланцы Ватер-Тауэр, затем

¹Появление воды в жидкой фазе знаменовало возникновение новой геологической формы движения материи на планете Земля с последующим развитием более высоких форм движения материи.

млрд.
лет



кварциты Риппль-Марк и только выше их появляется рудный горизонт Контортид-Бед. Мощности нижележащих отложений измеряются сотнями метров.

Процесс формирования гидросферы Земли представляет собой одну из нерешенных проблем науки, значение которой так оценивает академик А.П. Виноградов: "Способ дифференциации Земли на оболочки — атмосферу, гидросферу, литосферу, мантию и т.д. — основная проблема наук о Земле. Вопрос заключается в том, произошло ли разделение Земли на оболочки в момент образования планеты из горячего звездного вещества, или этот процесс дифференциации на оболочки происходил в геологическое время существования Земли, образовавшейся из холодного космического материала" [5, с. 10]. Поэтому на данном вопросе следует остановиться несколько подробнее.

Если учитывать большую гипотетичность сведений о наиболее древних этапах осадкообразования и проявлениях органической жизни в архее, станет очевидным, что достоверно осадочные отложения Земли начинаются с формации докембрийских рудных конгломератов (рис. 5).

Итак из таблицы видно, что россыпи ливневых потоков, давшие начало конгломератам, накапливались на протяжении колоссального времени (1,1—1,6 и даже 2 млрд. лет), что говорит о необычайно длительном постоянстве условий первого на Земле цикла осадконакопления и мощнейшего во всей ее истории осадочного рудообразования. Таким образом, образование первых осадочных пород Земли, отвечающих первой (докеанической) стадии формирования гидросферы планеты, представляет собой совершенно своеобразную самостоятельную и самую длительную эпоху во всей геологической истории Земли.

Как известно, конденсация воды из пара представляет собой мощный экзотермический процесс, обусловленный высвобождением скрытой теплоты парообразования (округленно примем 540 ккал на 1 л). Общий объем гидросферы планеты округленно равен 1,4 млрд. км³, или $1,4 \cdot 10^{21}$ л [4, с. 9]. Не составляет труда подсчитать, что конденсация такого объема воды из пара приведет к выделению только скрытой теплоты парообразования в количестве $7,6 \cdot 10^{23}$ ккал. Много это или мало? Чтобы представить полученную величину, сделаем два сопоставления.

Годовая потеря тепловой энергии всего земного шара, по данным А.П. Виноградова [4, с. 9], составляет $9 \cdot 10^{27}$ эрг, или $1 \cdot 10^{17}$ ккал (10^7 эрг = 0,239 ккал) [9, с. 244].

Таким образом, годовая тепловая потеря земного шара на шесть порядков меньше энергии конденсации гидросферы и ее одной

Рис. 5. Древнейшие осадочные или предположительно осадочные геологические образования Земли

а — формации рудных конгломератов; б — породы прочих формаций; 1 — гранито-гнейсы, Гренландия и штат Миннесота США; 2 — графитовые кварциты Исуа, Гренландия; 3 — архейские граниты Центральной Африки; 4 — кварциты и филлиты пояса Кабаран; 5 — породы серии Онвервахт с округлыми (биогенными?) структурами; 6 — железистые липтиты, Западная Африка; 7 — Витватерсранд, ЮАР; 8 — Минас-Жераис, Бразилия; 9 — Эльдorado-Банкет; 10 — Жакобина, Бразилия; 11 — Блэйк-Ривер, Канада; 12 — Тарква, Гана

могло бы хватить на компенсацию этих потерь в течение около 4 млн. лет.

Годовая генерация тепла Земли от распада основных радиоактивных элементов, по данным Л. И. Салопа [18, с. 252], составляет $4,5 \cdot 10^{17}$ ккал, т.е. величину также на шесть порядков меньшую, чем тепловая энергия, выделявшаяся при конденсации гидросферы.

Таким образом, энергия скрытой теплоты парообразования, выделяющаяся при конденсации гидросферы, — колоссальна. И несомненно, что именно ей должна принадлежать основная роль регулятора длительности теплового равновесия на поверхности Земли в эпоху образования формации докембрийских рудных конгломератов.

Наряду с этим главным фактором при переходе температурного барьера паро-водообразования, имела место масса других мощных экзотермических процессов, "разогревавших" атмосферу планеты.

Кроме этих основных факторов растянутости эпохи, накопления аллювиально-пролювиальной формации докембрийских конгломератов, отвечающей длительности доокеанической стадии существования гидросферы, не могли не сказаться географические и климатические факторы.

Несомненно, что первые атмосферные осадки начали выпадать в более охлаждавшихся приполярных районах планеты. Усиление и расширение влияния атмосферных осадков на формирование аллювиально-пролювиальных образований от полюсов к экватору также должно представлять собой весьма длительный процесс на общем фоне теплового равновесия. Эти обстоятельства не только влияли на длительность эпохи, но были одним из определяющих факторов асинхронности осадконакопления на всей планете. Не могли быть эти отложения одинаковыми и по вещественному составу и по рудоносности, поскольку они отражают различные условия их образования на земном шаре.

Отложения могли быть рудоносными или безрудными в зависимости от эндогенной рудоносности субстрата, к которому относится район осадконакопления. При благоприятных условиях рудоносные толщи формации достигают мощностей, измеряемых многими километрами, в условиях равнинных площадей мощности могут быть незначительными.

На формирование осадков формации, несомненно, сказывались и климатические факторы.

Отметим, что формации раннепротерозойских конгломератов, как первичных осадочных пород, при благоприятных условиях могли образовываться на всей поверхности планеты, в том числе и на площадях еще несуществовавших тогда акваторий. Поэтому обнаружение еще неизвестных площадей проявления докембрийского осадочного рудообразования весьма вероятно.

Нижняя граница первично осадочных образований Земли не имеет определенного возраста, и для различных регионов земного шара начало осадконакопления уместается в интервале от 3,1 до 1,6 млрд. лет. Вместе с тем для каждого региона начало формирования осадочной литосферы четко фиксируется нижней границей формации нижнепротерозойских рудных конгломератов. Эта граница, на наш взгляд, имеет значение

главного маркирующего горизонта, к которому следует привязывать все последующие события в истории развития докембрия, в том числе и датировку периодов осадконакопления или перерывов в их накоплении.

Верхняя граница формирования докембрийских конгломератов менее определенная, чем нижняя, что объясняется длительностью теплового равновесия и медленной сменой этих условий в последующее время. Те же условия могли в какой-то мере повторяться и в последующую эпоху, как это имело место при образовании золото-урановых конгломератов горизонта Блек-Риф (ЮАР), относящегося к системе Трансвааль — более поздней, чем основная рудоносная формация Витватерсранда [2, с. 63].

По мере охлаждения атмосферы и увеличения объема гидросферы в пониженных частях поверхности земли начинают образовываться зоны увлажнения, затем появляются временные, а потом и постоянные мелководные горячие бассейны. Мелководность бассейнов того времени фиксируется большинством исследователей.

Уместно заметить, что время очень часто сохраняет для нас мельчайшие подробности докембрийского осадконакопления [8] до следов дождевых капель. Поэтому обычные представления об очень плохой информативности осадочных образований докембрия (если речь идет о действительно осадочных), видимо, далеко не всегда верны.

В мелководные бассейны того времени во взвешях, гелях и растворах сносились огромные массы минерального вещества, в первую очередь кремнезема и железа, мобилизуемого из дезинтегрированного материала пород первичной оболочки Земли. Результатом этой стадии осадочного рудообразования являются, в частности, крупнейшие железорудные бассейны, такие, как КМА, Кривой Рог и др.

В заключение сформулируем основные положения.

Раннепротерозойские аллювиально-пролювиальные отложения формации докембрийских рудных конгломератов — первые осадочные отложения Земли ("базальный горизонт" осадочной литосферы). Они знаменуют переход от планетного к геологическому этапу развития Земли, связанный с появлением первых атмосферных осадков в процессе образования гидросферы.

Подстилающие их образования (обычно относимые к архейским корам выветривания) — эндогенные породы догеологической стадии развития Земли, в общем случае глубоко переработанные агрессивной планетной атмосферой. В результате этого до образования формации рудных конгломератов были накоплены колоссальные массы химически дезинтегрированных продуктов разрушения первичной коры планеты. Обилие этого материала с появлением гидросферы и определяет грандиозность масштабов первого в геологической истории Земли цикла осадочного рудообразования, не сравнимого ни с одним последующим.

Формация докембрийских рудных конгломератов маркирует начало осадочной литосферы Земли, к которому, как к "нулевому отсчету", следует привязывать все последующие события жизни литосферы и в первую очередь осадконакопление и континентальные перерывы докембрия.

Л и т е р а т у р а

1. *Энгельс Ф.* Диалектика природы. М.: Политиздат, 1956. 328 с.
2. *Безугубов А.И., Бывших Ю.И., Деметьев П.К.* и др. Уран в древних конгломератах. М.: Госатомиздат, 1963. 188 с.
3. *Беляев О.А.* Новые данные о первичной природе и условиях формирования пород древнейшего фундамента Кольского полуострова. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 124—125.
4. *Виноградов А.П.* Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 216 с.
5. *Виноградов А.П., Волков В.П.* О волластонитовом равновесии как механизме, определяющем состав атмосферы Венеры. — Геохимия, 1971, № 7, с. 753—759.
6. *Гольтвегер В.Я., Кунина Н.М.* "Глиноземистые гнейсы" кольской серии архея — результат гранитизации биотитовых гнейсов. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 138—139.
7. *Казанский В.И., Лаверов Н.П., Тугаринов А.И.* Эволюция уранового рудообразования. М.: Атомиздат, 1978. 208 с.
8. *Корякин А.С.* Характер метаморфических изменений нижнепротерозойских кор выветривания Карелии. — В кн.: Вопросы метаморфизма докембрия. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1980. 140 с.
9. *Кошкин Н.И., Ширкевич М.Г.* Справочник по элементарной физике. М.: Наука, 1975. 244 с.
10. *Кренделев Ф.П.* Металлоносные конгломераты мира. Новосибирск: Наука, 1974. 240 с.
11. *Кузьмин А.Д.* Планета Венера. М.: Наука, 1981. 96 с.
12. *Левин В.И.* Литология протерозойских отложений давангрохугдинского грабена и их золотоносность. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1962. 160 с.
13. *Лунева О.И.* Докембрийские конгломераты Кольского полуострова. М.: Наука, 1977. 224 с.
14. *Малюк Б.И., Сиворонов А.А.* Об архейском типе литогенеза. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 164—165.
15. *Монин А.С.* История Земли. Л.: Наука, 1977. 53 с.
16. *Петров Б.М.* Некоторые особенности формирования пород и руд, связанных с позднеархейскими корами выветривания Курской магнитной аномалии. — В кн.: Литология и осадочная геология. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 164—165.
17. *Резанов И.А.* Происхождение океанов. М.: Наука, 1979. 200 с.
18. *Салоп Л.И.* Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л.: Недра, 1973. 310 с.
19. *Сидоренко Св. А., Созинов Н.А.* Рудоносность углеродистых формаций докембрия: Материалы международного симпозиума ООН. Минеральные месторождения докембрия. М.: Наука, 1979. 28 с.
20. *Соколов Б.Н.* О миграционных свойствах алмаза при образовании россыпей. — В кн.: Перемещение полезных компонентов в долинах. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1977, с. 127.
21. *Соколов Б.Н.* Образование алмазных россыпей. М.: Наука, 1982. 94 с.
22. *Чайка В.М., Попов Ю.В.* Докембрийские конгломераты мира. М.: ВИЭМС Мингео СССР, 1976. 36 с.

М.М. Ипатов, И.М. Костюк

ДИАГНОСТИКА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПЕРЕРЫВОВ В ДОКЕМБРИИ ВОРОНЕЖСКОГО МАССИВА (район КМА)

В настоящее время в докембрийских породах Воронежского кристаллического массива четко выделяются два крупных перерыва. Первый (нижний) прослеживается на границе верхнего архея (михайловская серия) и нижнего протерозоя (курская серия), второй — в пределах нижнего протерозоя, на границе курской и оскольской серий.

Большинство исследователей докембрийских отложений КМА выделяют оба перерыва [1, 2]. Очень четко идея о континентальных перерывах на КМА была сформулирована в работах М.Н. Воскресенской [1]. Особенно подробно ею был описан нижний предкурский перерыв для Старооскольского и Михайловского районов КМА. Важность ее работ заключалась в том, что для доказательства континентального предкурского перерыва ею были выделены и хорошо увязаны такие диагностические признаки, как коры выветривания и их переотложенные продукты, изменения в литологическом составе пород (смена полимиктовых пород олигомиктовыми — существенно кварцевыми породами), проявления наземного вулканизма. Ею было указано на существование перед отложениями курской серии длительного континентального периода и на широкое развитие древней (эпиархейской) коры выветривания [1].

Предоскольский перерыв хорошо описан в работах М.Н. Воскресенской [1], Н.И. Голивкина [2], Н.А. Плаксенко [16]. По мнению Е.М. Крестина [13], предоскольский перерыв устанавливается в виде локальных размывов пород и не сопровождается корами выветривания. Однако существует и другая точка зрения ([6], В.Н. Катко — устное сообщение), согласно которой континентальные перерывы в отложениях докембрия отсутствуют, а породы михайловской, курской и оскольской серий образуют непрерывный разрез.

По мнению В.Н. Гусельникова [6], в ранне- и среднепротерозойскую эпоху на территории КМА не происходило образования кор выветривания и поверхностей выравнивания. Единичные находки в районе КМА дресвянистых образований недостаточны для суждения о формировании кор выветривания в докембрии. Наблюдаемое же в районе обогащение пород глиноземом, по В.Н. Гусельникову, связано с фумарольной деятельностью эффузивов, которые он выделяет по всему протерозойскому разрезу.

Наши исследования по Воронежскому кристаллическому массиву подтверждают и дополняют точку зрения о наличии двух главных перерывов в докембрии района КМА [9]. Собранные материалы по КМА показывают, что континентальные перерывы в докембрии выделяются по сумме геологических признаков: структурным (угловым и стратиграфическим несогласиям), литологическим (развитию кор выветривания, накоплению высокоглиноземистых образований в переотложенных продуктах кор выветривания), появлению олигомик-

товых кварцевых пород в базальной части разреза (конгломераты, песчаники) [5], излиниям наземного вулканизма.

Ранний перерыв на границе архея и протерозоя (михайловской и курской серий) выделен во всех структурах КМА (Михайловском, Белгородском, Старооскольском районах). Он фиксируется по трансгрессивному залеганию пород курской серии на породах михайловской и по угловому несогласию между ними. Наиболее характерный признак континентального перерыва — коры выветривания. Существование их для предкурского перерыва можно считать вполне доказанным. Помимо М.Н. Воскресенской и Н.И. Голивкина, их довольно подробно описали Б.М. Петров и Н.Д. Кононов на гранитоидах и основных породах протерозоя. По данным этих авторов [15], коры выветривания встречаются широко в докембрии района КМА. Их состав зависит от состава субстрата. На гнейсах, гранитоидах — это кварц-серицитовые сланцы, на меланократовых разностях пород — кварцево-хлоритовые сланцы, на ортоамфиболитах кора имеет высокоглиноземистый состав и сложное зональное строение. На ряде участков вверх по разрезу коры увеличивается содержание глинозема, титана, калия, фосфора, увеличиваются и потери при прокаливании, в ряде разрезов увеличивается содержание железа. В этом же направлении снижается содержание кремнезема, общего железа, марганца, натрия, кальция, магния.

Наши данные также подтверждают широкое развитие кор выветривания в интервале времени архей — ранний протерозой. Изученные нами коры выветривания по гранитоидам салтыковского возраста (AR₂) Белгородского района (скв. 2491, 2489, 2831) имеют типичный дресвянистый облик. В разрезе слабоизмененные гранитоиды переходят в интенсивно серицитизированные граниты, которые резко сменяются дресвяниками. Последние напоминают песчанистые разности. В них цементирующее вещество представлено мелкочешуйчатым серицитом, в котором "плавают" изъеденные цементом неправильной формы зерна кварца.

Более подробное описание разрезов кор выветривания (скв. 2491) позволяет выявить в них как бы две части: выветрелых гранитоидов и более рыхлых кор выветривания. Переход между ними четкий. Процесс выветривания в гранитоидах происходил интенсивно. В нижних частях интрузивного массива породы сложены крупнозернистыми разностями, состоящими из плагиоклаза, изъеденного мелкими листочками серицита как внутри зерна, так и по краям, и из таких же крупных фенокристаллов кварца с неправильными заливообразными очертаниями границ. Между зернами кварца и плагиоклаза развивается агрегат слюдистых минералов, сложенный в основном серицитом, изредка мусковитом, хлоритом, реликтивными кристаллами плагиоклаза и зернами рудного минерала. В качестве новообразований встречаются зерна карбоната, мелкие кристаллы альбита и скопления мелкокристаллического кварца. Крупные кристаллы кварца интенсивно разъедаются с периферии серицит-мусковитом (рис. 1).

Вверх по разрезу постепенно теряется гранитная структура пород, хотя отдельные крупные кристаллы полевых шпатов и кварца сохраняются. В породе преобладает серицит-мусковитовый агрегат

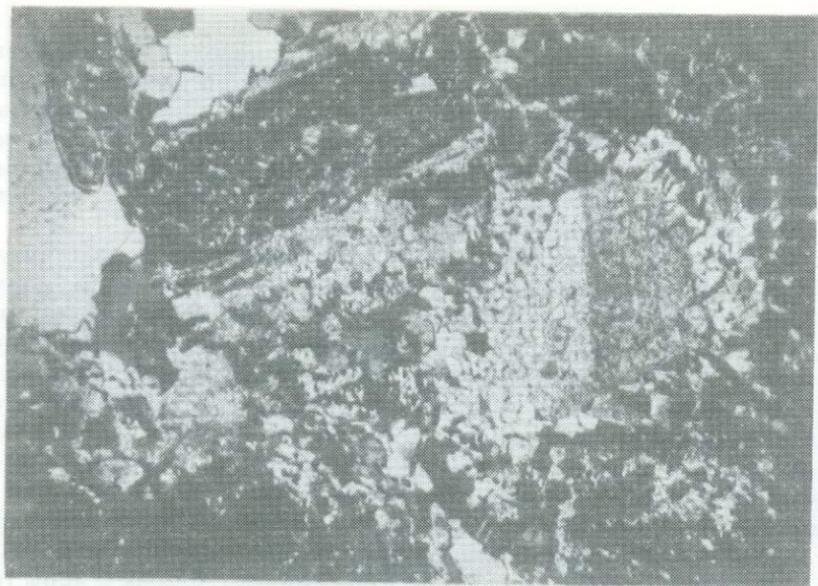


Рис. 1. Измененный гранит; зерна плагиоклаза серицитизированы. Белгородский район, скв. 2491, гл. 751 м. Николи +, увел. 50

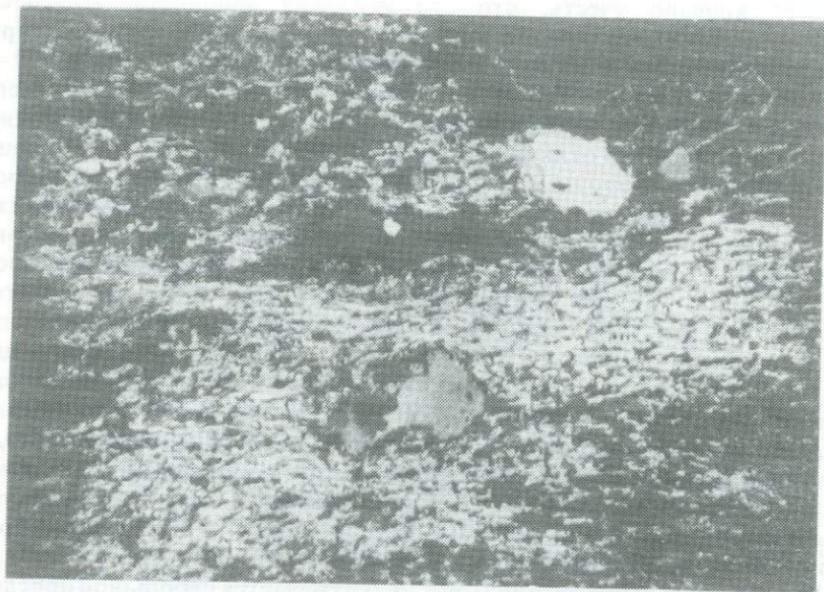


Рис. 2. Кварц-серицит-мусковитовая порода представлена мелкочешуйчатым серицитом в ассоциации с мелкозернистым кварцем; крупные зерна кварца изъедены кварц-серицитовой массой. Белгородский район, скв. 2491, гл. 745, 3 м. Николи +, увел. 50

зерен с редкими кристаллами мелкого кварца. В нем участками наблюдается мелкокристаллический кварц, реликтовые зерна полевых шпатов, карбонат и рудный минерал. Новообразованный альбит становится редким. Еще выше по разрезу в породе появляются скопления мелкокристаллического кварца, но по сохранившимся зернам кварца и редким кристаллам плагиоклазов можно установить гранитную структуру породы. Далее, как уже отмечалось, проходит граница между двумя частями разреза.

Выше этой границы (обр. 276) порода теряет гранитную структуру (рис. 2). Крупные кристаллы кварца очень неправильной формы сохраняются, но основная масса породы сложена кварц-серицитовым агрегатом. Серицит (местами мусковит) образует волокнисто-чешуйчатую массу, иногда вытянутую в длинные полосы вследствие более позднего расщепления породы. В серицитовой массе встречаются мелкие зерна кварца, хлорита и реликтовые зерна плагиоклаза, устанавливаемого рентгеноскопически (рис. 3, см. вкл.). В качестве аксессуаров в породе встречаются турмалин, апатит и циркон. Выше по разрезу наблюдается как бы циклическая слоистость. Там, где кварца мало, отмечаются прослойки серицитовых сланцев, где его много, порода принимает песчанистый (дресвянистый) вид. В разрезе коры три-четыре прослоя сланцев, и мощность их небольшая — 30—40 см. Мощность рыхлой дресвянистой коры выветривания — 25—30 см. Мощность зоны выветривания, включая гранитоиды, — 35—40 м. Следует конечно учесть, что это неполная мощность. Истинные мощности зон выветривания пока нам не известны. У рыхлой коры выветривания верхние части разреза размыты, у нижней — гранитной — не вскрыты скважинами. В изучаемых разрезах они чаще всего перекрыты метапесчаниками стойленской свиты. Границы здесь резкие. Метапесчаники четко отличаются от дресвянистых пород коры. Кварц в метапесчаниках хорошо окатан, зерна кварца средних размеров равномерно распределены по породе, межзерновые пространства заполнены скоплением серицитовых кристаллов, корродирующих зерна кварца (рис. 4). Граница между выветрелыми гранитами и рыхлой корой выветривания, как уже указывалось, четкая. При этом наблюдается различие в структурах пород по обе стороны границы. В этом ряду нет пород промежуточного характера, что вообще характерно для метасоматических пород. Совершенно не окатанный состав материала, реликтовые зерна плагиоклаза и другие признаки убедительно свидетельствуют в пользу залегания коры выветривания *in situ*. Исходя из обилия кварца в породах и сходства пород с песчаниками, мы так же, как и другие исследователи, называем рыхлую кору выветривания дресвянистой. Состав ее, как мы уже сообщали, в основном кварц-серицитово-мусковитовый, кварц-серицитово-хлоритовый.

В разрезе кор выветривания (обр. 282) отмечается небольшой прослой (30 см) породы, резко отличной от кор выветривания. Внешне порода выглядит, как черный пятнистый песчаник (дресвяник) с крупными, неправильной формы зернами кварцита и такими же крупными выделениями хлоритизированной роговой обманки. Под микроскопом состав породы подтверждается. Порода имеет бластокристаллическую

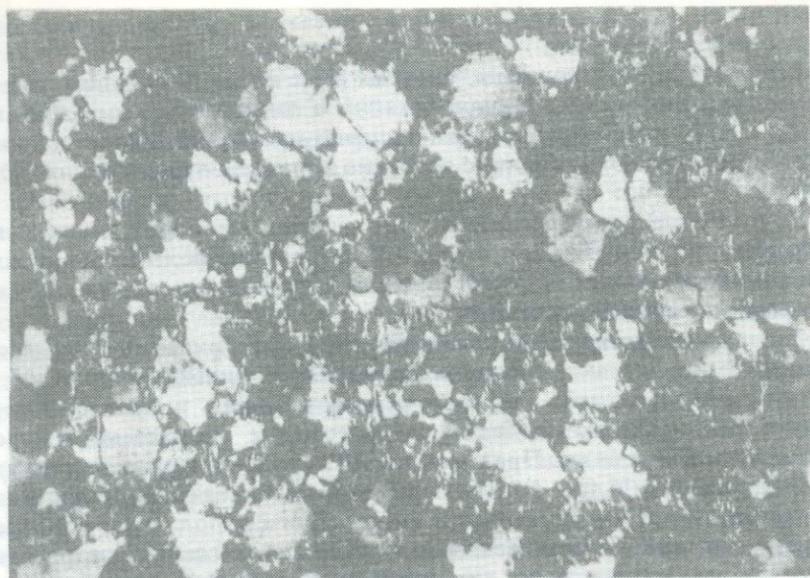


Рис. 4. Метапесчаник стойленской свиты курской серии (PR₁); окатанные обломки кварца с периферии разрезены кварц-серицит-мусковитовой массой. Белгородский район, скв. 2491, гл. 717. Николи +, ув. 50

структуру, в которой крупные, неправильной формы бластокристаллы кварца (3—5 мм) расположены в среднезернистой хлорит-карбонат-кварцевой массе.

В породе, видимо, на месте темноцветных минералов выделяются отдельные крупные скопления карбонатов, крупночешуйчатого хлорита и рудного минерала. Химические анализы показывают высокие содержания железа и магния. Все вместе взятое убеждает нас в том, что описываемая порода представляет собой, очевидно, дайку основного состава в гранитном массиве, измененную процессами выветривания.

Химические анализы кор выветривания соответствуют их петрографическому составу. Преимущественно кварц-серицит-мусковитовому составу пород адекватны большие содержания в породе кремнезема и калия. Такие большие содержания кремнезема и калия в породах противоречат обычным содержаниям этих элементов в корях выветривания. Щелочи, как правило, очень активны и первыми мигрируют из разреза кор выветривания. Следовательно, нужно приводить какие-то другие доводы для объяснения этого феномена. Вероятно, самым правильным в этих условиях следует допустить приток калия с гранитизирующими растворами магмы и сорбцию калия глинистым веществом. Процессы эти были очень интенсивны в докембрии и их следы можно обнаружить в различных породах и даже в более высоких горизонтах осадков, включая толщи железистых кварцитов и сланцы курской серии. Так, салтыковские гранитоиды архея прорываются многочисленными дайками пегматоидных калишпатовых

гранитов. В самих салтыковских гранитах развиты многочисленные обособления калишпата и пегматитовые жилы.

Вверх по разрезу кор выветривания намечается небольшое увеличение содержания калия. Привнос калия в породы кор выветривания связан с появлением среди мелкочашучатого серицита более длинных лейст мусковита. Этот процесс особенно характерен для верхних частей разреза.

Другой щелочной элемент — натрий, наоборот, интенсивно мигрирует из зоны выветривания. В зоне выветрелых гранитоидов появляется небольшое количество новообразованного альбита, но затем он исчезает в мало измененных гранитах.

Содержание кремнезема в профиле коры выветривания колеблется в нешироких пределах. Макроскопически это фиксируется то песчаным, то глинистым (сланцы) составом пород и подтверждается химическими анализами. В целом содержание кремнезема в породе остается очень высоким. Практически все породы содержат кварц в виде крупных неправильной формы зерен и в виде мелкокристаллических скоплений, часто вытянутых по сланцеватости пород. В верхней части разреза, на границе с метапесчаниками стойленской свиты окварцевание пород более интенсивное, что, вероятно, связано с просачиванием растворов из вышележащей толщи кварцевых стойленских пород и последующим их метаморфизмом.

Глинозем и титан были малоподвижны в зоне коры выветривания, железо испытывает небольшие колебания в составе в связи с преобразованием двухвалентной формы железа в трехвалентную. В целом, видимо, отмечался очень небольшой вынос железа из зоны коры выветривания.

Кальций развит преимущественно в нижних частях разреза кор выветривания, что подтверждается химическими анализами и появлением карбоната в шлифах. Содержания магния увеличиваются в низах разреза кор выветривания и в верхней части профиля.

О характере выветривания можно судить по переотложенным продуктам кор выветривания. Н.И. Голивкин относит к ним в Старооскольском районе лебединскую свиту кварц-мусковитовых сланцев на амфиболитах михайловской серии, содержащих корунд и рутил [2]. Мощность толщи им указывается от 0 до 20 м. Е.М. Крестин выделяет переотложенные продукты кор выветривания в губнинскую свиту [13]. По его данным, на кварц-серицитовых породах, относимых им к коре выветривания, залегает горизонт кварц-мусковитовых, кварц-серицитовых, кварц-хлорит-серицитовых и кварц-хлоритовых сланцев с прослоями метапесчаников с плохо окатанной галькой кварца. Мощность горизонта 30—40 м.

К переотложенным продуктам кор выветривания относятся также кластогенные отложения нижней части стойленской свиты курской серии, представленной в базальной части мощной толщей (500—1000 м) кварцитовидных песчаников и кварцитов, содержащих редкие прослой кварцево-мусковитовых и двуслюдяных сланцев. В основании свиты прослеживаются горизонты кварцевых конгломератов и гравелитов, фациально переходящих в метапесчаники. Верхняя часть свиты

представлена филлитовидными кварцево-серицитовыми сланцами, местами углистыми, реже двуслюдяными (с примесью граната) или мусковитовыми сланцами (с примесью корунда или силлиманита). Мощность верхней подсветы 300—500 м. Все отложения являются переотложенными продуктами коры выветривания.

Как видно, переотложенные продукты кор выветривания имеют тот же кварц-серицит-мусковитовый состав, что и собственно коры выветривания. Никаких других продуктов кор выветривания мы не знаем. Химические анализы (см. таблицу) подтверждают их петрографический состав. Однако в переотложенных продуктах мы имеем более высокое содержание глинозема и калия и несколько меньшее содержание кремнезема. В.К. Головенко [4], сравнивая кварц-мусковитовые сланцы михайловской серии с основными типами глин (каолининовыми, гидрослюдистыми, монтмориллонитовыми), обратил внимание на большое значение в мусковитовых сланцах михайловской серии коэффициента K_2O/Al_2O_3 — 0,29, высокое значение щелочей и щелочно-земельных элементов по отношению к Al_2O_3 — 0,37, общее высокое содержание K — 8,16. По его мнению, такие данные могут характеризовать "чистые" гидромусковитовые глины и ни в коей мере не соответствуют каолининовым глинам. На основании этого В.К. Головенко делает общий вывод об умеренном докурском выветривании, не дошедшем до каолининовой стадии и, следовательно, о полном отсутствии в осадках накоплений каолинита.

Следует отметить, что в своей работе В.К. Головенко объединяет кварц-мусковитовые сланцы михайловской серии, в которой Б.Д. Клагитш [17] были установлены корунд и рутил, т.е. высокоглиноземистые породы со сланцами курской серии, породами слюдистого состава. Вероятно, пока рано говорить о степени выветривания в докурское время, так как многие вопросы, как, например, присутствие высокоглиноземистых минералов в разрезе кор выветривания, требуют своего объяснения.

В литературе существует и другая точка зрения — о латеритном характере кор выветривания в докурское время. Согласно этой гипотезе [2, 15], докурские коры выветривания имели зональное строение, а верхние зоны этой коры были латеритными. Позднее эти зоны были размывты, и к настоящему времени сохранились лишь корни размывтых кор, а в переотложенных продуктах — высокоглиноземистые минералы.

Имеющийся в нашем распоряжении материал позволяет говорить о преимущественном кварц-серицит-мусковитовом составе кор выветривания и их переотложенных продуктах. Даже коры выветривания по основным породам конечным продуктом выветривания имеют кварц-серицит-мусковитовый состав. Вероятнее всего, в этот период времени латеритные коры не формировались вообще. Такие представления хорошо согласуются с данными о корях выветривания на Украинском и Балтийском щитах. Данные по корам выветривания на рубеже архей—ранний протерозой для этих регионов также подтверждают их кварц-серицит-мусковитовый состав. Напрашивается вывод о глобальном характере такого типа выветривания, свойственного

Химический состав (мас. %) и отношение между породообразующими окислами основных генетических типов пород докембрия района КМА (коры выветривания, продукты послемагматического замещения гранитов, сланцы)

N образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
1	48,92	2,50	28,38	2,29	2,16
1a	69,96	0,15	15,80	0,71	2,03
273	69,18	0,32	15,29	0,82	2,16
275	68,48	0,32	14,52	0,98	1,87
276	67,08	0,35	16,31	2,02	1,73
277	72,96	0,33	14,91	1,53	1,08
278	70,88	0,36	17,07	1,12	0,65
279	68,96	0,38	17,84	0,98	1,00
280	70,22	0,36	16,05	1,61	0,79
281	70,12	0,35	15,93	1,53	0,72
282	66,76	0,35	8,41	2,61	5,84
324	68,94	0,35	18,98	0,96	0,36
332	87,50	0,03	5,60	0,57	1,37
333	89,00	0,30	5,10	0,41	0,72
294	59,14	0,58	20,38	1,63	3,53
297	36,50	1,02	35,78	3,06	11,24

	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻
	0,03	1,16	0,33	0,81	8,16	0,17
	—	0,45	2,63	4,82	1,30	—
	0,03	1,05	1,63	3,10	2,60	0,18
	0,04	0,89	1,29	4,05	3,50	0,12
	0,03	2,22	0,51	0,10	5,70	0,22
	0,02	0,65	0,62	0,10	5,00	0,14
	0,01	0,93	0,45	0,10	5,25	0,12
	0,01	0,65	0,51	0,14	5,95	0,48
	0,01	1,13	0,39	0,11	5,85	0,12
	0,01	1,25	0,28	0,11	6,80	0,10
	0,23	6,93	1,29	0,06	0,55	0,20
	0,01	0,20	0,34	0,52	6,15	0,24
	0,13	0,20	0,34	1,65	1,30	0,18
	0,01	0,20	0,34	0,25	2,15	0,12
	0,04	1,45	1,07	0,18	5,50	0,24
	0,05	0,64	0,39	0,18	4,95	0,36

Окончание таблицы

N образца	П.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма	Al ₂ O ₃		TiO ₂	
				SiO ₂	Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃
1	—	0,24	99,16	0,581	0,088		
1a	1,16	0,036	99,04	0,225	0,002		
273	3,14	0,07	99,57	0,221	0,021		
275	3,11	0,08	99,25	0,212	0,022		
276	3,25	0,08	99,60	0,243	0,021		
277	2,45	0,12	99,91	0,197	0,022		
278	2,61	0,07	99,62	0,241	0,021		
279	2,78	0,02	99,70	0,259	0,021		
280	2,62	0,04	99,30	0,229	0,022		
281	2,54	0,02	99,76	0,227	0,022		
282	6,34	0,04	99,61	0,126	0,042		
324	2,58	0,02	99,65	0,275	0,018		
332	0,38	0,01	99,26	0,064	0,005		
333	0,72	0,02	99,34	0,057	0,059		
294	5,63	0,09	99,46	0,345	0,028		
297	5,62	0,13	99,92	0,980	0,028		

Примечание. Обр. 1 — мусковитовые сланцы на амфиболитах михайловской серии, Старооскольский район [17]; обр. 1a — неизменные граниты салтыковского возраста (AR₂), Салтыковский участок, скв. 609 [17]; обр. 273 — слабоизмененные граниты салтыковского возраста, Белгородский район, скв. 2491; обр. 275 — измененные граниты салтыковского возраста, скв. 2491; обр. 276—281 — рыхлая кора выветривания на салтыковских

FeO	CaO	Na ₂ O	Σ щелочей и щелочно-земельных элементов Al ₂ O ₃	K ₂ O	K ₂ O
Fe ₂ O ₃	MgO	K ₂ O		Al ₂ O ₃	MgO
0,943	0,28	0,099	0,36	0,28	7,03
2,86	5,84	3,71	0,58	0,08	2,89
2,634	1,552	1,192	0,548	0,17	2,47
1,908	1,449	1,157	0,640	0,24	3,93
0,856	0,130	0,018	0,523	0,35	2,56
0,706	0,954	0,020	0,427	0,335	7,69
0,580	0,484	0,019	0,394	0,307	5,64
1,020	0,785	0,024	0,406	0,333	9,15
0,491	0,345	0,019	0,466	0,364	5,20
0,471	0,224	0,016	0,530	0,426	5,44
2,238	0,186	0,109	1,050	0,06	0,08
0,375	1,700	0,085	0,380	0,324	30,75
2,404	1,700	1,269	0,611	0,232	6,50
1,756	1,700	0,116	0,539	0,421	10,75
2,166	0,738	0,033	0,333	0,270	3,793
3,673	0,609	0,036	0,156	0,138	7,734

гранитоидах, скв. 2491; обр. 282 — дайка основных пород в разрезе кор выветривания, скв. 2491; обр. 324 — плагиогранит серый, полосчатый (AR₂), Старооскольский район, скв. 5262; обр. 332, 333 — плагиогранит измененный с зонами кварц-мусковитового состава, Старооскольский район, скв. 5262; обр. 294, 297 — алеврофилитовые сланцы оскольской серии с хлоритоидом, Белгородский район, скв. 2520.

периоду архей — ранний протерозой. Вероятно, эти особенности присущи выветриванию этого периода и отражают своеобразие самого процесса. Мы обычно подходим к решению вопросов о докембрии с актуалистических позиций, забывая об ограниченности этого метода. Мы забываем также и об эволюционной стороне вопроса развития геологических процессов на Земле. А. В. Сидоренко [18], высказываясь о принципиальном сходстве (но не тождестве) геологических процессов в фанерозое и докембрии, постоянно подчеркивал их эволюционное развитие. Его идеи были отражены в сформулированном им принципе "эволюционно усложняющегося единства докембрия и фанерозоя". Из этого вытекает, что, признавая в целом сходные черты развития процессов выветривания в фанерозое и докембрии, мы должны учитывать их специфический характер, обусловленный конкретными физико-химическими условиями выветривания в докембрии.

Необычные по своему составу допротерозойские коры выветривания кварц-серицит-мусковитового состава подчеркивают специфические условия их образования. Основные компоненты этих кор выветривания — кварц и серицит, а доминирующие химические элементы — кремнезем и калий. Таков же петрохимический состав и перетолженных продуктов кор выветривания. Образование подобных пород можно объяснить своеобразными условиями их происхождения. Такой состав пород возникает в стадию послемагматического формирования гидротермальных месторождений и известен как процесс березитизации пород. По Д. С. Коржинскому [12], типичные березиты состоят из кварца и серицита с примесью пирита и небольшого количества анкерита. Химически процесс выражается в привносе углекислоты и калия и выносе натрия и кремнезема. Успешно процесс проходит при 200—300° С, однако возможны и более низкие температуры. Гидростатическое давление, при котором протекает процесс, повышенное, но сходится он может и в близповерхностных условиях, т. е. при низких давлениях. Вблизи поверхности формируется группа постмагматических низкотемпературных месторождений серицит-аргиллитовой формации, в которой одна из верхних подгрупп сложена кварц-серицитовой фацией. Привлекая данный материал к объяснению процессов формирования кор выветривания в докембрии, авторы далеки от мысли проводить прямую аналогию. Однако с известной долей условности эти данные можно использовать для объяснения происхождения докембрийских кор выветривания.

Как уже отмечалось, рассматриваемые коры выветривания имеют кварц-серицитовый состав. В нижних частях разреза кор выветривания хорошо видно, как по гранитоидам формируется кварц-серицитовая порода. В ней появляются новообразованные карбонаты, альбит, рудные минералы. Это породы, близкие березитам. Как они могли возникнуть? Условия их образования были, видимо, близкими к условиям образования березитов, только в одном случае растворы формировались за счет атмосферных осадков, а в другом — за счет гидротермальных растворов из магмы. Факт повышенных содержаний углекислоты в конце архей и начале раннего протерозоя признается сейчас большинством исследователей. Присутствие углекислоты в атмосфере,

как и других компонентов — аммиака, метана, частично кислорода, создает активную агрессивную среду, способствующую процессам выветривания. Температуры на поверхности Земли и давление также, очевидно, были достаточно высокими. По данным Ю.П. Казанского [11], температура для этого времени была 70—90°С, давление — до 15 атм. При высоких давлениях и температурах растворимость углекислоты увеличивается и раствор становится особенно агрессивным.

Все указанные параметры близки к условиям образования березитов. Поэтому вывод о том, что допротерозойские коры выветривания имели сходные (но не тождественные) условия образования с березитами достаточно корректен. Напрашивается вопрос, не являются ли эти образования вообще березитами, связанными своим происхождением с послемагматической деятельностью гранитных интрузий? Ответ может быть только отрицательный. По широкому масштабу своего проявления, по намечающемуся профилю кор выветривания, по тому, как коры выветривания в докембрии образуются по основным, средним и вообще любым породам можно говорить о том, что эти образования обязаны своим происхождением метеорным водам. Следует только отметить, что коры выветривания по основным породам изучены значительно хуже, чем по гранитоидам, и это нужно учесть в дальнейших исследованиях.

Подводя итоги, следует сказать, что процессы выветривания на рубеже поздний архей — ранний протерозой были интенсивными, о чем свидетельствуют мощные толщи переотложенных продуктов (мощность стойленской свиты более 1000 м). Коры выветривания в виде плаща дресвяников покрывали всю поверхность. Возможно, в верхней части такой коры формировались высокоглиноземистые минералы типа каолинита, но на обнаженной, лишенной растительности поверхности они не закреплялись и быстро смывались в бассейны.

Особо следует сказать об интересных образованиях, внешне напоминающих коры выветривания. Они очень близки описанным корам выветривания, но, как увидим ниже, совершенно иного происхождения. Разрез по скв. 5957 с подобными образованиями демонстрировался во время экскурсии на семинаре по метаморфогенному рудообразованию в Новом Осколе в 1980 г. в качестве типичного разреза кор выветривания. При детальном изучении это оказались зоны послемагматического изменения гранитоидов типа грейзенов внутри гранитного массива. Всего по разрезу отмечается несколько таких зон. Самая мощная, которая была представлена экскурсантам в качестве коры выветривания, достигает 10 м. Это рыхлая, жирная на ощупь, кварц-мусковитовая масса. Мусковит представлен крупными чешуйчатыми зернами (рис. 5). Гранитоиды возле таких зон пронизаны пегматитовыми жилами; в них широко встречаются инъекции мяскокрасного калиевого полевого шпата и крупные выделения массивного жирного кварца. Жилки крупночешуйчатого кварц-мусковитового агрегата выполняют вертикальные трещины в керне. Все эти данные с достаточной полнотой свидетельствуют о том, что подобные породы, напоминающие коры выветривания, представляют послемагматические



Рис. 5. Кварц-мусковит-полевошпатовая порода по гранитоидам ("грейзен"). Старооскольский район, скв. 5262, гл. 432 м.

метасоматические образования в гранитоидах. По своему характеру эти образования сильно отличаются от кварц-серицитовых кор выветривания. Во-первых, они формируются внутри гранитоидных массивов и по своему строению являются типичными околорудными изменениями пород. Во-вторых, основной минерал этих пород — крупночешуйчатый мусковит — резко отличается от мелкочешуйчатого серицита кор выветривания. Это типичный минерал послемагматического замещения пород типа грейзенов.

Наконец, очень важным признаком континентального перерыва мы считаем появление в разрезе таких вулканогенных образований, как тела кварц-порфиров. Они представляют собой мощные горизонты (до 30 м) темно-серых до черных пород с характерными выделениями мелко-, среднезернистого голубого кварца. Структура породы бластопорфировая. Порфиробласты представлены кварцем, альбитизированным плагиоклазом, калиевым шпатом с пертитами замещения. Основная масса серицит-кварцевая микролепидогранобластовой структуры. По химическому составу породы отвечают кварцевым порфирам, несколько перенасыщенным кремнеземом и щелочами. Верхние части кварц-порфировых тел испытали древнее докурское выветривание. По данным М.Н. Воскресенской [1] и Н.И. Гóбливкина [2], кварцевые порфиры подстилаются кварц-мусковитовыми сланцами — продуктами переотложенных кор выветривания. Таким образом, внедрение кварц-порфиров, видимо, происходило в континентальных условиях, и их формирование следует связывать с развитием континентальных перерывов [9], а не с геосинклинальными условиями спилит-кератофировых формаций, как предполагают некоторые авторы [7].

Описанные кварц-порфиры, очевидно, имеют генетическую связь с гранитоидными интрузиями.

Таким образом, вся сумма признаков в достаточной степени характеризует крупный континентальный перерыв на границе архея и нижнего протерозоя. Он, вероятно, имел большое структурное значение, разделяя разные тектонические этапы геологической истории региона: геосинклинальные в архейское время (михайловская серия) и прото-платформенные (протоавлакогенные) в раннем протерозое. О структурном значении предкурского перерыва впервые сообщил Б.М. Петров [14], отнеся структуры до перерыва и после перерыва к системе аркогенных.

Б.М. Петров одним из первых отказался от признания геосинклинальной природы структур КМА. Но надо сказать, что эта идея высказывалась не им одним и даже раньше его. Н.А. Плаксенко [16] железисто-кремнистые осадки курской серии относил к формациям платформенного типа. В.М. Чайка [19] подчеркнул роль сводово-глыбовых поднятий в формировании кор выветривания. Анализируя имеющийся материал, мы пришли к выводу о резком различии структур КМА на рубеже архей — ранний протерозой до континентального перерыва и после него. В позднем архее, до перерыва, структуры формировались в узких рифтогенных зонах, позднее превращенных в структуры типа геосинклиналей. О возможном существовании геосинклинального этапа свидетельствует далеко зашедшая в структурах дифференциация вулканогенного материала от основного состава до кислого (дичнянская свита преимущественно кислых эффузивов). Замыкание геосинклинали произошло к концу архея. К этому же времени следует относить и орогенную стадию развития геосинклинали, в течение которой произошло поднятие страны. На этот период падает перерыв в осадконакоплении и развитие кор выветривания. К этому же времени приурочено внедрение кварцевых порфиров. В эту стадию произошло формирование свода-пенеплена, на котором впоследствии на месте геосинклинальных прогибов сформировались невулканические структуры типа авлакогенов. Учитывая их специфику и древний возраст, их лучше называть протоавлакогенами, так же как и геосинклинали — протогеосинклиналями. В структурах типа авлакогенов формировались бассейны, в которых происходило накопление пород курской серии. В дальнейшем неравномерный рост сводовых поднятий в условиях тектонических напряжений обусловил смятие пород в складки и их метаморфизм.

Второй континентальный перерыв выделяется на границе курской и оскольской серий. Он известен по залеганию пород оскольской серии на размытой поверхности отложений курской серии. Континентальный перерыв выделяется во всех структурных регионах КМА, фиксируя тем самым широкое развитие оскольской серии по региону. Настоящих кор выветривания в этом интервале времени не обнаружено. Известны участки, где на границе оскольской и курской серий прослеживаются зоны повышенной серицитизации пород, а по железистым кварцитам курской серии, тоже на границе с оскольской серией, наблюдаются окисленные минералы железа (мартит, гематит). На участках железных

руд в зоны выветривания отмечаются кремнисто-сланцевые, серицито-гематитовые и кварцево-гематито-серицитовые с магнетитом разности. Гораздо шире известны метаморфизованные переотложенные продукты дооскольской коры выветривания. В первую очередь это различные кластогенные породы: конгломераты, гравелиты, песчаники, но чаще всего брекчированные разности железистых кварцитов.

Приведенный материал и многочисленные публикации с полной убедительностью доказывают реальность континентального перерыва в предоскольское время. Однако изученность этого перерыва остается слабой, и многие вопросы носят пока еще дискуссионный характер. Сложность решения вопроса о предоскольском перерыве кроется в недостаточной изученности стратиграфии верхней части курской серии, а также собственно оскольской серии. В связи с предоскольским перерывом необходимо сопоставить стратиграфические единицы оскольской серии — яковлевской, роговской, белгородской, тимской и курбакинской свит. В принятой в 1978 г. Межведомственной стратиграфической комиссией стратиграфической схемы в оскольской серии Белгородской структуры выделены яковлевская (200—500 м) и залегающая на ней белгородская (до 1500 м) свиты, в Тим-Ястребовской структуре — роговская (750 м) и аналог белгородской — тимская (до 2000 м) свиты. В Михайловском районе получила развитие курбакинская свита (до 1000 м). Все свиты между собой сопоставляются с трудом из-за имеющихся различий в составе отложений. Общее для отложений оскольской серии (в отличие от курской) — погрубение самих осадков, появление среди кварц-серицитовых, кварц-хлоритовых и других сланцев песчанистого или алевритового материала (и сами сланцы чаще называют алеврофиллитовыми), присутствие среди в общем-то черносланцевых пород слоев конгломератов и песчаников, а также и карбонатных пород. Для тимской свиты характерны горизонты основных эффузивных пород, для курбакинской — кислых. Есть данные о присутствии туфовых пород в белгородской свите.

При изучении континентальных перерывов особое внимание приходится обращать на базальные части свит, на их соотношения с подстилающими породами, на горизонты конгломератов, встречающихся в основании яковлевской, роговской и белгородской свит. Имеющийся в нашем распоряжении материал по сопоставлению яковлевской и коробковской (курская серия) свит в пределах Белгородского района свидетельствует об их согласном залегании. В этом, видимо, причина того, что оскольская серия была так поздно (1966 г.) выделена из состава курской серии.

В базальной части яковлевской свиты по нескольким скважинам отмечаются горизонты с повышенной песчанистостью. В единичных скважинах наблюдаются горизонты конгломератов. В разрезе скв. 1585 в базальной части свиты выделяются два горизонта конгломератов (инт. 913—921,4 м; 921,75—923,75 м), залегающих среди алеврофиллитовых сланцев и разделенных также небольшим прослоем (30 см) углисто-слюдистых тонкополосчатых алеврофиллитов. Сланцы, перекрывающие и подстилающие конгломераты, заметно осветлены за счет присутствия в породах кварц-серицитового материала, образовав-

шегося, по-видимому, в результате переотложения продуктов кор выветривания.

Контакты конгломератов с вмещающими породами четкие. В обломочном материале (до 80% от объема породы) преобладают часто удлинённые окатанные и полуокатанные гальки кварца белого и розового цвета (2—3 см, иногда 5—7 см), слабоокатанные гальки сланцев, редкие гальки железистых кварцитов, краснополосчатых гематитовых кварцитов и редких удлинённых зерен гематита. Цемент конгломератов состоит из тех же пород, что и галька; кроме них, в цементе отмечается хлорит, серицит, гематит, пирит. От большого присутствия в цементе хлорита и сланцевого материала цвет цементной части конгломератов темно-серый, мало чем отличающийся от цвета сланцевых пород яковлевской и коробковской свит.

Конгломераты в основании оскольской серии известны и в других местах, например в скв. 915 на Яковлевском участке. Е.М. Крестин [13] указывает скв. 706 на Тимском участке Петровско-Волотовской структуры, где достоверно установлены конгломераты в основании оскольской серии. Таким образом, предоскольский размыв пород можно считать установленным. Следует согласиться с мнением Е.М. Крестина о том, что это были локальные размывы прибрежных и островных поднятий, формирующихся в результате контрастных дифференцированных подвижек. Бассейн при этом был единым как для отложений курской, так и оскольской серии. Однако контуры этого бассейна, так же как и солевой состав воды, могли быть иными. Судя по широкому развитию карбонатных отложений в породах оскольской серии, можно предполагать, что бассейны оскольского времени были меньшего размера и более замкнутыми. Размыв отложений был, видимо, интенсивным, о чем говорят мощные толщи кластогенных пород, включая и кластогенные железо-сланцево-мартиновые руды.

В одной из последних работ Н.И. Голивкин с соавторами [3] пишет о крупном предоскольском размыве пород в Белгородском районе глубиной до 400 м. Перерыв в осадконакоплении был вызван местными поднятиями участков суши над поверхностью моря. На локальных поднятиях формировались коры выветривания, от которых в настоящее время сохранились следы в виде серитизированных зон и окисленных руд железистых кварцитов. О характере и составе кор выветривания можно судить по составу переотложенных продуктов. В отложениях оскольской свиты встречается хлоритоид. Так, по скв. 2520 на Висловском месторождении в толще переслаивающихся алеврофиллитовых сланцев и песчаников на глубине 882—955 м появляются скопления зерен хлоритоида, беспорядочно ориентированных к плоскости сланцеватости. В нижней части этой толщи встречаются зерна сидерита. Хлоритоид в виде длинных (0,2—0,4 мм) столбчатых порфириобластов или друзовидных кристаллов (длинные столбчатые кристаллы, выходящие из одного центра) рассеян по породе или собирается в тонкие полосы (рис. 6). Преимущественно развит в алеврофиллитах, но встречается и в песчанистых разностях. Зерна хлоритоида имеют высокий рельеф и характерные двойники. Цвет хлоритоида — светло-зеленый; плеохроизм — от светло-зеленого по N_p до бесцветного по N_g . Как известно,



Рис. 6. Столбчатые зерна хлоритоида в алевтрофиллитовых отложениях оскольской серии. Белгородский район, скв. 2520, гл. 885. Николи +, ув. 50

хлоритоид — железистый алюмосиликат ($\text{Fe}(\text{OH})_2 \text{Al}_2 \text{SiO}_5$). Для его образования исходная порода должна быть богатой железом и глиноземом и в то же время бедной магнием, кальцием и щелочами. Химические анализы (см. таблицу) подтверждают высокое содержание в породах глинозема и железа при низких значениях магния, кальция и несколько повышенном содержании калия. Обычно в подобных реакциях для образования хлоритоида в качестве глиноземистого минерала привлекают каолинит. Мы допускаем, что в корях выветривания яковлевской свиты могли формироваться минералы типа каолинита, позднее уничтоженные эрозией и в зоне метаморфизма превращенные в хлоритоиды. Высокое содержание калия связано с преобладанием в породах слюдяного материала.

Развитие в отложениях свиты высокоглиноземистых и железистых окисленных минералов говорит в пользу существования в предоскольское время зрелых кор выветривания. Это подтверждают и химические анализы. Кремневый модуль пород с хлоритоидом — 0,98. Вероятно, к этому времени атмосфера стала более кислородной и могли формироваться в больших количествах такие минералы, как гематит, каолинит и др. Однако на обнаженной поверхности Земли такие минералы долго не могли существовать в разрезе кор выветривания и смывались в бассейны.

Второй базальный горизонт, интересный с точки зрения установления перерывов, — горизонт конгломератов в основании белгородской свиты. По данным Н.И. Визирыкина [3], детально изучившего белгородскую свиту, песчано-конгломератовая пачка базальной части свиты имеет неповсеместное развитие. На Белгородском участке она представлена

чередованием кварцевых конгломератов и песчаников, на других участках породы фашиально замещают друг друга. Мощность всей толщи — до 200 м. Как и конгломераты яковлевской свиты, конгломераты белгородской свиты имеют линзовидную форму протяженностью от десятков до первых сотен метров и мощностью от нескольких метров до десятков метров. Конгломераты сложены плоско-вытянутой окатанной галькой кварца яшмовидного облика, в которой часто встречается гематит, хлорит, реже мартит. Цементирующее вещество зависит от подстилающих конгломераты пород: на железистых кварцитах — цемент рудный, на сланцах — серицит-хлорит-биотитовый.

Конгломератовые пачки базальной части белгородской свиты образовались вследствие размыва нижележащих толщ. Размыв, вероятно, был глубокий, ибо, по Н.И. Визирякину, белгородская свита местами залегает на железистых кварцитах коробковской свиты.

Процессы выветривания, судя по переотложенным продуктам кор выветривания, были интенсивными. Помимо широко известных в породах белгородской свиты окисленных минералов железистых руд, в них наблюдаются значительные скопления глиноземистых минералов. Так, в северной части Ольховатской синклинали, как сообщают Л.М. Штернова и Н.И. Голивкин [3], в белгородской свите встречена толща ставролит-кварц-мусковитых сланцев и массивных кварцито-песчаников с крупной вкрапленностью магнетита и крупночешуйчатого гематита. В отложениях белгородской свиты неоднократно встречается хлоритовид.

Анализ приведенного материала свидетельствует о большом сходстве базальных частей яковлевской и белгородской свит, обусловленных примерно одинаковым характером размыва отложений, а также о сходных чертах процессов выветривания пород. Много общего в составе самих отложений свит. Следует предположить, что отложения обеих свит образуют два цикла единого процесса осадконакопления, разделенного вследствие поднятия суши континентальным перерывом в предбелгородское время. Оба континентальных перерыва (предяковлевский и предбелгородский) носили межформационный характер. От структурных континентальных перерывов они отличаются тем, что во время их проявления не происходило сколько-нибудь значительных тектонических перестроек. Для них характерно стратиграфическое несогласие слоев, связанное с глубокими размывами отложений, и ограниченное по площади (но не по интенсивности) выветривание пород. Предоскольский (предяковлевский, предроговский) континентальный перерыв охватывал большие площади, чем предбелгородский, так как, судя по геологическим материалам, оскольский бассейн имел тенденцию к сокращению к концу нижнего протерозоя. В связи с предоскольским перерывом встает вопрос о сопоставлении белгородской, тимской и курбакинской свит, о их параллелизации. Если белгородскую и тимскую свиты по ряду признаков можно сопоставить, то сопоставление курбакинской и тимской вызывает много возражений.

Анализ имеющегося в нашем распоряжении материала также позволяет нам высказать несколько иное мнение о параллелизации

курбакинской и тимской свит. Наша точка зрения больше подтверждает взгляд Ю.С. Зайцева [8] о своеобразном характере курбакинской свиты. Действительно, отложения курбакинской свиты образуют толщину ритмично построенных терригенных пород, в которой отмечается неоднократная смена грубообломочных пород (песчаники, конгломерато-брекчии) на более тонкие породы (алевролиты, глинистые сланцы). При этом конгломерато-брекчии встречаются преимущественно в нижней половине разреза свиты. Н.А. Плаксенко [16], выделивший впервые эту свиту из состава курской серии, зафиксировал между ними угловое несогласие и продолжительный перерыв, о чем, по его данным, свидетельствуют значительные по мощности (до 60—70 м) пачки седиментационных конгломерато-брекчий.

Во всей толще наблюдается четыре-пять ритмов пород. Как правило, в основании ритма находится слой песчаников или конгломерато-брекчий, выше по разрезу переходящих в слои более тонко отсортированных пород: мелкозернистых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Состав пород свиты отражает черты переноса преимущественно местного материала, вероятно, в ограниченный по размеру эпиконтинентальный бассейн. Действительно, в составе обломочной части пород очень много слабо окатанных обломков или совсем неокатанных, таких, как неокатанные обломки железистых и безрудных кварцитов, остроугольные обломки гематита, обломки кварца мозаичной структуры и т.д. Причем материал этот распространен по всей вертикали разреза, то концентрируясь в отдельных слоях, то рассеиваясь в виде обломков в породе. Чужеродный, привнесенный издалека материал — зерна хорошо окатанного кварца, который опять-таки разлит во всех разностях отложений курбакинской свиты, хотя наибольшие его концентрации содержатся в песчаниках.

Конгломерато-брекчии — очень характерные породы свиты — представляют собой породу темно-серого цвета с красноватым или зеленоватым оттенком. Характерный признак породы — крупные остроугольные обломки красного гематита, ярко выделяющиеся на сером фоне. Обломочная часть конгломерато-брекчий представлена округлыми зернами железистых и безрудных кварцитов, песчаников, кварца. Размеры обломков различны и колеблются в широких пределах от долей миллиметров до первых единиц сантиметров, а в отдельных случаях и более крупные. Степень окатанности обломков неодинакова. Сравнительно хорошо окатаны гальки кварца и кварцитов. Обломки железистых кварцитов окатаны слабо, а обломки гематита, как уже отмечалось, окатаны совсем слабо и часто представляют собой разносторонние остроугольные треугольники. Обломочная часть составляет 60—80% объема породы, на долю цемента приходится 20—30%. Цементом в породе служит кластический материал, представленный серицит-кварцевым, хлорит-кварцевым и карбонатно-кварцевым веществом. Для него характерна лепидобластовая или микропорфиρο-кластическая структура за счет присутствия в породе мелких зерен кварца или полевых шпатов. В средней части разреза свиты встречаются горизонты полосчатой конгломерато-брекчии, в которой тонкие вытянутые по сланцеватости магнетито-гематитовые слойки переме-

жаются слоями тонко вытянутых по сланцеватости кварцитов, состоящих из мелких зерен мозаичного кварца. В них тонкими прослойками наблюдаются вытянутые по сланцеватости чешуйки серицита.

Песчаники представляют собой породу от крупнозернистого до мелкозернистого строения. Обломочная часть песчаника сложена крупными зернами окатанного и полуокатанного кварца (до 1—2 мм) с неровными краями, корродированными цементирующим веществом. Под микроскопом отмечается во многих зернах кварца волнистое угасание. Более мелкие обломочные зерна сложены редкими частицами слегка серицитизированного плагиоклаза и отдельными кристаллами калишпата, магнетита и гематита. Цемент в песчаниках базальный, мелкокристаллический по составу кварц-серицитовый и кварц-карбонатный.

Алевролиты в разрезе свиты наиболее распространенная литологическая разность. По составу и строению они мало чем отличаются от песчаников, разве только мелким размером обломочной части породы. Поэтому породу лучше всего называть мелкозернистым песчаником, хотя макроскопически она выглядит как алевролит. Таким образом, между песчаником и алевролитом устанавливается сходство, которое, видимо, свидетельствует о едином источнике сноса, но несколько разных фациальных условиях образования породы.

Кристаллические сланцы имеют широкое развитие. Это тонкополосчатые породы серого цвета. По составу — это кварц-серицитовые или кварц-карбонатные (или кварц-хлоритовые) породы. Иначе говоря, сланцы представляют собой более тонко отсортированные цементирующее вещество песчаников и алевролитов без обломочной части или с редкими мелкими зернами кварца.

Другая составная часть отложений курбакинской свиты — вулканогенные кислые породы типа кварцевых порфиров, распространенные преимущественно в нижней части отложений свиты. В.Д. Полищук отводит им главную роль в формировании всего разреза курбакинской свиты. Нам представляется более ограниченной роль вулканогенных пород в отложениях свиты; основная масса пород в разрезе имеет терригенное происхождение, хотя, вероятно, в них имеется примесь вулканогенного (возможно, пеплового) материала. В разрезах, как правило, отмечается один горизонт кварцевых порфиров и их туфов.

Кварцевые порфиры представляют собой плотную, порфирового строения породу красно-коричневого цвета. Макроскопически — это афанитовая разность породы, на поверхности которой четко выделяются порфировые выделения кварца и полевого шпата. Кварц в порфировых выделениях наблюдается в виде крупных (0,01—0,2 мм), округлой формы зерен, изъеденных с краев цементным веществом. Фенокристаллы кварца раздроблены и превращены в мелкозернистые мозаичного характера агрегаты. Зерна полевого шпата представлены в основном крупными кристаллами калиевого полевого шпата. Основная масса породы состоит из тонковолокнистого агрегата зерен серицита, кварца, рудного вещества и хлорита. Текстура основной массы сланцеватая, структура лепидобластовая.

Туфы кварцевых порфиров по своему строению напоминают

песчаники. Обломочная часть этих пород состоит из окатанных и полуокатанных крупных зерен кварца, подвергшихся катаклазу, а также редких зерен калишпата. Цементом породы служит агрегат кварц-серицита, иногда с примесью карбоната. Породы, похожие на туфы, встречаются в песчаниковых разностях по всему разрезу. Действительно, в песчаниках верхних частей разреза свиты обломочной части пород помимо кварца часто встречаются обломки калишпата и плагиоклаза. Вероятно, это обломочная часть размываемых покровов кислых пород, окаймляющих бассейн сноса. Поэтому можно сказать, что кислые породы в этом регионе были широко развиты и, видимо, существовали в течение длительного интервала времени.

Согласно последней стратиграфической схеме, курбакинская свита параллелизуется с тимской свитой оскольской серии. Рассмотренный нами материал в этом плане свидетельствует не в пользу такой параллелизации. Тимская свита, установленная в Старооскольском районе В.Д. Полищуком в 1964 г., залегает на породах щигрово-оскольской (роговской) свиты согласно через горизонт кварцевых песчаников и вместе с последними выделяется в оскольскую серию [17]. В составе тимской свиты встречены как нормальные терригенные образования, так и вулканогенные. Нижняя часть этой свиты насыщена эффузивными породами, представленными пластообразными телами диабаз-порфиритов, андезит-порфиритов и амфиболитов. Метабазиты были установлены по многочисленным скважинам. Верхняя часть разреза тимской свиты сложена терригенными, ритмично сложенными кварцево-сланцевыми сланцами, шунгитоподобными углистыми породами и метапесчаниками. Можно отметить, что появление эффузивов основного состава указывает на усилившиеся тектонические движения.

Некоторыми скважинами в составе вмещающих метабазиты пород вскрыты прослои углистых пород, представляющих собой типичные шунгиты, что свидетельствует о весьма своеобразных условиях, существовавших в период накопления осадков этой толщи. Можно предположить, что накопление проходило в лагунно-континентальных условиях, отвечающих новому этапу в развитии курского бассейна.

Таким образом, отмечается большое различие в литологическом составе свит. В курбакинской свите в достаточной мере развиты грубообломочные терригенные породы, в тимской преобладают черносланцевые толщи с обилием углистого вещества. Различен также и вулканизм. В курбакинской свите вулканические породы кислого состава, в тимской — основного, реже среднего. Пород кислого состава в тимской свите нам не известно. Все эти данные убедительно свидетельствуют о резком различии в составе свит.

Курбакинская свита характеризуется своеобразным литологическим составом, резко отличным от других протерозойских отложений КМА. Отложения свиты, вероятно, возникли в эпиконтинентальном бассейне за счет размыва местных пород железистых и безрудных кварцитов и недалекого их переноса. Следы дальнего переноса несет только кварц. Попытки представить эту свиту в оскольской серии протерозоя на одном стратиграфическом уровне с тимской свитой, по нашему мнению, не обоснованы. И по литологическому составу (курбакинская типично

терригенно-обломочная толща, а тимская черносланцевая), и по характеру вулканизма (кислый вулканизм в курбакинской, основной в тимской) свиты резко различны.

Обилие продуктов кор выветривания в основании свиты (гематит в конгломерато-брекчии, кварц-серицит-хлоритовый цемент осадочных пород) свидетельствуют о предкурбакинском перерыве в осадконакоплении, перемыве этого материала и последующем переотложении. Широкое распространение по латерали и вертикали выветрелого материала доказывает большие мощности образовавшихся кор выветривания и большое их развитие по площади.

Все приведенные данные свидетельствуют в пользу выделения курбакинской свиты в самостоятельную серию, залегающую выше оскольской.

ВЫВОДЫ

Четко выделяемые континентальные перерывы в районе КМА были разными по своему характеру. Нижний перерыв на границе архея и нижнего протерозоя (предкурский) имеет структурное значение. Он отделяет нижний геосинклинальный этап (михайловская серия) от верхнего протоплатформенного (курская серия). Подобные перерывы предлагается называть структурными континентальными перерывами.

Континентальные перерывы выделяются по сумме геологических признаков — структурным (угловым и стратиграфическим несогласиям, различию в структурном плане до и после перерыва), литологическим (развитию кор выветривания, накоплению высокоглиноземистых образований в переотложенных продуктах кор выветривания, появлению олигомиктовых кварцевых пород в базальной части разреза — конгломераты, песчаники) излияниям наземного вулканизма. Все признаки с достаточной полнотой устанавливаются для описываемого перерыва. Наиболее характерные из них — коры выветривания. Для описываемого перерыва они имели своеобразный кварц-серицит-мусковитовый состав, что, видимо, обусловлено специфичными физико-химическими условиями (повышенное содержание в атмосфере углекислоты, высокие температуры — 70—100°C и давление — 15 атм). Параметры образования таких кор выветривания близки к условиям формирования послемагматических изменений пород, известных под названием березитов. Различия здесь заключаются в том, что коры выветривания образуются в результате действия метеорных вод, тогда как березиты — продукты гидротермальных растворов. Коры выветривания подобного типа формировались в этот период времени также на Украинском и Балтийском щитах.

Второй предоскольский перерыв имеет более ограниченное развитие. Он характеризует зоны размыва между оскольской и курской сериями. В связи с новой стратиграфической схемой, утвержденной Межведомственной стратиграфической комиссией (1978 г.), подобный перерыв устанавливается в основании белгородской свиты, т.е. внутри оскольской серии.

Особое место занимает континентальный перерыв в предкурбакинское время. Согласно нашим представлениям, курбакинская

свита — самое верхнее стратиграфическое подразделение нижнего протерозоя, отложения которого возникли в обособленном эпиконтинентальном бассейне. Об этом свидетельствует плохо окатанный и плохо отсортированный кластический материал мощных чачек конгломератобрекчий, состоящий преимущественно из местных пород. Формирование отложений курбакинской свиты стало завершающим этапом осадко-накопления в нижнем протерозое района КМА.

Таким образом, все континентальные перерывы оскольско-курбакинского времени (предоскольский, предбелгородский и предкурбакинский) характеризуют локальные зоны размыва. Своей последовательностью они фиксируют регрессивную стадию развития нижнепротерозойского бассейна.

Коры выветривания оскольско-курбакинского времени, соответствующие континентальным перерывам этого периода, были локальными по площади распространения и более зрелыми по своему составу. Судя по окисленным минералам железа в атмосфере в это время мог существовать в достаточном количестве кислород. В верхних частях таких кор выветривания могли формироваться высокоглиноземистые минералы типа каолинита, которые долго не задерживались на обнаженной поверхности континентов и сносились в бассейны. Интенсивно проявленные процессы выветривания в это время свидетельствует о континентальных режимах, связанных, очевидно, с постепенным уменьшением размеров бассейнов и с их исчезновением.

В заключение следует сказать, что на примере изучения нижнепротерозойских кор выветривания можно проследить эволюцию процессов выветривания в протерозое. Кварц-серцит-мусковитовые коры выветривания на границе архей—нижний протерозой с ничтожным содержанием высокоглиноземистых минералов сменяются в предоскольское время корами выветривания более зрелого состава.

Литература

1. *Воскресенская М.И.* Древние поверхности и коры выветривания в докембрийских породах КМА. — Сов. геология, 1968, N 9, с. 14—32.

2. *Голышкин Н.И.* О докембрийских корях выветривания КМА. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975, с. 134—139.

3. *Голышкин Н.И., Штернова Л.М., Дунай Р.И.* и др. Стратиграфия протерозойских эффузивно-осадочных образований Белгородского района КМА. — В кн.: Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1977, с. 3—9.

4. *Головенко В.К.* Высокоглиноземистые формации докембрия. Л.: Недра, 1977. 267 с.

5. *Грайзер М.И.* Диагностика континентальных эпох и перерывов в позднем

докембрии на примере Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. — Литология и полез. ископаемые, 1982, N 2, с. 104—109.

6. *Гусельников В.Н.* Генетические проблемы железорудных формаций КМА. М.: Наука, 1972. 225 с.

7. *Зайцев Ю.С.* Михайловская серия Белгородского железорудного района и некоторые вопросы стратиграфии докембрия Воронежской антеклизы. — В кн.: Тр. III совещ. по проблеме изучения Воронежской антеклизы. Воронеж. ун-т, 1966, с. 21—28.

8. *Зайцев Ю.С.* Стратиграфия и некоторые черты геологии Белгородского железорудного района КМА: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Воронеж: Воронеж. ун-т, 1969. 30 с.

9. *Ипатов М.М.* Диагностика континентальных перерывов в районе Воронеж-

ского кристаллического массива. — В кн.: Тез. докл. XII Всесоюз. литол. совещ. Новосибирск, 1981, с. 116—118.

10. *Игатов М.М., Костюк И.М.* Кислый вулканизм в докембрии Воронежского массива (район КМА). — В кн.: Тез. докл. V Всесоюз. палеовулканол. симпоз. Черкассы, 1981, ч. 1, с. 75.

11. *Казанский Ю.П.* Выветривание и аллитообразование в истории Земли. — В кн.: Поведение рудогенных элементов в опорных профилях выветривания. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1982, с. 19—25.

12. *Коржинский Д.С.* Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953, с. 332—452.

13. *Крестин Е.М.* Докембрий КМА и основные закономерности его развития. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1980, N 3, с. 3—18.

14. *Петров Б.М.* Тектоническое положение докембрийских кор выветривания Воронежского кристаллического массива. — В кн.: Докембрийские коры

выветривания. М.: ВИМС, 1975, с. 127—133.

15. *Петров Б.М., Кононов Н.Д.* Метаморфизованные кокурские коры выветривания и продукты их переотложения в основании протерозоя на территории КМА. — В кн.: Литогенез в докембрии и фанерозе Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1977, с. 30—43.

16. *Плаксенко Н.А.* Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1966. 254 с.

17. *Полищук В.Д., Голявкин Н.И., Зайцев Ю.С.* и др. Геология, гидрогеология и железные руды бассейна КМА. М.: Недра, 1970. Т. 1. Кн. 1. 291 с.

18. *Сидоренко А.В.* Докембрийские коры выветривания поверхности выравнивания и эпохи континентальных перерывов в истории докембрия. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975, с. 5—15.

19. *Чайка В.М.* Докембрийские коры выветривания и тектоника. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975, с. 34—51.

УДК 551.311.231:551.71/72(470)

Л.А. Игнатьева, А.С. Корякин, Л.Д. Нащечкина

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ НА БАЗАЛЬТАХ КАРЕЛИД КАРЕЛИИ И ДЕВОНА ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Изучение древних кор выветривания, реликты, которых сохранились как на Балтийском щите, так и на Воронежской антеклизе, дает возможность установить сходство и различие процессов корообразования в докембрии и фанерозе. Работы последних лет [6—14, 16] доказали связь кор выветривания с морфоструктурами и континентальными перерывами. По ряду регионов выделены крупные эпохи корообразования и показана связь с этими эпохами полезных ископаемых. Однако, несмотря на большое количество работ по древним корам выветривания, существует ряд принципиальных разногласий. Одна группа ученых утверждает принципиальное сходство геохимических факторов гипергенеза и корообразования на протяжении всей геологической истории Земли, выделяя тем самым среди древних метаморфизованных кор тот же зональный профиль выветривания, что и в фанерозе [17]. Эти исследователи предполагают в докембрийских породах нахождение высокоглиноземистых минералов и месторождений бокситов [16, 18]. Другие ученые считают, что принцип актуализма неприемлем для выделения формации кор выветривания в докембрий-

ских и фанерозойских породах и показывают, что в геологической истории Земли происходила эволюция обстановок корообразования, которая хорошо согласуется с представлениями об общей эволюции осадочного процесса [9, 10].

В пределах Балтийского щита и Воронежской антеклизы наиболее полно изучены докембрийские коры выветривания, развитые на гранитах, и менее изучены коры выветривания на основных породах. Причина этому, по-видимому, та, что основные породы часто в значительной мере изменены постмагматическими процессами, которые приводят к сходным преобразованиям породы (хлоритизация, пропилизация, карбонатизация, окварцевание), наблюдаемым в нижней зоне профиля выветривания основных пород. Наложенный на измененные тем или иным процессом породы метаморфизм препятствует выявлению их изначального состава. Поэтому, вероятно, изученные многими авторами докембрийские коры выветривания на основных породах характеризуются хлоритовым или кварц-хлоритовым составом. В имеющихся работах по древним корам выветривания до сих пор нет четких критериев для выделения метаморфизованных кор выветривания и кор выветривания по метаморфическим породам. Применяемый многими исследователями метод пересчетов химических анализов без учета петрографических и геологических факторов может привести к неправильному толкованию процессов, происходящих в породах под влиянием различных факторов.

Для решения ряда спорных вопросов, связанных с условиями формирования и эволюции кор выветривания в докембрии, приобретает большое значение изучение вторичных комплексов минералов, сформировавшихся на основных породах в процессе выветривания и метаморфизма. При одинаковых условиях выветривания продукты выветривания основных пород должны быть более обогащены глиноземом, чем выветрелые продукты гранитов, так как в основных породах отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ниже (2,8—3,1), чем в гранитах (4,7—5).

Основные породы обладают более слабой проницаемостью для водных растворов, чем граниты, поэтому переходная зона от бокситоносной коры к неизменным породам имеет очень незначительную мощность, что также создает благоприятный фактор для выявления зрелых кор выветривания на докембрийских основных породах. Многие исследователи объясняют отсутствие глиноземистых кор выветривания в докембрии якобы их размывом. Если встать на эту точку зрения и учитывать малую мощность переходной зоны, то вряд ли вообще можно говорить о нахождении каких-либо кор. При таких условиях мы всюду будем иметь дело с начальными стадиями разложения пород, которые оказались стойкими к процессу денудации.

Но в фанерозое мы всюду встречаемся с мощными корами выветривания на основных породах как бокситоносными, так и никеленосными. Возникает вопрос, вправе ли мы полностью переносить процессы выветривания, происходящие в фанерозойское время, на докембрий. Есть ли в этих процессах что-либо общего или они протекают в каждой эпохе по своим законам? На основе анализа девонских кор выветривания на базальтах и возможных кор выветривания на ятулийских базальтах

Карелии мы попытались в настоящей статье внести ясность в ряд спорных вопросов. С этой целью нами был проанализирован материал многолетних исследований по корам выветривания на базальтах Воронежской антеклизы [2, 4, 5, 8, 12] и материал по древним корам выветривания, собранный ранее одним из авторов статьи [7] и позднее дополненный совместным наблюдением всех авторов летом 1982 г.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ КАРЕЛИД КАРЕЛИИ

По данным многих исследователей докембрия Балтийского щита [7, 11, 14, 15], начиная с ятулия значительная часть территории Балтийского щита вступила в платформенный режим геотектонического развития. В это же время отмечается широкое развитие вулканической деятельности, в результате которой сформировались мощные лавовые комплексы, среди которых выделяются нижнеятулийские, среднеятулийские и верхнеятулийские. Эти комплексы на большей части территории Восточной и Южной Карелии имеют много общих черт и сложены многочисленными лавовыми потоками и покровами базальтов с прослоями туфов того же состава. Среди мощных покровов базальтов наблюдаются дайки и силлы габбро-диабазовых пород. Между средним и верхним ятулием наступает непродолжительный перерыв, в результате которого могли образовываться коры выветривания. Именно в это время происходила перестройка территории Южной Карелии с формированием радиальных флексур, которая предопределила заложение седиментационного бассейна с терригенным и терригенно-карбонатным осадконакоплением. Дальнейшее проявление вулканизма началось в верхнем ятулии с излиянием массивных и шаровых базальтов и габбро-диабазов.

Таким образом, незначительный перерыв и перестройка тектонического плана Восточной и Южной Карелии перед верхним ятулием должны были способствовать образованию кор выветривания *in situ* и их последующему размыву и переотложению в зарождающем бассейне седиментации. Широкое проявление верхнеятулийского вулканизма способствовало захоронению, а не размыву образовавшихся кор и переотложенных продуктов выветривания и их дальнейшей сохранности.

В разрезе о-ва Ому-Сари на Сегозерской структуре предполагается нахождение древних кор выветривания (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Черные плотные массивные базальты	видимая 5
2. Черно-зеленые массивные базальты	3
3. Хлоритизированные зеленые базальты, местами с миндалинами, заполненными карбонатами, хлоритом	2
4. Окварцованные сливные полнокристаллические породы с многочисленными микропрожилками кварца	3
5. Базальты зеленые хлоритизированные, миндалины выполнены карбонатом, эпидом, кварцем	3
6. Хлоритовые сланцы	1
7. Сильно рассланцованные хлоритовые сланцы; по плоскостям напластования развиты травертиновые кремнистые корки	0,5
8. Хлоритовые сланцы в верхней части имеют хлорит-монтмориллонитовый глинистый прослой с миндалинами цеолитов

При микроскопическом исследовании выделяются следующие зоны минеральных преобразований (снизу вверх).

1. Массивные черные metabазальты представлены метаморфизованными полнокристаллическими породами долеритовой, а иногда офитовой структур. Основные породообразующие минералы — плагиоклаз и пироксен — в значительной степени изменены. Плагиоклаз представлен главным образом лабрадором с хорошо выраженными двойниками. По всей породе наблюдается образование альбита по основному плагиоклазу и замещение анортитовой составляющей минералами группы эпидота и цоизита. Цветной минерал представлен гиперстен-авгитом, который замещается крупночешуйчатым хлоритом с аномальной интерференционной окраской, низким двупреломлением и тонкоигольчатым актинолитом и кальцитом. Встречаются более крупные порфиновые выделения пироксена, представленные гиперстеном, содержащим мелкие пластинчатые включения титаномагнетита и эпидота. Стекло в интерстиции замещено изотропным, слабо плеохроирующим хлоритом. Эпидот и цоизит широко распространены в породе, образуя отдельные изометрические включения, иногда заполняют вместе с кальцитом миндалины и пустоты. Имеются крупные выделения титаномагнетита.

2. Полностью исчезает основной плагиоклаз, который в результате дезанортитизации превращается в альбит (N 7). Гиперстен-авгит сохраняет реликтовую структуру, но полностью замещается агрегатом хлорита, актинолита и кальцита. Гиперстен сохраняет свои кристаллографические очертания, но также замещается хлоритом и кальцитом. Несмотря на значительную хлоритизацию, сохраняется реликтовая структура. Хорошо сохраняются акцессорные минералы: титаномагнетит, сфен, апатит.

3. Последующая стадия изменения породы выражена в сосюритизации плагиоклаза и образовании агрегата новообразованного плагиоклаза, кварца, хлорита, гидрослюда, эпидота, цоизита и серицита. Отдельные участки сохраняют диабазовую реликтовую структуру.

4. Наиболее сильные изменения наблюдаются в верхней части разреза, где породы рассланцованы и превращены в хлоритовые сланцы. Диабазовая структура в этих породах не сохраняется, однако крупные реликтовые зерна эпидота, цоизита и титаномагнетита присутствуют. В отличие от нижележащих зон здесь наблюдается большое разнообразие хлоритов. Крупнопластинчатый хлорит с аномальной интерференционной окраской и низким двупреломлением, по-видимому, образован при метаморфических преобразованиях пироксенов. Иногда полностью замещает гиперстен. По этому хлориту также образуется хлорит с бледной желтовато-зеленой окраской, не плеохроирует или слабо плеохроирует, двупреломление высокое $N_g - N_p = 0,007$. Много бурозеленых коломорфных пятен, представляющих собой, вероятно, продукты разрушения хлоритов, в результате чего происходит вынос гидроокислов железа. По полевошпатовой бесструктурной массе образуется гидрослюдисто-хлоритовое вещество с показателем преломления по N_g — 1,585, по N_p — 1,563, образующее вермикулитоподобные сростки.

По плоскостям сланцеватости образуются примазки и уплощенные миндалины, выполненные доломитом или волокнистыми разностями кристаллов роговой обманки, с которыми ассоциируют листочки талька, антигорита и тремолита. Кварц в породе, по-видимому, двух генераций. Вторичный, связанный с более поздними гидротермальными процессами, который встречается в виде тонких мелких прожилков. По границе этих прожилков всюду образуется эпидот, пренит, кальцит. Вверх, по разрезу гидротермальный кварц заполняет миндалины и пустотки в породе. Другой кварц, вероятно, образован в результате разложения плагиоклаза и последующей перекристаллизацией при метаморфизме. Этот кварц чаще всего встречается в верхней зоне. Хлоритовые сланцы в самой верхней зоне превращены в гидрослюдистомонтмориллонитовый хлоритовый агрегат, на поверхности которого наблюдаются трещины усыхания, заполненные доломитом. В глинистой массе наблюдается образование цеолитов в виде миндалин (филлипсит?). Аналогичные зоны изменения выделяются в кровле базальтовой толщи на о-ве Маккон-Сари.

Разрез среднеятулийских отложений в районе оз. Селецкого. Здесь, по данным А.П. Светова [14, 15], максимальная мощность среднеятулийских вулканитов 200 м. Лавовые потоки переслаиваются с маломощными горизонтами туфоалевролитов и силицитов. Наблюдается выклинивание потоков на юг и юго-восток, где мощность лавового поля составляет всего 76 м. Мощность выветрелых пород в кровле лавовых образований составляет 2 м. Изучение шлифов показало, что эта зона более мощная и имеет стадии последовательного изменения минерального состава породы (снизу вверх).

1. Неизменные базальты. Основные породообразующие минералы — плагиоклазы (лабрадор-андезин). Очень часты двойники по альбитовому закону. Центральные участки плагиоклазов сосюритизированы. Пироксен представлен авгитом и гиперстеном. По пироксену развиваются пластинки хлорита с аномальной интерференционной окраской и иголочки актинолита. Сохраняются реликтовые зерна оливина, замещенные эпидотом и антигоритом. Структура офитовая и диабазовая.

2. Выше по разрезу появляется биотит, который развивается по хлориту, замещающему пироксену, часто развивается совместно с хлоритом. Отдельные участки представлены чисто полевошпатовой породой с редкими кристаллами в основной массе хлоритизированных пироксенов, листочков светлой слюды и биотита. Полевой шпат представлен альбитом, реже андезин-лабрадором. Присутствующие здесь в большом количестве рудные минералы ильменит и титаномагнетит в значительной мере лейкоксенизированы. Лейкоксен встречен в виде мелких изометричных зерен. Структура породы хорошо сохранена. В породе много кальцита, который замещает миндалины.

3. В последующей зоне резко меняются формы зерен полевых шпатов. Вместо удлинённых призматических форм здесь развиты альбитизированные и сосюритизированные кристаллы с нечеткими лапчатыми расплывчатыми контурами. Пироксен замещен хлоритом и альбитом. Много мелких выделений эпидота и кальцита. Хлорит замещает не

только темноцветные, но развивается также по разрушенным зернам плагиоклаза. По хлориту развита гидрослюда в виде отдельных микровыделений и листочков.

4. В следующей зоне плагиоклаз полностью замещается мелкоагрегатным альбит-хлоритовым веществом. В основной массе много хлорит-монтмориллонитовых минералов и микростяжений кварца. Гидрослюда развивается по хлориту. Совместно с гидрослюдой наблюдаются листочки биотита. Много карбоната в виде микрозерен кальцита.

5. Рассланцованные хлорит-гидрослюдистые породы. Имеются каплевидные натеки бурых окислов железа, которые образуются по хлориту. Реликтовые структуры базальтов хорошо видны. Изредка встречаются крупные, не полностью разложенные кристаллы гиперстена. Гиперстен расщеплен на отдельные пластинки и совместно с листочками хлорита располагается по сланцеватости. В пустотах встречается кварц, карбонат. Эти измененные вторичными процессами базальты перекрыты кварц-биотитовыми сланцами, содержащими обломочные зерна плагиоклаза, альбита, микроклина, кварца, биотита, хлорита, карбоната.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ НА БАЗАЛЬТАХ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Верхнедевонский платформенный вулканизм проявился широко на всей Русской платформе. Его проявление связано со значительными тектоническими перестройками, происходившими с конца живетского до конца франского времени. Первая фаза вулканизма на Воронежской антеклизе была преимущественно эксплозивная, что привело к накоплению мощных толщ различных туфов, среди которых имеются незначительные по площади и мощности потоки базальтов. Вулканические аппараты располагались вдоль долгоживущих глубинных разломов и часто носили унаследованный характер.

Вторая фаза вулканизма проявилась со значительным перерывом от первой и носила преимущественно эффузивный характер. Вулканические аппараты располагались в местах пересечения древних глубинных разломов с молодыми девонскими разломами и имели трещинный тип излияния. Выявлено шесть основных площадей верхнедевонских базальтов; петрографический состав и районы их распространения описаны в ряде работ [2, 12]. Базальты перекрываются терригенной верхнемамоновской толщей, в которой часто содержатся обломки базальтовых лав и перетолженные продукты их выветривания. Там, где мамоновская толща отсутствует, в кровле базальтов лежат тонкослоистые глины нижнего карбона. Между первой и второй фазами вулканизма фиксируется перерыв, во время которого происходило образование латеритной коры выветривания [3, 4, 7, 8, 12].

Изучение многих разновидностей и типов пород вулканогенно-осадочной толщи позволило нам установить, что наиболее благоприятным субстратом для бокситоносных латеритных кор выветривания были пористые туфы типа игнимбритов. Именно в этих туфах отмечаются хорошо окристаллизованные формы каолинита, бёмита, и диаспора.

Бёмит и диаспор располагаются в виде слабо окристаллизованных зерен в микропорах литокластов, образовавшихся за счет первичной раскристаллизации стекла. Дифрактограммы фракций $< 0,001$ мм, выделенных из туфов мулинского времени, показывают присутствие минералов свободного глинозема не только в верхней зоне коры выветривания, но и по всему профилю.

На базальтах, так же как и на туфах, развиты латеритные коры выветривания с хорошо выраженной зональностью. Мощность коры выветривания не превышает 20 м. В тех случаях, когда кора выветривания развивается на маломощных покровах базальтов, зональность, как правило, отсутствует, и сами базальты целиком разложены и представлены конечными продуктами выветривания. В районе с. Нижний Мамон описана зональная кора выветривания [11] на базальтах, залегающая на зрелой коре выветривания эффузивно-осадочных пород первой эксплозивной фазы вулканизма (сверху вниз):

	Мощность
1. Глинистые осадки S_1	5,2—21,75
2. Латеритизированный базальт	21,75—25,35
3. Гидрохлоритизированный базальт	25,35—28,3
4. Неизменный базальт с прожилками карбоната по трещинкам	28,3—35,8
5. Кора выветривания по эффузивно-осадочным породам	35,8—44,7

В пределах Павловского района Ростовской области (скв. 227а, 2601) также имеется латеритная кора выветривания базальтов, перекрытая мамоновской терригенной толщей.

Во всех изученных разрезах слабо измененные базальты представлены черными и черно-зелеными плотными афанитовыми породами. Главные породообразующие минералы представлены призматическими кристаллами плагиоклаза андезин-лабрадора, моноклинным пироксеном, авгитом, образующим короткие призмы; стекло замещено хлоритом. Рудные минералы рассеяны по основной массе, иногда образуют скопления в интерстициях вместе с хлоритом; представлены магнетитом. Структура основной массы офитовая и интерсертиальная. В верхней части зоны слабо измененных базальтов наблюдаются многочисленные прожилки кальцита. По хлориту и авгиту развиваются чешуйки гидрохлорита. Вокруг кристаллов авгита появляются бурые железистые налеты и стяжения гидроокислов железа, которые окрашивают всю породу в грязно-зеленый цвет. Гидроокислы железа появляются также в виде корочек и пленок в основной массе.

Гидрохлоритизированный базальт имеет вид плотной зеленой глины. Под микроскопом структура базальта хорошо видна. В этой зоне основная роль принадлежит новообразованным глинистым минералам: гидрохлориту и монтмориллониту. Гидрохлорит развивается по хлоритизированному стеклу миндалин, а также образует псевдоморфозы по авгиту. Он характеризуется ярко-зеленым цветом и хорошо выраженным плеохроизмом: $N_g = 1,560$, $N_p = 1,540$. Этот хлорит отличается своей яркой интерференционной окраской от первичного хлорита, развивающегося по стеклу миндалин ($N_m = 1,61$ с аномальной интерференционной окраской). По плагиоклазу развиваются мелкочешуйчатые агрегаты монтмориллонита со слабо выраженным плео-

хроизмом от бледно-зеленого до бесцветного по $N_g = 1,549$, $N_p = 1,517$, $N_g - N_p = 0,032$. Показатель преломления очень неустойчив и меняется в пределах зоны, что связано, вероятно, с последующим процессом дегидратации. По всей зоне присутствует много карбонатов и гидроокислов железа. Ильменит и магнетит хорошо сохраняются в этой зоне.

Латеритизированные базальты представлены охристо-каолининовой зоной с гиббситом. Цвет породы коричневато-бурый. Структура базальтов сохраняется. Особенно хорошо видна шаровая отдельность базальтов, подчеркнутая зональным распределением продуктов выветривания. Основной минерал зоны — каолинит, развивающийся по гидрохлориту и по монтмориллониту. Каолинит замещает плагиоклазы и часто находится в ассоциации с монтмориллонитом. Базальтовая структура подчеркивается новообразованными железистыми минералами: гематитом и гётитом. Миндалины заполнены гематитом и гиббситом.

В самой верхней зоне базальты превращены в рыхлую бесструктурную железисто-глинистую массу с минералами свободного глинозема. Гиббсит в этой зоне распределен неравномерно, развивается по основной массе и каолинизированным плагиоклазам.

По ряду скважин Павловского района в верхней зоне по плагиоклазу развивается не гиббсит, а диаспор. Гиббсит и диаспор развиваются по тонкочешуйчатому каолиниту и имеют слабо окристаллизованные формы. В самой верхней части зоны латеритизированных базальтов среди рыхлых продуктов, представленных в основном гидрогётитом, гётитом, лейкоксеном, и каолинитом, дифрактограмма показывает на присутствие в этой зоне бёмита. Возможно, что минералы окиси и гидроокиси железа содержат изоморфную примесь алюминия, на что указывает химический анализ этой породы ($SiO_2 = 23$; $TiO_2 = 4,18$; $Al_2O_3 = 38,4$; $Fe_2O_3 = 24,51$; $FeO = 1,12$; $Na_2O = 0,05$; $K_2O = 0,06$; $H_2O = 10$).

ВЫВОДЫ

Девонские коры выветривания на эффузивных и эффузивно-осадочных породах с минералами свободного глинозема и с хорошо выраженным профилем выветривания сформировались в кратковременный перерыв на фоне общей перестройки тектонического плана Воронежской антеклизы и всей Русской платформы.

Одновременно с вулканическими извержениями в условиях мелководных бассейнов происходило накопление терригенного пирокластического материала, который затем в предпетинское время подвергался интенсивному латеритному выветриванию. На фоне проявления последующего позднедевонского вулканизма и образования латеритных кор выветривания на базальтах, также в мелководных условиях происходило накопление терригенных пестроцветных отложений верхнемамоновской толщи, содержащей продукты размыва зрелых кор выветривания.

Очень сходные условия для формирования аналогичных кор выветривания были в среднем и позднем ятулии Карелии. Коры выветри-

вания на ниже- и среднеятулийских отложениях также формировались в короткий перерыв на фоне возобновившихся тектонических движений, главным образом в связи с глыбовым перемещением блоков доятулийского фундамента по зонам разломов, заложившихся в раннем ятулии [14, 15], и возникновением новых разломов северо-восточного и северо-западного направлений, которые контролировали последующую вулканическую деятельность. Одновременно с формированием на обширных территориях вулканических пород происходило накопление туфогенно-глинистых и железисто-кремнистых осадков в прибрежных частях карельского бассейна.

Сформированные на базальтах и эффузивно-осадочных породах коры выветривания в верхнем ятулии были перекрыты мелкогалечными конгломератами, песчаниками и алевритами, имеющими пестрый состав и состоящими из обломочного материала гранитных, основных пород и переотложенного материала кор выветривания.

Таким образом, если предположить, что докембрийские коры выветривания развивались по таким же законам, как и фанерозойские, то мы должны были бы иметь на одинаковом субстрате при сходных тектонических и фациальных условиях и равнозначные коры выветривания. Однако проведенный анализ разрезов карелид вряд ли позволяет утверждать существование трех зон выветривания, которые четко фиксируются на девонских отложениях Воронежской антеклизы.

Нижняя зона дезинтеграции в изученных нами разрезах докембрийских кор выветривания на основных породах нигде не сохраняется, так как последующие стадии метаморфизма привели к значительному их уплотнению и перекристаллизации. Утверждения некоторых авторов [1] о сохранности структуры коры выветривания в метаморфических образованиях применительно к рассмотренным разрезам основных пород ятулии не подтверждаются. Реликты пор, ячеек и трещин — результат более поздних постметаморфических процессов выветривания.

После плотных зеленокаменных измененных базальтов выделяется зона интенсивной хлоритизации. Хлорит этой зоны, вероятно, имеет различный генезис. Здесь можно выделить несколько модификаций хлорита, чаще всего бледно-зеленого цвета с хорошо выраженным плеохроизмом. По этому хлориту часто наблюдаются точечные выделения рудного минерала. Микрочешуйчатый хлорит развивается по пластинчатому хлориту, замещая не только пироксены, но и полевые шпаты.

В зоне перехода от так называемых неизменных базальтов к хлоритовой зоне образуются большие скопления хлорита хлопьевидной колломорфноподобной структуры. Эти зелено-бурые хлориты окрашивают породу в зеленый цвет. Диабазовая и офитовая структуры базальтов хорошо сохраняются в этой зоне; плагиоклаз заметно меняется и превращается в альбит; альбит развивается по трещинам и двоянниковым плоскостям. Из собственно метаморфических минералов здесь можно отметить эпидот, цоизит, соссюрит, актинолит. Актинолит часто развивается по хлориту, эпидот, цоизит — по темноцветным минералам, а также замещают хлорит и карбонат миндалин. Судя по

ассоциациям минералов и обилию хлорита, эту зону условно можно отнести к гидroxлоритовой зоне нормального профиля выветривания.

Следующая зона характеризуется дальнейшим изменением минерального состава породы. Для нее характерно мелкоагрегатное строение полевошпатовой массы, по которой развивается хлорит, гидрослюда, карбонат, реже серицит. В отдельных участках сохраняется первичная диабазовая структура. Характерно для этой зоны присутствие микростяжений аллотриоморфнозернистого и сферолитоподобного кварца. Присутствие кварца в верхней зоне профиля выветривания, вероятно, указывает на своеобразие корообразовательного процесса в докембрии. По-видимому, гипергенный процесс в докембрии проходил менее энергично, чем он проходит при равных условиях в фанерозое. На энергетику гипергенных процессов прежде всего влияет климат, который обуславливает геохимическую миграцию отдельных элементов. Недостаточный водообмен, даже при агрессивном характере докембрийской атмосферы, приводил к слабой гидратации силикатов, на что указывает присутствие во всем профиле слаборазложенных пироксенов, хлоритов и полевых шпатов. Выделяющийся при гидролизе силикатов кремнезем слабо мигрирует из коры выветривания, а в верхней зоне он накапливается в виде гелей, которые при дальнейших процессах эпигенеза и метаморфизма перекристаллизовываются в кварц с хорошо выраженной гексагональной структурой. Накапливание в профиле выветривания кремнезема напоминает процесс силификации, с которым мы часто встречаемся в фанерозойских профилях выветривания.

Отсутствие растительности и органической жизни на докембрийском континенте в ятулии не могло не сказаться на характере докембрийского гипергенеза. Слабая проницаемость базальтов для водных растворов, дефицит влаги приводили к образованию монтмориллонитового и хлоритового профиля выветривания. В верхней части зоны водообмен происходил более интенсивно, что приводило к частому нарушению равновесия между выщелачиваемыми минералами и раствором, в результате чего в условиях кислой среды происходило образование гидрослюды и серицита.

При достаточном хорошем водообмене в девоне, большой влажности и повышенной температуре, которые устанавливаются при усилении вулканической деятельности, создавались длительно кислые условия, при которых происходило расщепление водных алюмосиликатов на свободные гидраты глинозема и кремнезема и шло образование гиббсита, бёмита и диаспора. Если бы этот процесс происходил также в докембрии, то мы должны были бы встретить хотя бы в перетолженных продуктах минералы свободного глинозема. Наложённые последующие процессы метаморфизма в значительной мере изменили первоначальный состав породы: гидroxлориты перешли в хлорит с различной модификацией хлоритовых и монтмориллонитовых пакетов. Изменился состав гидрослюды. Такие же низкотемпературные изменения можно наблюдать при ретроградном метаморфизме. Поэтому, чтобы решить вопрос о наличии докембрийских кор выветривания, необходимо провести тщательный рентгеноструктурный и микрорентгено-спектральный анализы всех модификаций хлоритов, встречаемых в

докембрийских отложениях. Необходимо также установить четкие отличия кор выветривания по метаморфическим породам от метаморфизованных кор. Анализ поведения редких элементов в этих породах может также пролить свет на природу вторичных изменений базальтов, учитывая тот факт, что при метаморфизме состав лантаноидов не меняется. До сих пор такой анализ не проводился, поэтому мы сейчас можем только говорить о вероятном наличии докембрийских кор выветривания, профиль которых отличается от фанерозойских. Уверенно судить о характере процесса гипергенеза в неоднократно измененных метаморфическими и гидротермальными процессами породах крайне сложно.

Литература

1. Бобров Е.Т., Щипакина И.Г. Структурно-текстурные особенности дорифейской коры выветривания Среднего Приднестровья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, N 7, с. 123—128.
2. Быков И.Н. Некоторые данные о структурном положении вулканических аппаратов верхнедевонских базальтов юго-восточной части Воронежской антеклизы. — В кн.: Вопросы геологии и полезных ископаемых Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1972, т. 86, с. 75—82.
3. Гинзбург И.И., Наджакова Г.Э., Никитина А.П. Современная и древняя латеритная кора выветривания. — В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1962, вып. 4, с. 1—81.
4. Грайзер М.И., Георгиевская Л.Я., Игнатьева Л.А. и др. Среднепалеозойские бокситовые месторождения Северного полушария. М.: Недра, 1979. 132 с.
5. Игнатьева Л.А., Ипатов М.М. Верхнедевонские вулканогенно-осадочные отложения Русской платформы и особенности формирования на них латеритных кор выветривания. — В кн.: Экзогенные полезные ископаемые. М.: Наука, 1976, с. 36—44.
6. Корякин А.С. Диагностические критерии метаморфизованной коры выветривания (на примере Центральной Карелии). — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: Наука, 1975, с. 28—34.
7. Корякин А.С. Докембрийские метаморфизованные коры выветривания Карелии. — В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1977, с. 72—80.
8. Левченко С.В., Игнатьева Л.А., Ипатов М.М., Наседкина В.Х. Девонская кора выветривания Воронежской антеклизы. — В кн.: Экзогенные полезные ископаемые. М.: Наука, 1976, с. 13—29.
9. Михайлов Б.М. Эволюция обстановок бокситообразования в геологической истории Земли. — В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975, с. 41—55.
10. Михайлов Б.М. Некоторые особенности гипергенного рудообразования в докембрии. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975, с. 187—195.
11. Негруца Т.Ф., Негруца В.З. Особенности строения раннекарельских вулкано-тектонических структур. — В кн.: Вулканизм докембрия. Петрозаводск: Карелия, 1971, с. 31—38.
12. Никитина А.П. Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее бокситоносность. М.: Наука, 1962. 158 с.
13. Одокий Б.Н. Распределение, генезис и перспективы поисков бокситов в пределах Воронежской антеклизы. — В кн.: Тр. III совещ. по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1966, с. 208—212.
14. Светов А.П. Платформенный базальтовый вулканизм восточной части Балтийского щита. — В кн.: Вулканизм докембрия. Петрозаводск: Карелия, 1976, с. 46—53.
15. Светов А.П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л.: Наука, 1979. 207 с.
16. Сидоренко А.В. Осадочная геология докембрия, состояние и задачи. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М.: Наука, 1973, с. 4—7.
17. Сидоренко А.В. Докембрийские коры выветривания, поверхности выравнивания в эпохи континентальных перерывов в истории докембрия. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: Наука, 1975, с. 5—15.
18. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 2. 202 с.

Е.Т. Бобров, И.Г. Щипакина

О ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКОЙ КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ЩИТА

В истории докембрия Русской платформы выделяются несколько крупных эпох корообразования: нижнеархейская, верхнеархейская-нижнепротерозойская, верхнепротерозойская [16, 31, 32, 34]. Эти коры выветривания почти все метаморфизованы. Степень метаморфизма, как правило, увеличивается от верхнепротерозойских к архейским, в связи с чем некоторые исследователи и сейчас отрицают наличие кор выветривания этого возраста [25, 28].

Петрохимические методы "снятия" метаморфизма [26, 29, 30] не всегда дают положительные результаты по реконструкции кор выветривания, так как любые пересчеты химического состава, особенно нижних зон метаморфизованных кор выветривания, почти постоянно показывают одинаковые результаты с составом собственно материнских пород. В связи с этим предпринята попытка наряду с минеральными использовать структурно-текстурные особенности пород как дополнительный критерий для анализа и выявления среди докембрийских образований кор выветривания.

В зависимости от состава и условий образования породы характеризуются различными текстурами, структурами и отдельностью [24], которые, как показали исследования авторов, наиболее четко проявляются при их выветривании, особенно в нижних и средних зонах, а при метаморфизме часто сохраняются. При этом важное значение приобретает геологический, особенно структурно-текстурный анализ пород в обнажениях и горных выработках, который в сочетании с другими методами помогает более полно воссоздать историю образования метаморфизованных и гранитизированных пород докембрия [7].

В последнее время было установлено широкое развитие докембрийских кор выветривания на различных стратиграфических уровнях во всех крупнейших областях распространения докембрийских образований. Сохранность этих кор выветривания из-за интенсивной денудации низкая [10]. Поскольку источником сноса служили большие территории и выветриванию подвергались различные по составу породы, то, естественно, в область осадконакопления поступал смешанный и не всегда усредненный материал, что необходимо учитывать при суждении о составе и характере профилей кор выветривания по их переотложенным продуктам.

Чаще всего в профилях докембрийских кор выветривания представляется возможным изучать нижние и средние зоны, где основным их информативным содержанием являются минеральный состав инфилтрата и структурно-текстурные особенности. Последние обусловлены составом и характером образования пород и играют важную роль в сопоставлении профилей коры выветривания и для выяснения условий их формирования.

Структурно-текстурные и минеральные изменения материнских пород в результате выветривания (характер трещиноватости, минеральный состав вещества, выполняющего трещины, степень раскристаллизации и последующие стадии его преобразования) дают определенную информацию о климатических (гумидных либо аридных) условиях, существовавших в докембрийскую эпоху, а сопоставление этих данных с дифференцированным составом переотложенных продуктов кор выветривания позволит дополнить эту информацию и правильное подойти к решению многих вопросов, связанных с характером осадко- и рудообразования в областях развития докембрийских пород, а также к изучению процессов изменения минеральных ассоциаций от неметаморфизованных к интенсивно метаморфизованным корам выветривания.

К одной из таких областей, где процессы корообразования известны, начиная с архея и кончая неогеном, относится Украинский кристаллический щит [1, 9].

В строении докембрия Украинского щита выделяются две группы структурных элементов первого порядка: протоплатформенные блоки — Волынский, Подольский, Кировоградский, Приазовский и геосинклинальные зоны — Криворожская, Белоцерковско-Одесская [14].

Докембрийские в различной степени метаморфизованные коры выветривания развиты в пределах Криворожской геосинклинали и Подольского блока. Последний был объектом исследований профилей слабо метаморфизованной коры выветривания верхнепротерозойского возраста. Результаты исследований приводятся в настоящей работе и рассматриваются как начальный этап реконструкции условий гипергенеза в докембри.

Подольский блок находится в зоне сочленения юго-западного склона Украинского щита с Молдавской депрессией (Среднее Приднестровье) и представляет собой область архейской складчатости, испытавшую усложнения в нижнепротерозойский период. Складчатость выражена рядом крупных антиклинальных (купольных) и синклинальных структур. Основная структура района исследований — Днестровская антиклинальная зона.

В строении кристаллического фундамента Днестровской антиклинальной зоны принимают участие пироксен-, амфибол-, и биотит-плагноклазовые гнейсы, мигматиты, граниты и габброиды. Гнейсы образуют узкие синклинальные складки, вытянутые в северо-западном направлении среди полей мигматитов, гранитов и чарнокитов, соответствующих антиклинальным структурам. Габбро и габбро-нориты залегают в виде силлообразных тел; по-видимому, они внедрялись в гнейсово-мигматитовый комплекс в доорогенный период развития данной территории. Весь комплекс пород относится к бугско-днестровской серии архея.

В архее территория Среднего Приднестровья представляла собой геосинклинальную область, в которой происходило накопление мощных толщ осадочных и осадочно-вулканогенных пород [1, 14]. Самая ранняя фаза архейской складчатости ознаменовала первый, наиболее

древний тектоно-магматический цикл развития территории. Ему соответствует складчатость пироксен- и биотит-плагиоклазовых гнейсов. Геосинклинальный этап в архее завершился фазой главной складчатости, приведшей к смятию всего комплекса и образованию антиклинальных и синклинальных складок северо-западного простирания. Этот этап характеризуется наиболее интенсивным проявлением разломной тектоники с перемещением крупных блоков. В конце архея и в нижнем протерозое вся территория Украинского щита начала консолидироваться как платформа.

Наступивший следующий этап геологического развития района характеризуется существованием континентальных условий на протяжении всего нижнего протерозоя, обусловивших развитие кор выветривания и глубокий денудационный срез архейского кристаллического основания [2, 13].

На породах бугско-днестровской серии архея сохранилась площадная и линейная кора выветривания, иногда перекрытая выветрелыми лавовыми покровами, а в местах их отсутствия — песчано-глинистыми отложениями верхнего протерозоя.

Линейная кора выветривания приурочена к тектонически нарушенным зонам фундамента и контактам разных по физическим свойствам и химическому составу пород. В последнем случае эта кора часто имеет карманообразный характер. Мощность линейной коры выветривания достигает 80 м и более. Площадная кора развита повсеместно, но характеризуется меньшей мощностью (3—10, реже 20—25 м) и в основном представлена нижними и средними зонами.

Верхнепротерозойская кора выветривания в Среднем Приднестровье (район с. Косоуцы) вскрыта карьером, что дает возможность последовательно изучить минеральные и структурно-текстурные особенности пород архейского комплекса и наглядно проследить их преобразование при выветривании и последующих наложенных процессах. В стенках карьера обнажены как почти неизмененные, так и в различной степени выветрелые граниты, гнейсы, мигматиты, чарнокиты, габбро и габбро-нориты.

Невыветрелые граниты серовато-красные, розовато-серые, серые и темно-серые, реже красные, разноморфнозернистые, структура гипидиоморфнозернистая, порфиروبластовая и бластокатакластическая. Состав (в %): микроклин — 30—40, плагиоклаз — 20—30, кварц — 20—35, биотит — 5—8; акцессорные — циркон, апатит; рудные — ильменит, магнетит; второстепенные — пирит, кальцит.

Гнейсы амфибол-, пироксен- и биотит-плагиоклазовые серые, зеленовато-серые, мелко- и среднезернистые, полосчатые за счет чередования полос, обогащенных темноцветными (пироксен, биотит) и кварц-полевошпатовыми минералами, структура лепидо- и гранобластовая. Состав (в %): плагиоклаз — 40—50, кварц — 30—40, пироксен — 7—10, амфибол — 5—10, биотит — 10—20; второстепенные — микроклин, хлорит, кальцит, мусковит, серицит; акцессорные — апатит, циркон, гранат; рудные — титаномагнетит, ильменит, пирит.

Мигматиты серовато-розовые, среднезернистые, полосчатые; структура гетеробластовая, бластокатакластическая. Состав (в %): мик-

роклин — 30, плагиоклаз — 25—30, кварц — 20—30, биотит — 5—10; акцессорные — апатит, циркон; рудные — ильменит.

Чарнокиты серовато-зеленые или зеленовато-серые, средне-, мелкозернистые, полосчатые за счет чередования участков различного минерального состава. Часто на весьма коротких расстояниях чарнокиты переходят в пироксен-биотитовые гнейсы. Состав (в %): плагиоклаз — 40—50, кварц — 20—40, биотит — 3—5, пироксен — 5—10; второстепенные — микроклин, кальцит, хлорит; акцессорные — апатит, циркон; рудные — ильменит. Структура гранобластовая и порфиробластокатакlastическая. Чарнокиты в виде узких полос зажаты среди гранитов, либо чередуются с гранитами, гнейсами и мигматитами.

Габбро, габбро-нориты темно-серые до черных, среднезернистые, структура габбровая. Состав (в %): плагиоклаз — 40—50, пироксены (гиперстен, диопсид) — 30—50, биотит — 1—5 до 20; второстепенные — роговая обманка, кварц, хлорит; акцессорные — апатит, циркон; рудные (до 8%) — ильменит, титаномагнетит, пирит. Очень часто габбро и габбро-нориты в пограничной с гранитами и мигматитами зоне оказываются сильно окварцованными, либо биотитизированными и амфиболитизированными.

Неизменные граниты, гнейсы и мигматиты имеют ярко выраженное крупноячеестое блоковое строение. Форма (блоков) ячеек неодинакова и обусловлена разновидностями трещин отдельности, свойственным тем или иным породам и возникающим, с одной стороны, в процессе образования самих пород или воздействия тектонических подвижек, с другой — снятия динамических нагрузок в результате выхода архейских пород на поверхность и эрозионного среза вышележащих образований. Для гранитоидных пород и гнейсов характерна ячеистая отдельность, для габброидов — шарообразная.

Трещины отдельности в микроклиновых и плагиоклазовых гранитах имеют почти взаимоперпендикулярное расположение, образуя прямоугольные ячейки (рис. 1). Поскольку граниты перемежаются с мигматитами, гранито-гнейсами, гнейсами, чарнокитами форма ячеек часто меняется. В мигматитах и гнейсах, имеющих полосчатое строение за счет чередования кварцево-полевошпатовых минералов с темноцветными, форма ячеек, как правило, имеет вид удлиненных прямоугольников и ромбоидов. В случае значительного содержания в породах темноцветных минералов (чарнокиты, пироксеновые гнейсы) — форма ячеек преимущественно ромбоидальная.

Первичные трещины отдельности архейских пород были значительной и благоприятной субстанцией для последующих процессов выветривания. Они служили путями, по которым сверху в нижние части профиля коры выветривания проникали растворы, способствовавшие дифференциальному разложению исходных пород.

Прослеживается четкая закономерность в уменьшении размера ячеек снизу вверх за счет дробления породы трещинами отдельности вплоть до образования мелкоячейстой текстуры.

В нижних частях профиля коры выветривания в окраске пород преобладают зеленые, зеленовато-серые и бурые тона. Породы сохра-



Рис. 1. Прямоугольные ячейки (блоки) в гранитах, образованные трещинами отдельности (нижний уступ, карьер с. Косоуцы)

няют свои структурно-текстурные особенности, подчеркнутые присущими им трещинами отдельности. Трещины, как показали наблюдения авторов, выполнены кальцитом, гидроокислами железа и коллоидальным кремнеземом. Микроскопическое изучение выветрелых пород указывает на разнообразный характер микротрещин: извилистые, прямые, секущие зерна или затухающие в их пределах, размером $0,01-0,05$, реже $0,1-0,3$ мм.

В габбро, габбро-норитах, чарнокитах и пироксеновых гнейсах изменению подвержены пироксены, частично роговая обманка и биотит. Общим для всех пород является развитие хлорита, гётита и кальцита. Форма и контуры зерен пироксенов сохранились, но состав частично или полностью изменен. В одних случаях пироксены имеют петельчатую микроструктуру в результате развития серпентина или гётита по трещинкам, образующим внешние части петелек, и глинистых минералов внутри их, в других — пироксены полностью хлоритизированы или сильно ожелезнены. В наиболее измененных зернах пироксена отмечается развитие микро-, крипточешуйчатого бесцветного или слабо желтоватого вещества с двупреломлением, промежуточным между типично гидрослюдистым либо монтмориллонитовым и каолинитовым $0,018-0,014$, т.е. относящегося к смешаннослойным минералам монтмориллонит-гидрослюдистого типа. Смешаннослойные минералы встречены в тончайших ветвистых микротрещинах, находящихся в пределах зерен.

В выветрелых микроклиновых и плагиоклазовых гранитах ос-

новые изменения выражены в частичной гидрослюдизации плагиоклазов и хлоритизации биотита. Плагиоклазы имеют четкие контуры, но двойниковое строение их выражено слабо. Вдоль двойниковых швов и спайности концентрируется мелкочешуйчатая гидрослюда, показатели двупреломления которой колеблются от 0,025 до 0,02. Биотит постепенно замещается микрочешуйчатым, слабо плеохроирующим в зеленых тонах хлоритом, который, в свою очередь, замещается смешанослойным минералом монтмориллонит-гидрослюдистого типа. В секущих плагиоклазы и биотит трещинах развит гётит.

Таким образом, к аутигенным минералам, имеющим развитие в нижней части профиля коры выветривания, относится хлорит, гётит, смешанослойный минерал монтмориллонит-гидрослюдистого типа, гидрослюда и кальцит. Хлорит в породах преобладает; он выполняет трещинки и замещает частично или полностью темноцветные минералы (пироксены, роговую обманку, биотит), реже плагиоклазы. Максимальное содержание его отмечается в пироксеновых гнейсах, чарнокитах и габбро-норитах. Кальцит мелкозернистый, замещает плагиоклазы и выделяется в участках разложения роговой обманки и пироксенов, реже выполняет прожилки, что наиболее характерно для габбро-норитов.

Гётит интенсивно развит по трещинкам в габброидах и гнейсах и несколько меньше в гранитах. Гидроокислы железа подчеркивают структурные особенности пород, концентрируясь вдоль их ячеистой и шарообразной трещинной отдельности. Особенно контрастно подчеркнуто ячеистое строение гранитов, ожелезнение которых происходило по трещинам внешнего периметра ячеек как в горизонтальном, так и вертикальном направлении на глубину до 6—10 см. В этих же трещинах можно наблюдать железисто-кремнистые и карбонатные образования в виде прожилков и пленок ярко красного и белого цветов.

Мощность нижней зоны коры выветривания пород архея составляет в карьере 20—25 м, по данным бурения 50—80 м.

Выше по профилю коры выветривания (средние зоны) наблюдается дальнейшее постепенное изменение пород в самих ячейках, от внешних к центральным их частям, в которых сохраняется почти свежая порода (ядро). Форма ядер определяется первичными трещинами отдельности, свойственными той или иной породе. При выветривании габброидов ядра чаще всего характеризуются шаровой или эллипсоидальной, а гранитоидов и гнейсов — продолговатой, прямоугольной, реже округло-угловатой формами (рис. 2, а, б).

В этой части профиля среди выветрелых пироксеновых гнейсов и чарнокитов выявлена своеобразная шаро- и эллипсоподобная отдельность (рис. 2, в, г.). Нахождение подобных реликтов в гранитоидных породах и гнейсах архея, проявившихся благодаря процессам выветривания, может косвенно указывать на первичную эффузивную или эффузивно-осадочную природу материала, подвергшегося впоследствии метаморфизму и гранитизации.

Процессам разложения пород внутри ячеистых и шарообразных

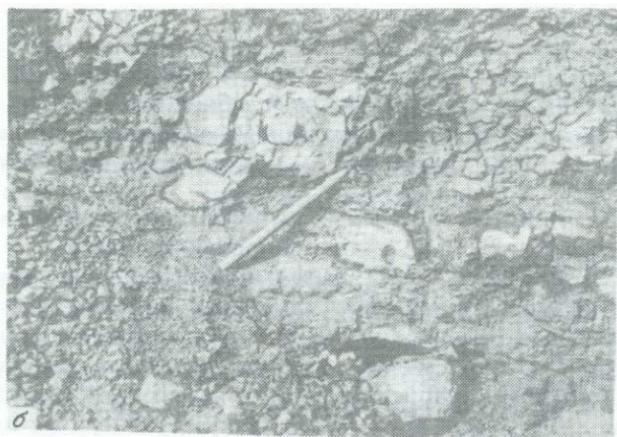


Рис. 2. Структурно-текстурные особенности пород верхнепротерозойской коры выветривания

a — шаровая и эллипсоидальная формы реликтовых ядер в выветрелом габбро; *б* — прямоугольные и квадратоподобные формы реликтовых ядер в выветрелом граните; *в* — реликтовая шароподобная отдельность в выветрелых пироксеновых гнейсах; *г* — то же, в выветрелых чарнокитах; *д* — рассланцованная часть верхнепротерозойской коры выветривания; светлое — останцы слабо выветрелой породы



Рис. 2 (продолжение)

отдельностей способствует возникновение нового вида трещин — трещин выветривания, обусловленных растворяющим и расклинивающим действием вод при относительно небольших колебаниях температур воздуха и пород. Микроскопически в породе прослеживается целая сеть ветвистых трещин, секущих зерна исходных минералов, выполненных коллоидальным кремнеземом, гидроокислами железа, хлоритом, кальцитом, сложными коллоидами, что создает микро-сетчатую структуру. Отличительная черта трещин выветривания — их малые размеры как в длину (первые миллиметры), так и в ширину

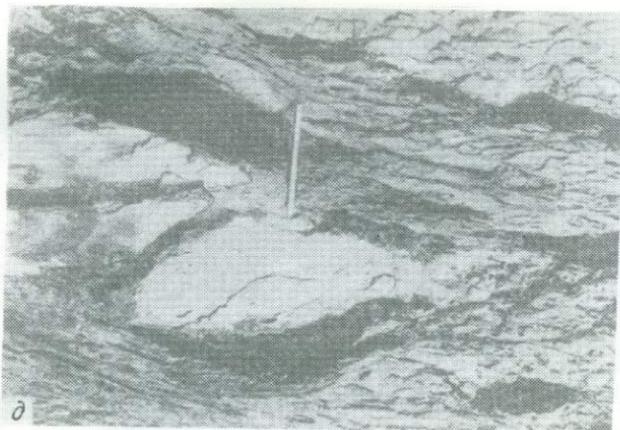


Рис. 2 (окончание)

(десятые доли миллиметра). Чем гуще сеть этой трещиноватости, тем интенсивнее происходит разложение породы, что зависит от структурных особенностей и состава выветривающейся породы (величина зернистости, распределение и форма минералов, взаимосвязь их между собой и т.д.).

Изучение различных видов трещиноватости, выяснение их генезиса и влияние каждого из них на интенсивность разложения пород дало возможность установить некоторые закономерности, связанные с их распространением в профиле коры выветривания. Одна из основных закономерностей — увеличение трещин выветривания в ячейках от нижних к верхним частям профиля выветривания и как следствие уменьшение размеров ядер неизмененных пород и увеличение глинистой составляющей вверх по профилю с сохранением общих структурно-текстурных особенностей пород субстрата. Трещины выветривания наиболее широко развиты в габброидах, чарнокитах и пироксеновых гнейсах. Эти породы при прочих равных условиях оказываются более выветрелыми по сравнению с гранитоидами.

Для всех разностей пород в средней части профиля выветривания характерны более светлые, обычно серовато-зеленые или светло-зеленовато-бурые окраски и четко проявленные структуры и текстуры исходных пород. Основное развитие среди аутигенных минералов имеет хлорит, гётит, кальцит и гидрослюдистые минералы, подчиненное — каолинит. Вверх по профилю количество хлорита сокращается за счет увеличения гидрослюд. Гидрослюда выполняет секущие прожилки и многочисленные трещинки выветривания в зернах плагиоклазов, кварца, биотита, хлорита. Прожилки часто имеют зональное строение: в центральных частях — гидрослюда, затем хлорит и в краевых частях — гидроокислы железа. Особенность гидрослюд — их хорошая окристаллизованность в виде удлиненных игольчатого типа чешуек и достаточно крупные размеры $\sim 0,01$ мм.

Гидрослюда, согласно данным рентгеноструктурного анализа, представлена диоктаэдрической разновидностью и содержит раз-

бухающую фазу. Рефлекс d_{001} 10,2—10,84 Å исходных образцов после насыщения этиленгликолем увеличивался до 11,27—12,04 Å, а после прокаливания при $t=550^\circ\text{C}$ уменьшался до 9,91 Å (рис. 3). Содержание разбухающей фазы колеблется от 25 до 40%, а по составу она относится к неупорядоченному смешанослойному образованию монтмориллонит-гидрослюдистого типа [33]. Гидрослюда преобладает в профиле выветривания гранитов и гнейсов по сравнению с габброидами; развитие ее отмечается по плагиоклазам и хлориту.

Кроме гидрослюды отмеченного выше типа, микроскопически наблюдается образование гидробиотита, особенно четко проявившееся в гранитах и гнейсах, в неизмененных разностях которых содержание биотита наибольшее (до 20%). С генетических позиций весьма показательно, что все наблюдаемые изменения биотита аналогичны таковым в фанерозойских корах выветривания: частичное обесцвечивание и концентрация гидроокислов железа вдоль линий спайности, либо вокруг чешуек, пятнистые выделения лейкоксена, снижение двупреломления от 0,064—0,047 до 0,030—0,025, деформация чешуек [5, 6, 22, 35, 36].

Типичен для описываемой части профиля выветривания различный минеральный состав вещества, выполняющего трещины, который, как показали исследования, зависит от состава исходной породы: в гранитах преобладающее значение имеет гидрослюда, в гнейсах, чарнокитах и габброидах — гидроокислы железа, хлорит и кальцит.

Вверх по профилю коры выветривания разновидность и количество трещин значительно увеличивается по сравнению с нижними зонами. Здесь наблюдаются секущие трещины больших размеров протяженностью до 5 м и более и мощностью до 0,5 см. Они часто имеют зональное строение, т.е. последовательно от краев к центру выполнены несколькими аутигенными минералами: кальцитом и хлоритом; гидроокислами железа, хлоритом и гидрослюдой; гидроокислами железа и хлоритом или халцедоном.

Гидроокислы железа представлены гётитом, который замещает пироксены, серпентин, роговую обманку, хлорит, биотит и выполняет трещины и все свободное поровое пространство особенно интенсивно в габброидах, пироксенсодержащих гнейсах и гранитах, образуя микросетчатую или микропетельчатую структуры в этих породах за счет увеличения количества трещин выветривания.

В наиболее выветрелых разностях пород, обычно в краевых частях ячеистых и шарообразных отдельностей, отмечается спорадическое развитие каолинита по гидрослуде, гидробиотиту и плагиоклазам. Обращает внимание хорошая окристаллизованность и крупные размеры чешуек каолинита, имеющих вермикулитоподобный облик. Показатели преломления по Ng 1,570—1,565; по Np 1,560—1,553; Ng — Np = 0,010—0,012.

Таким образом, преобладающие минералы в средней части профиля верхнепротерозойской коры выветривания — хлорит, гидрослюда с содержанием разбухающей фазы до 25—40% и гётит. Мощность средней зоны 2—5 м.

В верхней более глинистой и ожелезненной, сохранившейся от

размыва части профиля коры выветривания отмечается возникновение тонкоплитчатых сланцевых текстур (рис. 2, д). Тонкорассланцованный сыпучий песчано-глинистый материал здесь облекает реликтовые ядра различно измененных исходных пород. Из-за структурной неоднородности породы коры выветривания в верхних частях профиля кажутся как бы "слоистыми", поскольку чередование различно рассланцованных участков наблюдается почти повсеместно.

Реликтовые ядра размером от первых сантиметров до 50 см, в среднем 10—15 см, имеют различную форму: квадратно- и прямоугольноподобную (граниты) или овальную (габброиды) и находятся на близком расстоянии друг от друга, отчего иногда их принимают за брекчию или конгломераты. Однако при внимательном рассмотрении ядра имеют скорлуповатое строение, в них отмечаются постепенные коркообразные переходы от бурой выветрелой внешней части к более крепкой внутренней серого или зеленовато-серого цвета. Количество и размеры реликтовых ядер сверху уменьшаются. Вблизи контакта с перекрывающими осадочными породами глины коры выветривания различных пород фундамента повсюду в карьере тонкорассланцованы. Степень рассланцевания не везде одинакова и максимальная проявлена в приподнятых блоках фундамента.

Несомненно, что верхнепротерозойская кора выветривания подверглась воздействию более поздних процессов динамометаморфизма, обусловленных давлением вышележащих отложений и вертикальными тектоническими подвижками, что нашло отражение и в покрывающих кору выветривания отложениях ольчедаевских и косоцких слоев [12, 17, 18]. Изменения геостатического давления привели к рассланцеванию наиболее пластичной, мягкой и рыхлой глинистой части коры выветривания, сближению, а в отдельных участках к развороту мелких реликтовых ядер различно выветрелых пород таким образом, что направление полосчатости в них оказалось несколько смещенным по отношению к исходному.

Породы в верхней части профиля коры выветривания гранитоидов, гнейсов и габброидов в основном бурого, вишневого, реже светло-зеленовато-бурого цвета и, как правило, в различной степени ожелезнены.

В профиле выветривания габброидов породы сложены гетитом, хлоритом и гидрослюдой. Содержание гидрослюды и хлорита в среднем примерно равное, а в целом по профилю снизу вверх количество гидрослюды возрастает. В менее ожелезненных участках отчетливо прослеживаются микросетчатая структура и реликты хлоритизированных зерен темноцветных минералов. Характерно появление гематита, выполняющего прожилки в самой верхней части профиля.

Аналогичный хлорит-гидрослюдистый состав имеют породы в верхних частях коры выветривания пироксеновых гнейсов и чарнокитов с переменным содержанием гидроксидов железа, преобладанием хлорита в полосах, обогащенных темноцветными минералами, и гематита сверху профиля.

В верхней части профиля коры выветривания гранитов и плагиогнейсов глинистая составляющая характеризуется каолинит-хлорит-

гидрослюдистым составом, гидрослюда преобладает. Каолинизация носит как бы гнездо-, карманообразный и, по-видимому, реликтовый характер и отмечается в наиболее оглинённых участках пород, там, где они лучше всего сохранились от размыва.

В шлифах среди чешуек каолинита наблюдаются тонкие прожилки, выполненные мелкими (0,01 мм) бесцветными, столбчатой формы кристаллами с серой интерференционной окраской и косым угасанием. Измеренный угол оптических осей 2V колеблется и составляет 60—70°, знак главной зоны — положительный. Отличный от каолинита облик кристаллов и их оптические свойства позволяют отнести их к диккиту. Присутствие диккита подтверждается термограммами глинистой фракции, на которых главный эндоэффект минералов каолининовой группы смещен в более высокотемпературную область к 600°C. На дифрактограммах этих же образцов рефлекс d_{001} в области 7 Å имеет несколько большее значение 7,24 Å и меньшую его интенсивность, чем обычно у каолинита по отношению к рефлексу d_{002} — 3,59 Å.

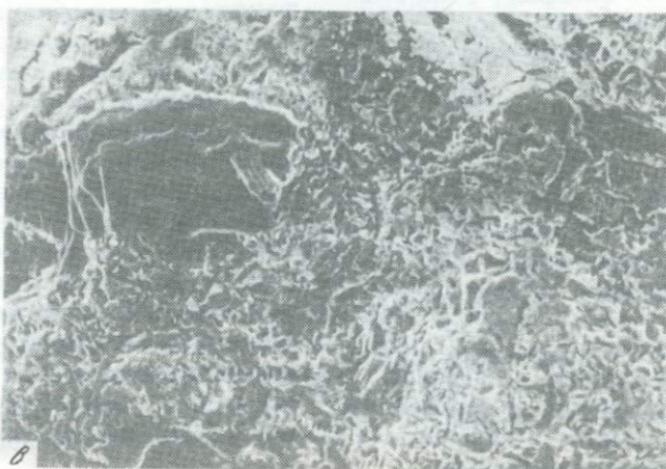
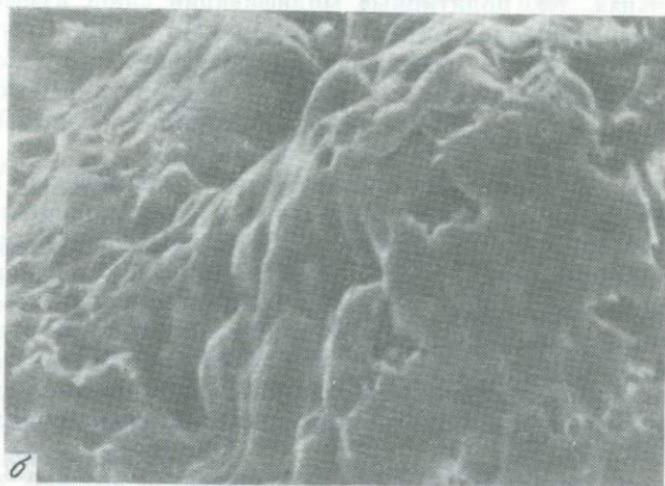
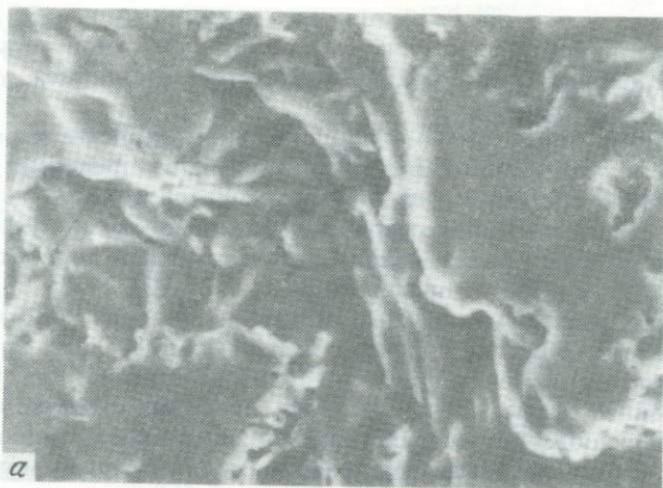
Гидроокислы железа в целом не характерны для кор выветривания гранитов, так как суммарное содержание его в исходных породах обычно — 2—3%. Повсеместное содержание гётита в самой верхней части профиля выветривания гранитов и проникновение гидроокиси железа вниз по профилю связано с вторичным эпигенетическим ожелезнением пород после образования коры выветривания.

Наибольшую мощность верхняя зона коры выветривания имеет в северо-западной части карьера — 5—7 м.

Изучение верхних, сохранившихся от размыва частей верхнепротерозойской коры выветривания гранитоидов, гнейсов и габброидов показало, что преобладающая минеральная ассоциация в них — хлорит-гидрослюдистая. По данным рентгеноструктурного анализа гидрослюда относится к диоктаэдрическому типу, в которой отмечается уменьшение разбухающих монтмориллонитовых слоев от 25—40% до почти полного исчезновения и перехода в гидрослюда, состоящую в основном из неразбухающих слоев — иллит (рис. 4). Происходит некоторое структурное упорядочение гидрослюды от модификации 1Mд нижней части профиля выветривания в 1M верхней части. Развитие гидрослюды типа иллита отмечается почти по всем минералам: хлориту, биотиту, плагиоклазам, микроклину, каолиниту. Причем вблизи с перекрывающимися породами размеры чешуек гидрослюды становятся крупнее.

Электронномикроскопические исследования зерен гидрослюдизированных плагиоклазов из разных зон профиля коры выветривания показали, что поверхность их очень неровная, волнообразная, ноздреватая со следами растворения. Ноздреватые участки имеют овально гладкие очертания с мелкими линейными бороздками, вытягивающимися от углублений к бугоркам. В низах профиля формы чешуек гидрослюды, содержащей до 40% разбухающей фазы, нечеткие и

Рис. 5. Изменение морфологии слюдистых чешуек от гидрослюды, содержащей разбухающую фазу (а, б) к иллиту (в); сканирующий микроскоп



извилистые. Выше по профилю они принимают все более четкий, приближающийся к пластинчатому облик, а в самой верхней части, где разбухающая фаза почти отсутствует, становятся удлиненно-пластинчатыми (рис. 5).

Исходя из положения о принципиальном сходстве характера гипергенеза в докембрии и фанерозое [31], было проведено сравнение минерального состава изученной верхнепротерозойской коры выветривания Среднего Приднестровья с фанерозойскими неметаморфизованными корами выветривания на аналогичных породах в других районах. В большинстве профилей [3—6, 8, 21—23, 27, 35, 36] в нижних и средних зонах темноцветные минералы (хлорит, биотит, пироксены, роговая обманка, оливин), основные и средние плагиоклазы преобразуются в монтмориллонит непосредственно или через смешаннослойные фазы. Почти во всех профилях отмечается присутствие гидрослюд. Хотя структурная принадлежность гидрослюд, как правило, не расшифровывается, трансформация их при выветривании — отрицательная, т.е. политипные модификации слюд изменяются от $2M_1$ в исходных породах к $1M$ ($1Md$) в корах [15, 19, 20]. Нижнее и средние зоны в этих корах выветривания характеризуются довольно разнообразным минеральным составом и преобладанием одного из них в зависимости от состава исходной породы и положения в разрезе.

Изученная верхнепротерозойская кора выветривания архейских пород юго-западной части Украинского кристаллического щита, представлена в основном нижними и средними зонами, имеющими преимущественно хлорит-гидрослюдистый состав, устойчивый во всех профилях, с небольшой примесью смешаннослойных минералов, каолинита и гётита. Отличие состоит лишь в преобладании гидрослюды при выветривании гранитов и плагиогнейсов, а также хлорита, гётита, ильменита при выветривании габброидов, пироксеновых гнейсов и чарнокитов, т.е. пород с высоким содержанием темноцветных минералов.

Процессы динамометаморфизма привели не только к расщеплению наиболее оглиненных частей коры выветривания, но и к минеральным преобразованиям. В реконструируемом первичном составе нижних и средних зон верхнепротерозойской коры выветривания преобладающими минералами были по аналогии с неметаморфизованными фанерозойскими корами выветривания габброидов, гнейсов и гранитоидов, разбухающие гидрослюды и монтмориллонит. При метаморфизме произошла трансформация их и смешаннослойных образований монтмориллонит-гидрослюдистого типа с содержанием до 40% разбухающих слоев, сначала в диоктаэдрическую гидрослюду (с содержанием 20% разбухающих слоев) политипной модификации $1Md$, затем в гидрослюду типа иллита (почти не содержащую разбухающие слои) модификации $1M$. Отмечается и изменение морфологии слюдястых минералов, укрупнение их размеров и размеров чешуек каолинита в верхней части профиля и, кроме того, переход гётита в гематит и каолинита в диккит с образованием гематитовых и диккитовых прожилков.

Таблица 1

Химический состав (в масс.%) пород верхнепротерозойской коры выветривания гранитов

Компонент	Обр. 129, гранит	Обр. 134	Обр. 136	Обр. 137	Обр. 137а	Обр. 138
		Зоны коры выветривания				
		нижняя			средняя	
SiO ₂	73,20	75,06	68,84	72,00	71,04	66,44
TiO ₂	0,31	0,15	0,21	0,18	0,28	0,34
Al ₂ O ₃	14,48	14,38	17,37	14,95	15,98	17,51
Fe ₂ O ₃	0,89	0,35	0,52	0,45	1,16	3,49
FeO	1,73	0,57	0,86	0,36	0,50	1,05
MnO	0,04	0,01	0,003	0,016	0,013	0,013
MgO	0,77	0,19	0,50	0,40	0,31	0,41
CaO	2,17	1,48	0,99	1,70	1,13	0,85
Na ₂ O	3,30	2,94	1,73	2,01	1,79	1,68
K ₂ O	2,24	4,48	5,96	5,50	5,34	5,06
P ₂ O ₅	0,15	0,30	0,24	0,41	0,10	0,20
SO ₃	0,01	0,02	0,04	0,08	0,08	0,02
П.п.п.	0,45	0,50	2,60	2,48	2,59	3,01
Сумма	99,74	100,43	99,86	100,53	100,31	100,07
H ₂ O гигр.	0,05	0,10	0,90	0,66	0,48	0,50
CO ₂	0,31	0,10	0,10	0,86	0,10	Не обн.

Примечание. Аналитик Н.В. Тарасова, Центргеолнатур.

Данные химических анализов характеризуют как изменение пород фундамента в процессе гипергенеза, так и последующие преобразования уже сформировавшегося профиля коры выветривания (табл. 1—3). Поведение основных породообразующих компонентов при выветривании в верхнепротерозойское время в основном аналогично таковому в фанерозе — постепенный вынос кремния, закисного железа, натрия, кальция, магния и накопление алюминия, титана и окисного железа [3, 5, 6, 22, 35]. Отклонения от этой схемы, как правило, отражают те или иные изменения более позднего порядка. Так, отмечается неравномерное содержание в профилях окисного железа: сначала уменьшение его за счет выноса, затем увеличение за счет привноса. Первое связано с изменением окислительно-восстановительного потенциала в коре выветривания, второе — с последующим более поздним привносом его грунтовыми и поверхностными водами в результате размыва коры выветривания и формирования осадочных пород. Несколько особняком по отношению ко всем элементам стоит калий. Содержание (в %) его увеличивается снизу вверх по профилю коры выветривания и остается довольно высоким: в граните — 2,24, в коре выветривания гранитов — 4,48—5,96; в гнейсе — 2,93, в коре выветривания гнейсов — 3,35—6,94; в габбро — 0,2, в коре выветривания габбро — 2,73—4,34 (см. табл. 1—3).

Основные калийсодержащие минералы пород субстрата — биотит и микроклин. В процессе выветривания микроклин, по данным проведенных исследований, долго сохраняется неизменным в резуль-

Таблица 2.

Химический состав (в масс.%) пород верхнепротерозойской коры выветривания гнейсов

Компонент	Обр. 220-А, гнейс	Обр. 220	Обр. 224	Обр. 226	Обр. 227
		Зоны коры выветривания			
		нижняя	средняя		верхняя
SiO ₂	66,92	67,12	51,76	66,20	60,34
TiO ₂	0,42	0,48	1,00	0,40	0,72
Al ₂ O ₃	14,70	15,05	20,20	18,06	12,59
Fe ₂ O ₃	2,36	0,90	6,26	1,15	15,31
FeO	2,60	3,38	3,60	0,72	1,91
MnO	0,04	0,04	0,03	0,006	0,016
MgO	1,01	0,81	2,72	0,68	0,48
CaO	2,41	2,12	1,89	1,08	1,08
Na ₂ O	3,97	3,52	2,58	1,94	1,61
K ₂ O	2,93	3,35	4,80	6,94	2,88
P ₂ O ₅	0,49	0,30	0,52	0,18	0,20
SO ₃	Сл.	0,01	0,01	0,13	0,01
П.п.п.	1,73	2,53	4,44	3,09	2,76
Сумма	99,58	99,61	99,81	100,57	99,90
H ₂ O гигр.	0,17	0,86	1,29	0,90	0,55
CO ₂	0,21	0,71	Не обн.	0,10	0,61

Примечание. См. табл. 1.

тате существования щелочных условий в нижних и частично средних частях разреза, поэтому содержание калия в них сохраняется высоким. Биотит в нижних зонах подвержен изменению: гидратации и хлоритизации. В стадию гидратации биотита большая часть калия в нем сохраняется, а при хлоритизации выносятся. При дальнейшем преобразовании гидробиотита и микроклина происходит высвобождение калия, часть которого тут же сорбируется коллоидами и новообразованными глинистыми минералами (монтмориллонитом, смешанослойными, гидрослюдой), а часть выносятся. Высокое содержание калия в нижних и средних частях изученной верхнепротерозойской коры выветривания, по-видимому, связано со слабым дренажем пород.

При начальных стадиях метаморфизма такой коры выветривания происходила мобилизация калия и образование гидрослюды типа иллита. Описанные два процесса обуславливают значительные колебания калия в содержащих его минералах: сначала уменьшение при выветривании от 11% в биотите, до 2,5% в монтмориллоните и смешанослойных образованиях, затем увеличение при метаморфизме до 5% и более в иллите, что связано с удалением молекул воды из межслоевых промежутков, необратимым сжатием трехэтажных слоев и

Таблица 3

Химический состав (в масс %) пород верхнепротерозойской коры выветривания габбро

Компонент	Обр. 249, габбро	Обр. 251	Обр. 253	Обр. 254
		Зоны коры выветривания		
		нижняя	средняя	
SiO ₂	49,44	39,02	39,76	39,86
TiO ₂	0,85	1,41	1,29	1,55
Al ₂ O ₃	18,75	16,16	18,03	22,40
Fe ₂ O ₃	3,65	8,51	10,18	13,50
FeO	5,70	11,90	9,35	5,55
MnO	0,06	0,22	0,16	0,08
MgO	1,45	5,06	4,48	2,92
CaO	15,00	4,06	2,98	1,08
Na ₂ O	1,65	2,51	0,35	0,03
K ₂ O	0,20	2,73	4,34	3,55
P ₂ O ₅	0,40	0,46	0,36	0,14
SO ₃	0,01	0,02	0,10	0,19
П.п.п.	3,37	8,45	9,13	9,65
Сумма	100,53	100,51	100,51	100,50
H ₂ O гигр.	0,32	0,46	2,94	4,10
CO ₂	1,36	2,52	1,41	0,05

Примечание. См. табл. 1.

замещением кремния глиноземом в тетраэдрах, приводящими к жесткой фиксации калия и образованию слюистых межслоевых промежутков [11].

На рассланцованную кору выветривания, а в местах ее эрозии на породах фундамента с несогласием залегают рифейские отложения верхнего протерозоя, представленные образованиями ольчедаевских и косоуцких слоев старотатаровской свиты (с. Косоуцы). В основании ольчедаевских слоев отмечаются мелкогалечниковые конгломераты зеленовато-бурого цвета, которые состоят из галек разнообразного состава (свежие и в различной степени оглиненные граниты, гнейсы, мигматиты). Этим конгломераты резко отличаются от сгруппированных реликтовых ядер верхних частей профиля коры выветривания, которые однородны по составу и соответствуют такому вмещающих пород. В состав цементирующей части конгломератов ольчедаевских слоев входят хлорит, диоктаэдрическая гидрослюда, не содержащая разбухающих слоев, каолинит, гётит, гематит и диккит.

Выше по профилю содержание галечного материала убывает и конгломераты сменяются грубозернистыми субаркозовыми песчаниками.

На территории Среднего Приднестровья для терригенной толщи рифейских отложений характерно многократное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов. Среди них обнаружены уплощенные (сдавленные) каолинит-диккит-иллитовые глинистые оолиты,

прослой брекчиевидных, будинированных и рассланцованных аргиллитов, имеющих иллитовый состав с небольшой примесью хлорита и смешаннослойных минералов [12, 18].

Таким образом, появление сланцеватых текстур в верхнепротерозойской коре выветривания и аргиллитах, конформно-регенерированных структур в песчаниках [17], а также замещение разбухающих гидрослюд, смешаннослойных минералов, монтмориллонита и хлорита иллитом, каолинита диккитом, гётита гематитом, образование диккитовых и гематитовых прожилков не только в коре выветривания, но и в вышележащих осадочных породах свидетельствует о том, что и кора выветривания и осадочные отложения претерпели изменения в условиях метабазиса — начальных стадий регионального метаморфизма. Отмечается унаследованность структурно-текстурных особенностей пород субстрата в коре выветривания и сохранность их при метабазисе — начальном метаморфизме. Устанавливаются аутигенные минеральные ассоциации, соответствующие гипергенезу (хлорит-гидрослюды—смешаннослойные минералы—монтмориллонит—каолинит—гётит) и метабазису — начальному метаморфизму (иллит—диккит—гематит).

Литература

1. Белевцев Я.Н. Металлогения Украины и Молдавии. Киев: Наук. думка, 1974. 511 с.
2. Биллинкис Г.М., Жеру М.И., Перес Ф.С. Формации древних кор выветривания на территории Днестровско-Прутского междуречья и их практическое значение. — В кн.: Геолого-литологические исследования в Молдавской ССР. Кишинев: Штиница, 1976, с. 3—29.
3. Бобров Е.Т. Древняя кора выветривания в районе восточной окраины Енисейского кряжа. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1958, т. 33, вып. 3, с. 150.
4. Бобров Е.Т. Связь коры выветривания на трапах с бокситообразованием. — В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1961, вып. 4, с. 121—125.
5. Бобров Е.Т. Бокситоносные отложения Енисейского кряжа и Сибирской платформы. М.: Наука, 1968. 122 с.
6. Бобров Е.Т., Щипакина И.Г. Восток и юго-восток Русской платформы. — В кн.: Додевонские коры выветривания Русской платформы. М.: Наука, 1969, с. 106—138.
7. Бобров Е.Т., Щипакина И.Г. Структурно-текстурные особенности дорифейской коры выветривания Среднего Приднестровья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, N 7, с. 123—128.
8. Бучинская Н.И. Кора выветривания пород Вольнского габбро-анортозитового массива. — В кн.: Кора выветривания на территории УССР. Киев: Наук. думка, 1971, т. 1, с. 126—152.
9. Додатко А.Д. Эпохи корообразования на Украинском щите и некоторые данные об эволюции процессов выветривания. — В кн.: Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977, с. 60—66.
10. Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975. 212 с.
11. Дриц В.А., Копорунин В.И. К постседиментационной трансформации монтмориллонита в гидрослюду. — Литология и полез. ископаемые, 1973, N 5, с. 145—148.
12. Жеру М.И. Слабометаморфизованные верхнепротерозойские отложения северо-востока МССР. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, N 3, с. 107—113.
13. Жеру М.И. Кристаллический фундамент Молдавского Приднестровья. — В кн.: Геологическое строение и минеральные ресурсы Молдавской ССР. Кишинев: Штиница, 1976, с. 162.
14. Каляев Г.И., Скаржинский В.И., Галецкий Л.С., Кальная М.М. Геологическая характеристика Украины и Молдавии. — В кн.: Металлогения Украины и Молдавии. Киев: Наук. думка, 1974, с. 26—31.

15. *Карпова Г.В.* Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М.: Недра, 1972. 175 с.
16. *Келлер Б.М.* Палеогеография и литология венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1980. 120 с.
17. *Копелиович А.В.* Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965. 312 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 121).
18. *Коренчук Л.В.* Глинистые оолиты — маркирующий горизонт древнейшей части осадочного чехла Подолии. — Тектоника и стратиграфия, 1977, N 12, с. 98—103.
19. *Коссовская А.Г., Дриц В.А.* О гидрослюдах осадочных пород. — В кн.: Глины, их минералогия, свойства и практическое значение. М.: Наука, 1970, с. 51—58.
20. *Коссовская А.Г., Дриц В.А.* Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слюдястых минералов осадочных пород. — В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971, с. 71—95.
21. *Левченко С.В., Бобров Е.Т.* О перспективе бокситоносности девонских отложений Минусинских котловин. — В кн.: Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 430—445.
22. *Левченко С.В., Бобров Е.Т.* Девонская кора выветривания юга Красноярского края. М.: Изд-во АН СССР, 1964. 120 с.
23. *Левченко С.В., Бобров Е.Т.* Латеритная кора выветривания мезокайнозой восточной части Алтае-Саянской области. — В кн.: Генезис бокситов. М.: Наука, 1966, с. 236—249.
24. *Луцицкий В.И.* Петрография. М.; Л.: Госгеолгиздат, 1949. Т. 2. 437 с.
25. *Михайлов Б.М.* Фациальные типы рудоносных кор выветривания и их эволюция в истории Земли. — В кн.: Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977, с. 22—32.
26. *Неелов А.Н.* Восстановление первичного состава парапород по их химическому составу. — В кн.: Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1:50000. Л.: Недра, 1974, с. 397—400.
27. *Онищенко Р.И.* Древняя кора выветривания на гнейсовых породах Верхнего Побужья. — В кн.: Кора выветривания на территории УССР. Киев: Наук. думка, 1971, т. I, с. 153—166.
28. *Разумова В.Н.* Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. М.: Наука, 1977. 136 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 303).
29. *Розен О.М.* Пересчет химических анализов седиментогенных кристаллических сланцев на компоненты осадочной породы. — Сов. геология, 1970, N 7, с. 31—41.
30. *Руденко В.Е., Руденко Ю.Л.* Реконструкция метаморфизованных и метасоматически измененных пород докембрия. Новосибирск: Наука, 1979. 39 с.
31. *Сидоренко А.В.* Докембрийские коры выветривания, поверхности выравнивания и эпохи континентальных переуровней в истории докембрия. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975, с. 5—15.
32. *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.
33. *Уивер Ч.Е.* Распространение смешанно-слоистых глинистых минералов и их определение в осадочных породах. — В кн.: Вопросы минералогии глин. М.: Мир, 1962, с. 342—368.
34. *Цехомский А.М.* Основные черты формации докембрийских кор выветривания и их минерогения. В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975, с. 78—87.
35. *Щипакина И.Г.* Геохимические особенности кор выветривания пород фундамента востока и юго-востока Русской платформы. — В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических толщ. М.: Наука, 1978, с. 93—100.
36. *Щипакина И.Г.* Кора выветривания амфиболитов и габбро-норитов востока и юго-востока Русской платформы. — В кн.: Полезные ископаемые в осадочных толщах. М.: Наука, 1981, с. 204—218.

М.И. Грайзер, Х.Г. Ильинская

ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫЕ ПОРОДЫ ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ СВЯЗЬ С КОНТИНЕНТАЛЬНЫМИ ПЕРЕРЫВАМИ

Во многих районах Восточной Сибири и практически по всему стратиграфическому разрезу докембрия широко распространены породы — сланцы и гнейсы с повышенным содержанием глинозема и относительно низким кремнезема, т.е. так называемые высокоглиноземистые породы. По величине кремневого модуля некоторая, в общем очень незначительная часть таких пород отвечает аллитам, а в отдельных редких случаях даже бокситам.

Высокоглиноземистые породы на описываемой территории имеют весьма широкое вертикальное и горизонтальное распространение. Они встречаются практически по всему разрезу архея и протерозоя, начиная с самых нижних его подразделений и кончая вендом. Эти породы известны также на Сибирской платформе (Анабарский и Алданский щиты) и в окружающих ее складчатых областях, но наиболее крупные их скопления были обнаружены главным образом в зоне примыкающей к Сибирской платформе с юга.

Термин "высокоглиноземистые породы" весьма широко используется в литературе, но понимается по-разному. Авторы принимают определение, данное этому термину В.К. Головенком [3], который среди высокоглиноземистых отложений выделил три тесно связанные между собой группы осадочно-метаморфических пород докембрия. В первую из них вошли породы с содержанием глинозема не менее 25%, щелочей и щелочных земель не более 3—5% и кремневым модулем около 0,5 и более. Вторая группа включает высокоглиноземистые отложения с немного меньшим, чем в первой группе, содержанием глинозема и немного большим щелочей и щелочных земель (5—6,5%). Третья группа сравнительно с первой характеризуется более высоким содержанием как глинозема, так и щелочей и щелочных земель.

Каждая из перечисленных групп имеет свой исходный состав первично-осадочных пород, образование которых, особенно первой группы, связано с зрелыми корами химического выветривания, главным образом переотложенными, в меньшей степени с элювиальными¹. Изначально высокоглиноземистые породы описываемого генезиса представляли собой каолиновые глины, в том числе и с примесью других глинистых минералов, главным образом гидрослюд. В процессе метаморфизма каолинит и другие высокоглиноземистые минералы преобразуются при низких ступенях метаморфизма в пиррофил-

¹Высокоглиноземистые породы, связанные с магматическими образованиями, такие как нефелиновые сиениты, в данной статье не рассматриваются.

лит, диаспор, хлоритоид, при более высоких — в ставролит, андалузит, кордиерит и при самых высоких — в дистен и силлиманит [3].

Высокоглиноземистые породы описываемого генезиса, как правило, ассоциируются с мономинерально-кварцевыми обломочными породами, которые также образуются в процессе формирования зрелых кор выветривания и последующего их переотложения. В метаморфических толщах монокварцевые породы бывают представлены кварцитами, в том числе и железистыми. Сохранность первичной обломочной их структуры зависит в основном от интенсивности метаморфических преобразований.

Во время транспортировки от областей сноса каолинит смешивается с другими минеральными компонентами. Поэтому скопления его метаморфических эквивалентов с высокими концентрациями окиси алюминия наиболее вероятны вблизи мест формирования зрелых кор выветривания. Оболочки кварца подвержены более дальнему переносу, но и они, судя по материалам изучения фанерозойских и неметаморфизованных познедокембрийских отложений Русской платформы, во время их переотложения интенсивно "засоряются" другими минералами, вследствие чего от областей сноса к центру бассейна в песках снижается содержание SiO_2 и кварца в несколько раз [9].

Следовательно, высокоглиноземистые отложения и мономинерально-кварцевые породы образуют единую парагенетическую ассоциацию, каждый из компонентов которой, как правило, бывает генетически связан с перерывами и зрелыми корами выветривания. Поэтому данную ассоциацию пород было предложено [4] использовать для диагностики крупных континентальных перерывов в метаморфических толщах докембрия. Поскольку крупные континентальные перерывы обычно имеют широкое территориальное распространение, то подавляющая часть генетически связанных с ними высокоглиноземистых пород, особенно наиболее крупных, бывает приурочена к вполне определенным стратиграфическим интервалам (рисунок, см. вкл.).

В докембрии Восточной Сибири выделяются следующие крупные перерывы: раннеархейский, предпротерозойский, предрифейский (конец раннего — начало позднего протерозоя), предсреднерифейский и предвендский. Соответственно выделяются следующие стратиграфические интервалы, к которым приурочены наиболее крупные проявления высокоглиноземистых пород: нижнеархейский, верхнеархейский, нижнепротерозойский, конец нижнего — начало верхнего протерозоя, среднерифейский, вендский.

Ниже приводится краткая характеристика некоторых наиболее крупных проявлений высокоглиноземистых пород. При этом нами были использованы литературные материалы, данные личных исследований авторов статьи, а также М.В. Дубовской и Ж.А. Николиной.

Нижний архей. На рассматриваемой территории к нижнему архею относятся многочисленные проявления высокоглиноземистых пород, приуроченные к иенгрской подсерии Алданского щита и далдынской подсерии Анабарского. Нижнеархейские высокоглиноземи-

стые образования Анабара изучены крайне слабо. Значительно больше данных имеется по иенгурской подсерии Алдана [5, 6].

Иенгурская подсерия сложена в основном кварцитами и гранат-биотитовыми гнейсами и сланцами с силлиманитом и кордиеритом. Силлиманита в них около 55%, глинозема — до 25—31% и более [8]. Встречаются также линзы корундовых пород, почти нацело состоящих из глинозема. Примером могут служить месторождения корундовых и корунд-дистеновых пород Чайныт и Джалинда, расположенные на южной окраине щита в 15—27 км к северо-западу от с. Золотинка. Корундиты залегают на определенном стратиграфическом уровне в виде согласных линз длиной более 70 м и мощностью до 25 м. На месторождении Чайныт выявлено 18 рудных залежей, а на Джалинде — одна. [5].

Верхний архей. К этому стратиграфическому уровню относятся следующие стратиграфические подразделения, для которых характерно повышенное содержание глинозема: федоровская и унгринская свиты Алданского щита, тепсинская свита бирюсинской серии Восточно-Саянской складчатой области, китойская свита шарыжалгайского комплекса Присаянья, святоносская подсерия Прибайкальской серии Восточного Прибайкалья. Во всех них известны проявления и месторождения высокоглиноземистых пород.

Наиболее значительным является Китойское месторождение силлиманитовых сланцев в Восточном Саяне, расположенное в 115 км к северо-западу от г. Иркутска и в 12 км на северо-запад от с. Дабады.

Горизонт высокоглиноземистых сланцев прослежен здесь буровыми скважинами на 3,8 км и до глубины 130 м. На поверхности верхний пласт вскрыт канавами. Мощность продуктивной пачки 110—130 м. Она сложена биотит-силлиманитовыми сланцами линзовиднополосчатой, полосчатой и тонкополосчатой текстуры с подчиненным количеством силлиманит-биотитовых и кордиерит-антофиллитовых пород. Содержание силлиманита в сланцах от 25 до 45—50%, в среднем — около 34%. Содержание глинозема в силлиманите 56—59%, железа — 0,5—1%. Для описываемой пачки, особенно нижней ее части, характерны тонкие прослои и линзы кварц-полевошпатовых и кварцевых пород, а также выдержанность состава по простиранию на обширной площади, даже при незначительной мощности горизонтов, чередование слоев разной зернистости и окраски, присутствие закономерно ориентированных чешуек графита.

Проявление силлиманитовых сланцев, приуроченное к китойской свите, известно также на участке "Северный", расположенном в 8 км к северу от Китойского месторождения. Мощность силлиманитсодержащего горизонта составляет 110—130 м. Силлиманитовым гнейсам и сланцам подчинены прослои амфиболовых гнейсов и линзовидные тела кварц-полевошпатовых пород. Содержание силлиманита составляет 30—45%, реже 25—30%.

Многочисленные непромышленные проявления силлиманит- и дистенсодержащих сланцев, приуроченные к тепсинской свите бирюсинской серии, известны, в центральной части Восточного Саяна,

в бассейне р. Эльдран (Нижнеудинский район Иркутской области). Содержание силлиманита в сланцах не превышает 18%, а дистена — 20%. Мощность силлиманит- и дистеносодержащих пород — от 5 м до сотен метров. Они переслаиваются со слюдистыми и гранат-слюдистыми сланцами, амфиболитами и кварцитами. Мощность последних — до 80—100 м.

Нижний протерозой. В нижнем протерозое выделяется два стратиграфических интервала, содержащих высокоглиноземистые породы. Один из них приурочен к самой нижней части нижнего протерозоя, второй — к самой верхней.

Основные районы развития высокоглиноземистых пород, относящиеся к нижнему горизонту нижнего протерозоя, располагаются в Западном Прибайкалье (харгитуйская свита), в южных частях Восточного Саяна (мангатгольская свита), Хамар-Дабана (хангарульская свита), на Витимском плоскогорье (сурамакитская толща гаргинской серии) и, вероятно, также на Сангилене в Тувинской АССР (мугурская свита).

Для описываемого стратиграфического уровня характерны многочисленные, но, как правило, бедные рудопроявления. Среднее содержание силлиманита и дистена в сланцах и гнейсах обычно составляет до 7—14%, очень редко до 20—25%. В силлиманит-биотитовых и ставролит-биотитовых гнейсах мугурской свиты Сангилене глиноземистые минералы, по данным авторов, составляют от 5 до 15%. Содержание Al_2O_3 в этих породах достигает 21,8%.

Специфическая особенность данного интервала разреза — преимущественно полимиктовый состав слагающих пород. Мономинерально-кварцевые породы встречаются в меньшем количестве и не везде. В мугурской свите Сангилене, наоборот, очень широко представлены кварциты, в том числе и железистые, но в настоящее время нет полной уверенности в принадлежности этой свиты к низам нижнего протерозоя¹.

Верхний горизонт нижнего протерозоя имеет весьма широкое распространение в Байкальской складчатой области, особенно в Патомском и северной части Северо-Байкальского нагорий, Средне-Витимской горной стране, а также в Западном Прибайкалье. Он представлен здесь пурпольской свитой тепторгинской серии, окуньской и анайской сериями. Все подразделения имеют сходный состав и строение. В качестве примера приведем краткую характеристику пурпольской свиты.

Пурпольская свита делится на три подсвиты. Нижняя и верхняя подсвиты сложены кварцевыми песчаниками, гравелитами, реже мелко-

¹ Положение мугурской свиты в разрезе протерозоя недостаточно ясно. Не исключается и более молодой ее возраст — поздненижнепротерозойский — нижнерифейский. В этом случае проявления высокоглиноземистых пород, связанные с этой свитой, будут коррелироваться с более высоким горизонтом протерозоя. Более подробно данный вопрос рассматривается в настоящем сборнике в статье М.И. Грайзера и Х.Г. Ильинской "Континентальные перерывы в докембрии Сангилене (Тува)".

галечными конгломератами. Средняя подсвита представлена главным образом высокоглиноземистыми сланцами с подчиненными прослоями и маломощными пачками обломочных пород. Среди высокоглиноземистых сланцев пурпольской свиты встречаются дистеновые, дистенхлоритовые, дистен-ставролитовые, диаспоровые и хлоритовидные разновидности с диаспоровыми конкрециями диаметром обычно 15—30 см, в отдельных случаях до 1 м. Содержание дистена в отдельных пачках достигает 70% [8]. Среднее содержание глинозема в сланцах составляет 32,5%. Они отличаются также повышенным содержанием двуокиси титана и окислов железа, низким — щелочей и щелочных земель. Кремневый модуль выше 0,5, в среднем 0,7. Обломочные породы средней подсвиты внизу мономинерально-кварцевые, вверху полевошпатово-кварцевые. Мощность средней подсвиты изменяется от десятков метров до 350 м. Общая мощность пурпольской свиты — 150—965 м.

Пурпольская свита с большим перерывом залегает на осадочно-метаморфических породах чуйской толщи и прорывающих ее гранитоидах. Контакт выражен метаморфизованными корами выветривания, а также резкими угловыми и азимутальными несогласиями.

Состав пурпольской свиты свидетельствует о том, что она образовалась в результате переотложения зрелых кор химического выветривания [3]. Сказанное в равной степени относится к анайской и окуньской сериям.

Верхний протерозой, нижний рифей. Высокоглиноземистые породы приурочены к большереченской свите Присаянья, корниловской свите Хамар-Дабана и Юго-Западного Прибайкалья, а также кординской свите Енисейского кряжа.

Большереченская свита характеризуется распространением сланцев, в которых содержится от 5 до 20% андалузита. Корниловская свита составляет нижнюю часть битуджинской серии. В ней распространены двуслюдяные сланцы с андалузитом и силлиманитом, а также сланцы и гнейсы с силлиманитом. Кординская свита сухопитской серии сложена кварцевыми мономинеральными и олигомиктовыми песчаниками, конгломератами и сланцами, содержащими до 50% андалузита [10].

Высокоглиноземистые породы нижнего протерозоя Байкальской складчатой области и нижнего рифея Саяно-Енисейской складчатой области составляют генетически единую формацию переотложенных кор выветривания, обязанную своим происхождением крупному дорифейскому перерыву. По всей вероятности, этот перерыв закончился в Байкальской области несколько раньше (конец раннего протерозоя), чем в Саяно-Енисейской (начало рифея).

К описываемому интервалу разреза (конец нижнего — начало верхнего протерозоя), очевидно, относятся довольно многочисленные проявления высокоглиноземистых пород, приуроченные к мамской толще Байкало-Патомского нагорья. В бассейнах рек Мама и Чуя в разрезе этой толщи указывается [8] 13 горизонтов сланцев с предварительно подсчитанными запасами дистена.

Стратиграфическое положение и возраст мамской толщи долгое

время оставался неясным. Наиболее аргументирована точка зрения, согласно которой нижняя часть мамской толщи (ставролитовый горизонт) соответствует тепторгинской серии, а верхняя — патомской серии рифея [1, 2, 7].

Средний рифей. С этим стратиграфическим интервалом связаны горизонты с повышенным содержанием глинозема в потоскуйской свите тунгусикской серии Енисейского края, второкламенской свите Туруханского района и кумахинской свите лахандинской серии Учуро-Майского района. В последней обнаружены скопления высокоглиноземистых пород, которые содержат (в %): Al_2O_3 — 43—50, SiO_2 — 8—14, Fe_2O_3 — 15—25 [10].

Венд. К этому уровню, точнее к нижней его части, приурочены проявления бокситов. Прежде всего — это крупное Боксонское бокситовое месторождение, а также выявленное в 1971 г. вблизи г. Красноярска Козыревское проявление бёмит-диаспоровых бокситов в овсянковской свите. Химический состав бокситов (в %): Al_2O_3 — 31—43, SiO_2 — 2—30, TiO_2 — 7—8, Fe_2O_3 — 8—34, FeO — 7—22, P_2O_5 — 1—3. Рудный пласт прослежен на 15—18 км [10].

В заключение отметим следующее.

1. На территории Восточной Сибири высокоглиноземистые породы имеют весьма широкое развитие по всей стратиграфической колонке докембрия. Их скопления сосредоточены главным образом в нижних частях крупных серий и, как правило, ассоциируются с мономинерально-кварцевыми обломочными породами, что указывает на их генетическую связь с перерывами и образованием за счет размыва и переотложения зрелых кор химического выветривания. Наиболее отчетливо выделяются следующие перерывы: раннеархейский, предпротерозойский, предрифейский, предсреднерифейский и предвендский. Менее четко по парагенезу высокоглиноземистых и монокварцевых пород фиксируется предпротерозойский перерыв.

2. На рассмотренной территории наибольшее распространение имеют силлиманит-дистен-андалузитовые сланцы, которые сравнительно легко поддаются обогащению с получением концентратов, содержащих до 60% дистена или силлиманита. Такие концентраты могут быть использованы для получения глинозема, а также силумина — сплава кремния и алюминия, широко применяемого в машиностроении [8]. Однако до настоящего времени все еще нет удовлетворительных технологических схем извлечения глинозема из сланцев и гнейсов. Эту задачу необходимо решать одновременно с работами по выявлению крупных месторождений высокоглиноземного сырья.

Литература

1. Великославинский Д.А., Казаков А.Н., Соколов Ю.М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 227 с.

2. Головенко В.К. О возрасте мамской толщи и ее положение среди докембрийских образований Северо-Байкаль-

ского и Патомского нагорий. — В кн.: Материалы по геологии Восточной Сибири. Л.: ВСЕГЕИ, 1961, с. 71—82.

3. Головенко В.К. Высокоглиноземистые формации докембрия. Л.: Недра, 1977. 266 с.

4. Грайзер М.И. Диагностика конти-

ментальных эпох и перерывов в позднем докембрии на примере Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. — Литология и полез. ископаемые, 1982, N 2, с. 104—109.

5. Кулиш Е.А. Высокоглиноземистые метаморфические породы нижнего архея Алданского щита и их литология. Хабаровск, 1973. 370 с.

6. Кулиш Е.А. Продукты кор выветривания Алданской подвижной области и условий их формирования. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975, с. 154—160.

7. Лобач-Жученко С.Б. О регрессивном метаморфизме пород кварцито-гнейсовой свиты мамской мерии — Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР, 1957, вып. 7, с. 246—267.

8. Одинцов М.М., Шмотов А.П. Высокоглиноземистое сырье Восточной Сибири — проблема заслуживающая внимания и разработки. — Геология и геофизика, 1981, N 4, с. 25—28.

9. Ронов А.Б., Михайловская М.С., Солодкова И.И. Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород. — В кн.: Химия земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, т. 1, с. 201—252.

10. Скловский А.М., Шумов О.В. Некоторые генетические закономерности распределения бокситоносных уровней в позднем докембрии Восточной Сибири. — В кн.: Тез. докл. на семинаре по генезису бокситов. М.: ВИМС, 1974, с. 142—145.

УДК 553.078:551.71/72(571.1)

С.В. Левченко, Х.Г. Ильинская

КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ ЮГО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В настоящей статье рассматриваются особенности континентальной металлогении, связанной с перерывами в верхнем докембрии в двух районах юго-западного обрамления Сибирской платформы: Енисейском кряже и Восточном Саяне.

Отложения докембрия, слагающие Енисейский кряж, по своей полноте являются опорными для всего района. Разрез протерозоя в этом районе изучен довольно хорошо и на основании работ многочисленных геологов разделен на шесть серий: тейскую, сухопитскую, тунгусикскую, ослянскую, тасеевскую и угловскую.

Тейскую серию слагает толща метаморфизованных пород, состоящих из биотитовых, гранат-биотитовых, двуслюдяных кристаллических сланцев (свита хр. Карпинского), сменяющихся в верхней части разреза мраморами, кальцифирами с прослоями амфиболитов (пенчгинская свита). Эта серия относится к нижнему протерозою [8,9]. Основанием для такого заключения послужило определение абсолютного возраста гранитов, прорывающих тейскую серию, и составляющее 1750 млн. лет.

Сухопитская серия с перерывом залегает на породах тейской серии и разделяется на шесть свит, имеющих ритмичное строение: кординскую, горбылокскую, удерейскую, погорюйскую, карточки и аладьинскую. Для кординской свиты характерен песчано-глинистый состав. В горбылокской свите преобладают сланцы. Удерейская свита почти полностью сложена черными сланцами с многочисленными прослоями

сидеритов. Погорюйская свита имеет песчано-сланцевый состав. Свита карточки и аладьинская представлены терригенно-карбонатными отложениями. Общая мощность сухопитской серии колеблется в пределах 2—5 км. Возраст серии определяется нижним — средним рифеем [8].

Вышележащая тунгусикская серия состоит из трех циклов: первый представлен потоскуйской свитой, которую Г.И. Кириченко [6] разделил на две самостоятельные свиты: красногорскую песчано-сланцевую и джурскую доломитовую. Красногорская свита с размывом залегает на отложениях сухопитской серии. Второй цикл представлен шунтарской карбонатно-песчаной свитой. Третий цикл разделяется на две свиты: карбонатную серого ключа и карбонатно-сланцево-песчаную дадыктинскую.

Ослянская серия залегает с размывом на отложениях киргитской свиты и расчленяется на нижнеангарскую песчано-сланцевую и дашкинскую карбонатную свиты. Тунгусикская и ослянская серии относятся к среднему рифею [8].

Тасеевская серия представлена терригенной толщей, включающей алевролиты, песчаники, конгломераты и гравелиты, в верхней части серии преобладают известняки. По Л.П. Салопу [8], возраст тасеевской серии считается верхнерифейским. На отложениях тасеевской серии с перерывом залегает угловская серия венда [8], представленная терригенно-карбонатными образованиями.

Наиболее крупные перерывы отвечают предкординскому, предкрасногорскому и преднижнеангарскому времени. В эпоху перерывов происходило формирование зрелых кор химического выветривания. Кроме перечисленных региональных перерывов, существуют перерывы, отделяющие отдельные свиты и циклы. Они являются локальными, а границы между свитами и циклами — скользящими.

Рассматривая разрез верхнего докембрия в целом, можно выделить следующие наиболее важные перспективные интервалы, где возможны находки залежей высокоглиноземистых пород, а также железных руд. К ним относятся свиты, которые отделяются от нижележащих отложений относительно крупным перерывом. Это кординская, красногорская и нижнеангарская свиты.

В кординской свите В.В. Жабин [2, 3] отметил широкое развитие переотложенных продуктов выветривания. Они представлены породами с повышенным содержанием железа и свободного глинозема. Это кристаллические сланцы и гнейсы с силлимантом, андалузитом и дистеном. В составе свиты развиты также углистые сланцы с хлоритоидом, присутствующим в породе до 40%. Прослой андалузитовых сланцев отмечены среди кварцево-биотитовых и кварцево-хлоритовых сланцев. Для свиты характерна ассоциация высокоглиноземистых образований с кварцевыми породами. Перечисленные особенности отложений кординской свиты позволили В.В. Жабину считать, что эта свита формировалась в эпоху интенсивного выветривания, и высокоглиноземистые породы — результат метаморфизма осадочных пород, первично обогащенных Al_2O_3 .

Кординская свита сопоставляется В.В. Жабиным с пурпольской свитой тепторгинской серии Патомского нагорья, где выявлены линзы высокоглиноземистых пород диаспорового состава.

Продукты размыва кор выветривания распространены и в красногорской свите. Они представлены глинистыми, алевро-глинистыми сланцами, кварцевыми песчаниками, содержащими минералы свободного глинозема. Здесь встречаются также гематитизированные сланцы с линзами гематита. В целом для отложений данной свиты характерно повышенное содержание глинозема и кремнезема. Среди сланцев встречаются хлоритоидные разности, в которых Al_2O_3 составляет 28—30%, Fe_2O_3 — 20—40% [2]. Обогащение глинистого вещества красногорской свиты глиноземом и железом, по-видимому, свидетельствует о тесной связи этой свиты с сформированными в докрасногорское время зрелыми корами выветривания. Красногорская свита сопоставляется с голоуспенской и улунтуйской свитами Прибайкалья и лахандинской свитой Учуро-Майского района, где выявлены высокоглиноземистые образования с повышенным содержанием железа и глинозема.

Наличие в кординской и красногорской свитах продуктов размыва кор выветривания с повышенным содержанием свободного глинозема и железа определяет перспективность упомянутых свит на обнаружение залежей высокоглиноземистых пород.

Следующая весьма перспективная на железо и алюминий свита — нижеангарская красноцветная песчано-сланцевая. Она имеет особый интерес, так как к ней приурочен крупный Ангаро-Питский железорудный район. Нижеангарская свита с конгломератами в основании залегает на отложениях киргитейской свиты тунгусикской серии. Рудоносная толща разделяется на три горизонта: рудный, рудно-песчаный и рудно-глинистый. Второй — средний горизонт — иногда называют сиреневым, а верхний — рудно-глинистый — желтым. Нижний — рудный горизонт сложен гравелитовыми породами, состоящими из уплощенной, хорошо окатанной гальки, которая нацело сложена гематитом. Цемент состоит из гематита и смеси хлорита и гематита. Сиреневый горизонт представлен чередующимися рудными и песчаными прослоями. Первые сложены гематитом и хлоритом, вторые в основном зернами кварца. Желтая пачка состоит из переслаивающихся глинистых и рудных прослоев. В глинистых отложениях содержание Al_2O_3 составляет 28—32%. Встречаются прослои хлоритоидно-пиррофиллитовых сланцев с содержанием свободного глинозема до 1% [3]. Учитывая отмеченные выше особенности нижеангарской свиты, представляется несомненной связь нижеангарских железных руд с железисто-каолинитовыми корами выветривания, формировавшимися в донизнеангарское время на породах дадыктинской свиты и переотложенными в прибрежных лагунных и дельтовых участках. Нельзя не согласиться с В.В. Жабиным [3], что этот интервал перспективен не только на железные руды, но и на высокоглиноземистые породы.

В верхнем докембрии Восточного Саяна с точки зрения континентальной металлогении наибольший интерес представляет бок-

сонская серия венда, так как с предвендским перерывом связано формирование коры выветривания, продукты размыва которой послужили материалом для накопления бокситов Боксонского месторождения. Боксонская серия разделяется на две свиты: забитскую доломитовую, залегающую с размывом на отложениях сархойской свиты, и билютинскую терригенно-кремнисто-доломитовую. На основании находок во вмещающих породах остатков медузоидов, боксонская серия отнесена к венду [2].

Боксонское месторождение приурочено к Сархой-Боксонскому синклинию. Указанную часть Восточного Саяна, по мнению Л.П. Зоненшайна [4], следует относить к промежуточной (миогеосинклинальной) зоне, располагающейся между платформенным Присяньем и Идэро-Джидинской эвгеосинклинальной зоной. Боксонское месторождение приурочено к своеобразным структурам: плоской блюдцеобразной впадине Хоре и Боксон-Сархойской моноклинали, разбитых многочисленными разломами. Бокситы залегают среди карбонатных пород на различных горизонтах закарстованных доломитов забитской свиты. Образование бокситов осуществлялось в мелководном бассейне, выполнявшем впадину Хоре. Такое положение месторождения определило появление целого ряда точек зрения на его генезис. Первая — хемогенная, выдвинутая еще Н.И. Ильиной [5], П.В. Орловой [7] и Ю.К. Горецким [1], предполагает вынос глинозема из коры выветривания и его переотложение в мелководном бассейне Хоре. К.Ф. Терентьевой в 1949 г. была выдвинута гипотеза механического разрушения верхних горизонтов коры выветривания и последующего их накопления в мелководной впадине Хоре. По мнению В.В. Жабина, образование бокситов происходило как механическим, так и хемогенным путем.

Авторы данной статьи считают, что образование бокситов Боксонского месторождения осуществлялось в континентальных условиях при выводе накопившегося перенесенного материала коры выветривания на дневную поверхность и последующей его латеритизации. Особо надо подчеркнуть, что латеритизации подвергался переработанный выветриванием вулканогенный материал, входивший в состав сархойской свиты. Наличие не одного, а нескольких прослоев бокситов в бокситоносной толще [3] подтверждает высказанную выше идею.

С предвендским перерывом связано также формирование овсянковой свиты, в составе которой выявлены высокоглиноземистые породы диаспор-бёмитового состава (Козыреевское рудопоявление).

Подводя итоги выяснению континентальной металлогении в верхнем докембрии юго-западного обрамления Сибирской платформы, можно выделить месторождения, генетически неразрывно связанные с перерывами и корообразованием в эпохи перерывов. Примером могут служить Ангаро-Питское месторождение железных руд и Боксонское месторождение бокситов. Рудные концентрации могли формироваться только в определенных условиях, т.е. в окислительной обстановке и гумидном климате.

Литература

1. *Горецкий Ю.К.* Закономерности размещения и условия образования основных типов бокситовых месторождений. М.: ВИМС, 1960. 255 с.

2. *Жабин В.В.* Докембрийские коры выветривания и продукты их переотложения в Средней Сибири. М.: ВИЭМС, 1970. 11 с. (Сер. Геология, методы поисков и разведки месторождений цветных, редких и благородных металлов; N 7).

3. *Жабин В.В.* Высокоглиноземистые формации позднего докембрия Боксон-Сархойского синклинория (Восточный Саян) и Енисейского кряжа: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Томск: Том. ун-т, 1973. 25 с.

4. *Зоненшайн Л.П.* О сочленении Восточно-Саянского докембрийского складчатого массива с Алтае-Саянской палеозойской геосинклинальной областью. — Тр. Всесоюз. аэрогеол. треста, 1959, вып. 5, с. 15—20.

5. *Ильина Н.С.* Геология и генезис

Боксонских бокситов в Восточных Саянах. — В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 267—279.

6. *Кириченко Г.И.* Енисейский кряж. — В кн.: Стратиграфия СССР: Верхний докембрий. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 331—348.

7. *Орлова П.В.* Литология, условия образования и закономерности размещения бокситов Боксонского месторождения. — В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 282—305.

8. *Салоп Л.П.* Общая стратиграфическая шкала докембрия: Периодизация докембрия материков северного полушария и основные черты раннего этапа геологической эволюции. Л.: Наука, 1973. 309 с.

9. *Семихатов М.А.* Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с.

УДК 551:71/.72(571.52)

М.И. Грайзер, Х.Г. Ильинская

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ПЕРЕРЫВЫ В ДОКЕМБРИИ САНГИЛЕНА (Тува)

На территории Тувы докембрийские отложения распространены на ее северо-востоке, в бассейнах рек Каа-Хем, Бий-Хем, Кызыл-Хем и на юго-востоке, в нагорье Сангилен. Лучше всего они изучены в нагорье Сангилен, где сложены метаморфическими породами мощностью 10—12 км и четко подразделяются на три крупных комплекса (снизу): терригенный, карбонатный и карбонатно-эффузивно-сланцевый.

Терригенный комплекс мощностью около 3 км представлен главным образом гнейсами и кристаллическими сланцами с подчиненными прослоями мраморов, кварцитов и железистых кварцитов. В разное время этот комплекс выделялся под названиями эмийской свиты, чинчилигской серии, шутхулайской свиты и др. Большинство исследователей вслед за А.В. Ильиным и В.М. Моралевым [10] он подразделяется на две свиты: нижнюю тескемскую, гнейсовую по составу, и верхнюю мугурскую, сложенную сланцами, гнейсами, мраморами и кварцитами, в том числе железистыми. Породы терригенного комплекса метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой и гранулитовой фациях.

Карбонатный комплекс мощностью 3,5 км сложен в основном графитистыми мраморами, мраморизованными известняками, разнообразными сланцами и гнейсами. В нем выделяются балыктыгхемская и

чартысская свиты. Породы данного комплекса метаморфизованы в эпидит-амфиболитовой, частично зеленосланцевой фациях.

Верхний — карбонатно-эффузивно-сланцевый комплекс мощностью до 4 км представлен эффузивами и их туфами, различными терригенно-сланцевыми породами с подчиненными им доломитами и известняками; подразделяется на нарынскую, чахыртойскую, уланэргинскую и карахольскую свиты. Этот комплекс достаточно уверенно датируется средним — верхним рифеем; нарынская свита содержит многочисленные и разнообразные органические остатки, указывающие на ее принадлежность к среднему рифею, а для чахыртойской свиты значение абсолютного возраста составляет 740—700 млн. лет [14]. Комплекс метаморфизован в зеленосланцевой фации.

В ряде случаев, преимущественно на северо-востоке Тувы верхний комплекс залегает на среднем с угловым и азимутальным несогласием.

Дискуссионным является вопрос о возрасте среднего и нижнего комплексов. Часть геологов относит их к рифею, другие — к нижнему или среднему протерозою. Этот вопрос решался главным образом на основании имеющихся различий в степени метаморфизованности пород, по наличию или отсутствию угловых и структурных несогласий и другим геологическим данным. В самое последнее время в литературе [15] появились сведения об абсолютном возрасте тесхемской свиты — более 3100 ± 200 млн. лет (определения М.И. Волобуева по цирконам уран-свинцовым методом), свидетельствующие о принадлежности последней к верхнему архею.

Спорен также вопрос о перерывах в докембрии Сангилене. Многие исследователи вслед за А.И. Левенко [12], А.В. Ильиным и В.М. Моралевым [7, 8, 9] придерживаются мнения о непрерывности всего докембрийского разреза. Другие, например В.В. Архангельская и А.Г. Кац, выделяют один преднарынский перерыв, а А.П. Божинский — два: преднарынский, а также между терригенным и карбонатным комплексами, а А.Б. Гинцингер [3] — пять перерывов (снизу): между тесхемской и мугурской, чартысской и нарынской, нарынской и чахыртойской, чахыртойской и уланэргинской, уланэргинской и карахольской свитами.

Проведенное нами изучение нижних комплексов докембрия Сангилене привело нас к мнению о наличии в этой части разреза преднарынского и предмугурского перерывов. Преднарынский перерыв выявляется во многих местах по несогласному (угловому и структурному) залеганию нарынских известняков на подстилающих отложениях карбонатного, а иногда даже и терригенного комплексов [1, 3, 13]. Угловое несогласие между нарынской и чартысской свитами наблюдалось нами в бассейне р. Хорунг — правого притока р. Нарын. Напротив, предмугурской перерыв не проявляется ни ясновыраженными угловыми или структурными несогласиями, ни различиями в степени метаморфизованности слагающих эти толщи пород. Его наличие, по нашему мнению, фиксируется существенно различным литологическим составом тесхемской и мугурской свит и прежде всего тем, что в мугурской свите широким распространением пользуются кварциты и

высокоглиноземистые породы, полностью отсутствующие в тесхемской свите.

Известно, что высокоглиноземистые, как и мономинерально-кварцевые, обломочные породы образуются в результате переотложения зрелых кор химического выветривания, в связи с чем их парагенез может служить надежным показателем перерыва в осадконакоплении [4, 5, 17].

Ниже приводятся результаты изучения терригенного комплекса, проведенного нами в бассейне р. Эрзин. В изучении разрезах этот комплекс представлен преимущественно гнейсами и сланцами, в меньшей степени мигматитами, с многочисленными инъекциями лейкократовых гранитоидов мощностью от 2—3 до 50 м и более.

В тесхемской свите присутствуют мигматиты и гнейсы. По минеральному составу различаются гнейсы гранат-биотитовые и двуслюдяные; кроме того, выделяются мигматизированные. Структура пород — гранобластовая, лепидогранобластовая, текстура — сланцеватая. Мигматиты состоят (в %) из кварца — 40—60, полевого шпата — 30—45, биотита — 5, мусковита — 5—15, граната — 1 и апатита — 2. Гнейсы гранат-биотитовые содержат (в %) биотит — 15—25, гранат — до 5, полевые шпаты — 40—60, кварц — 10—40, роговая обманка — не более 5—10, присутствует также сфен — 2—5, апатит — 1—5, мусковит — 2—3, зерна циркона, турмалина и магнетита. В двуслюдяных гнейсах содержится (в %) мусковит и биотит — 25—30, кварц — 20—55, полевые шпаты — 25—45, гранат — 2—10, эпидот — 2—5, апатит — 1—3, турмалин — 1. Акцессорные минералы представлены цирконом, вторичные — хлоритом.

Мугурская свита по внешнему облику и составу отличается от тесхемской. Как уже указывалось, в ней, помимо гнейсов, присутствуют разнообразные сланцы, мраморы, кварциты и их железистые разности; только в ней нами были обнаружены высокоглиноземистые минералы. По данным химического анализа содержание Al_2O_3 в некоторых пробах пород мугурской свиты составляет до 21,8%.

Железистые кварциты приурочены только к мугурской свите в основном к верхней ее части и образуют прослой мощностью 2—3 м. Они сложены в основном магнетитом и кварцем, кроме того, присутствуют апатит, мусковит, гранат и роговая обманка.

Гнейсы мугурской свиты характеризуются гранобластовой и лепидогранобластовой структурой, сланцеватой и полосчатой текстурой. Последняя обусловлена чередованием полос кварц-полевошпатового состава с полосами, обогащенными биотитом. По минеральному составу гнейсы подразделяются на гранат-амфиболовые, биотитовые, ставролит-биотитовые и силлиманит-биотитовые. В гранат-амфиболовых гнейсах присутствует (в %) гранат — 10, роговая обманка — 35—40, кварц — 25, полевой шпат — 25, сфен — 5. Гнейсы биотитовые, ставролит-биотитовые, силлиманит-биотитовые; содержат (в %) биотит — 20—40, кварц — 15—30, полевой шпат — 30—45, мусковит — 5—10, гранат — 3—5, ставролит — 15, силлиманит — 5, единичные зерна турмалина, циркона, магнетита и графита.

Кварц присутствует в виде изометричных и ксеноморфных зерен размером 0,04—0,8 мм. В них содержатся включения мелких зерен

циркона. Полевой шпат — плагиоклаз (обычно андезин) — представлен удлиненнопризматическими и таблитчатыми кристаллами размером 0,1—1,3 и 2,8 мм. В них содержатся включения циркона и апатита. Полевые шпаты замещаются тонкочешуйчатым глинистым агрегатом гидрослюдистого состава. Биотит образует удлиненные тонкие пластинки, преохрозирующие в коричневато-желтых тонах. В них наблюдаются густые плеохроичные ореолы. Биотит замещается хлоритом, при этом образуются сфен и лейкоксен. Апатит — округлой и призматической формы кристаллы светло-зеленого цвета, встречающиеся в виде включений в перечисленных выше минералах. Размер зерен 0,03—0,20 мм. Гранат округлой и неправильной формы, зерна или их скопления размером 0,01—0,3, иногда 0,7 мм. При содержании граната 5—10% наблюдается его равномерное распределение в породе. Часто мелкие зерна граната ориентированы по сланцеватости. В виде включений гранат содержится в биотите и полевом шпате. По трещинкам в гранате развивается хлорит. Сфен присутствует в виде клиновидных зерен в биотите или образует цепочки, располагающиеся на стыке зерен биотита и полевых шпатов. Иногда сфен располагается вдоль сланцеватости. Хлорит развивается по биотиту и гранату. С хлоритом часто ассоциирует лейкоксен, выделенный при замещении биотита. Мусковит образует бесцветные удлиненные чешуйки; часты взаимопрорастания его с биотитом. Эпидот наблюдается в виде удлиненных зерен, расположенных параллельно сланцеватости; встречается также в виде включений в мусковите и хлорите. Магнетит присутствует в виде мелких зерен, ориентированных параллельно сланцеватости. Графит наблюдается в виде пластинок.

Сланцы мугурской свиты представлены амфиболовыми, актинолитовыми и эпидот-амфиболовыми разностями, причем последние преобладают. Амфиболовые сланцы состоят на 80% из удлиненных кристаллов роговой обманки, кварца и полевого шпата, составляющих в сумме 15%, и сфена в количестве 5%. Актинолитовые сланцы нацело сложены удлиненными бесцветными кристаллами актинолита. В виде примеси (5—7%) присутствуют магнетит, единичные зерна апатита и рутила.

Эпидот-амфиболовые сланцы характеризуются grano-нематобластовой структурой. Текстура их сланцеватая, иногда полосчатая. Последняя обусловлена прослоями кварц-полевошпатового, амфиболового и эпидотового составов. Минеральный состав сланцев (в %): роговая обманка — 30—60, эпидот — 15—30, кварц — 5—20, полевые шпаты — 5—10, сфен — 5—15, магнетит — 5. Роговая обманка присутствует в виде удлиненных зерен зеленого цвета. Полевые шпаты частично и нацело замещаются тонкочешуйчатым глинистым минералом. Эпидот образует зерна неправильной формы; часто наблюдается в кварц-полевошпатовых прослоях. Сфен встречается в виде скоплений мелких кристаллов в роговой обманке и в кварц-полевошпатовых прослоях. Кристаллы его ориентированы параллельно сланцеватости.

Из высокоглиноземистых минералов нами изучены ставролит и силлиманит. Ставролит представлен крупными неправильной формы зернами, плеохроирующими в желтых тонах, размером 0,2—9,7 мм. В

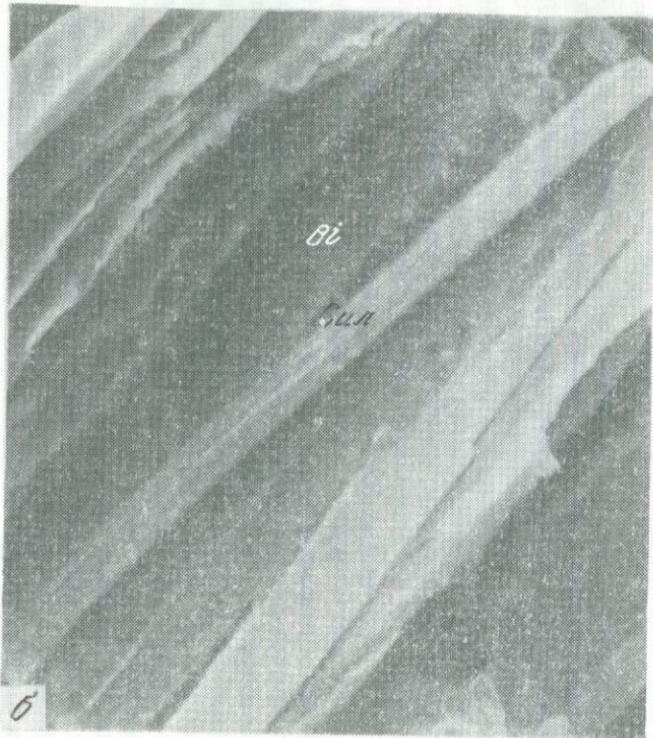


Рис. 1. Замещение силлиманитом биотита; силлиманит-биотитовый гнейс мугурской свиты нижнего протерозоя. Электронно-микроскопический снимок: *a* — ув. 300, *б* — ув. 10000. Би — биотит, Сил — силлиманит

нем присутствуют включения мелких зерен кварца и полевых шпатов. Часто ставролит приурочен к участкам биотитового состава. Силлиманит встречается в незначительных количествах и распределен в породе крайне неравномерно. Обычно он присутствует в виде тонкоигольчатых, волокнистых образований, развивающихся по биотиту. В шлифах при больших увеличениях видно расщепление по краям пластинок биотита и формирование тонкоигольчатого силлиманита, образующего веерообразные и сноповидные агрегаты. Особенно отчетливо это видно на приведенных электронномикроскопических снимках (выполнено Ф.А. Киреевым). На рис. 1 а, б видны гексагонального облика таблички биотита, которые по периферии расщепляются и замещаются игольчатыми кристаллами силлиманита.

Микрорентгеноспектральным методом в игольчатом силлиманите определены содержания (в %) основных окислов.

	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃
Игольчатый силлиманит	61,8	36,4	1,6
"	62,8	36,1	2,3
"	62,5	35,9	1,8
"	52,2	47,6	3,0
Теоретический состав силлиманита	63,2	36,8	3,0

Как видно, содержание Al₂O₃, SiO₂ и Fe₂O₃ в исследуемых участках близко теоретическому составу силлиманита.

Таким образом, изучение вещественного состава терригенного комплекса бассейна р. Эрзин показало, что отложения тесхемской и мугурской свит заметно отличаются по минеральному составу. Наиболее характерное отличие — приуроченность кварцитов и их железистых разностей только к мугурской свите и главным образом к ее верхней части. В изучаемом разрезе также только в мугурской свите встречаются многочисленные высокоглиноземистые минералы. Прослой корунд-шпинелевых пород мощностью 1,3—1,4 м с высоким содержанием в них глинозема (до 70,65%) и низким кремнезема (5,82%) были обнаружены В.А. Вахрушевым и З.Д. Щербаковой [2] в районе Мугурского месторождения железистых кварцитов. Обогащенные силлиманитом горизонты наблюдались Г.Г. Лепезиным [13] в верховьях рек Морен, Баян-Гол, Тарлышкин-Хем и др.

Близкий состав имеют соответствующие части разреза докембрия на северо-востоке Тувы и в пограничных с Тувой районах Монголии (Западное и Восточное Прихубсугулье). В первом из названных районов по данным Г.А. Кудрявцева [7] высокоглиноземистые минералы представлены гранатом и силлиманитом в составе плагиоклазовых гнейсов, во втором — ставролитовыми, силлиманитовыми и андалузитовыми сланцами и гнейсами. И там, и тут встречаются кварциты.

Как уже указывалось выше, совместное присутствие высокоглиноземистых отложений и мономинеральных обломочных кварцевых пород рассматривается нами как показатель перерыва в осадконакоплении, имевшего место перед отложением мугурской свиты. Во время этого перерыва образовались зрелые, обогащенные глиноземом коры выветривания, которые после их разрушения и переотложения послужили источником для образования высокоглиноземистых и

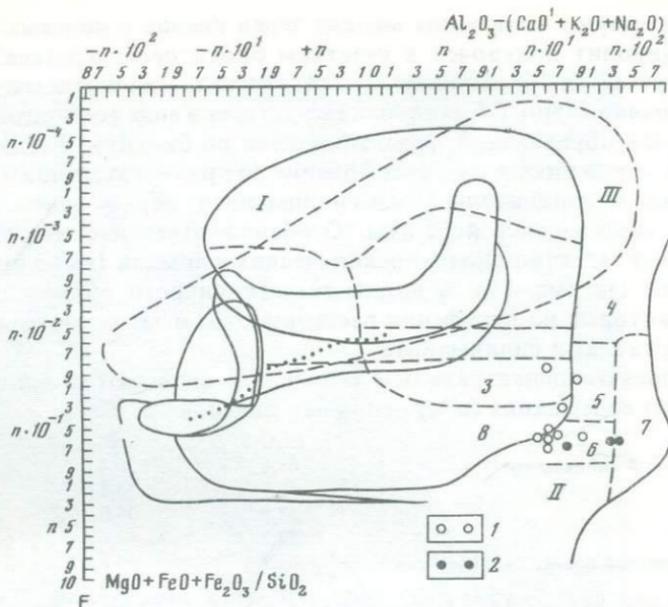


Рис. 2. Диаграмма ФАК для реконструкции первичного состава метаморфизованных силикатных вулканогенных, вулканогенно-осадочных и терригенно-осадочных пород [16]

I — зернистые осадочные и смешанные породы; II — пелиты; III — хомогенные силициты. Образцы свит: 1 — тесхемской; 2 — мугурской; 3 — граувакки; 4 — каолиновые глины; 5 — гидрослюдистые глины; 6 — монтмориллонитовые глины; 7 — бокситовые глины; 8 — смешанные продукты глубокого выветривания основных и ультраосновных пород

кварцевых пород мугурской свиты. Предмугурский перерыв подтверждается также результатами реконструкции первичного состава метаморфических пород. Использование диаграммы А.А. Предовского [16] показало, что гнейсы и сланцы тесхемской и мугурской свит возникли за счет метаморфических преобразований первично осадочных, преимущественно пелитовых пород, а высокоглиноземистые породы мугурской свиты разместились на этой диаграмме на границе распространения монтмориллонитовых и бокситовых глин (рис. 2). Повышенное содержание титана (среднее $500\text{г}/\tau$) в породах мугурской свиты, вероятно, также связано с предмугурским перерывом, во время которого в продуктах выветривания происходило его накопление.

Таким образом, в разрезе двух нижних комплексов докембрия Сангилена выделяются два крупных перерыва: преднарынский и предмугурский. Поскольку нарынская свита датируется средним рифеем, то и соответствующий перерыв, прослеживаемый по всей восточной Туве, достаточно уверенно коррелируется предсреднерифейским перерывом, имевшим место в Западном Прибайкалье перед образованием голоуспенской свиты.

При рассмотрении вопроса о возрасте предмугурского перерыва следует принять во внимание два следующих обстоятельства. Первое — существенно различная интенсивность регионального метаморфизма и дислоцированность пород нарынской свиты, с одной стороны, и

подстилающих ее отложений, с другой, а также угловое несогласие между ними. Второе — сходство состава и мощности карбонатного комплекса с дербинской свитой Восточного Саяна, относимой большинством исследователей к нижнему протерозою. В совокупности и то и другое свидетельствует скорее всего в пользу раннепротерозойского возраста карбонатного комплекса, а следовательно также и о раннепротерозойском или допротерозойском возрасте обсуждаемого перерыва. Учитывая вышеприведенную датировку возраста тесхемской свиты ($>3100 \pm 200$ млн. лет), данный перерыв по своему объему, по видимому, соответствует нижней части протерозоя и верхней архея.

Из других перерывов наибольшего интереса, по нашему мнению, заслуживает перерыв между уланзргинской и карахольской свитами верхнего рифея—венда. Именно к этому стратиграфическому уровню, по данным Б.Г. Краевского [10], приурочены высокоглиноземистые породы — диаспор-хлоритовидные аллиты с содержанием Al_2O_3 — 34,33% и SiO_2 — 16,90%. И хотя Б.Г. Краевский в более поздней совместной работе с Г.Н. Черкасовым [11] склоняется к метасоматической природе этих проявлений, вряд ли случайно их совпадение по времени с Боксонским [6] и Козыреевским рудопроявлениями бокситов.

Л и т е р а т у р а

1. Александров Г.П., Журавлева З.А., Степанова М.В. Новые данные о позднепротерозойских и раннедокембрийских отложениях Сангилена. — В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР, Кызыл: Тувин. кн. изд-во, 1974, вып. III, с. 3—22.
2. Вахрушев В.А., Щербакова З.В. Корунд-шпинелевые породы нагорья Сангилена в юго-восточной Туве. — Геология и геофизика, 1961, N 4, с. 10—18.
3. Гинцингер А.Б., Винкман М.К., Феделов А.Ф. Строение разреза отложенных докембрия нагорья Сангилена (Тува). — В кн.: Верхний докембрий Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1979, с. 92—119. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 268).
4. Головенко В.К. Высокоглиноземистые формации докембрия. Л.: Недра, 1977. 266 с.
5. Грайзер М.И. Диагностика континентальных эпох и перерывов в позднем докембрии на примере Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. — Литология и полез. ископаемые, 1982, N 2, с. 104—109.
6. Жабин В.В. Высокоглиноземистые формации позднего докембрия Боксон-Сархойского синклиория (Восточный Саян) и Енисейского кряжа: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Томск: Том. ун-т. 1973. 25 с.
7. Ильин А.В. Докембрий. — В кн.: Геология СССР, т. 29. Тувинская АССР, ч. 1. М.: Недра, 1966, с. 46—64.
8. Ильин А.В., Кудрявцев Г.А. Докембрий Тувы. — Сов. геология, 1960, N 9, с. 130—133.
9. Ильин А.В., Моралев В.М. Докембрийские толщи Алтае-Саянской области. — Сов. геология, 1963, N 11, с. 51—57.
10. Краевский Б.Г. Признаки бокситоносности в докембрии Восточно-Тувинского прогиба. — Геология и геофизика, 1979, N 9, с. 154—158.
11. Краевский Б.Г., Черкасов Г.Н. О древних аллитах Восточной Тувы. — В кн.: Бокситы: (Сб. науч. тр.). М.: ВИМС, 1980, с. 98—104.
12. Левенко А.И. О докембрии юго-восточной Тувы (нагорье Сангилена). — ДАН СССР, 1949, т. 25, N 12, с. 199—201.
13. Лепезин Г.Г. Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1978. 230 с.
14. Межеловский Н.В. Тектоническое развитие Саяно-Тувинской складчатой системы в позднем докембрии и раннем палеозое: Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1971. 35 с.
15. Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палей И.П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 153 с. (Тр. Совм. совещ. н.-и. геол. экспедиции; Вып. 32).

16. Предовский А.А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты: Изд-во Кол. фил. АН СССР, 1970. 115 с.

17. Ронов А.Б., Михайловская М.С., Солодкова И.И. Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород. — В кн.: Химия земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, т. 1, с. 201—254.

УДК 551.311.231:551.72(57)

К.М. Алексеевский, Т.Т. Николаева,
Л.Я. Георгиевская, Л.И. Шахотко

ЭТАПНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ДОРИФЕЙСКИХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ НА СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ АНАБАРСКОГО ШИТА

На Анабарском щите позднепротерозойские отложения, залегающие резко несогласно на складчатом архейском фундаменте, представлены всеми частями разреза начиная от пород с абсолютным возрастом 1540 млн. лет и моложе. Они имеют весьма широкое территориальное распространение и крайне слабо дислоцированы: наклон слоев в направлении от внутренних участков щита к его периферии измеряется минутами, первыми единицами градусов. В нижней части верхнепротерозойский чехол сложен красноцветными терригенными образованиями мукунской серии, стратотип которой по р. Котуйкан был детально описан сотрудниками НИИГА [1]. В 1980 г. этот разрез изучался и авторами статьи.

Мукунская серия подразделяется на четыре свиты (снизу вверх): ильинскую, бурдурскую, лабазтахскую и усть-ильинскую. Минеральный состав мукунской серии при выдержанности по латерали на десятки — сотни километров меняется снизу вверх от почти чисто кварцевых песчаников (ильинская и бурдурская свиты) до аркозовых (лабазтахская свита), которые вверх по разрезу перекрываются сначала алевролитами усть-ильинской свиты, а затем также согласно — доломитами билляхской серии. Общая мощность мукунских отложений — 700—800 м. Мукунская серия прорывается различными интрузиями, главным образом основного, значительно реже (дайками) ультраосновного состава.

Для описываемой серии характерно присутствие в нижней части (ильинская свита) редких, а в средней и верхней частях (бурдурская и лабазтахская свиты) более частых прослоев и линз песчаников, насыщенных гравийно-галечным материалом, а также гравелитов и валунников, в которых валуны погружены в песчаную массу и не соприкасаются между собой. В верхнеильинской подсвите валуны состоят в основном из кварцито-песчаников нижнеильинской подсвиты, значительно реже — из обломков кварца. Валуны, отвечающие по составу архейским породам близлежащих выходов, здесь практически отсутствуют. Аналогичная картина наблюдается и в еще более обогащенной валунами бурдурской свите, и только в лабазтахской свите, наряду с увеличением содержания полевых шпатов, часто каолинизи-

рованных, появляются гальки кристаллических архейских гнейсов. Обращает на себя внимание хорошая окатанность валунов кварцито-песчаников, которые, как было указано выше, происходят в основном из непосредственно подстилающих пород, что можно объяснить быстрой литификацией осадков, сравнительно спокойной и стабильной тектонической обстановкой щита, кратковременностью незначительных поднятий, обусловивших размыв отложенных пород в волноприбойной мелководной зоне.

Характеризуя низы осадочного покрова фундамента Анабарского щита, нельзя не отметить, что красноцветные кварцито-песчаники мукунской серии состоят из обломков высокой степени окатанности и имеют чрезвычайно характерную слоистость. Здесь встречаются четкая диагональная, перекрещивающаяся, косая слоистости, характерные для дюнных песков современных побережий, чередующиеся с горизонтальной, ленточной.

На великолепных обнажениях, расположенных при впадении в р. Котуйкан рек Вюрбюр и Бурдур, видны слои песчаников с сохранившейся рябью различной величины и амплитуды — от нескольких сантиметров до первых дециметров. Гребешки знаков ряби прослеживаются на десятки метров в виде параллельных, непересекающихся линий подобно стиральной доске, обычно слабо асимметричных, реже с видимой симметрией. В определенных местах можно наблюдать нарушение этой ряби знаками потоков. Здесь хорошо видна загнутость гребешков волн, в связи с чем волны — четко асимметричные, а рисунок ряби меняется на протяжении нескольких сантиметров. Такое нарушение обычно для осушающих пляжей в зоне приливов и отливов когда вода, временно задержавшаяся в небольших углублениях, по мере отступления моря устремляется "вдогонку" по только что осушенной части подводного пляжа.

Обилие знаков ряби — для рифейских отложений явление нередкое и отмечается почти всеми исследователями. Именно приливно-отливная деятельность хорошо объясняет, с одной стороны, частоту слоев со знаками ряби, а с другой — сохранность этих слоев. Подсыхающие после отступления моря осадки быстрее литифицировались и лучше сохранялись.

Отметим, кстати, что только в приливно-отливной зоне мыслимы условия сохранения следов капель дождя, так как именно здесь существует переходное состояние песков, когда после осушения они короткое время остаются податливыми, способными сохранить следы легкого прикосновения (например, следы босых ног), но спустя еще несколько минут — может быть, десятки минут — становятся плотными (настолько, что грузовые машины едут по зоне отлива, как по асфальту и практически не оставляют на поверхности следов). Если наступающее через 5—6 часов море несет "штормовую" мутную воду, но наступает уже без шторма то, затопив пляж, оно покрывает песок тонким слоем ила, для взмучивания которого нужно более сильное волнение, чем обеспечивающее взвесь мути [8]. Именно в таких условиях обеспечивается сохранение четких следов капель дождя. Поражает ширина прибрежной зоны рифейского моря — однообразные, существенно пляжевые

осадки прослеживаются в виде полосы шириной более 20—25 км от левых притоков р. Илья до верховьев р. Узунаага и правых притоков р. Котуйкан. С перерывами полоса таких прибрежных фаций тянется по северо-западной окраине Анабарского щита на несколько сот километров.

При всей однообразности осадков тектоническая обстановка их образования не могла быть абсолютно спокойной: в низах мукунской серии и выше по разрезу отмечаются маломощные покровы базальтоидов, которые, в свою очередь, подвергались глубокому выветриванию [10]. Сравнительно незначительная мощность осадочных отложений на р. Анабар, чрезвычайно слабая их дислоцированность и низкий уровень метаморфизма указывают на то, что эти образования никогда не испытывали ни глубокого погружения, ни сколько-нибудь крупных тектонических напряжений.

На архейских породах вблизи линии современного налегания на них рифейских отложений широко распространены коры выветривания, которые можно наблюдать во всех обнажениях, вскрывающих базальные горизонты верхнепротерозойских толщ, а также в некоторой близости от них. В ряде обнажений прослеживается довольно полный профиль элювиальной коры выветривания — от зоны дезинтеграции материнских архейских пород до каолинитовой зоны и зоны интенсивного ожелезнения в самом верху. Мощность ее достигает 30 м. Впервые эта кора была описана Г.И. Ивановым [2]. На внутренних территориях Анабарского щита четких следов коры выветривания выявлено не было, однако, учитывая, что мукунская серия сложена в основном олигомиктовыми кварцевыми песчаниками, которые могли образоваться только в результате переотложения высокозрелых кор выветривания [6], можно достаточно уверенно считать, что дорифейская кора выветривания первоначально была развита и в центральных частях щита.

Тесная связь домукунских кор выветривания с низами мукунской серии подчеркивалась В.М. Чайкой [9]. Л.П. Смирнов [7] пестроцветные грубообломочные, сильно каолинизированные отложения, лежащие ниже мукунских кварцито-песчаников, выделил в самостоятельную кельгитскую свиту, включив в нее как элювиальные, так и переотложенные продукты выветривания. При составлении опорного разреза образования кельгитской свиты были разделены на две части, при этом пестроцветные конглобрекции как продукты переотложенной коры выветривания были отделены от элювиальной коры и включены в ильинскую свиту мукунской серии в качестве базального горизонта [1]. Результаты наблюдений, проведенных авторами, не позволяют согласиться с этим, наиболее распространенным в настоящее время мнением. Кельгитская свита, по нашим представлениям, — самостоятельное стратиграфическое подразделение, которое отделяется континентальным перерывом как от нижележащей элювиальной коры выветривания, так и от вышележащей мукунской серии нижнего рифея.

В месте стратотипа, на р. Кельгит верхняя часть элювиальной коры — железная шляпа — в обнажениях не наблюдается. Там на белых кварц-каолинитовых породах, сохранивших от материнских гнейсов кварцевые прослойки, гипсометрически выше, после осыпи, можно видеть

редкие обнажения и обильные высыпки железистых с реликтами псефитовой структуры пород, которые собственно и составляют стратотип кельгитской свиты. Здесь же наблюдается стратиграфически более высокая часть рифейского разреза — мукунские отложения.

На р. Котуйкан, выше устья р. Вюрбер, под мукунскими отложениями на породах фундамента залегает кора выветривания, представляющая довольно полным разрезом — от зоны, в которой почти полностью сохранились структурно-текстурные особенности и минералогия субстрата, до зон, где большинство минералов изменено, но текстурные особенности, в частности сланцеватость, сохранились. К элювиальной же коре, ее самой верхней части, следует также отнести и зону ожелезнения, своеобразную железную шляпу (кирасу), где наряду со специфическим составом, почти полностью оказались стертыми текстурные признаки материнских архейских пород.

В обнажениях можно наблюдать архейские породы сравнительно свежие: плагиоклазы гнейсов лишь слегка пелитизированы, по четким двойникам определяются андезины и олигоклазы, можно наблюдать пертитовые вростки; биотит и гиперстен (чарнокитов) — совершенно без следов изменения, лишь местами хлоритизированы, в отдельных образцах — ожелезнены. Вместе с тем на расстоянии первых метров от указанных свежих "островков" наблюдаются аналогичные гнейсы с измененными темноцветными минералами и с постепенно увеличивающейся вверх степенью каолинизации полевых шпатов вплоть до полного замещения полевошпатовых зерен кварц-каолиновым материалом, в котором (после отмучивания) дериватография (аналитик А.Б. Шеко, ИЛСАН) обнаруживает только каолинит и хлорит (табл. 1).

В западинах рельефа, дно которых также имеет полный или почти полный профиль коры выветривания, аналогичный некоторым приподнятым участкам, встречаются и явно перемещенные продукты коры выветривания. Последние сходны с указанными выше элювиальными кора́ми (точнее — с их железными шляпами) только по цвету. В них четко обособлены остроугольные, реже окатанные обломки величиной до первых дециметров, преимущественно до 3—5 см. Эти обломки не соприкасаются между собой и как бы взвешены в массе более мелких обломков, вплоть до песчаного размера.

Переотложенные продукты (кельгитская свита), залегающие на непереотложенных корах, имеют пестрый фациальный состав: на протяжении нескольких метров меняется размерность валунов, глыб и щебенки, местами главным образом в мелкозернистых разностях появляется слоистость, которая соседствует с участками, сложенными несортированным материалом. Состав щебня и галек — кварциты, гнейсы, изверженные породы, рудные, в том числе мономинеральные гематитовые, ильменитовые, а также точнее неопределимые кварц-каолиновые породы. Среди последних немало рыхлых, слабо окварцованных пород, слагающих остроугольные обломки с кромками столь остроугольными, что невольно встает вопрос о том, как они могли переместиться хотя бы даже в пределах образца, не говоря уже о перемещении на несколько метров и тем более на десятки или сотни метров.

Таблица 1

Химический состав пород зоны осветления

№ обр.	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
80/2—7	Осветленный гнейс	81,03	0,32	11,84	1,39
80/9—н	Там же, менее измененный	82,29	0,24	11,54	0,32

Примечание. Аналитик В.В. Гамянина, ЯФ СО АН СССР.

Таблица 2

Химический состав конглобрекчий и нижнеильинских конгломератов

№ пробы	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
80/2а	Конглобрекчия	65,98	0,23	14,3	4,19
80/8-к	Подошва базального мукуна	93,02	0,12	3,05	0,81
80/9-г	Верх базального мукуна	95,58	0,04	1,33	FeO

Примечание. Аналитик В.В. Гамянина, ЯФ СО АН СССР.

Характерный для кельгитских отложений темно-красный с фиолетовым оттенком цвет обуславливается заметными под микроскопом кремнисто-гематитовыми хлопьями, разбросанными по цементирующей массе конглобрекчии. Обращает на себя внимание и обилие почти белых обломков, сложенных тонкозернистым песчаником с мягким безжелезистым материалом. На явное несоответствие остроугольности указанных обломков и преимущественно каолинитового их состава обратил внимание и первоисследователь домукунских кор выветривания на р. Котуйкан Г.И. Иванов [2]. Нам это несоответствие представляется весьма существенным, зависящим от нескольких причин.

Под микроскопом видно, что контуры остроугольных обломков нечеткие, петельчатые, и мыльно-мягкая светлая масса имеет многочисленные ответвления во вмещающую мелкообломочную массу. Характерно также наличие большого количества мелких жезд, высланных тончайшими друзами кварца, а также пестрота окраски. Относительно четкие ограничения имеют только кварцевые и более частые кварц-гематитовые обломки. Вероятно, все обломки или подавляющая часть их отлагались как щебень осыпей, были крепкими, маловыветрелыми или совсем свежими, а уже после отложения в западинах рельефа, где они перекрыли развитый ранее профиль коры выветривания, материал плагиоклазов подвергся последующему преобразованию в мягкую массу, состоящую, по данным дериватографических исследований А.Б. Шеко (ИЛСАН), из кварца, каолинита, хлорита и серицита. Напомним, что в лежащей гипсометрически ниже более развитой элювиальной коре выветривания серицит не отмечался, тогда как в кельгитских отложениях наряду с серицитом под микроскопом отмечаются остатки неразложившегося биотита, также

FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.
1,15	0,01	0,16	0,01	0,2	1,28	2,7
1,41	0,01	0,1	0,01	0,16	0,39	3,7

FeO	MnO	MgO	CaO	NaO	K ₂ O	П.п.п.
0,86	0,01	0,73	0,01	0,25	9,68	3,94
0,71	0,01	0,1	0,01	0,13	0,54	0,46
2,32	0,01	0,1	0,01	0,26	0,38	0,16

не встречающегося в элювиальной коре. Очевидно, это второй этап выветривания, отделенный от первого размывом субстрата до свежих пород, переносом их обломков, правда весьма близким, и последующим выветриванием на месте отложения.

Обращают на себя внимание два обстоятельства. Первое — размыв коры выветривания происходил в континентальных условиях, так как следов наступления моря в кельгитское время не наблюдается. Второе — при значительности размыва (следовательно, и значительного перепада рельефа) перенос материала, судя по форме обломков, был надалеком. Возможно, он переносился "сухими потоками", подобными сухим рекам Африки, или временными водными потоками. Такая ситуация могла возникнуть только при сбросовых нарушениях. Еще одно косвенное их подтверждение: в домукунских отложениях чехла отмечается эффузивный материал — продукты бывших в то время извержений [10]. А эффузивная деятельность — это признак неспокойной тектонической обстановки, наличия глубинных разломов. Возможно, эти разломы вызвали и приток щелочных, калиевых растворов, излившихся на поверхность и обусловивших резкое повышение калия в породах кельгитской свиты (табл. 2), малую подвижность железа и, наоборот, большую — кремния в процессе кельгитского домукунского выветривания, не сопровождающегося зонами отбеливания. Можно предполагать и косвенное воздействие (через эксгалации) эффузивной деятельности на характер выветривания, которое подметил В.К. Чайковский [11]. Такое предположение также позволяет объяснить характерное для дорифейских кор выветривания скопление калия.

Другой вопрос, не являются ли переотложенные продукты выветривания кельгитской свиты базальными образованиями вышележа-

щей мукунской свиты. Преимущественно кварцевый состав мукунских отложений, в том числе низов нижнеильинской подсвиты, достаточно резко контрастирует с полимиктовым составом пород относимых к кельгитской свите. В низах мукунских кварцито-песчаников местами наблюдаются базальные слои, которые мало чем отличаются по зернистости от вышележащих, но заметно обогащены мармитовыми зёрнами соответствующей крупности и катунами каолинового материала. Они залегают не только на переотложенных продуктах кор выветривания, но и непосредственно на элювиальных корах и даже на невыветрелых архейских образованиях. Однако для базальных слоев мукунской серии характерна редкость конгломератов; вероятно, наступление моря было ингрессивным. Оно пришло на сравнительно пологий выветрелый берег с обильными продуктами коры выветривания, а размыв ложа и берегов начался несколько позднее, после накопления первых горизонтов кварцито-песчаников, после вовлечения в размыв в качестве питающих областей свежих невыветрелых пород. В образовавшихся конгломератах наряду с архейскими (преобладающими) породами встречаются "катуны" кварцито-песчаников нижнеильинской свиты мукунской серии. Линзы конгломератов в низах нижнеильинской подсвиты не составляют выдержанного горизонта. Их удастся обнаружить только при прослеживании линии налегания мукунских отложений на фундамент (в виде высыпок) на склонах выше выходов и свалов пород кельгитской свиты. Так, в разветвлениях верховьев руч. Ардын-Узунаага в нескольких левых отвершках его наблюдаются, помимо типичных кельгитских конгло-брекчий темно-фиолетового (в массе) цвета, несколько более красные с оранжевой гаммой существенно кварцевые гравелиты и конгломераты. Отличие в химическом составе основной массы кельгитских конглобрекчий и мелкозернистого материала нижнеильинских конгломератов видно в приведенной табл. 2.

Макроскопически гравелиты и конгломераты, лежащие в подошве мукунских кварцито-песчаников, отличаются от кельгитских конглобрекчий несравненно лучшей дифференцированностью материала, практически полным отсутствием пелитового материала, четкими контурами большинства обломков, сложных крепкими породами. Обломки с извилистыми контурами (извилистость видна при увеличении в 50 — 100 раз) имеют состав тонкозернистых кварцевых песчаников, не отличимых от мукунских кварцито-песчаников вышележащих толщ и, очевидно, отложившихся еще до образования конгломератов. Основным цементирующим материалом гравелитов и конгломератов служат кварцевые зёрна хорошей окатанности.

Для базальных конгломерато-гравелитов мукунской серии в верховьях левых отвершков р. Ардын-Узунаага характерно присутствие до 2—3, а местами до 10% (от крупнообломочного материала) галек железорудного состава различных кристаллических форм. Преобладают гальки до 1—2 см, сложенные гематитом с совершенно не характерной для гематита "спайностью". Аналогичное явление известно для гематита из гематито-магнетитовых и кальцитно-магнетитовых жил Коршуновского месторождения под наименованием "блоковой"

структуры [5]. Комбинация граней пинакоида (0001) и ромбоэдра (1012) сросшихся кристаллов образует ступенчатую "спайность".

Анализы мономинеральных агрегатов гематита мукунских базальных образований показали его высокую чистоту: примесь марганца и алюминия — сотые доли, кремния — десятки доли процента (А.Т. Савичев, ИЛСАН). Вместе с тем встречаются окатанные обломки до 1 см величины, состоящие из своеобразных слоистых сростков, образовавшихся, возможно, в результате распада (?) твердых растворов ильменита и гематита с преобладанием первого. Анализы ильменита показали его кричтонитовую природу практически без примесей других минералов (аналитик А.Т. Савичев). В нем имеется небольшая примесь кремнезема до 1%, сотые доли меди, селена, марганца, магния.

Наряду с рудными гальками встречаются и кварц-мартитовые гальки с "пунктирными" линзочками мартита мощностью до 1—2 мм и длиной до нескольких миллиметров. Линзочки неправильной формы, с резким утонением по периферии и вздутием в центральной части. Есть также аналогичные агрегаты кварц-железослюдкового состава, где гематит представлен тончайшими чешуйками с площадью в первые миллиметры. Изредка встречается и крупный гравий — до 2 мм, сложенный пластинчатым агрегатом гематита, расположенного решетками и розочками. Встречены также агрегаты микрозернистого мартита с величиной зерна до 0,02 мм.

Из приведенного описания видно, что в базальных слоях мукунских кварцито-песчаников встречаются линзы, представляющие собой ореол рассеяния железорудной пачки архей-нижнепротерозойских железных руд, коренной выход которых не может находиться далее нескольких километров от верховьев руч. Ардын-Узунаага. В отложениях кельгитской свиты также известны мартитовые зерна, но такого обилия их и разнообразия агрегатов и составов авторам встретить не удалось.

В мукунских отложениях, сравнительно с кельгитскими, значительно бедней гамма альмандинов, отсутствует ильменит, зато появляется не встреченный в подстилающих кельгитских отложениях пирит, а также дистен. Но, пожалуй, самым убедительным доказательством самостоятельности питающих провинций при образовании кельгитских и мукунских отложений являются четко отличные разности циркона, выявленные авторами в обоих этих подразделениях по близлежащим обнажениям.

В отложениях кельгитской свиты среди цирконов на фоне преобладающих изометричных короткопризматических кристаллов с цирконовым габитусом, удлинённых кристаллов с округлым (более древним) ядром и сложно-ограниченными формами встречаются изометричные, с множеством сверкающих сложноиндексируемых граней, нередко укороченных копьевидных кристаллов. Очень редко можно найти кристаллы гиацинтового габитуса. Электронно-микроскопическое исследование 150 зерен циркона из кельгитских отложений, выполненное В.Е. Солюшкиным (ИЛСАН) показало, что наряду со сглаженной ровной поверхностью граней встречаются сглаженные поверхности с редкими кавернами, чаще неправильными трещинами, очевидно, химического разъедания, рябинками по гладкой поверхности

и сглаженными первичными микрослоистыми скульптурами (очевидно роста?). На одном кристалле встречена розочка тончайших выросших цирконовых (?) кристаллов. Следов царапин и борозд механической обработки при электронно-микроскопическом изучении выявлено не было. Налицо интенсивная химическая коррозия в щелочных условиях. Достаточно характерен общий (желтоватый) преобладающий цвет зерен циркона из кельгитских отложений; изредка встречаются мутные, непрозрачные, чаще водяно-прозрачные, среди которых изредка встречаются и бесцветные водяно-прозрачные кристаллы.

Совершенно иной облик зерен циркона из мукунских отложений. Общий цвет их значительно более светлый, нередко зерна водяно-прозрачные, бесцветные. Наряду с также преобладающими, как и в кельгитских образованиях, изометричными, в том числе окатанно-округлыми, зернами в мукунских отложениях, и это представляется весьма характерным, много четко-удлиненных. Их удлинение — 1:3—1:5. Среди кристаллов, сохранивших четкую огранку, преобладает гиацинтовый габитус. Встречаются кристаллы с микровключениями рутила (волосы Венеры), кристаллы с изъеденными кавернозными гранями, а также с бороздками, напоминающими механические царапины.

Исследуя цирконы мукунской толщи, В.М. Чайка [10] нашел, что вблизи прослоев выветрелых базальтов, встречающихся, как отмечалось выше, в разрезе мукунской свиты в кварцито-песчаниках, под воздействием высокого содержания калия (оно наблюдалось В.М. Чайкой в палеобазальтах по долине р. Котуйкан) зерна циркона изъедены, имеют вид сосуллек, встречены гипергенные цирконовые друзы. Отбирая пробы в мукунских отложениях вне контакта с палеобазальтами, авторы встретили цирконы, на которых преобладали следы механической, а не химической обработки.

Сравнивая наши цирконы с имеющимся описанием кристаллов циркона из других различных первоисточников, можно прийти к заключению, что если при отложении материала кельгитских толщ размывались гнейсы, умеренно кислые граниты, граносиениты, гранодиориты, то при отложении мукунских кварцито-песчаников преобладали нормальные граниты, аплиты и прочие жильные гранитоиды. Это говорит о серьезной смене питающих провинций, тектонического плана, направления и областей сноса. Меняется и количественный состав минералов тяжелой фракции: в мукунских кварцито-песчаниках практически отсутствуют алмандины, характерные для кельгитских пород, но зато обильны дистен, ставролит.

Остается отметить, что авторы при полевых наблюдениях и отборах образцов по разрезам всегда имели в виду, что обнажения домукунских полевошпатовых пород могли подвергнуться каолиновому выветриванию и в постмукунское время, если современные долины рек в значительной части совпадают с более древними, например верхнепалеозойскими или третичными долинами, по которым могли развиваться каолиновые профили вблизи поверхности, а современная эрозия только подновила старый рельеф. В этом случае прослеживание шва налегания мукунских отложений на фундамент выявило бы следы этих древних

дочетвертичных врезок в мукунскую толщу. Таковых не отмечено в литературе, не встречены они и авторами на местности. Кроме того, мукунская толща разбита различными телами, в том числе основных и ультраосновных пород, обнажающихся в долинах вблизи изученных разрезов. Следов сколько-нибудь глубокого выветривания этих тел нет.

На основании сказанного авторы сделали заключение, что сомневаться в первичной древности процессов домукунского выветривания нет оснований. Вместе с тем рифейские отложения и подстилающие их коры выветривания самой длительностью своего существования обречены на воздействие различных вторичных факторов, следы которых они несут и которые затрудняют изучение их первичной природы. В частности, обильное окернение пород, образование местами кварцевых прожилков, а возможно и сульфидизация пород, несомненно связаны с позднейшей историей [3].

Таким образом, полученные авторами материалы исследований характера налегания рифейских отложений на более древний субстрат на северо-западе Анабарского щита позволяют утверждать, что домукунское выветривание было многоэтапным, как это ранее установили по восточной окраине Э.А. Шамшина и Б.Р. Шпунт [12]. Соответственно включать кельгитские отложения в качестве базальных в мукунскую серию нецелесообразно: между этими образованиями различия не фациальные, а структурные и временные.

Л и т е р а т у р а

1. *Злобин М.Н., Голованов Н.П.* Стратиграфический очерк верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия (р. Котуйкан). — В кн.: Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л.: НИИГА, 1970, с. 9—28.

2. *Иванов Г.И.* Древняя кора выветривания на кристаллических породах в бассейне р. Котуйкан. — Геология и геофизика, 1964, N 2, с. 140—144.

3. *Кухаренко А.А.* Минералогия россыпей. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 316 с.

4. *Малышев И.И.* Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 270 с.

5. *Пермяков А.А.* Кристалломорфология гематита Коршуновского месторождения. — В кн.: Локальный метасоматоз руд. Новосибирск, 1975, с. 86—92. (Тр. Ин-та Геологии и геофизики; Вып. 269).

6. *Сигов А.П.* Историческая преемственность россыпей. — В кн.: Геология россыпей. М.: Наука, 1965, с. 28—33.

7. *Смирнов Л.П.* Древние коры выветривания северной окраины Анабарского

щита. — Учен. зап. НИИГА, 1968, вып. 12, с. 18—24.

8. *Суздальский О.В.* Литодинамика мелководья Баренцева моря. — В кн.: Минералогия, геохимия и прогноз алмазности месторождений. Л.: Недра, 1974, с. 69—73.

9. *Чайка В.М.* Докембрийские аркозовые формации, метаморфизованные россыпи и цирконовый метод изучения метаморфических пород и гранитов. — В кн.: Проблемы осадочной геологии в докембрии. Вопросы литологии докембрийских метаморфических толщ. М.: Наука, 1966, вып. 1, с. 200—215.

10. *Чайка В.М.* О гипергенном выщелачивании детритового циркона при выветривании базальтоидных пород. — ДАН СССР, 1970, т. 192, N 3, с. 645—648.

11. *Чайковский В.К.* Осадочная рудогения и ее связь с металлогенией эндогенных рудных месторождений. — В кн.: Рудоносность осадочных пород. М.: Наука, 1973, с. 2—14.

12. *Шамшина Э.А., Шпунт Б.Р.* Эпохи корообразования на территории Якутии. — В кн.: Древние коры выветривания Якутии. Якутск, 1975, с. 25—35.

Е.Т. Бобров, И.Г. Щипакина

АРХЕЙСКИЕ МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ КРИВОРОЖЬЯ И РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Ранее проведенными исследованиями [1] установлено, что в коре выветривания, подвергшейся различным преобразованиям (эпигенезу, метагенезу — начальному метаморфизму), сохраняются структурно-текстурные признаки пород субстрата, происходит постепенная перестройка минерального состава с сохранением частных структурных признаков глинистых минералов, которые наследуются во вновь образованных аутигенных минералах, свойственных каждому из процессов.

В данной работе на примере архейских кор выветривания гранитов и метабазитов прослежены дальнейшие изменения минерального состава и структурно-текстурных особенностей кор выветривания, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации.

Метаморфизованные коры выветривания развиты в районе Саксаганской полосы, занимающей восточное крыло Криворожской синклинали и представляющей сложную складчатую структуру, состоящую из Саксаганской синклинали и надвинутой на нее Саксаганской антиклинали [2]. В строении кристаллического фундамента Саксаганской полосы принимают участие архейские (метабазиты, гнейсы, кристаллические сланцы, ультрабазиты, железистые кварциты конско-верховцевской серии, граниты, мигматиты днепровского комплекса, метабазиты верхней части архея) и нижнепротерозойские (метапесчаники, метакогломераты, филлиты, железистые кварциты криворожской серии) образования.

В архее вся территория Украинского щита представляла собой геосинклинальную область. Формирование древнейших осадочно-вулканогенных пород конско-верховцевской серии, происходившее на ранних стадиях развития геосинклинали, завершается образованием складчатых структур первого этапа, которому в Криворожье соответствует метаморфизм пород конско-верховцевской серии и образование саксаганских гранитов и мигматитов днепровского комплекса на рубеже 2800 ± 150 млн. лет [7]. Этим этапом складчатости заканчивается собственно геосинклинальный период развития на большей части Украинского щита. Переход к платформенному периоду отмечен установлением относительного покоя, в течение которого существовал континентальный перерыв, и на выступах фундамента шло образование коры выветривания на гранитах и мигматитах днепровского комплекса и различных породах конско-верховцевской серии архея. Метаморфизованные площадные и линейные коры выветривания гранитов днепровского комплекса прослеживаются на всем протяжении саксаганской полосы и перекрываются метабазитами верхнего архея, а в местах их выклинивания — метаосадочными породами нижнего протерозоя. Мощность коры выветривания колеблется от 2—6

до 136 м. Строение их в исследованных профилях не везде одинаково, что обусловлено неравномерностью проявления гипергенных и эррозионных процессов (см. рисунок).

Неизменные граниты серые и темно-серые, мелко-, средне-, реже крупнозернистые, структура гипидиоморфнозернистая. Состав (в %): кварц — 40—50, плагиоклаз (олигоклаз — андезин) — 30—40, биотит — 10—25, микроклин, циркон, апатит, ильменит, сфен, кальцит, пирит.

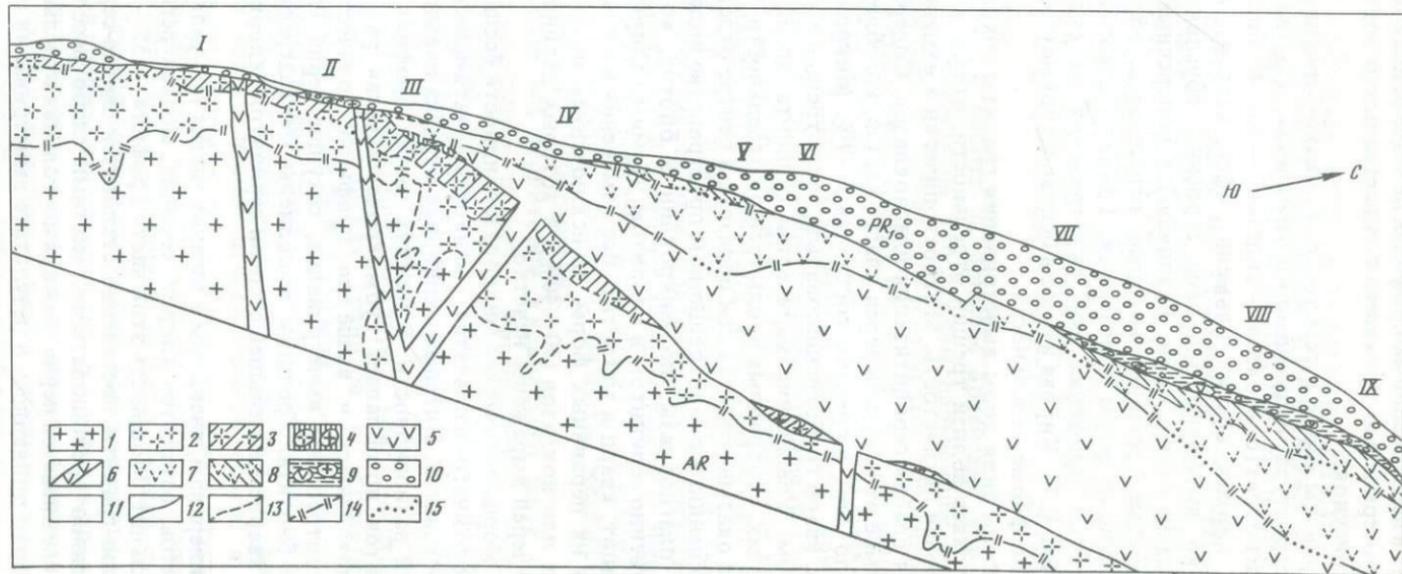
В гранитах четко выражено блоковое строение, обусловленное первичными трещинами отдельности. Различаются поперечные, продольные и диагональные трещины, которые, пересекаясь, образуют блоки (ячейки) различных форм и размеров. Граниты днепровского комплекса в изученных профилях кор выветривания на рудниках им. К. Либкнехта и им. С.М. Кирова имеют в основном прямоугольную или близкую к ней по форме отдельность.

В нижних частях профиля коры выветривания граниты сохраняют свою окраску, осветляясь вблизи трещин отдельности, отчего в плане проявляется их цветовая пятнистость. Микроскопически в измененных гранитах отмечается слабая серицитизация плагиоклазов. Содержание серицита, определяемое от площади зерен плагиоклазов, колеблется от единичных чешуек до 20%, в среднем составляя 5—7%. Микроклин и биотит не изменены, кварц груботрещиноватый; часть трещин в кварце выполнена серицитом. Увеличение количества серицита до 30—40% наблюдается в образцах, отобранных вдоль трещин отдельности. Менее измененные граниты оказываются, таким образом, в центре отдельных блоков (ячеек). Изменению в околотрещинном пространстве подвержены уже не только плагиоклазы, но микроклин и биотит, которые замещены соответственно серицитом и хлоритом. Помимо хлорита, по биотиту развит серицит, кварц и магнетит. Все изменения в минералах идут с сохранением их первичных форм, за исключением интенсивно серицитизированных плагиоклазов (30—40%), в которых двойниковое строение и контуры зерен выражены нечетко.

Выделяются три морфологические микроразновидности бесцветной слюды: субмикрочешуйчато-игольчатая, мелкочешуйчато-пластинчатая, пластинчато-листоватая. Интерференционная окраска повышается от первой к третьей разновидности. В нижних частях профиля коры выветривания гранитов преобладает субмикрочешуйчатая разновидность. Здесь же появляются и выше по профилю количественно увеличиваются микротрещины выветривания, секущие зерна кварца, плагиоклазов, реже биотита. Трещины выполнены мелкоагрегатным новообразованным кварцем, в меньшей степени серицитом, хлоритом и кальцитом.

К аутигенным минералам, развитым в нижних частях профиля коры выветривания гранитов, относятся хлорит, серицит, мелкоагрегатный кварц, магнетит, кальцит. Мощность этой части профиля — 35—106 м.

Выше по профилю граниты постепенно становятся светло-серыми, пятнистыми, интенсивно трещиноватыми, местами слабо расщепленными. В них прослеживается первичная прямоугольная отдельность, которая еще более ярко проявилась в результате выветривания пород. Слабо измененные серые граниты в виде реликтовых ядер оказываются



Схематический профиль архейских кор выветривания Криворожья

1 — граниты днепровского комплекса архея, метаморфизованная кора выветривания гранитов; 2 — нижняя зона; 3 — верхняя зона; 4 — метаморфизованные переотложенные продукты коры выветривания гранитов; 5 — метабазиты; 6 — дайки эпидиабазов, метаморфизованная кора выветривания метабазитов; 7 — нижняя зона, 8 — верхняя зона; 9 — метаморфизованные переотложенные продукты коры выветривания метабазитов; 10 — метаосадочные породы нижнего протерозоя (метакогломераты, метапесчаники, филлиты); 11 — тальковые сланцы; 12 — стратиграфические границы; границы метаморфизованных кор выветривания; 13 — по данным авторов; 14 — условные; 15 — по литературным данным. Рудники: I — им. Ильича, II — им. Ф.Э. Дзержинского, III — им. С.М. Кирова, IV — им. К. Либкнехта, V — им. Коминтерна, VI — им. Фрунзе, VII — им. XXII партсъезда, VIII — им. Р. Люксембург, IX — им. В.И. Ленина

окруженными либо, как в приводимом случае, кварц-серицитовой светлой желтовато-серой сланцеватой породой, либо, что наблюдается чаще, светло-серыми гранитами с признаками рассланцевания. Это подтверждает наши выводы о том, что механизм выветривания гранитов в архее был таким же, как и в позднем протерозое при образовании коры выветривания на юго-западном склоне Украинского щита [1], где изменение пород шло от трещин отдельности в глубь ячейки (блока). Форма реликтовых ядер слабо измененных гранитов в архейской коре выветривания несколько видоизменена по сравнению с исходной формой ячейки отдельности, что объясняется неравномерностью проявления гипергенных процессов и воздействием на кору выветривания последующего регионального метаморфизма.

В верхней части профиля коры выветривания наблюдается интенсивная трещиноватость в гранитах. Количество и размеры трещин значительно больше, чем в нижней части профиля, что приводит к нарушению массивности гранитов, а в некоторых участках к образованию дресвы. Трещины выветривания обычно различного типа: секущие минералы и породу, не выходящие за пределы зерен, прямые и извилистые. Они выполнены серицитом, кальцитом, мелкоагрегатным кварцем и хлоритом.

В выветрелых гранитах отмечаются количественные минеральные изменения: содержание биотита и плагиоклаза уменьшается до полного исчезновения, а серицита увеличивается. Степень серицитизации плагиоклазов колеблется в широких пределах от 30—40 до 90—100%. При замещении плагиоклазов серицитом более чем на 50% двойниковое строение их не прослеживается, а контуры зерен становятся расплывчатыми. При еще большем замещении на месте исходных плагиоклазов отмечается мелкоагрегатный новообразованный кварц и серицит. Реликтовый "гранитный" кварц имеет большие размеры зерен и коррозионные очертания, которые не наблюдаются у аутигенного кварца. Чешуйки серицита приобретают ориентированное положение, что не свойственно для менее выветрелых гранитов. Биотит в этой части профиля встречен как неизмененный, так и полностью серицитизированный. В местах его замещения отмечаются точечные выделения магнетита, окраска часто пятнистая, неравномерная, листочки трещиноваты. Реликты биотита в рассланцованных гранитах четко выделяются среди кварцево-серицитовых участков.

Участки кварцево-серицитовых пород сланцеватой текстуры встречаются в верхней части профиля коры выветривания чаще по сравнению с нижней, и мощность их больше, до 1—2 м. Наибольшее распространение они имеют вдоль трещин отдельности, оконтуривая ячейки менее измененных гранитов, а также в самой верхней части профиля. Тонкорассланцованные породы с реликтами гранитной структуры представлены, помимо серицита и кварца, реликтами биотита и полевых шпатов, цирконом, апатитом, ильменитом, сидеритом, кальцитом, пиритом. Гранитная структура подчеркивается сохранением неполностью серицитизированных полевых шпатов и биотита, присутствием ильменита и акцессорных минералов, сохраняющих присущие им морфологические и оптические особенности. Расположение послед-

них среди серицита указывает на местоположение исходного биотита, с которым в основном ассоциируют эти минералы в гранитах.

Сидерит, кальцит и пирит — поздние наложенные образования. Сидерит мелкозернистый, выполняет пространство между зернами кварца, но чаще концентрируется в участках, где биотит полностью замещен серицитом. Кальцит и ассоциирующий с ним пирит встречены по всему профилю коры выветривания и в перекрывающих ее породах. Кальцит средне- и мелкозернистый, в нижней части профиля выполняет межзерновое пространство, а также трещинки в кварце и полевых шпатах, в верхней образует прожилки, выполняет трещины, замещает полевые шпаты и биотит.

Среди кварцево-серицитовых участков нередко новообразования биотита и плагиоклаза (альбита). Размеры кристаллов альбита менее 1 мм. Биотит более светлой окраски нежели биотит из неизменных гранитов, меньших размеров, с короткопластинчатой формой листочков.

Монофракции биотитов из неизменных и серицитизированных гранитов исследовались на дифрактометре ДРОН-1 и атомно-абсорбционном спектрофотометре — 5000 Parkin—Elmer. На дифрактограммах биотитов по значению рефлекса 060 определялась его железистость [5]. Железистость биотитов постепенно уменьшается от исходных гранитов ($F = 40—44$) к верхней части их метаморфизованной коры выветривания ($F = 20—23$). Низкая железистость биотита, как принято считать, указывает на его высокую магнезиальность, что, в свою очередь, предполагает более высокую температуру образования биотитов метаморфизованной коры выветривания по сравнению с биотитами исходных гранитов.

Низкая железистость биотитов в данном случае объясняется несколько другими факторами, чем температурный режим, так как породы коры выветривания и вышележащие осадочные отложения были метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, температура которой значительно ниже температуры образования гранитов днепровского комплекса арhea. Об этом свидетельствуют возникшие при метаморфизме коры выветривания минеральные ассоциации: кварц—серицит—биотит—альбит.

При выветривании биотита в нижних и средних частях профилей, т.е. на начальных стадиях его разложения, обычно происходит окисление двухвалентного железа и частичный его вынос. Магний же сохраняется, фиксируясь в гидробиотите и вермикулите. В процессе метаморфизма вновь образованный биотит унаследовал возникшее при гипергенезе распределение элементов, в том числе и меньшее количество железа.

Атомно-абсорбционный анализ биотитов с определением наиболее информативных для него микроэлементов Rb, Co, Ni, Cu [6], показал, что содержание Rb и Cu от исходных гранитов к выветрелым падает, а Co и Ni возрастает (табл. 1). Такое изменение в содержании микроэлементов характерно для неметаморфизованных фанерозойских профилей кор выветривания, где концентрация кобальта и никеля особенно типична в их нижних и средних частях и наиболее отчетливо проявляется в процессе гипергенного разложения пород с большим

Таблица 1

Содержание (в масс. %) некоторых микроэлементов в биотитах из гранитов и их метаморфизованной коры выветривания по данным атомно-абсорбционного анализа

Элемент	Шахта Родина, гл. 1090 м				Шахта Артем-1, гл. 865 м		
	Гранит, обр. 22	Метаморфизованная кора выветривания (по образцам)			Гранит, обр. 94	Метаморфизованная кора выветривания (по образцам)	
		8	1	13		102	90
Cu	0,0034	0,0013	0,0016	0,0011	0,0018	0,0017	0,0015
Ni	0,0037	0,0046	0,013	0,011	0,0025	0,0042	0,0044
Co	0,0037	0,0044	0,0047	0,0073	0,0034	0,0047	0,0060

Примечание. Аналитик Н.И. Гулько, ИЛСАН.

содержанием темноцветных минералов. При метаморфизме это распределение микроэлементов наследуется.

Таким образом, в верхней части профиля коры выветривания гранитов отмечаются следующие аутигенные минералы: мелкоагрегатный кварц, серицит, магнетит, сидерит, кальцит, пирит, альбит биотит, которые составляют различные минеральные ассоциации и соответствуют проявлению разных процессов. Минеральная ассоциация мелкоагрегатный кварц—серицит—новообразованные биотит и плагиоклаз (альбит) образовались в результате метаморфизма пород коры выветривания, ассоциация сидерит — кальцит — пирит обязана более поздним процессам метасоматоза, наложившимся на уже метаморфизованную кору выветривания. Мощность верхней части профиля коры выветривания составляет 1—30 м.

По минералого-петрографическим и структурно-текстурным особенностям в изученных профилях метаморфизованной коры выветривания гранитов выделяются две зоны: нижняя — серые и темно-серые разнозернистые граниты с прямоугольной отдельностью и содержанием серицита до 30—40% и верхняя — серые и светло-серые, мелко-среднезернистые граниты с ячеистой отдельностью, признаками рассланцевания и содержанием серицита от 30—40 до 90—100%. Переходы между зонами постепенные. Если сравнивать метаморфизованную докембрийскую кору выветривания гранитов с ее фанерозойскими неметаморфизованными аналогами, то в Кривом Роге она представлена в основном нижними, реже средними зонами.

Изученный серицит, согласно порошковых дифрактограмм, в нижней части профиля представлен полиморфной модификацией 2M₁, а в верхней 2M₁ и 1M. Известно, что, с одной стороны, существует зависимость упорядоченности структуры серицита от температурного фактора (наибольшую степень упорядоченности структуры имеют высокотемпературные разности бесцветных слюдов), с другой — контроль структуры исходного минерала, по которому затем образуется слюда

Таблица 2

Химический состав (масс. %) метаморфизованной коры выветривания гранитов

Компонент	Шахта Родина, горизонт 1090 м		
	1	16	13
SiO ₂	65,94	67,92	69,80
TiO ₂	0,44	0,38	0,16
Al ₂ O ₃	14,49	15,61	10,89
Fe ₂ O ₃	0,25	0,35	0,28
FeO	5,39	3,53	1,73
MnO	0,05	0,04	0,07
MgO	2,43	1,62	1,23
CaO	3,34	1,97	6,49
Na ₂ O	3,85	4,20	0,24
K ₂ O	1,44	2,28	3,47
P ₂ O ₅	0,49	0,34	0,17
SO ₃	0,07	0,06	0,22
П.п.п.	1,81	1,48	4,95
Сумма	99,99	98,78	99,70

Примечание. Аналитик Н.В. Тарасова, Центргеолнеруд. Обр. 1, 93 — гранит; обр. 16, 102, 100 — из нижней части профиля выветривания; обр. 13, 98, 284, 282 — из верхней части профиля выветривания.

аналогичной полиморфной модификации. В данном случае образование серицита происходило в процессе регионального метаморфизма низкотемпературной стадии зеленосланцевой фации, где прогрессивные температурные колебания не отмечались, поэтому причиной возникновения серицита различной полиморфной модификации был исходный материал, т.е. различной степени упорядоченности структуры гидрослюдастые минералы коры выветривания.

Данные химические анализы пород метаморфизованной коры выветривания гранитов (табл. 2) показывают, что вверх по профилю происходит уменьшение содержаний двухвалентного железа, магния, натрия, кальция и увеличение калия. Уменьшение количества магния и закисного железа связано с уменьшением неизмененного биотита вверх по профилю, а натрия и кальция — с изменением полевых шпатов и замещением их серицитом. Увеличение в отдельных случаях кальция в верхней части профиля коры выветривания гранитов обусловлено наложенной карбонатизацией, которая иногда полностью искажает картину распределения элементов при гипергенезе. Повышенная карбонатность пород метаморфизованной коры выветривания гранитов отражает несколько различных во времени и по природе процессов. При гипергенезе кальций, содержащийся преимущественно в плагиоклазах исходных пород в небольших количествах (3,34—3,65%), как правило, выносится при разложении плагиоклазов. Возможны лишь локальные участки его концентрации в виде кальцита в

Шахта Артем-1

Горизонт 865 м				Горизонт 955 м	
93	102	100	98	284	282
68,04	75,84	74,07	68,86	70,00	73,50
0,38	0,24	0,22	0,31	0,27	0,18
16,24	13,30	14,86	17,68	17,08	15,65
1,12	0,68	0,28	1,16	1,22	0,55
2,42	1,37	1,95	2,36	2,09	0,93
0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02
1,16	0,71	0,71	0,58	1,06	0,77
3,65	1,20	0,94	0,81	0,67	0,40
4,30	2,25	2,58	0,24	0,20	0,50
1,00	2,70	3,22	3,73	5,50	5,84
0,24	0,18	0,08	0,14	0,17	0,14
0,04	0,02	0,02	0,02	0,05	0,06
1,61	1,48	1,58	3,68	2,10	2,00
100,23	99,99	100,54	99,60	100,43	100,54

самых нижних частях профиля коры выветривания в случае слабого дренажа.

Переотложенные продукты коры выветривания гранитов Криво-рожья, как показывают исследования их минерального состава, формировались в условиях, близких по климатическим и геохимическим параметрам к процессам выветривания, т.е. аридизация климата не наблюдалась и соответственно карбонатизация пород не имела место. В дальнейшем на кору выветривания гранитов и осадочные отложения изливалась основная магма. Там, где мощность основных эффузивов была небольшой (менее 20 м), при последующих гипергенных процессах, которым они подвергались, часть кальция и углекислоты из профиля коры выветривания metabазитов поступала в ранее образованную кору выветривания гранитов и там раскристаллизовывалась.

Отмечается еще один наиболее поздний этап карбонатизации, затронувший архейскую кору выветривания гранитов, metabазитов и вышележащие осадочные метаморфозы нижнего протерозоя, выразившийся в интенсивном замещении пород кальцитом или сидеритом, образовании кальцитовых прожилков, содержащих сульфиды (пирит, пирротин). Содержание кальция в породах возрастает до 21—24%. Этот этап карбонатизации был обусловлен кальциево-углекислым метасоматозом вследствие внедрения гранитов днепровско-токовского комплекса на рубеже 2400—1700 млн. лет [7].

Таким образом, карбонатизация метаморфизованных кор выветри-

вания гранитов и метабазитов Кривого Рога имеет многофазовую природу и может быть связана как с эндогенными (кальциево-углекислый метасоматоз), так и экзогенными (инфильтрация) процессами. Каждая из фаз накладывала свой отпечаток на химический состав кор выветривания и влияла на перераспределение тех или иных элементов. Наличие карбонатов в метаморфизованных докембрийских корах выветривания связывать только с аридизацией климата [4], по-видимому, нельзя, тем более, если в районе развития подобных кор выветривания в дальнейшем имели место метаморфизм и гидротермальная деятельность.

Неравномерное распределение кремнезема в неизменных гранитах и их коре выветривания также обусловлено различными факторами. Увеличение его связано с гипергенными процессами при накоплении коллоидального кремнезема в нижних частях профилей за счет разложения минералов верхней части и миграции его вниз, где он выполняет трещины отдельности и пустоты. Этот кремнезем при метаморфизме фиксируется и раскристаллизовывается в мелкоагрегатный кварц. Аналогичный кварц образуется за счет избыточного кремнезема, высвобождающегося при метаморфизме глинистых минералов (гидрослюд, монтмориллонита, смешаннослойных). Помимо этого, образование аутигенного кварца происходило при более поздних метасоматических процессах, что сопровождалось увеличением количества SiO_2 до 73,5—75,84% (см. табл. 2). Уменьшение кремнезема наблюдается в случае интенсивной карбонатизации коры выветривания гранитов, содержание его падает от 59—67 (кора выветривания) до 37—42% (в карбонатизированных участках), соответственно при этом увеличивается содержание CaO от 1—3 до 21—24%.

Особенность докембрийских кор выветривания — высокое содержание окиси калия по всему профилю. Авторами по данным собственных и взятых из литературных источников химических анализов проведено сравнение содержаний окиси калия в исходных породах, неметаморфизованных фанерозойских и в различной степени метаморфизованных докембрийских корах выветривания (табл. 3), которое показало, что калий накапливается в низах профилей фанерозойских неметаморфизованных кор выветривания, входя в состав неполностью выветрелых минералов исходных пород, новообразованных глинистых минералов, коллоидов, и почти полностью выносятся из верхних каолиновых зон. В докембрийских метаморфизованных корах выветривания также наблюдается постепенное увеличение содержания окиси калия от исходных гранитов к верхним частям их коры выветривания. При региональном изохимическом [3] метаморфизме в условиях зеленосланцевой фации происходило наследование калия глинистых минералов и мобилизация его из коллоидов, т.е. метаморфизму подвергались породы гидрослюдистых или гидрослюдисто-монтмориллонитовых зон, которым присуще высокое содержание калия, а не каолиновых зон, где количество его не превышает 0,8% (см. табл. 3).

Распределение микроэлементов в изученных профилях метаморфизованной коры выветривания гранитов зависит от наложенных

Таблица 3.

Содержание (масс. %) окиси калия в исходных гранитах, их метаморфизованных и метаморфизованных корах выветривания

Район	Возраст коры выветривания	Содержание K ₂ O				Литературный источник
		гранит	кора выветривания			
<i>Неметаморфизованные коры выветривания</i>						
Северный Кавказ	MZ	1,45	2,02*	3,40*	0,8**	А.Н. Наумов, 1974 г.
Украинский кристаллический щит (УКЩ), Просьяновское	MZ	1,89	2,85	3,02	0,30	Л.С. Сонкин и др., 1977 г.
То же	MZ	2,58	3,26	—	0,14	Анализы авто- ров
Приазовье	MZ	2,78	4,68	—	0,14	"
УКЩ, Дубровское	MZ	4,68	4,00	—	0,83	Г.А. Иванченко, 1974 г.
Воронежская антеклиза	PZ ₁	2,14	3,50	4,45	—	Анализы авто- ров
То же		3,68	4,10	—	—	То же
Белорусская антеклиза	PR ₃ (R)	4,57	5,38	6,77	—	А.С. Махнач, Н.Н. Левых, 1973 г.
<i>Метаморфизованные коры выветривания</i>						
Среднее Придне- стровье	PR ₃	2,24	4,48	5,96	—	Анализы авто- ров
Якутия	Докембрий	3,38	6,33	8,47	—	Н.В. Добровская и др., 1975 г.
Карелия	PR	2,63	6,00	—	—	То же
"	PR	3,46	4,50	5,35	—	А.С. Корякин, 1970 г.
Кривой Рог	AR	1,44	5,28	3,47	—	Анализы авто- ров
"	AR	1,98	4,58	3,94	—	То же
"	AR	1,00	3,22	3,73	—	"
"	AR	1,20	6,50	5,84	—	"
"	AR	2,54	6,56	—	—	Ю.Г. Гершойг, Е.Я. Каплун, 1973 г.

*Гидрослюдистые зоны неметаморфизованных кор выветривания.

**Каолинитовые зоны неметаморфизованных кор выветривания.

на них более поздних метасоматических процессов. Расшифровать влияние их можно путем сравнения с неметаморфизованными фанерозойскими кора выветривания аналогичных пород. В качестве примера использовались средние значения (10—30 проб) полуколичественных спектральных анализов по трем профилям соответственно неметаморфизованных и метаморфизованных кор выветривания.

Граниты кировоградско-житомирского комплекса (PR₁) Украинского кристаллического щита (Просьяновское месторождение каолинов) характеризуются широким спектром микроэлементов: Sr, Ba, Cr, V, Ni, Co, Cu, Zn, Pb, Sn, Mo, Y, Yb, La, Zr, Nb. В нижних

частях профиля мезозойской коры выветривания этих гранитов прослеживается почти весь спектр элементов, в верхних — Cr, V, Cu, Pb, Mo, Zr, а в присутствии гидроокислов железа дополнительно — Ni и Co. Выше кларковых значений и тенденцию к накоплению имеют в низах профиля Ba, V, Ni, Sr, в верхах — V, Ni, Cu, Mo. Верхние зоны по составу каолиновые, реже гидрогётит-каолиновые. Отсутствие большинства элементов объясняется их выносом из коры выветривания и низкой сорбционной способностью основного минерала зоны — каолинита. При наложенной на кору выветривания эпигенетической карбонатизации отмечается уменьшение содержаний V, Ni, Co, Pb и увеличение Ba и Sr. При вторичном ожелезнении увеличивается содержание меди.

Гранитам днепровского комплекса архея присущ такой же широкий и почти аналогичный спектр микроэлементов, как гранитам кировоградско-житомирского комплекса. В них, помимо приведенного выше спектра микроэлементов, обнаруживаются Ag, Bi, Se, В. В профиле метаморфизованной коры выветривания гранитов, за исключением В и редких, остальные элементы встречаются в каждой из выделенных зон. Накопление (выше кларковых значений) отмечается для Cr, V, Ni, Co, Cu, Ag, Pb, В, причем Cu, Ag, В — только в самых верхних частях. Сравнение состава и набора микроэлементов в этих корах выветривания гранитов показывает, что повышенные содержания Cr, V, Ni, Co, Pb были характерны для архейских кор выветривания гранитов и впоследствии наследовались при региональном зеленосланцевом метаморфизме, а Cu, В, Ag связаны с наложенными метасоматическими процессами, имевшими место в различное время после образования коры выветривания.

Ранние этапы платформенного развития Украинского кристаллического щита, в которые происходило формирование архейской коры выветривания гранитов Кривого Рога, периодически характеризовались высокой тектонической активностью. Это привело к частичному размыву и переотложению продуктов коры выветривания, а затем к излиянию основной магмы на эродированную и выветрелую поверхность гранитов, что прослеживается в южной части Саксаганской полосы, где в основании metabазитовой толщи верхнего архея, перекрывающей кору выветривания гранитов днепровского комплекса, в виде прерывистого слоя залегают переотложенные продукты коры выветривания. Граница между выветрелыми гранитами и metabазитами, прослеженная в шахте Северная на горизонте 550 м, неровная, карманообразная.

Переотложенные продукты коры выветривания представлены тонкозернистыми неясно сланцеватыми серыми, темно-серыми породами, содержащими обломки серицитизированных гранитов и слабо окатанные гальки кварца. Состав пород (в %): кварц — 40—50, биотит — 40—50, серицит — 5—10, циркон, ильменит, реликты серицитизированных плагиоклазов. Структура породы лепидогранобластовая. Серицит в общей массе породы ориентирован согласно с биотитом, а в плагиоклазах почти перпендикулярно ему. Это объясняется тем, что образовавшийся за счет гидрослюдизированных плагиоклазов серицит из-за

сохранения кристаллоструктурных позиций неполностью замещенного плагиоклаза не мог быть ориентирован одинаково с тем серицитом, который находился вне плагиоклазовых зерен, что указывает на кластогенную природу серицитизированных плагиоклазов.

Биотит в основном представлен коричневой разновидью, реже зеленой. Окраска его более светлая (светло-коричневая) по сравнению с биотитом гранитов (густо-коричневая).

Помимо описанных минералов, в породе присутствуют кальцит и сульфиды, которые сосредоточены в секущих прожилках или заполняют отдельные участки и являются более поздними по отношению к переотложенным продуктам коры выветривания гранитов. Отмечаются два вида кварца: аутигенный, возникший за счет последующего окварцевания пород, размером 0,1—0,5 мм, с ровными четкими контурами зерен, преобладающий в породе, и реликтовый — крупные, трещиноватые, с занозистыми краями зерна, размером 2—3 мм, аналогичные кварцу из коры выветривания гранитов.

Значительно большее количество биотита в породах по сравнению с корой выветривания гранитов, присутствие в отдельных случаях актинолита и обогащение ильменитом (до 5—8%) обязано воздействию на переотложенные продукты коры выветривания излившейся основной магмы.

Мощность переотложенных продуктов коры выветривания гранитов непостоянна и в изученных профилях колеблется от 10—20 см до 2 м.

Излившаяся на кору выветривания гранитов и ее переотложенные продукты основная магма, представленная в настоящее время метабазами, образует не только покровы, но и многочисленные дайки, секущие граниты. Макроскопически контакты между дайками эпидиабазов с неизменными и выветрелыми гранитами хорошо выражены (шахта Родина, горизонт 865 м; шахта Артем-1, горизонт 965 м). Граниты в зоне контакта и на расстоянии 10 см от него становятся темно-серыми, мелкозернистыми, содержат прожилки кварца и кальцита с включениями пирита и пирротина. В таких гранитах увеличивается количество биотита до 20—25% и ильменита до 5—10%. Появляется зеленая разновидность биотита, характерная для эпидиабазов, а коричневый биотит замещается кварцем. Эпидиабазы в дайках невыветрелые, что указывает на их более позднее после формирования коры выветривания внедрение. Время образования дайковых основных пород на Украинском кристаллическом щите датируется от 2700 до 1200 млн. лет [7].

Периоды активной тектонической деятельности сменялись периодами относительного покоя, и на обнажавшихся участках суши вновь господствовали гипергенные процессы, о чем свидетельствуют сохранившиеся площадные метаморфизованные коры выветривания на метабазах [2].

Сложность в реконструкции вещественного состава и структурно-текстурных особенностей коры выветривания метабазитов заключается в том, что сами метабазиты представляют собой метаморфизованные основные эффузивные породы и имеют разнообразный облик, цвет и минеральный состав: амфиболиты, эпидиабазы, кварцево-роговооб-

манковые и биотитовые сланцы. С наибольшей достоверностью метаморфизованные коры выветривания фиксируются на амфиболитах и эпидиобазах. Амфиболиты черные, мелкозернистые, массивные, часто миндалекаменные. Главные минералы — роговая обманка, плагиоклаз N 40—50. Кроме них, встречаются биотит, кварц, хлорит, кальцит, пирит, ильменит, магнетит, апатит, сфен.

Эпидиобаза темно-серые, мелкозернистые, часто рассланцованные, очень изменчивы по количественному содержанию минералов и в основном представлены биотит-плагиоклаз-роговообманковыми породами с реликтами диабазовой структуры. Для амфиболитов и эпидиобазов характерна шаро- и эллипсообразная форма отдельности, которая сильно затушевывается рассланцеванием пород. Изменения амфиболитов и эпидиобазов выражены в переходе сначала в кальцит-биотит-кварцево-плагиоклаз-рогово-обманковую, а затем в кальцит-кварцево-биотитовую и серицит-кварцево-биотитовую породу с реликтами роговой обманки, хлорита и плагиоклаза. Цветовые (от черных к зеленым) и минеральные переходы носят пятнистый, неравномерный характер и наиболее проявлены вдоль трещин отдельности.

В профиле коры выветривания метабазитов выделяются две зоны: нижняя — черные, темно-зеленые амфиболиты и эпидиобаза с шаро- и эллипсообразной отдельностью, слабыми признаками рассланцевания и содержанием биотита до 20—40%; верхняя — темно-зеленые, зеленые породы с содержанием биотита более 40%, серицита 10—20%. Мощности метаморфизованной коры выветривания метабазитов колеблются от 2—3 до 80 м [2]. В южной части Саксаганской полосы (рудник им. С. М. Кирова, шахта Северная), где метабазиты выклиниваются и мощность не превышает 20 м, они полностью выветрелые и представлены серицит-кварцево-биотитовыми и кварцево-биотитовыми сланцами.

Данные химических анализов метаморфизованной коры выветривания метабазитов указывают на увеличение содержания глинозема и двуокиси титана, уменьшение содержания кальция, натрия и на довольно высокие содержания по всему профилю магния, закисного железа, кремния и калия (табл. 4). Поскольку региональный метаморфизм в целом изохимичен, то высокие содержания магния и закисного железа вполне объяснимы тем, что метаморфизму подвергались нижние и средние части профилей коры выветривания основных эффузивных пород, для которых закономерны такие содержания указанных компонентов, т.е. вынос их из этих зон минимален. Повышенные содержания кремнезема, с одной стороны, обусловлены теми же причинами, что магния и железа, а также гипергенным накоплением в низах профилей, с другой — вторичным, более поздним метасоматическим окварцеванием. Высокие содержания окиси калия в метаморфизованной коре выветривания метабазитов, как и в метаморфизованной коре выветривания гранитов, имеют унаследованный характер (табл. 5).

Распределение микроэлементов в неметаморфизованных и метаморфизованных корях выветривания основных эффузивных пород было прослежено по данным полуколичественного спектрального анализа (средние значения по 10—30 пробам). Исходные андезитовые порфириты юрского возраста (Северный Кавказ) характеризуются следующим

Таблица 4

Химический состав (масс.%) метаморфизованной коры выветривания метабазитов

Компонент	Амфиболит обр. 62	Метаморфизованная кора выветривания			
		Кварц-амфиболитовая порода (по образцам)			Серицит-кварц- биотитовая-порода, обр. 68
		63	64	66	
SiO ₂	51,90	54,80	52,90	58,60	57,06
TiO ₂	0,70	1,26	1,66	1,37	1,54
Al ₂ O ₃	14,95	15,50	18,67	17,00	18,24
Fe ₂ O ₃	1,93	1,50	1,70	2,03	2,00
FeO	6,85	8,24	8,60	6,15	6,19
MnO	0,25	0,11	0,10	0,05	0,10
MgO	5,28	6,50	4,61	4,86	3,64
CaO	10,23	4,06	1,50	0,65	0,20
Na ₂ O	1,22	0,50	0,30	0,34	0,15
K ₂ O	3,14	5,59	7,65	6,35	6,90
P ₂ O ₅	0,06	0,10	0,13	0,08	0,18
П.п.п.	2,99	1,88	2,05	2,65	3,65
Сумма	99,50	100,04	99,87	100,13	99,85

Примечание. Аналитик Н.В. Тарасова, Центргеолнеруд.

спектром микроэлементов: Sr, Ba, Cr, V, Ni, Co, Cu, Pb, Mo, Zr, B, Nb. В нижней зоне мезозойской неметаморфизованной коры выветривания этих пород отмечается накопление (выше кларковых значений) V, Pb, в верхней — Cr, V, Pb, Mo, Ni.

Невыветрелые метабазиты верхнего архея Кривого Рога, залегающие на коре выветривания гранитов днепровского комплекса, в изученных профилях представлены эпидиабазитами и амфиболитами и характеризуются следующим спектром микроэлементов: Sr, Ba, Cr, V, Ni, Co, Cu, Zn, Pb, Sn, Mo, Se, Y, Yb, Zr, B. В метаморфизованной коре выветривания основных эффузивных пород тенденцию к накоплению обнаруживают V, Pb, B. Сравнение выше приведенных данных показывает, что повышенные количества V, Pb связаны с накоплением их в коре выветривания, а B с последующими наложенными на кору выветривания метасоматическими процессами.

В раннем протерозое на рассматриваемой территории Украинского кристаллического щита произошло обособление блоков фундамента и зарождение Криворожской геосинклинали, в которой за счет сноса материала из блоковых областей развития гнейсов, гранитов, мигматитов и вулканогенных пород формировались отложения криворожской серии. Гнейсы и основные эффузивные породы занимали обширные площади по сравнению с гранитами и мигматитами и служили основными поставщиками материала для пород криворожской серии. Развитая на породах фундамента кора выветривания подвергалась разрушению и переотложению.

Метаморфизованная кора выветривания метабазитов в изученных

Таблица 5

Содержание (масс.%) окиси калия в исходных основных породах, их неметаморфизованных и метаморфизованных корях выветривания

Район	Возраст кор выветривания	Содержание K ₂ O			Литературный источник	
		Исходная порода	Кора выветривания			
<i>Неметаморфизованные коры выветривания</i>						
Кавказ	KZ	Андезитовый порфирит	0,83	2,17*	—	Анализы авторов
Северный Кавказ	MZ	То же	0,96	1,51	0,32**	"
Северный Казахстан	MZ	Диоритовый порфирит	1,03	2,12	0,06	"
Сибирская платформа	MZ—KZ	Долерит	0,43	1,98	0,36	Ж.В. Домбровская и др., 1975 г.
Белорусская антеклиза	MZ	То же Габбро	0,37 0,55	2,65 2,60	0,18 —	А.С. Махнач, Н.Н. Левых, 1973 г.
Средний Урал	MZ	Диабазовый порфирит	0,87	1,31	0,37	З.М. Ситникова, 1971 г.
Южный Урал	MZ	Диабаз Диабазовый порфирит	0,96 1,10	2,07 2,15	0,85 0,08	Анализы авторов "
Украинский кристаллический щит	MZ	Анортозит	0,38	2,12	0,22	Н.И. Бучинская, 1971 г.
Воронежская антеклиза	PZ ₁	Габбро	1,56	2,69	0,10	То же
		Амфиболит	1,13	2,57	0,18	Анализы авторов
Украинский кристаллический щит, юго-запад	PR ₃	Габбро	0,27	0,65	0,18	"
		Диабаз	0,02	1,77	—	Г.Г. Виноградов, 1971 г.
Белорусская антеклиза	PR ₃	Габбро	—	—	—	А.С. Махнач, Н.Н. Левых, 1973 г.
		Габбро	2,52	3,38	—	
		Амфиболит	1,07	1,60	—	
<i>Метаморфизованные коры выветривания</i>						
Кривой Рог	AR	Эпидиабаз	5,96	8,62	—	Анализы авторов
		Кварц-биотит-амфиболовая порода	2,26	6,10	—	"
Кольский полуостров	PR ₂	Биотит-амфиболовый сланец	3,21	6,80	—	В.К. Головенко, 1975 г.
		Дациит-андезитовый порфирит	1,01	3,47	—	Н.В. Бекасова, Д.Д. Мирская, Г.Ю. Пушкин, 1975 г.
		Диабазовый метапорфирит	1,17	1,79	—	То же

*Гидрослюдисто-монтмориллонитовые зоны неметаморфизованных кор выветривания.

**Каолинитовые зоны неметаморфизованных кор выветривания.

профилях Южного Криворожья перекрывается метапесчаниками, местами метаконгломератами нижнего протерозоя. В Северном Криворожье между метапесчаниками и корой выветривания прослежена пачка сланце-песчанико-конгломератов мощностью 10—70 м, образованная в результате размыва и перетолжения коры выветривания метабазитов [2]. Породы содержат валуны и гальки кварца, кварцита, измененных плагиогранитов и метабазитов.

Метапесчаники от крупно- до среднезернистых, кварцевые и субаркозовые. Обломочная часть их представлена (в %): кварцем — 90—95, плагиоклазами неизменными и серицитизированными — 1—3, микроклином — 1—2, магнетитом, ильменитом, цирконом, биотитом. Цемент кварцево-серицитовый, кварцево-биотит-серицитовый, реже полевошпатовый. Метапесчаники, перекрывающие кору выветривания метабазитов, отличаются от таковых, залегающих на коре выветривания гранитов, разнообразным составом галек (кварц, кварцит, плагиогранит, метабазит), существенно кварцевым составом обломочной части, большей долей цемента (40—50%), значительным содержанием ильменита (3—5%), что обусловлено различным минеральным составом размывавшихся кор выветривания. Метапесчаники переслаиваются с кварцево-серицитовыми (преобладают), кварцево-хлорит-серицитовыми, кварцево-биотитовыми сланцами, кварцитами.

После формирования пород криворожской серии произошел второй для данной территории этап складчатости, в котором различают две фазы тектогенеза. Ранняя — после образования верхней свиты криворожской серии, приведшая к глубокому метаморфизму всех пород криворожской серии нижнего протерозоя, а также основных эффузивных пород (диабазов) верхнего архея и архейских кор выветривания гранитов и метабазитов. Со второй фазой тектогенеза связано внедрение гранитов днепровско-токовского типа и проявления кальциево-углекислого метасоматоза. Действие второй фазы в Саксаганском районе очень слабо проявлено и выражено в образовании кальцита, сидерита, более позднем окварцевании и сульфидной минерализации в отложениях криворожской серии и корах выветривания. Время второго этапа складчатости, сопутствующий ему метаморфизм, внедрение гранитов и метасоматоз определяется интервалом 2400—1700 млн. лет [8].

Метаморфизованная кора выветривания гранитов представлена (сверху вниз) кварц-серицитовыми, кварц-биотит-серицит-плагиоклазовыми породами, метабазитов — кварц-серицит-биотитовыми, кварц-биотитовыми и кварц-биотит-плагиоклаз-амфиболовыми породами. Образованная в результате метаморфизма кор выветривания аутигенная минеральная ассоциация (кварц—серицит—биотит—альбит) соответствует низкотемпературной субфации зеленых сланцев схемы Г. Винклера или фации сланцев III—Д схемы А.А. Маракушева. Аналогичная минеральная ассоциация прослеживается в перекрывающих коры выветривания породах (метапесчаниках, филлитах и т.д.).

Изучение метаморфизованных кор выветривания гранитов и метабазитов позволило выделить в них несколько аутигенных минеральных ассоциаций, отвечающих определенным этапам геологи-

ческого развития рассматриваемой территории. Самая ранняя по времени аутигенная минеральная ассоциация образовалась в процессе архейского гипергенеза. Реконструируемый состав коры выветривания гранитов, исходя из изохимичности регионального зеленосланцевого метаморфизма [3], представляется монтмориллонит-гидрослюдистым, а основных эффузивных пород — гидрохлорит-монтмориллонитовым, с переменным содержанием смешаннослойных минералов, магнетита, кальцита и коллоидального кремнезема в том и другом случае. Минеральные ассоциации: кальцит — сидерит — пирит и кварц — пирит отвечают наиболее поздним по времени проявления метасоматическим процессам.

Таким образом, метаморфизованные и метасоматически измененные архейские коры выветривания гранитов и основных эффузивных пород Кривого Рога несут на себе большую генетическую информацию, расшифровать которую возможно с помощью установления последовательности образования аутигенных минеральных ассоциаций.

Рассмотренные коры выветривания стратиграфически относятся к позднему архею. Учитывая, что первый этап складчатости в архее, сопутствующие ему метаморфизм и образование саксаганских гранитов определяется на рубеже 2800 ± 150 млн. лет [7], а перекрывающие кору выветривания гранитов и метабазитов отложения относятся к нижнему протерозою (2700 ± 100 млн. лет); интервал существования гипергенных условий располагается в пределах $2800 - 2700 \pm 100$ млн. лет. В течение этого промежутка времени, т.е. в 100 млн. лет существование континентальных перерывов с корообразованием устанавливается дважды: до излияния основной магмы с образованием коры выветривания на саксаганских гранитах и после излияния основной магмы с образованием коры выветривания на верхнеархейских метабазитах.

Литература

1. Бобров Е.Т., Щипакина И.Г. Структурно-текстурные особенности дорифейской коры выветривания Среднего Приднестровья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, N 7, с. 123—128.
2. Гершойг Ю.Г., Каплун Е.Я. Древние коры выветривания в докембрии Кривого Рога. — ДАН СССР, 1973, т. 212, N 1, с. 209—212.
3. Добгсцов Н.Л., Ревердатов В.Г., Соболев В.С. Фации метаморфизма. М.: Недра, 1972. 286 с.
4. Корякин А.С. Континентальное карбонатообразование в протерозойских метаморфизованных профилях выветривания. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1981, вып. 6, с. 42—46.
5. Лаврентьева И.В., Перчук Л.Л., Новиков Г.В. и др. Рентгеновский и спектроскопический анализ биотитов и гранатов из метаморфических пород. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 30, вып. 6, с. 68—74.
6. Усенко И.С., Щербаков М.В., Заяц А.Н. Биотиты докембрия. Киев: Наук. думка, 1972. 208 с.
7. Щербак Н.П. Датировка процессов метаморфизма и магматизма в докембрии Украинского щита по изотопным данным. — В кн.: Метаморфизм Украинского щита и его обрамления. Киев: Наук. думка, 1976, с. 77—78.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
<i>М.И. Грайзер, М.М. Ипатов.</i> Континентальные перерывы и методы их выявления в метаморфических толщах докембрия (состояние проблемы)	5
<i>В.М. Чайка, А.С. Корякин, Е.Б. Горшкова, И.Н. Храмцов.</i> Древнейшие коры выветривания в геологической истории литосферы	9
<i>М.М. Ипатов, С.В. Левченко.</i> О значении континентальных перерывов в образовании железисто-кремнистых формаций	28
<i>Б.Н. Соколов.</i> О значении формации рудных конгломератов для изучения условий выветривания и осадкообразования в докембрии	37
<i>М.М. Ипатов, И.М. Костюк.</i> Диагностика континентальных перерывов в докембрии Воронежского массива (район КМА)	51
<i>Л.А. Игнатьева, А.С. Корякин, Л.Д. Нащекина.</i> Особенности формирования кор выветривания на базальтах карелид Карелии и девона Воронежской антеклизы	73
<i>Е.Т. Бобров, И.Г. Щипакина.</i> О верхнепротерозойской коре выветривания юго-западной части Украинского кристаллического щита	84
<i>М.И. Грайзер, Х.Г. Ильинская.</i> Высокоглиноземистые породы докембрия Восточной Сибири и их генетическая связь с континентальными перерывами	104
<i>С.В. Левченко, Х.Г. Ильинская.</i> Континентальная металлогения верхнего докембрия юго-западного обрамления Сибирской платформы	110
<i>М.И. Грайзер, Х.Г. Ильинская.</i> Континентальные перерывы в докембрии Сангилена (Тува)	114
<i>К.М. Алексеевский, Т.Т. Николаева, Л.Я. Георгиевская, Л.И. Шахотько.</i> Этапность формирования дорифейских кор выветривания на северо-западном склоне Анабарского щита.	122
<i>Е.Т. Бобров, И.Г. Щипакина.</i> Архейские метаморфизованные коры выветривания Криворожья и реконструкция условий их образования	132

Грайзер М.И., Ипатов М.М. **Континентальные перерывы и методы их выявления в метаморфических толщах докембрия (состояние проблемы).** — В кн.: Континентальные перерывы и коры выветривания в докембрии Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1985, с. 5—9.

Рассматриваются методики выявления крупных континентальных перерывов в докембрии. С этой целью кратко обсуждаются известные методики для метаморфизованных пород и выделяются те из них, которые могут быть использованы для метаморфических толщ. Наиболее обоснованные результаты достигаются при комплексном использовании методик.

Библиогр. с. 9—28 (8 назв.).

УДК 551. 311: 551. 72 + 551. 24

Чайка В.М., Корякин А.С., Горшкова Е.Б., Храмцов И.Н. **Древнейшие коры выветривания в геологической истории литосферы.** — В кн.: Континентальные перерывы и коры выветривания в докембрии Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1985, с. 9—28.

Анализируется проблема многопричинного конвергентного образования докембрийских кор выветривания, асинхронного развития поверхностей выравнивания и древнейших пенепленов. Приводятся типовые разрезы районов с развитыми докембрийскими корами выветривания. Обсуждаются вопросы промышленной минерализации кор выветривания.

Библиогр. с. 26—28 (63 назв.).

УДК 551. 31 + 552. 45: 553. 31

Ипатов М.М., Левченко С.В. **О значении континентальных перерывов в образовании железисто-кремнистых формаций.** — В кн.: Континентальные перерывы и коры выветривания в докембрии Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1985, с. 28—37.

Подчеркивается большая роль континентальных перерывов в формировании железисто-кремнистых пород, особенно железистых кварцитов криворожского (или курского) типов. В докембрийских породах КМА континентальный перерыв на границе архея и нижнего протерозоя отделяет протогеосинклинальную стадию развития железисто-кремнистых пород (михайловская серия) от протоплатформенной (курская серия). Соответственно этому меняются условия формирования железистых кварцитов. Приводится сопоставление гимольской серии Балтийского щита с железисто-кремнистыми формациями КМА.

Библиогр. с. 36—37 (20 назв.).

УДК 553. 411. 3: 553. 81

Соколов Б.Н. **О значении формации рудных конгломератов для изучения условий выветривания и осадкообразования в докембрии.** — В кн.: Континентальные перерывы и коры выветривания в докембрии Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1985, с. 37—50.

Формация докембрийских рудных конгломератов представляет собой первый и самый мощный цикл осадочного рудообразования в истории литосферы, которому предшествовала эпоха накопления колоссальных масс продуктов "кор химического выветривания". Последние представляют автору породами первичной планетной коры Земли, переработанной первичной планетной атмосферой. Формация докембрийских конгломератов — первые нормально-осадочные образования планеты — формировались под воздействием ливневых водотоков, с которых начиналось образование гидросферы еще до появления водоемов. Эпоха господства ливневых водотоков длительностью более 1,6 млрд. лет обусловлена тепловым равновесием на поверхности планеты за счет высвобождения колоссальной скрытой теплоты парообразования при конденсации гидросферы. Начало осадконакопления было не одновременным; для различных поясов и климатических зон оно определяется интервалом от 3,2 до 1,6 млрд. лет. Формация докембрийских конгломератов представляется как маркирующий горизонт и "нулевая отметка" для последующих событий развития литосферы и особенно периодов осадконакопления и континентальных перерывов палеонтологически почти немого протерозоя.

Табл. 1. Ил. 5. Библиогр. с. 50 (22 назв.).

Ипатов М.М., Костюк И.М. **Диагностика континентальных перерывов в докембрии Воронежского массива (район КМА).** — В кн.: Континентальные перерывы и коры выветривания в докембрии Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1985, 51—73 с.

Обосновывается положение о выделении континентальных перерывов в докембрийских метаморфических породах КМА по сумме геологических признаков: структурных и литологических. Четко выделяемые континентальные перерывы на КМА имеют разный характер. Нижний перерыв на границе архея и нижнего протерозоя (предкурский) имеет структурное значение. Он отделяет нижний структурный геосинклиальный этап от верхнего прото-платформенного (протоавлакогенного). Перерыв сопровождается корами выветривания кварц-серицит-мусковитового состава, напоминающими послемагматические образования типа березитов. Верхний перерыв (предоскольский) имеет ограниченное развитие. Он характеризует зоны размыва. Такие перерывы следует относить к межформационным. Коры выветривания этого периода были более зрелого характера.

Табл. 1. Ил. 6. Библиогр. с. 72—73 (19 назв.).

Игнатьева Л.А., Корякин А.С., Нашекина Л.Д. **Особенности формирования кор выветривания на базальтах карелид Карелии и девона Воронежской антеклизы.** — В кн.: Континентальные перерывы и коры выветривания в докембрии Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1985, с. 73—83.

Рассмотрены разрезы кор выветривания на базальтах Воронежской антеклизы (D₂) и докембрийские коры выветривания Карелии. Показано отличие и сходство процессов корообразования. Высказывается предположение о специфике гипергенных процессов в докембрии. Ставятся задачи дальнейших исследований метаморфизованных кор выветривания.

Библиогр. с. 83 (18 назв.).

Бобров Е.Т., Щипакина И.Г. **О верхнепротерозойской коре выветривания юго-западной части Украинского кристаллического щита.** — В кн.: Континентальные перерывы и коры выветривания в докембрии Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1985, с. 84—103.

Рассматривается унаследованность структурно-текстурных особенностей пород субстрата в коре выветривания и сохранность их при последующих процессах метатектонизма — начального метаморфизма; выделены минеральные ассоциации, свойственные гипергенезу и метатектонизму — начальному метаморфизму.

Табл. 3. Ил. 5. Библиогр. с. 102—103 (36 назв.).

Грайзер М.И., Ильинская Х.Г. **Высокоглиноземистые породы докембрия Восточной Сибири и их генетическая связь с континентальными перерывами.** — В кн.: Континентальные перерывы и коры выветривания в докембрии Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1985, с. 104—110.

Рассматриваются высокоглиноземистые породы, связанные с континентальными перерывами в докембрии Восточной Сибири. Отмечается, что их скопления сосредоточены главным образом в нижних частях крупных серий и, как правило, ассоциируются с мономинерально-кварцевыми обломочными породами, что указывает на их генетическую связь с перерывами и образование за счет размыва и переотложения зрелых кор химического выветривания.

Ил. 1. Библиогр. с. 109—110 (10 назв.).

Левченко С.В., Ильинская Х.Г. **Континентальная металлогения верхнего докембрия юго-западного обрамления Сибирской платформы.** — В кн.: Континентальные перерывы и коры выветривания в докембрии Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1985, с. 110—114.

Рассматриваются особенности континентальной металлогении, связанной с перерывами в верхнем докембрии юго-западного обрамления Сибирской платформы. Показано, что концентрация железа и алюминия в верхнем докембрии Енисейского кряжа и Восточного Саяна генетически связана с крупными перерывами и корообразованием в эпохи перерывов.

Библиогр. с. 114 (9 назв.).

УДК 551: 71/72 (571. 52)

Грайзер М.И., Ильинская -Х.Г. **Континентальные перерывы в докембрии Сангилен (Тува).** — В кн.: Континентальные перерывы и коры выветривания в докембрии Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1985, с. 114—122.

На основании изучения минерального состава и геохимических особенностей докембрийских отложений Сангилена делается вывод о континентальном перерыве внутри терригенного комплекса нижнего протерозоя: между тесхемской и вышележащей мугурской свитами. Основным признаком для выделения этого перерыва послужило сонахождение на одном стратиграфическом уровне пород с высокоглиноземистыми минералами и мономинеральных обломочных пород кварцевого состава (кварцитов и их железистых разновидностей), являющихся пересотложными продуктами коры выветривания.

Ил. 2. Библиогр. с. 121—122 (17 назв.).

УДК 551. 311. 231: 551. 72 (57)

Алексеевский К.М., Николаева Т.Т., Георгиевская Л.Я., Шахотко Л.И. **Этапность формирования дорифейских кор выветривания на северо-западном склоне Анабарского щита.** — В кн.: Континентальные перерывы и коры выветривания в докембрии Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1985, с. 122—131.

Рассматривается вещественный состав кельгитской свиты рифея, ее взаимоотношения с перекрывающей мукунской свитой и подстилающими корами выветривания по архейскому фундаменту и делается вывод о двух этапах домукунского выветривания, разделенных этапом интенсивного размыва, и вывод о нецелесообразности включения кельгитской свиты в мукунскую серию в качестве базального горизонта, ввиду большого различия в этих двух толщах вещественного состава, минералов-аксессуаров, фациального состава и континентального перерыва между формированием кельгитской свиты и началом образования мукунской серии.

Табл. 2. Библиогр. с. 131 (12 назв.).

УДК 551. 311. 231: 551. 71

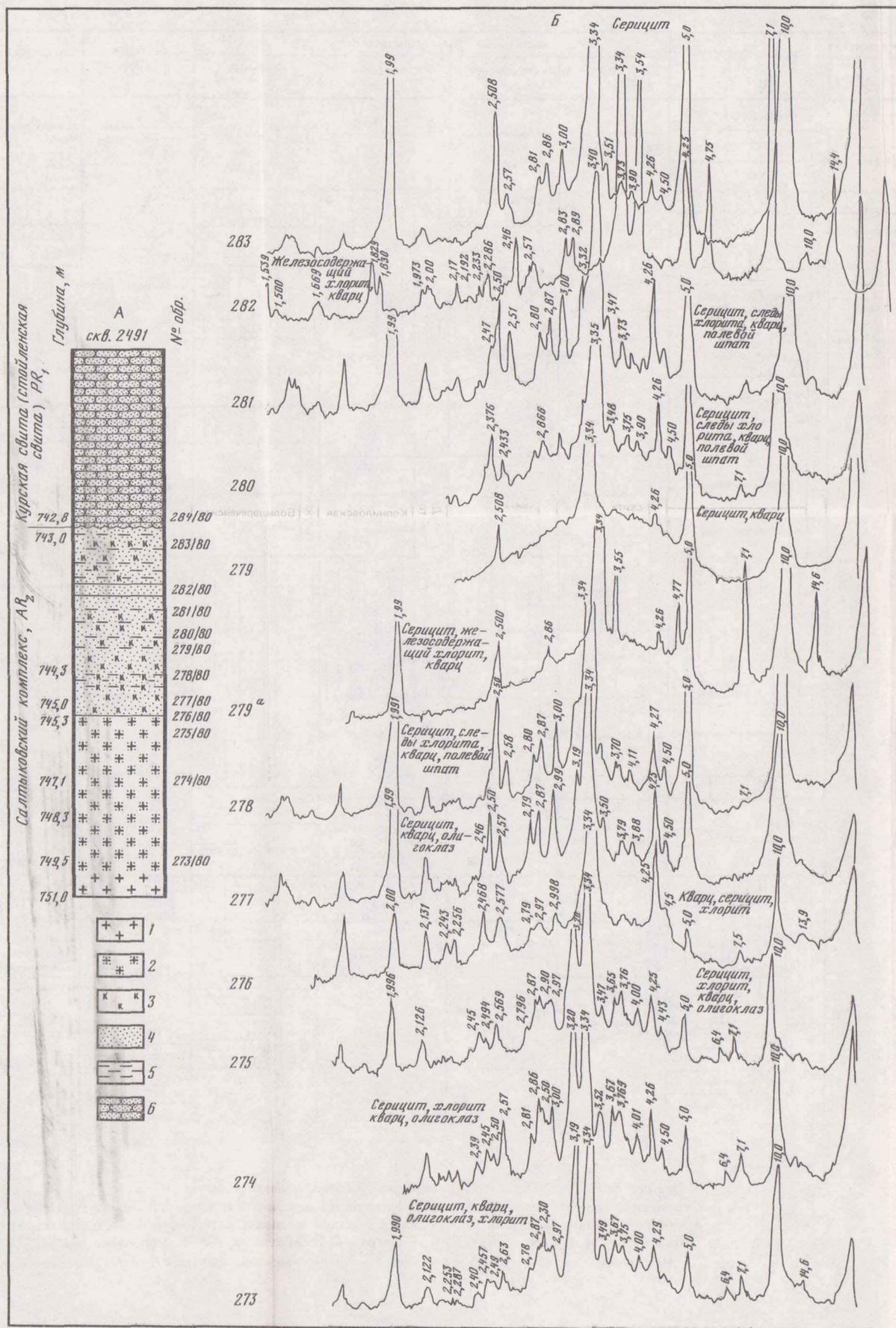
Бобров Е.Т., Щипакина И.Г. **Архейские метаморфизованные коры выветривания Криворожья и реконструкция условий их образования.** — В кн.: Континентальные перерывы и коры выветривания в докембрии Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1985, с. 132—148.

Рассматриваются вещественный состав архейских метаморфизованных в зеленосланцевой фации кор выветривания гранитов и метабазитов Криворожья и вопросы реконструкции условий их образования. Показана сохранность текстурных и структурных признаков исходных пород в метаморфизованных корях выветривания и выявлены минеральные ассоциации, свойственные различным процессам преобразования кор выветривания.

Табл. 5. Ил. 1. Библиогр. с. 148 (7 назв.).

1 р. 80 к.

4321



К статье М.М. Ипатова и И.М. Костюка "Диагностика"...

Рис. 3. Профиль коры выветривания (А) на гранитоидах салтыковского возраста (AR_2). Белгородский район, скв. 2491. Дифрактограммы (Б), характеризующие преимущественно кварц-серицитовый состав кор выветривания

1 — граниты неизменные; 2 — граниты измененные; 3 — коры выветривания; 4 — материал песчанистой размерности в коры выветривания; 5 — материал глинисто-алевритовой размерности в коры выветривания; 6 — песчаники