

ОСОБЕННОСТИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ИЗ ПЕРЕОТЛОЖЕННЫХ ПРОДУКТОВ РАЗРУШЕНИЯ КИМБЕРЛИТОВ ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ

И. И. Никулин

nikulin@cnigri.alrosa-mir.ru

Якутское научно-исследовательское геологическое предприятие

ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», г. Мирный, Якутия

Генезис разных модификаций слоистых силикатов может быть чрезвычайно различным и в осадочных породах не всегда поддающимся однозначной интерпретации: они могут формироваться в результате преобразования (трансформации) других минералов со слоистыми структурами, образовываться синтетическим путём или присутствовать в качестве обломочных компонентов. Широкая распространённость и разнообразие минеральных разновидностей глин создают благоприятную основу для выявления генетических связей между структурой, химическим составом, парагенезами сопутствующих компонентов и геологическими обстановками распространения этих минералов.

Литологические исследования описываемых отложений проводились при изучении kernового материала по разведочным (46), поисковым (более 300) и параметрическим скважинам (15), охватывающим различные структурно-фациальные зоны междуречья Ханья — Накын. Так же были использованы данные Ботубинской ГРЭ (АК «АЛРОСА» (ЗАО)) и комплекса лабораторных исследований ЯНИГП ЦНИГРИ (АК «АЛРОСА» (ЗАО)). Аналитические работы производились в лабораториях ЯНИГП ЦНИГРИ, Центральной аналитической лаборатории БГРЭ и Воронежского государственного университета. С помощью рентгенографии определялся полуколичественный состав.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Дьяхтарская толща (J1dh) (геттанг(?)) — ранний плинсбах) в целом приурочена к разломно-карстовой зоне северо-восточного простирания в пределах центральной ветви Вилюйско-Мархинской кимберлитовой зоны и выполняет открытые карстовые полости. Рассматриваемые отложения занимают приблизительно до 30 % площади и залегают с перерывом на породах нижнего ордовика (O1ol), частично на среднепалеозойских кимберлитах (D3-C1) и перекрываются с размывом нижнеюрскими отложениями укугутской (J1uk) и тюнгской свит (J1tn) [7]. По данным Ботубинской ГРЭ выделяются следующие литогенетические типы отложений: 1) алевритовые и песчано-алевритовые пролювиально-озерные осадки проточных карстовых озер; 2) глинисто-песчаные пролювиальные осадки наземных и подземных карстовых водотоков; 3) щебнисто-галечные пролювиальные отложения обломочно-грязевых и водных потоков карстовых депрессий; 4) глинистые и обломочно-глинистые делювиальные (элювиально-делювиальные) осадки склонов, эрозионных и эрозионно-карстовых депрессий и понижений рельефа; 5)

песчаные и глинистые инфлювиальные осадки подземно-карстовых полостей; 6) коллювиальные глыбовые брекчии оползневой, просадочной и обвальной природы.

Наиболее широким площадным распространением пользуются закарстованные (элювиально-делювиальные) образования, представленные уплотненными алевритистыми глинами [8], мощностью до 15 м. Это в основном слабо смещенные продукты выветривания коры выветривания на терригенно-карбонатных породах нижнего ордовика. От элювиальных образований коры выветривания они отличаются по включениям щебня, реже галек, гравия, песка и траппового ильменита. Переотложенные и повторно литифицированные, так называемые «карбонатные» глины, характеризуются пестроцветной окраской, отсутствием слоистости, кусковой отдельностью со следами гравитационного скольжения, наличием сферолитов сидерита. Наиболее благоприятными для поисков здесь являются депрессии, образованные близ расположенных кимберлитовых диатрем [2]. Грубообломочный материал остроугольный и окатанный формы представлен только местными выветрелыми или окремнелыми терригенно-карбонатными породами нижнего ордовика. Среди обычно мелких обломков

нередко встречаются довольно крупные (20–40 см), состоящие из алевролитов, реже известняков нижнего палеозоя. Данные отложения сформированы в результате плоскостного смыва при существенной роли гравитационных процессов.

Центральные части полостей сложены щебнистыми конгломератами, гравелитами, галечно-песчаными осадками флювиальных фаций, а также алевролитами, глинами и их углистыми разностями озерного и озерно-болотного генезиса. Крутые бортовые части — обвально-осыпными и оползневыми отложениями. Провально-оползневые процессы при формировании толщи характерны для всех типов депрессий. Мощность толщи варьирует от 3 м до 36 м.

Укугутская свита (J1uk) (ранний плинсбах) залегает на эродированной поверхности нижнепалеозойских терригенно-карбонатных пород (O₁ol), среднепалеозойских траппах, кимберлитах и с неглубоким размывом на карстовых отложениях дяхтарской толщи. Перекрывается морскими отложениями тюнгской (J1tn), а на отдельных участках и сунтарской свит (J1sn) [7]. Состав песчано-алевритовый, с подчиненным количеством алевролитов, глин, гравийников, галечников и конгломератов [8].

Зачастую, в основании свиты залегают базальные горизонты. В единичных разрезах встречаются максимум два базальных горизонта. Это обычно брекчиевидные конгломераты (конглобрекчии) серые, прослоями зеленоватые, среднеобломочные плотные с обилием траппового ильменита. Содержание обломочного материала угловато-окатанной и окатанной формы варьирует от 50–60 % до 90 %. Обломочный материал в основном представлен выветрелыми кремнелыми и кремнистыми породами нижнего палеозоя либо мелкогалечным конгломератом серого, коричневатого-серого цвета, брекчиевидной текстуры с содержанием обломочного материала до 60 %. Обломки преимущественно угловато-окатанной, угловатой формы представлены существенно кремнелыми и маршаллитизированными разностями известняков и доломитов нижнего палеозоя. Вверх по разрезу эти прослои сменяются тонкогоризонтальнослоистыми углистыми аргиллитами темно-коричневого цвета.

Базальные горизонты характеризуются двумя типами: в большинстве площадей они образовались за счёт кратковременного наступления моря с затоплением суши и формированием озёрно-болотных отложений; на меньших площадях отмечаются как продукты делювиально-пролювиальных

отложений. Имеются редкие прослои бесцементных конглобрекчий. Максимально отмеченная мощность базальных горизонтов достигает 50 см.

Характерна высокая насыщенность перед разноразмерными углефицированными остатками, сидеролитовыми и сульфидными конкрециями. В целом по минеральному составу она соответствует укугутской свите, седиментированной в Мало-Ботубинском районе [3]. Мощность свиты варьирует от 12 м до 48 м.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ ГЛИНИСТОГО МАТЕРИАЛА

Дяхтарская толща

1. *Делювиально-пролювиальные* — от глины сильно алевритовой (до 50 %) до алевролита мелкозернистого сильно глинистого (рис. 1а). Цвет варьирует от светло-серого, зелёного до оранжевого. Присутствуют кремнелые обломки с закруглёнными краями преимущественно размером до 1х1 см. Имеются единичные, либо отсутствуют обломки карбонатных пород в виде таблитчатых разновидностей. Минералы: каолинит — 10–31 %, иногда до 50 %, хлорит — от следов в кристаллической решётке до 9 %, слюды — до 8 % и гидрослюды — 10–15 %, встречаются также единичные кристаллы галлуазита (поданным РЭМ и рентгенографии).

2. *Карстовые образования* — толща перемятых бурых и зелёных глин с карбонатными породами в виде таблитчатых разновидностей (размерами до 3 см) (рис. 1б). Минералы: каолинит — 13–40 %, гидрослюды — 14–42 %, хлорит до 5 %, единичные кристаллы тонкой вытянутой формы (по данным РЭМ).

Укугутские породы

Из проанализированных работ видно, что в накопленных в спокойной обстановке укугутских отложениях в цементе алевритовых песчаников картина зачастую по составу однообразная — каолинит до 65 % и слюды до 15 %. А вот в базальных горизонтах (рис. 1в) минеральные ассоциации имеют другой состав — в меньших количествах присутствуют каолинит и слюды (до 10 %); в заметных количествах хлорит (до 10–15 %) и значительное появление глинистых минералов группы монтмориллонита (до 63 % из проб, отобранных близ расположенных известных кимберлитовых тел) либо его механических смесей с гидрослюдой. В свою очередь смектиты из этих пород различаются рентгенографическим методом на два типа:

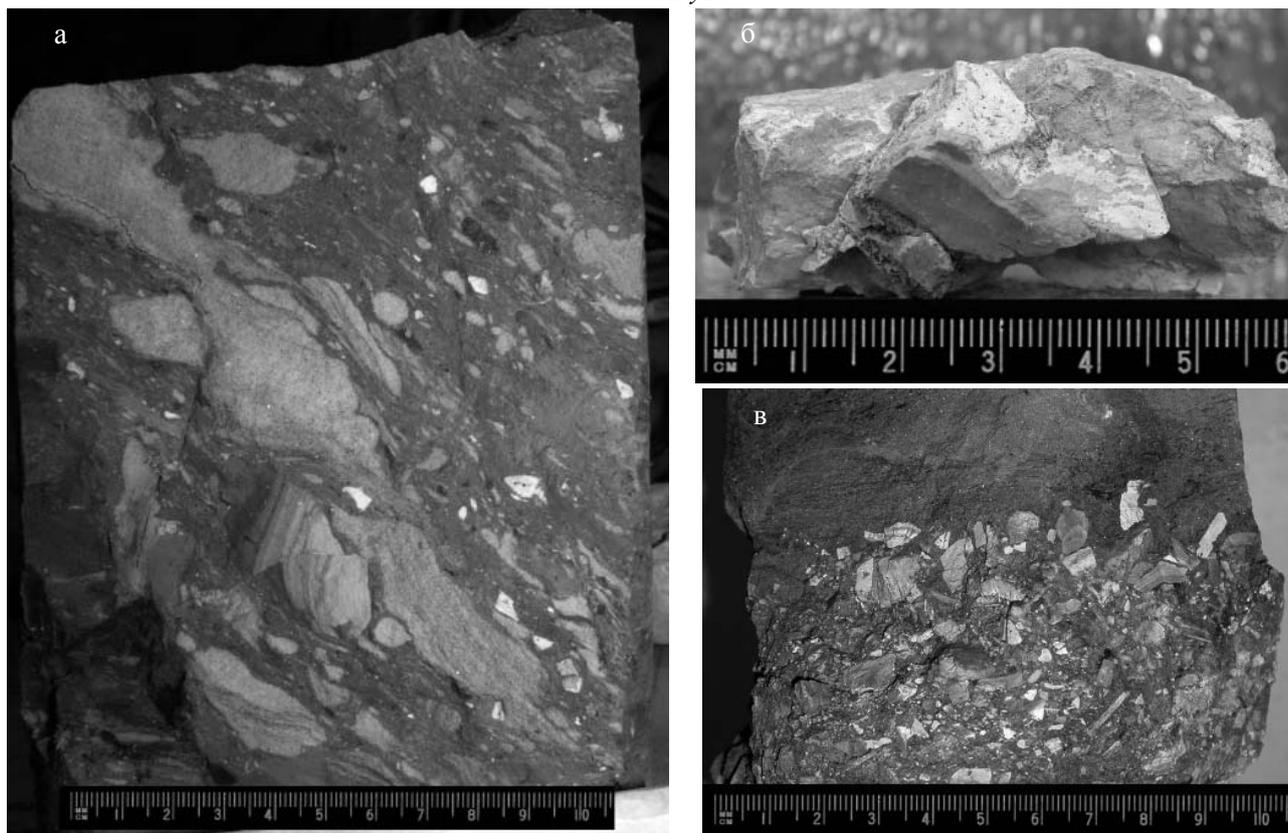


Рис. 1. Литологические типы пород.

Примечания: а) нижнеюрские делювиальные образования (J1dh), скв. 5/1 гл. 103,1 м; б) карстовые породы дьяхтарской толщи (J1dh), скв. 900/5 гл. 97,4 м; в) порода из базального горизонта укугутской свиты (J1uk), скв. 200/5 гл. 83,0 м

триоктаэдрические в непосредственной близости кимберлитового тела и диоктаэдрические рядом с магматическими телами основного состава. Ещё одна примечательность — это когда в экзотических образцах (повышенные содержания смектитов и хлоритов) при использовании РЭМ отмечаются три типа кристаллов тонкой вытянутой формы (рис. 2а, б): стержневидные, стержневидные полые (типа «трубочек») и волокнистые.

Отмеченное скудное разнообразие минералов в цементе выше перечисленных пород компенсируется большим разнообразием их элементарного состава и в соответствии с этим структурных особенностей. Тому следствие как пестрота смешанослойных минералов, так и внутрирядовое разнообразие хлорита.

Одно из важных значений имеет присутствие в породе гидрослюда (рис. 3а, б), которая обнаружена только в профилях выветривания терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя и кимберлитов. Детальное исследование гидрослюдов в указанных профилях показало, что этот минерал характеризуется специфическими структурными и кристалло-

химическими особенностями как в различных типах кор выветривания, так и в отдельных частях профиля (рис. 5 г). Различная химическая природа и структурные особенности гидрослюдов [4], в частности их политипия, может являться надёжным типоморфным признаком, позволяющим оценивать степень стабильности их в рассмотренных корах выветривания, а так же открывающим возможность прогнозирования устойчивости продуктов переотложения последних. Например, выяснилось, что присутствие в мезозойских осадочных толщах (J1dh и J1uk) рассматриваемой территории гидрослюды 2М1 чётко указывает на её связь с размывом древних кор выветривания, возникших на терригенно-карбонатных породах. При этом ассоциация гидрослюды с каолинитом свидетельствует о денудации верхних, наиболее изменённых гипергенными процессами, горизонтов выветривавшихся пород. В свою очередь, наличие в переотложенных продуктах гидрослюдов 1М, особенно без примеси каолинита (развитых среди пород обоянского комплекса на наиболее глубоких стадиях выветривания гидрослюда 2М1 путём последовательных трансформаций в

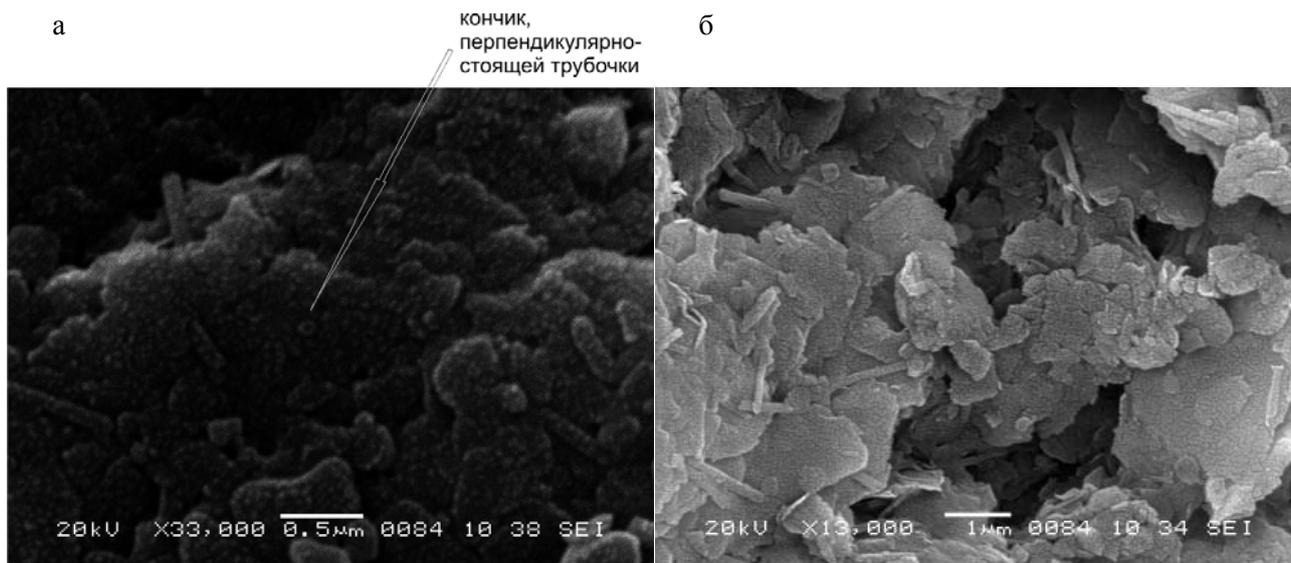


Рис. 2. Электронные снимки разновидностей минералов тонкой вытянутой формы (РЭМ).
Примечание: а) скв. 559/445 гл. 71,0 м, ув. 33000х; б) скв. 594/439 гл. 52,1 м, ув. 13000х

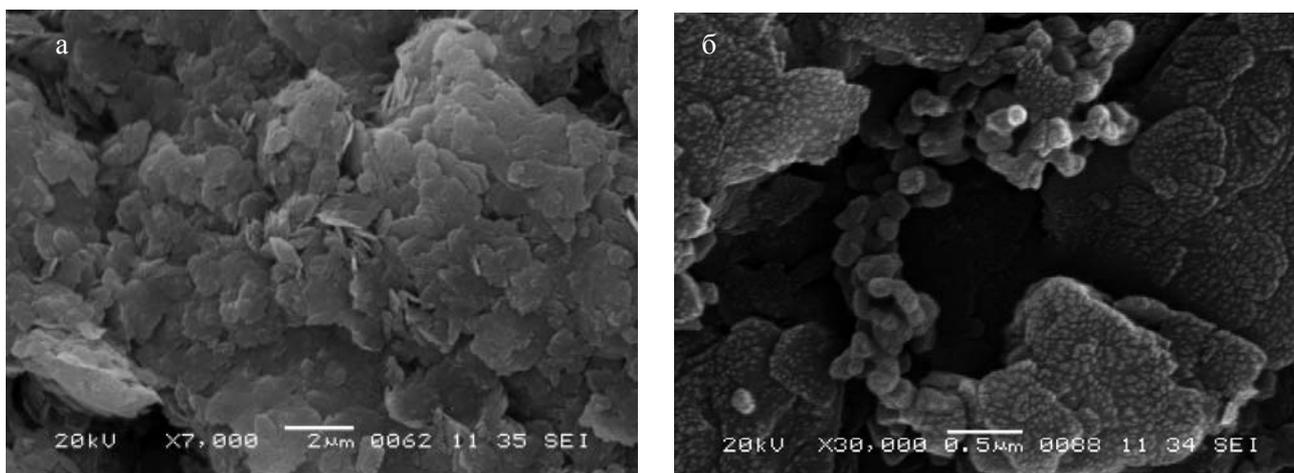


Рис. 3. Электронные снимки природной смеси каолинита и иллита (РЭМ).
Примечание: а) скв. (1)4/120(2) гл. 31,2 м, ув. 7000х; б) скв. 553/437 гл. 85,1 м, 30000х

1М и далее 1Md также может переходить в каолинит), свидетельствует о переотложении продуктов гипергенного изменения кимберлитов, что можно использовать в качестве критерия при поисках алмазных месторождений [5].

Каолинит является широко распространенным слоистым алюмосиликатом в осадочных породах. В наших исследованиях было обращено внимание на то, что его скорость образования зависят от химизма и минералогических особенностей исходных пород. В дальнейших работах планируется в связи с этим выявить закономерности различий величины индекса упорядоченности каолинита [10], чтобы использовать в качестве типоморфного признака для выяснения генезиса переотложенных каолинитов. Стоит здесь отметить, что особого

внимания заслуживает изучение каолинитов с неупорядоченной структурой. На данном этапе в таких минералах группы каолинита методом рентгенографии регистрируются нарушения в структуре в виде смектитовых прослоев (рис. 4).

В связи с тем, что группа хлорита имеет по своему химическому составу большое разнообразие, а также принимая во внимание потенциальную магнезиальность продуктов разрушения материнских пород, мы придерживались в основном классификации С. Бейли. Он предложил сохранить только два наименования для Fe-Mg-хлоритов разного состава — клинохлор (Mg-разновидность) и шамозит (Fe-разновидность), среди которых также можно различить Mg-Fe-клинохлор или Fe-Mg-шамозит.

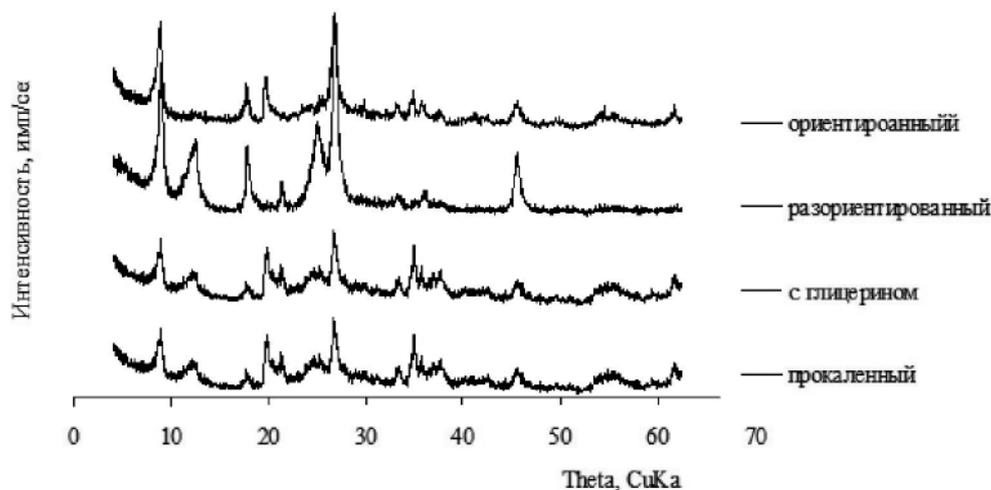
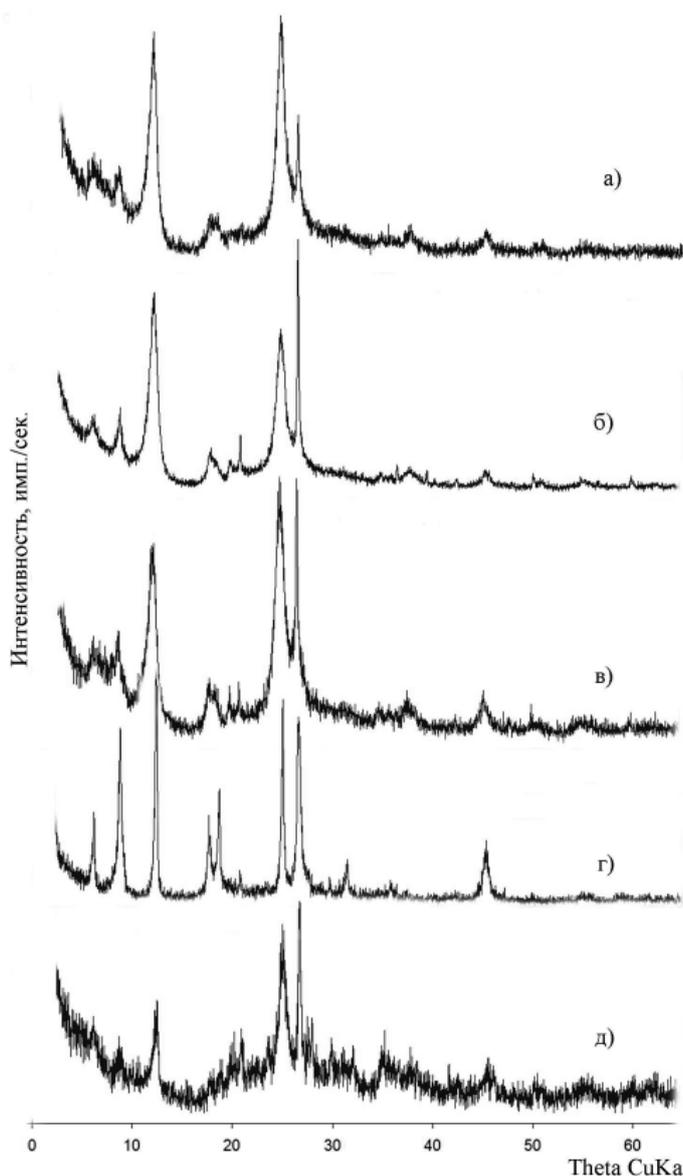


Рис. 4. Дифрактометрические кривые неупорядоченного каолинита с нарушениями в структуре из фракции мельче 0,001 мм, скв. (1)4/120(2) интервал опробования 31,2 – 33,2 м



С другой стороны уделено внимание и тому, что кристаллохимическая характеристика магнезиальных хлоритов (рис. 5 а, г) совершенно не измененных эпигенезом осадочных пород терригенно-эвапоритовых формаций существенно отличается от минералов этой же группы, формирующихся по ультрабазитам [4]. Здесь намечается основное отличие — суммарное содержание Al, локализуемого как в октаэдрах, так и в тетраэдрах, которое в хлоритах осадочных пород всегда превышает 2,2 на формульную единицу, позволяя весьма четко разграничивать эти два генетически различных типа магнезиальных хлоритов [1, 3]. При сравнении химических формул хлорита и флогопита видно, что для преобразования одной структурной ячейки флогопита в хлорит нужны следующие условия: вынос Al и щелочей на фоне концентрации Mg и незначительного накопления кремнезёма или привнос Mg на фоне инертного поведения SiO₂ и выноса незначительных количеств Al (при перераспределении в новой структуре минерала) и интенсивного выноса щелочей.

В свете этих процессов преобразование флогопита в вермикулит представляется промежуточной стадией в преобразовании флогопита в хлорит [9]. При вермикулитизации

Рис. 5. Дифрактометрические кривые ориентированных препаратов фракции мельче 0,001 мм из разнофациальных отложений. Примечание: а) скв. 530/3 гл. 92,0 м; б) скв. 280/2 гл. 78,0 м; в) скв. 260/5 гл. 74,0 м; г) скв. 120/2 гл. 87,0 м; д) скв. 120/1 гл. 53,0 м

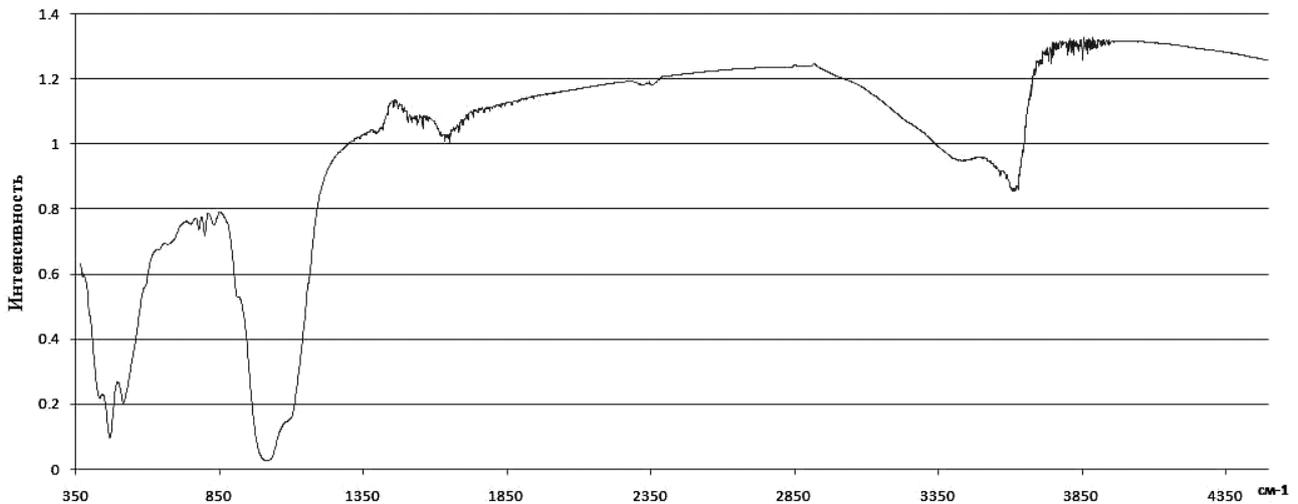


Рис. 6. Кривая ИК-спектра смешанослойного образования с триоктаэдрическими слоями смектита.
Примечание: а) скв. 5/1 гл. 103,1 м

флогопита происходит значительный вынос щелочей (в основном калия) и алюминия и накопление железа и магния. Таким образом, для хлоритизации и вермикулитизации флогопита необходим избыток магния в преобразующих водных растворах. Результаты проведённых исследований глинистой фракции коры выветривания кимберлитов показывают, что избыток магния в растворах может произойти при преобразовании серпентина в смектисапонит. В результате этого превращения из структурной ячейки серпентина следует удалить примерно половину магния, который в ней содержится. Поэтому, видимо, процессы монтмориллонитизации серпентина и хлоритизации флогопита взаимосвязаны. Как видно из исследований глинистой фракции, смесь хлорита и минерала группы монтмориллонита, а иногда и гидрослюды типа вермикулита, характерна для конечных продуктов выветривания кимберлитов.

Из ранее проведённых исследований [11] выяснено, что минералом-индикатором в корях выветривания по кимберлитам считается триоктаэдрический смектит — сапонит. В некоторых литературных источниках (Жердев, 1991; Соболев и др., 1991) описывается механизм образования сапонита и метод его идентификации, который используется в лабораториях ЯНИГП ЦНИГРИ. На данном этапе исследований этот минерал регистрируется только в элювиальных (до 46 % в пелитовой фракции) и в верхних частях делювия (5-15 % в пелитовой фракции) образованиях. Однако даже при этом следы его кристаллической решётки в смешанослойных минеральных образованиях (стивенсит и хлорит-сапонит) прослеживаются на расстоянии

до 1 км. Они зачастую выражаются в виде неупорядоченных триоктаэдрических смешанослойных образований. Этот минерал также может находиться в неизменённом виде при переносе (суспензионные потоки) и накоплении (осадок неуплотнённые глины) либо в аргиллитах (мезокатагенез) при ближнем сносе [6]. Далее при трансформационном генезисе первично аутигенных разностей в результате мезокатагенеза могут образовываться смешанослойные группы: тальк-сапонитовые и хлорит-сапонитовые (по схеме эволюции Д. Д. Котельникова, 1983). А уже в аргиллитах аллотигенный сапонит представлен смешанослойным хлорит-сапонитовым образованием.

Смешанослойные образования

Диоктаэдрические монтмориллонит-гидрослюдистые разности доминируют по распространённости среди смешанослойных образований в осадочных породах Накынского поля. Они в известной степени связаны с продуктами разрушения магматических пород. В свою очередь, их триоктаэдрические аналоги представляют реликтовые минералы кор выветривания, главным образом, основных и ультраосновных пород.

Триоктаэдрические, из слоёв 2 : 1 смешанослойные образования (рис. 6), в связи с неустойчивостью при переотложении, выявлены в осадочных породах только при ближнем переносе аллотигенного материала либо в виде аутигенных образований.

Среди смешанослойных образований на основе 2 : 1 : 1 или хлоритового, а так же 2 : 1, или монтмориллонитового (сапонитового) пакетов замечено, что формируются либо полностью ди-, либо полно-

стью триоктаэдрические разновидности (рис. 5 б, в, д). Образование неупорядоченной группы хлорит-сапонита зависит от гранулометрического типа содержащих их пород (Шутов и др., 1972). Далее нами установлено, что уменьшение упорядоченности кристаллической структуры у минералов наблюдается в поровых цементах песчаников (с базальным цементом) — базальная цементирующая масса алевролитов — глинистое вещество алевролитов и мергелей. Это проявляется в большинстве подобных образцов. Некоторыми исследователями (В. А. Франк-Каменецкий с соавторами, 1957) предлагается уделять внимание находкам смешанослойных соединений хлорит — сапонита (t-корренсит), который, по их мнению, не образуется в гипергенных условиях и считается типичным лагунным минералом, возникающим через стадию монтмориллонита и сапонита за счёт трансформации Al-Mg-слоисто-цепочечного минерала — палыгорскита. В этом свете представляется что, изучая разновидность этого минерала, можно выяснить источник — минералы группы монтмориллонита, а затем и материнскую коренную породу. Однако этому следует уделить внимание в последующих исследованиях.

ВЫВОДЫ

В условиях континентального осадконакопления, в том числе в крупных пресных водоёмах, глинистые минералы подвержены ограниченным изменениям. В осадках континентального типа они чётко отражают как характер источников сноса, так и условия их накопления, определяемые в основном дальностью и скоростью переноса.

Полученные материалы показывают, что первоначальному опробованию для литолога — минералогического изучения с целью установления легких минералов кимберлитов подлежат базальные горизонты осадочных толщ с галечно — щебнистым обломочным материалом и песчано — глинистым заполнителем. Это пролювиальные веерные шлейфы и осадки приустьевых выносов постоянных коротких и временных водотоков в пресноводные бассейны, а также грубозернистые гравийно-песчаные линзы внутри алевритовых слоев.

В целом, изучение слоистых алюмосиликатов из цемента базальных горизонтов показало, что сохранение первично-обломочного состава глинистых минералов в осадках, а затем и в осадочных породах или глубокая их переработка с возникновением новых минеральных видов зависит от ряда факторов: устойчивость глинистого минерала к

воздействию внешней среды; степень его приспособленности к конкретным условиям; скорость осадконакопления; степень изменённости пород в эпигенезе.

Необходимо учитывать и другой критерий при начальной стадии локализации источника сноса глинистого материала. Известно, что скорость образования в профилях выветривания одного из конечных продуктов выветривания (каолинита и степень упорядоченности его кристаллической структуры) зависят от химизма и минералогических особенностей исходных пород. Различная величина индекса упорядоченности каолинита, образовавшегося в профилях выветривания, может быть использована в качестве типоморфного признака для выяснения генезиса переотложенных частиц минерала. А электронномикроскопические исследования позволят по величине кристаллов в определённой степени определить интенсивность промывного режима.

В определённой мере очевиден геологический интерес проведённых исследований. Однако не стоит забывать при проведении в других районах подобных работ о климатических условиях формирования кор выветривания, из-за чего минеральные ассоциации глин могут быть иными.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дриц В. А., Коссовская А. Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 1991. — 176 с.
2. Комплексирование работ по прогнозу и поискам алмазных россыпей карстового типа. Прогнозно-поисковые комплексы. Выпуск XIV. Сост.: Прокопчук Б. И., Левин В. И., Метелкина М. П., Шофман И. Л. ЦНИГРИ, Москва, 1984. — 43 с.
3. Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья // Труды Геологического института. Вып. 63. Изд-во АН СССР, Москва, 1962. — 234 с.
4. Коссовская А. Г., Дриц В. А. Кристаллохимия диоктаэдрических слюд, хлоритов и корренситов как индикаторов геологических обстановок // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. — С. 60-69.
5. Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н. Об устойчивости и палеогеографическом значении гидрослюд в корах выветривания и продуктах их переотложения на территории Западной Якутии // Доклады АН СССР, 1980, Т. 255, № 3. — С. 705-709.

6. Котельников Д. Д., Конюхов А. И. Глинистые минералы осадочных пород. М.: Недра, 1986. — 247 с.

7. Никулин И. И. Литогенез в тектонических эпохах формирования структур Накынского поля Западной Якутии // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения, Воронеж 2006. — 70 с.

8. Никулин И. И. Литологические типы пород в структурах Накынского поля Западной Якутии // Вестник ВГУ, Серия: Геология, 2006, №2. — С. 87-94.

9. Рожков И. С., Михалёв Г.П., Прокопчук Б. И., Шамилина Э. А. Алмазонасные россыпи Западной Якутии. Изд-во «Наука», М., 1967. — 280 с.

10. Русько Ю. А. Каолинизация и каолиниты Украинского щита. Киев: Наукова Думка, 1976. — 280 с.

11. Стегницкий Ю. Б. Глинистые минералы коры выветривания кимберлитовых пород и возможности их использования при поисках и разведке коренных месторождений алмазов // Вопросы методики прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых, Якутск: ЯФ ГУ «Изд-во СО РАН», 2004. — С. 167-172.