

Н.Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр АН РС (Я), г. Мирный

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ СЛОИСТЫХ СИЛИКАТОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ РАЗЛИЧНЫХ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

Анализ поведения глинистых минералов осадочных формаций на различных стадиях седиментогенеза, диагенеза, катагенеза и метагенеза показал, что в выделенных накапливающихся отложениях осадочных формаций глинистые минералы с учетом их изменения и новообразования на различных этапах осадочного процесса характеризуются специфическими химико-минералогическими и морфолого-генетическими особенностями. Охарактеризованы глинистые минералы и их ассоциации в терригенных, терригенно-карбонатных, карбонатных, вулканогенных и галогенных формациях. Особенно детально охарактеризованы глинистые минералы ранних стадий седименто- и диагенеза (частично катагенеза), к которым обычно приурочено большинство древних (верхнепалеозойских и мезозойских) алмазоносных россыпей, по наличию в которых индикаторных минералов кимберлитов обычно проводятся поиски коренных месторождений алмазов с помощью шлихо-минералогического метода. На примере конкретных алмазоносных районах Сибирской платформы показана важность для решения прогнозно-поисковых задач изучения вещественного состава вулканогенной формации и особенностей распределения его материала при формировании разновозрастных коллекторов алмазов.

Ключевые слова: глинистые минералы, осадочные формации, седиментогенез, диагенез, катагенез, метагенез отложений.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2024.32

В осадочном чехле земной коры среди слоистых силикатов доминируют глинистые минералы, связанные в основном [5-10, 16] с преотложением в бассейны седиментации материала кор выветривания (КВ) и в различной степени измененных исходных пород, с поступлением терригенного и вулканического материала из наземных и подводных эруптивных аппаратов. Накопление продуктов их денудации происходит либо в континентальных условиях временными или постоянными водными потоками в локальных водоемах (делювиально-пролювиальные, аллювиальные, болотные, а также пресно- и солоноватоводные озерные осадки), либо в морских бассейнах (мелководные и лагунные осадки, накапливающиеся на участках различной солености, включая глубоководные осадки морей и океанов). КВ возникают [11-15]

при благоприятных соотношениях следующих основных факторов: интенсивности выветривания, глубины возможного корообразования и скорости размыва элювиальных толщ. Интенсивность выветривания резко возрастает с увеличением температуры и количества выпадающих осадков. Большое значение имеет также обилие гумусового вещества, обладающего кислотными свойствами. Мощность КВ очень зависит от глубины залегания грунтовых вод. Наиболее интенсивная денудация элювиальных продуктов происходит [17-20] вдоль эрозионной сети, тогда как на плоских водоразделах, наоборот, наблюдается минимальный размыв при наиболее интенсивном дренаже. На таких водоразделах обычно и формируется мощная КВ, но сохраняется она от размыва только при стечении благоприятных факторов, в первую очередь, в понижениях древнего рельефа денудационной поверхности и в тектонически опущенных блоках. На пенеппене или первичной аккумулятивной равнине дренаж обычно очень слаб, отчего здесь не наблюдается мощных КВ.

Интенсивность гипергенных процессов на планете во многом определяется климатической зональностью. В зонах нивального климата (высокие широты и высокогорные области), где типичны процессы физического выветривания, из главных глинистых минералов, поступающих с континента, накапливаются [21-25] слабо деградированная гидрослюда и Mg-Fe- или Fe-Mg-хлорит. В гумидных умеренных поясах вследствие глубокой деградации слюд развиваются монтмориллонит-гидрослюдистые (МГСО) и вермикулит-монтмориллонитовые смешанослойные образования (ВМСО). В аридных поясах условия возникновения элювиальных продуктов, содержащих диоктаэдрические слоистые силикаты, отсутствуют и вторичные глинистые образования представлены в них лишь слоисто-цепочечными минералами (сепиолит и палыгорскит), гидроталькитами и такими слоистыми силикатами, как сапонит, гекторит и др. Они образуются в осадках осолоненных озер, замкнутых и полужамкнутых лагун окраинных морей и при взаимодействии гидротерм с толеитовыми базальтами рифтовых зон Мирового океана. Только в семиаридных поясах при выветривании кислых пород появляется гидрослюда, а ультраосновных и основных – Al-Fe³⁺-монтмориллонит. В гумидном тропическом поясе резко преобладают процессы химического выветривания, приведшие к образованию монтмориллонита и каолинита (на ультраосновных и основных породах, в том числе и метаморфических) или гидрослюды и каолинита (на средних и особенно кислых породах, включающих древние осадочные и метаморфические аналоги). Дальнейшими продуктами гипергенного изменения всех типов пород являются полоторные оксиды и гидроксиды Fe и Al, а поэтому

на конечных этапах преобразования пород остается ограниченное количество минеральных фаз, включая глинистые минералы. Геологическая интерпретация результатов изучения глинистых минералов должна проводиться с учетом подразделения осадочного чехла земной коры на четыре (сверху вниз) зоны [26-30], соответствующие стадиям: диагенеза (ДГ) – протокатагенеза (ПК_{1,3}), ранним подстадиям мезокатагенеза (МК_{1,2}), поздним подстадиям (МК_{3,5}) – стадии апокатагенеза (АК_{1,4}) и метагенеза (МГ). При этом стадия ПК и подстадии МК_{1,2}, вместе со стадией ДГ, относятся к раннему, а подстадии МК_{3,5} и стадия АК – к позднему катагенезу. Три верхние зоны включают собственно осадки и осадочные породы, а четвертая – их метаморфические аналоги. Каждая из этих зон характеризуется различной степенью постседиментационного преобразования отложений, включая содержащиеся в них глинистые минералы. Однако, постседиментационные изменения отложений на фоне общей тенденции последовательной интенсификации их под действием термобарических параметров среды с учетом направленности их, в зависимости от гидрогеохимических условий осадконакопления в главнейших литологических формациях (терригенной, терригенно-карбонатной, карбонатной, вулканогенной и галогенной) характеризуются специфическими особенностями [31-33]. Важнейшей предпосылкой объективного использования результатов изучения глинистых минералов в осадочном чехле земной коры (в частности, в отложениях отдельных осадочных формаций) являются не только палеотектонические и палеоклиматические факторы, определяющие закономерности накопления отложений отдельных формаций [34-36], но и исследование достаточно мощных, характерных для каждой формации толщ с необходимым количеством изучаемых объектов, включая и дублирующее число образцов в отдельных частях конкретных разрезов.

Отложения *терригенной формации (или терригенных формаций)* имеют наиболее широкое распространение в осадочном чехле земной коры [37-40]. Наличие в верхней части слагающих конкретный регион легко размокающих в воде глинистых отложений, а также способных к аналогичной дезинтеграции песчано-алевритовых разностей их непосредственно указывает, что они претерпели изменения, соответствующие лишь диагенезу и начальным этапам раннего катагенеза, т.е. относятся к I-ой зоне осадочного чехла земной коры. Это четко сочетается также с присутствием в рассматриваемых отложениях практически неизмененных разновидностей смектита и МГСО с содержанием более 40 % разбухающих слоев, с которыми неупорядоченно чередуются подчиненные неразбухающие. Для слюдястых минералов данной

зоны характерна псевдоизометричнопластинчатая форма частиц и отсутствие различия в их морфологии как в глинистых, так и в песчано-алевритовых отложениях, что указывает [41-43] на их аллотигенное происхождение. Анализ ассоциаций глинистых минералов в соответствующих рассматриваемой зоне отложениях позволяет оценивать климатические условия в предшествующие размыву источников сноса этапы геологического времени. Так, присутствие в накапливавшихся мощных толщах терригенных отложений существенного содержания каолинита непосредственно указывает [44-46] на размыв достаточно зрелых КВ. Это при моно- и олигомиктовом типе обломочного материала указывает, что накопление продуктов, связанных с размывом КВ, в пресных водоемах либо в эпиконтинентальных морях на пассивных континентах Мирового океана можно рассматривать, как одну из основных закономерностей формирования отложений платформенной субформации терригенной формации [47-49]. В случае размыва КВ, сформированных на первично слюдистых породах, содержащих в основном более устойчивую, чем 1М, гидрослюду политипной модификации 2М₁, последняя наряду с каолинитом также является (рис.1) характерным типоморфным минералом отложений платформенной субформации [50-53]. При этом присутствие в отложениях этой субформации только диоктаэдрических глинистых минералов свидетельствует о накоплении терригенно-аллотигенного материала в пресноводных условиях [15]. В отличие от этого, наличие в рассматриваемых отложениях хлорита как слоистого минерала наиболее ранней генерации, связанного в глинистых разностях с аградационной трансформацией монтмориллонита, а в песчано-алевритовых с развитием в них крустификационного цемента, указывает на приуроченность их к морским бассейнам [8]. Соответственно, преобладание в полимиктовых отложениях гидрослюд 1М и МГСО свидетельствует о размыве активных окраин континентов и накоплении отложений геосинклинальной субформации терригенной формации [10]. При этом сохранность хлорита в этих отложениях может указывать на переотложение слабо измененных гипергенными процессами Fe-Mg-разностей изверженных и метаморфических пород.

В процессе постседиментационного преобразования отложений терригенной формации глинистые минералы, в соответствии с литолого-фаціальным типом накапливавшихся осадков, подвергаются аградационной трансформации. Эти изменения по масштабу отражают степень погружения содержащих их отложений в зоны все более высоких давлений и температур, а направленность процессов зависит от гидрогеохимического характера среды [11-14]. Сравнительно небольшое во II-ой

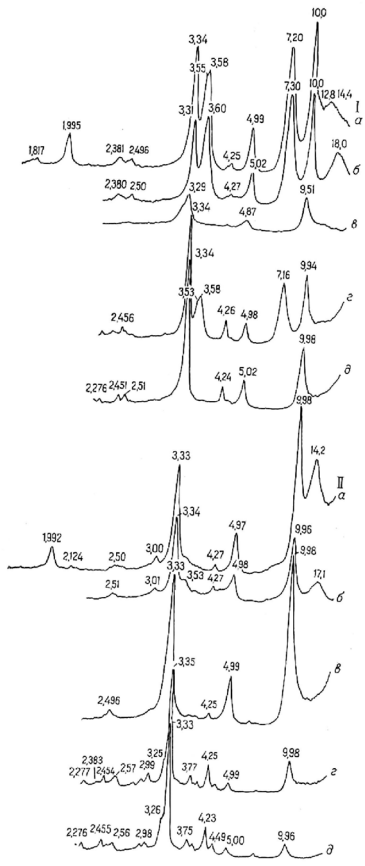


Рис.1. Дифрактометрические кривые фракции мельче 0,001 мм из образцов коры выветривания терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя СП: Образцы: 1 – 432/192-2 - глина; П – 432/192-12 – известковистый песчаник; Препараты: а – исходный; б – насыщенный глицирином; в – прокаленный в течение 2-х часов при 550°С; г – обработанный в течение 8 часов 10% раствором теплой (80°С) HCl; д – образец «г», прокаленный в течение 2-х часов при 550°С

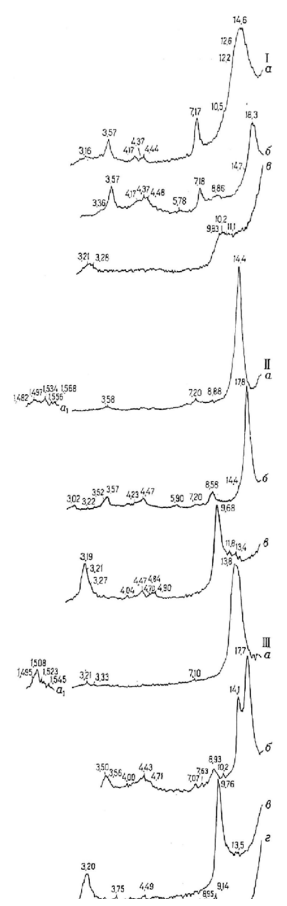


Рис.2. Дифрактометрические кривые фракции мельче 0,001 мм продуктов выветривания долеритов: 1 – обр.202/44-18,5 (глина); П – обр.264/334 – 7,6 (глина); Ш – 264/334-9,6 (выветрелый долерит); а – г – см. к рис.1; д – обработанный в течение 8 часов теплой 10% уксусной кислотой; а₁ – неориентированный препарат

переходной зоне повышение термобарических параметров среды обуславливает, соответственно, слабое аградационно-трансформационное преобразование разбухающих минералов как в глинистых, так и в песчано-алевритовых отложениях. Отсюда следует, что выделение этой зоны на основе данных изучения конкретного типа глинистых минералов представляет значительные трудности. Поэтому характерным признаком этой зоны является развитие в песчано-алевритовых отложениях ее определенных разновидностей аутигенных глинистых минералов. Так, в пресноводных отложениях платформенной субформации на ранних этапах мезокаатагенеза в проницаемых породах происходит образование вторичного каолинитового цемента, обладающего, в отличие от поступающего из КВ каолинита, высокой степенью идиоморфизма частиц. В свою очередь, развитие в аналогичных породах тонких удлиненных пластинок (т.е. удлиненночешуйчатого монтмориллонита) указывает на морские условия осадконакопления и унаследование их на последующих стадиях постседиментационного преобразования осадков и сформировавшихся из них пород [2, 4-6, 10]. При этом в структурном отношении эта фаза представляет МГСО, содержащее более 40 % разбухающих слоев. Наличие в породах этого цемента, в отличие от бертьеринового, хлоритового и каолинитового, свойственно только поздним этапам подстадий МК₁₋₂, на что указывает его закономерная локализация во внутренней части порового пространства, т.е. после развития крустификационного бертьеринового или хлоритового цемента. Такая последовательность выделения в порых песчано-алевритовых пород цемента в виде удлиненночешуйчатого монтмориллонита позволяет использовать его как один из важных типоморфных признаков для выделения раннекатагенетической стадии постседиментационного преобразования отложений морского типа и приуроченности их ко II-ой зоне осадочного чехла земной коры. Снижение в структуре МГСО содержания разбухающих слоев до менее 40 % как в аргиллитах, так и в цементе сильно сцементированных песчано-алевритовых пород указывает, что эта часть разреза соответствует III-ей зоне осадочного чехла земной коры. В аргиллитах глинистые минералы (в том числе со слюдистым типом структуры) представлены в этой зоне, аналогично вышележащим частям разреза, исключительно псевдоизометричными пластинками, т.е. имеют аллотигенный генезис. Свойственную глинистым отложениям всего осадочного чехла земной коры и песчано-алевритовым разностям их в I-ой зоне указанного чехла эту гидрослюду следует рассматривать, как фоновый минерал. Поэтому по морфолого-генетической природе эта разновидность гидрослюды не может быть использована с достаточной

объективностью для подразделения собственно осадочного чехла земной коры на упомянутые выше зоны. В III-ей зоне, одновременно с резким уменьшением содержания разбухающих слоев в структуре МГСО, сопровождающимся адсорбцией ряда минералообразующих катионов, и, что самое главное, К, происходит также последовательное увеличение размеров псевдоизометричных пластинок гидрослюда, обусловленное процессами их частичной рекристаллизации. В то же время наличие в цементе песчано-алевритовых пород морского генезиса удлиненнопластинчатой гидрослюда наряду со снижением количества разбухающих слоев в структуре ассоциирующих с ней МГСО до менее 40 % также является одним из важнейших критериев III-ей зоны, в которой степень постседиментационного преобразования отложений и содержащихся в них минералов соответствуют, в отличие от двух верхних зон, позднему катагенезу. Характерной особенностью указанных смешанослойных образований на рентген-дифрактометрических кривых (рис. 1, обр. I-II, а-д) является значение межплоскостного расстояния основного рефлекса этой фазы, равного $\sim 10-11 \text{ \AA}$. В этой зоне четко различается также профиль основного рефлекса рассматриваемой фазы, в зависимости от ее генетической природы. Так, основной рефлекс МГСО со значением около 10 \AA , связанного с деградацией триоктаэдрических слюд и диоктаэдризацией остаточных продуктов, характеризуется на дифрактограммах плавным снижением его интенсивности в сторону меньших углов Θ . Это связано с тем, что при деградации первичных слюд изменение свойственных им микроблоков с наибольшей интенсивностью происходит по их периферии. Центральные части микроблоков изменяются в этом случае в меньшей степени, вплоть до сохранения фрагментов исходной слюды, что определяет присутствие на дифрактометрических кривых таких фаз четко выраженного 10 \AA - рефлекса с резким спадом интенсивности его в сторону увеличения углов Θ . Это четко указывает на гетерогенность продуктов первичной деградации слюд, частично сохраняющейся, несмотря на интенсивно развивающиеся в III-ей зоне осадочного чехла земной коры аградационные процессы. В отличие от этого аналогичного типа смешанослойная фаза, но связанная с аградацией собственно монтмориллонита связанного, например, с продуктами выветривания бесслюдистых изверженных пород [17], характеризуется симметрией основного рефлекса. Такой профиль указанного отражения обусловлен однородной открытостью в структуре исходного монтмориллонита всех межслоевых промежутков. Вследствие этого МГСО, возникающие при аградации монтмориллонита, с учетом некоторого различия заряда отдельных слоев в структуре последнего, следует рассматривать, как

относительно гомогенные структуры. Необходимо иметь в виду, что типоморфный минерал для I-ой зоны отложений терригенной формации – каолинит в нижних частях осадочного чехла земной коры, а именно, начиная с ранних этапов стадии АК, становится неустойчивым. Хотя мелкие пластинки удлиненночешуйчатого монтмориллонита, свойственного II-ой зоне, при трансформационной аградации его в III-ей зоне в удлиненнопластинчатую гидрослоду испытывают существенную регенерацию; последние даже в наиболее древних и, самое главное, испытывавших максимальные погружения отложениях не получают кристаллографически полноценной огранки на концах, типа серошпатоquita. Это показывает, что одной из важнейших особенностей накопления и постседиментационного преобразования отложений терригенной формации является относительно невысокая минерализация водной среды (с повсеместным дефицитом К), что способствует сохранению в них каолинита, вплоть до зоны апокатагенеза и метагенеза при накоплении его, соответственно, либо в нормально морских бассейнах, либо в пресных водоемах.

Выяснение особенностей глинистых минералов в отложениях *терригенно-карбонатной и карбонатной формаций* [10-12, 15-17] представляет, по сравнению с отложениями собственно терригенной формации, менее сложную задачу. Это связано с их локализацией либо в виде относительно тонких прослоев, четко выделяющихся в мощных толщах карбонатных пород, либо в существенно обогащенных карбонатным материалом отложениях карбонатного типа. Вследствие более интенсивной аградации диоктаэдрических разбухающих минералов в отложениях рассматриваемых формаций, эту особенность необходимо учитывать при геологической интерпретации результатов их изучения в отложениях этих формаций, чтобы не завышать степень катагенетического изменения содержащих их отложений. В связи с этим при исследовании глинистых минералов в собственно терригенных прослоях отложений этих формаций следует проводить, как показано раньше [16-18] для пластов К-бентонитов, а также другими исследователями [6-9, 17-20], для пластов хлорит-сапонитов, не только в средних их частях, но и периферийных участках. Это позволит путем сравнительного анализа оценить влияние карбонатной среды в краевых частях терригенных прослоев на степень аградации материала в различных диа-метагенетических зонах осадочного чехла земной коры.

Исследование глинистых минералов, кроме рекомендуемого нами для отложений всех формаций первоначального получения рентген-дифрактограмм (рис.1-4, обр.а-д), в целом, от неориентированных

препаратов, в отложениях терригенно-карбонатной и карбонатной формаций изучаемые разности пород необходимо обрабатывать на холоде 2 % раствором HCl для разложения карбонатов. В процессе этой процедуры следует учитывать изменение также обменного комплекса как ди-, так и триоктаэдрических смектитов. Кроме аллотигенных глинистых минералов, приуроченных к терригенно-аллотигенным прослоям, большое значение в разрезах отложений этих формаций (особенно в собственно карбонатной) имеет устойчивость в I-ой зоне осадочного чехла земной коры слоисто-цепочечных Mg-силикатов. Поэтому для выявления их в реальных разрезах необходимо особенно тщательно исследовать в подошве карбонатных толщ переходные зоны между терригенными и соответствующими карбонатными породами. Важность такой методологии исследования пограничных отложений между карбонатными толщами и терригенными прослоями определяется преобразованием во II-ой зоне слоисто-цепочечных минералов в смектиты, которые в III-ей зоне трансформируются в тальк- и хлорит-сапониты. Являясь специфическими минералами, они во многом способствуют не только реконструкции палеогеографических условий седиментогенеза, но и имеют большое значение в решении ряда вопросов нефтегазовой геологии [8, 15]. Все это показывает, что, в отличие от отложений терригенной формации, основной особенностью накопления и постседиментационного преобразования осадков терригенно-карбонатной и карбонатной формаций является общая повышенная гидрогеохимическая минерализация среды. Отсюда следует, что последний фактор следует рассматривать, как важный типоморфный признак седиментогенеза указанных формаций.

Присутствие в осадочном чехле земной коры мощных толщ Na-и, чаще всего, Са-монтмориллонитовых глин, в ряде случаев в ассоциации с цеолитами [14-16], непосредственно свидетельствует, что содержащие эти минералы отложения относятся к вулканогенной формации. Если в отложениях терригенно-карбонатной и, особенно, карбонатной формаций на относительно более высокую интенсивность аградационно-трансформационных процессов влияет гидрогеохимический характер среды их накопления, то, наоборот, особенности отложений вулканогенной формации в еще большей степени, чем при накоплении отложений терригенной формации, определяются природой исходного материала. Возникая за счет раскristализации витрокластического материала различного химического состава при низких термобарических параметрах среды, продукты изменения указанного материала практически не содержат (рис.2-4, обр.а-д) слюду, которая, как весьма

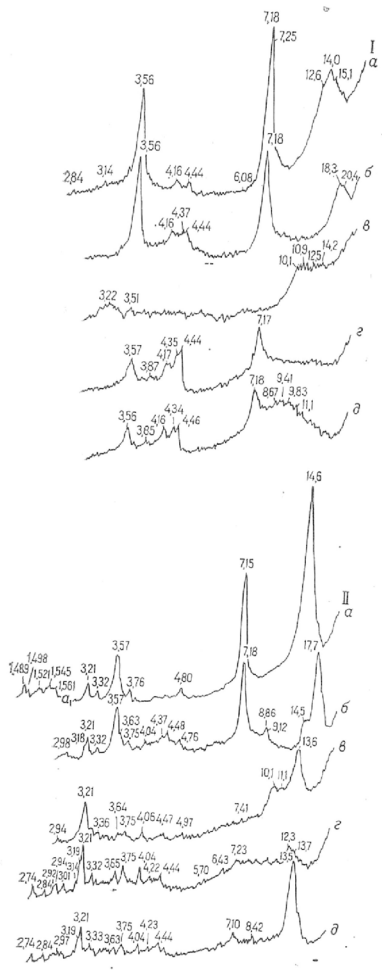


Рис.3. Дифрактометрические кривые фракции мельче 0,001 мм из образований коры выветривания агломератовых туфов, по скв.Ан-49: I – глубина 19,8 м (выветрелый туф); II – глубина 102,5 м (плотный туф). а – д – см.к рис.1

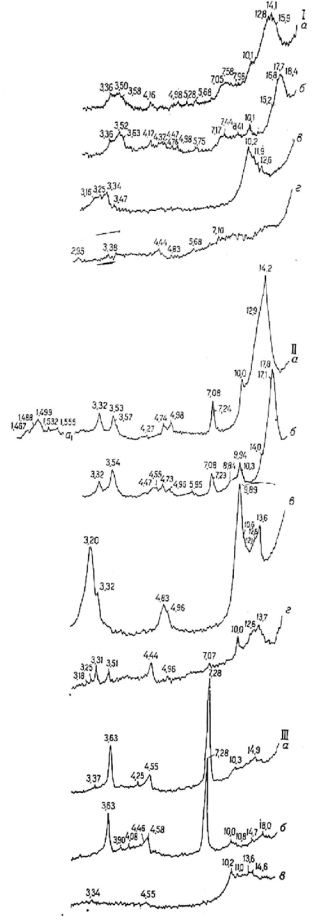


Рис.4. Дифрактометрические кривые фракции мельче 0,001 мм из образований коры выветривания кимберлитов трубки имени XXIII съезда КПСС, по шахте 102: I – глубина 22 (глинистая порода); II – глубина 30 м (слабо выветрелый кимберлит); III – глубина 36 м (плотный кимберлит); а – г – см. к рис.1

аргументированно показано ранее [11, 17-19], не возникает в гипергенных условиях. В отложениях этой формации однородные толщи монтмориллонитовых глин образуют ценные в промышленном отношении месторождения Na- и Ca-разновидностей, т.е. либо бентонитов, либо флоридинов. Следует при этом иметь в виду, что в соответствии с различной активностью отдельных катионов [20], Na-разновидность монтмориллонита может замещаться кальциевой, как например, в Асканском месторождении Грузии. С отдельными разновидностями монтмориллонитов вулканогенного происхождения, образующихся по кислой витрокластике, ассоциирует высокодисперсный кристобалит, который, например, в значительном количестве присутствует в Огланлинском месторождении Туркмении.

Накопление вулканогенного материала как в пресных водоемах, так и в нормально морских бассейнах определяет раскристаллизацию его уже на ранних этапах литогенеза в виде различного типа смектитов с весьма низким зарядом слоев. Следствием этого является ограниченная способность фиксации ими К и сохранение, вследствие этого, на одинаковых стадиях постседиментационного изменения содержащих их отложений более значительного количества лабильных слоев, чем в продуктах аградации МГСО, связанных с деградацией триоктаэдрических слюд и диоктаэдризацией остаточных продуктов. Это различие, слабо фиксирующееся в I и II-ой зонах осадочного чехла земной коры, особенно четко проявляется в III-ей зоне, обуславливая выделение в толще, содержащей деградированные слюды, прослоев аградированного монтмориллонита в виде характерных «маркеров», которые используются для расчленения и корреляции разрезов [21-23]. Указанное различие в интенсификации адсорбции К этими двумя типами разбухающих минералов можно рассматривать, как основную особенность отложений вулканогенной формации. Это свойство отложений вулканогенной формации имеет важное практическое значение, так как объясняет наблюдающееся в таком случае нарушение общей тенденции последовательного уменьшения разбухающих слоев в структуре минералов из трехэтажных слоев в процессе погружения содержащих их отложений в стратиферу. В связи с этим прослой с аномально пониженным количеством лабильных слоев в структуре МГСО, присутствующие в III-ей зоне осадочного чехла земной коры, однозначно указывают на их вулканогенную природу. Выделение в мощных осадочных толщах таких прослоев позволяет использовать их, как надежные маркеры при расчленении и корреляции фаунистически обедненных отложений.

Отложения галогенной формации приурочены к аридным климатическим условиям к начальным и заключительным этапам соответственно ранней и поздней стадии развития эпиконтинентальных бассейнов лагунного (карабогазского) типа. Они характерны также для начальных этапов ранней стадии развития бассейнов, представляющих зрелые рифтовые части их (красноморского типа) на пассивных окраинах континентов, включая континентальную окраину последних (внутреннюю часть), а также для зон перикратонного опускания и миогеосинклиналей [10, 16]. Глинистые минералы в отложениях этой формации присутствуют в основном в терригенных прослоях. Глинистые разности их, как и в отложениях других формаций, содержат дисперсные минералы, которые, с учетом резко аридного климата при накоплении осадков галогенной формации, отражают характер источников сноса и представляют в этом случае слабо измененный гипергенными процессами материал. Высокая минерализация солеродной среды приводит к еще более значительному, чем при накоплении осадков карбонатной формации, увеличению интенсивности фиксации катионов деградированными минералами. Несмотря на высокую минерализацию водной среды в условиях накопления отложений галогенной формации [8-12], вследствие свойственной I-ой зоне низких термобарических параметров среды, тенденция к более высокой упорядоченности структуры глинистых минералов в отложениях формации проявляется в весьма ограниченных масштабах. Указанная тенденция, учитывая, что слоистые силикаты и алюмосиликаты в рассматриваемой зоне не возникают, проявляется только в несколько более интенсивной фиксации аллотигенными минералами содержащихся в водной среде катионов. Поэтому из аутигенных минералов в этой зоне возникают только гидроталькиты, алюминиты, сульфаты, карбонаты и другие минералы ранней генерации.

Как мы показали на примере изучения отложений терригенной, терригенно-карбонатной, карбонатной и вулканогенной формаций [11-14, 17], глинистые минералы в них как аутигенного, так и аллотигенного генезиса представлены (рис.1-4, обр.а-д) несовершенными в структурном отношении разновидностями. Они характеризуются значительными дефектами, т.е. вакансиями в структуре, которые полностью не заполняются, вплоть до стадии МГ. Это связано с тем, что в пластовых водах и поровых растворах на предшествующих МГ стадиях литогенеза сохраняется дефицит главнейших для структур слоистых силикатов катионов. Поэтому более высокая минерализация среды при накоплении отложений галогенной формации уже в I-ой зоне определяет более интенсивную фиксацию катионов аллотигенными глинистыми

минералами. На поздних этапах стадии ПК в песчано-алевритовых породах кристаллизуется в виде крустификационных каемок хлорит, который, по сравнению с отложениями нормально морских бассейнов, характеризуется повышенной в этом случае магнезиальностью. Главной особенностью отложений галогенной формации уже в I-ой зоне является также отсутствие условий для генерации каолинита. В связи с этим в отношениях рассматриваемой формации каолинит может присутствовать лишь как реликтовая примесь при эпизодической активизации на континенте денудационных процессов, связанных либо с положительными тектоническими движениями в областях источников сноса, либо с понижением уровня водной поверхности в областях осадконакопления. В этом случае в размыв и переотложение могут быть включены полиминеральные, преимущественно ранее накопившиеся осадочные толщи, сложенные в условиях аридного литогенеза, свойственного формированию отложений галогенной формации, слабо измененными гипергенными процессами разностями пород. По мере погружения отложений во II-ую зону и повышения термобарических параметров среды в песчано-алевритовых отложениях начинается интенсивная кристаллизация аутигенных глинистых минералов более поздней, чем хлорит, генерации. Однако, в отличие от отложений терригенной формации, в проницаемых разностях которых, в зависимости от характера водоемов или бассейнов седиментации осадков, т.е. пресноводного или морского типа, соответственно кристаллизуются либо каолинит, либо удлиненночешуйчатый монтмориллонит, а в аналогичных породах галогенной формации возникает только последний минерал.

Наиболее четко особенности аутигенных глинистых минералов в песчано-алевритовых отложениях проявляются в III-ей зоне. Так, развитие в указанных породах удлиненнопластинчатой гидрослюды с пирамидальными окончаниями частиц и высокой степенью совершенства структуры, т.е. сарошпатокиита является главнейшим признаком накопления терригенного материала в условиях формирования отложений галогенной формации. Это свидетельствует, что при повышенной в этом случае минерализации пластовых вод и поровых растворов, в совокупности с высокими термобарическими параметрами среды в максимальной степени реализуется свойственная указанному минералу слюдистого типа оптимальная кристаллографическая огранка частиц. Как правило, этот минерал ассоциирует с хлоритом, частицы которого в рассматриваемых фациальных условиях также характеризуются элементами псевдогексагональной огранки. Такая ассоциация глинистых минералов показывает, что в среде минералообразования должны присутствовать

в стехиометрическом соотношении необходимые для их синтеза катионы, а именно: Si, Al, Mg, Fe и K.

Таким образом, приведенные выше особенности глинистых минералов в отложениях различных осадочных формаций являются еще одним дополнительным критерием более объективного выделения их в осадочном чехле земной коры. При этом особенно важное значение имеет в этом случае выделение в каждой формации диа-катагенетических зон с характерными для них типоморфными минералами. Каждый кластер изученных отложений из различных осадочно-природных бассейнов характеризуется своим полем на диаграмме LM/OK. Все кластеры терригенных пород располагаются [49] в поле положительных значений дискриминатора LM и классификатора OK, а терригенно-карбонатных – также и отрицательны. При получении нерастворимых остатков из терригенно-карбонатных пород даже с 2% раствором HCl, кроме карбонатов, может происходить извлечение неустойчивых химических элементов также из структуры слоистых силикатов (особенно триоктаэдрического типа). Поэтому сопоставление химизма разновозрастных отложений из различных осадочно-породных бассейнов для получения геологически содержательных данных следует выполнять с литологически однотипными породами. С учетом этого метод кластер-анализа может быть успешно использоваться для изучения терригенных пород, характеризующихся (в отличие от карбонатных) большим разнообразием химического состава и минералогических особенностей. Важное значение имеют их возраст и связанное с ним одно- или многократное переотложение обломочного материала. Более древние (докембрийские) отложения, залегающие на размытой поверхности фундамента архейских и протерозойских пород, характеризуются лишь однократным процессом переотложения. Интенсивность погружения этих отложений в течение геологической истории на значительные глубины сопровождалось изменением их химического состава (увеличение содержания оксидов Mg, Fe²⁺ и K в структуре минералов) под действием постседиментационных процессов (особенно для отложений морских бассейнов). Это определяет расположение ареалов рассматриваемых отложений на LM/OK-диаграмме, при широким в общем разбросе их химического состава, в наименее лейкократовой области по оси дискриминатора LM. Более молодые отложений (мезо- и кайнозойские) накапливались большей частью в результате выветривания, денудации и переотложения ранее сформированных древних осадочных толщ. Эти процессы (а также в целом меньшая степень постседиментационного преобразования относительно молодых отложений) определили закономерное смещение ареалов химического состава

однотипных (терригенных) разностей в более лейкократовую область LM/OK-диаграммы. Для этих отложений также характерно и иное направление результативности векторов изменения их химического состава во время формирования пород в сторону повышения их лейкократовости. Результирующие векторы изменения химического состава пород дают возможность проследживать (по их направленности снизу вверх) изменение фациальных условий осадконакопления, т.е. выделять соответственно либо регрессивные циклы седиментогенеза, либо трансгрессивные.

Проведенные исследования показали, что аллотигенные глинистые минералы в отложениях различных осадочных формаций связаны в основном с типом исходных пород в областях сноса, климатом в предшествующее их размыву время и тектоническим строением водосборной территории. В отложениях отдельных формаций они содержатся в различном количестве и лишь нередко отличаются своими ассоциациями. Специфические разновидности аутигенных глинистых минералов характеризуются закономерной приуроченностью к отложениям определенных осадочных формаций. В зависимости от присущих отдельным аутигенным минералам термодинамических свойств они возникают на разных стадиях седименто- и диагенеза. По мере повышения термобарических параметров среды уже возникшие ранее аутигенные глинистые минералы подвергаются последующей трансформации, приводящей к переходу ранней разновидности в фазы, стабильные при более высоких давлениях и особенно температурах. Рассмотренные особенности глинистых минералов в отложениях мощных осадочных толщ могут быть использованы как дополнительный критерий для выделения в разрезах и картирования на площади распространения определенных отложений специфических осадочных формаций. Сравнительный анализ аллотигенных и аутигенных глинистых минералов в отложениях различных осадочных формаций может оказать существенную помощь при палеогеографических реконструкциях условий накопления интенсивно измененных процессами диа- и катагенеза осадочных толщ.

Библиографический список

1. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н.* Минералогия древних россыпей алмазов восточного борта Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. 1987. № 1. С.90-96.
2. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И.* Полигенез алмазов в связи с проблемой коренных россыпей северо-востока Сибирской платформы // Доклады Академии наук. 1998. Т.361. № 3. С.366-369.
3. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Логвинова А.Н.* Особенности распределения россыпных алмазов, связанных с докембрийскими источниками // Записки Российского минералогического общества. 2009. Т.138. № 2. С.1-13.

4. *Афанасьев В.П., Похиленко Н.П., Логвинова А.М. и др.* Особенности морфологии и состава некоторых хромшпинелидов алмазоносных площадей в связи с проблемой «ложных» индикаторов кимберлитов // Геология и геофизика. 2000. Т.41. № 12. С.1729-1741.
5. *Братусь М.Д., Зинчук Н.Н., Краузе Г.Р., Витык М.О.* Условия кристаллизации и изотопная природа серы, углерода и кислорода сульфидно-кальциевой ассоциации в трубке Удачная (Якутия) // Геохимия. 1998. № 3. С.264-270.
6. *Братусь М.Д. и др.* Газовые компоненты включений в алмазах различных морфологических типов из Якутии // Геохимия. 1991. № 11. С.1586-1595.
7. *Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г.* Геодинамический контроль размещения кимберлитовых полей центральной и северной частей Якутской кимберлитовой провинции (петрохимический аспект) // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. 2000. № 3.(9). С.37-55.
8. *Горшков А.И., Зинчук Н.Н. и др.* Новый упорядоченный смешанослойный минерал лизардит-сапонит из кимберлитов Южной Африки // Доклады РАН. 2002. Т.382. № 3. С.374-378.
9. *Егоров К.Н., Зинчук Н.Н., Мишенин С.Г. и др.* Перспективы коренной и россыпной алмазоносности Юго-Западной части Сибирской платформы // Сб.: Геологические аспекты минерально-сырьевой базы Акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. Мирный: МГТ. 2003. С.50-84.
10. *Зинчук Н.Н.* О стратиграфической приуроченности, диагностике и генезисе каолинита в мезозойских терригенных отложениях Мало-Ботуобинского района (Западная Якутия) // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1976. № 12. С.27-35.
11. *Зинчук Н.Н.* Особенности распределения глинистых минералов в мезозойских алмазоносных отложениях Западной Якутии. 1981. № 10. С.38-44.
12. *Зинчук Н.Н.* Об основных источниках глинистых минералов в мезозойских континентальных алмазоносных отложениях Западной Якутии // Геология и геофизика. 1982. № 8. С.81-90.
13. *Зинчук Н.Н.* Глинистые минералы в древних корах выветривания и продуктах их перерождения в континентальных толщах Западной Якутии. М.: МОИП. 1986. С.5-19.
14. *Зинчук Н.Н.* Особенности состава и распределения слюдистых образований в кимберлитовых породах Якутии // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1991. № 7. С.58-66.
15. *Зинчук Н.Н.* Об основных геолого-поисковых обстановках при прогнозировании кимберлитовых трубок // Наука и образование. 2016. № 4 (84). С.7-15.
16. *Зинчук Н.Н.* Особенности алмазоносности разных фаз внедрения кимберлитов // Отечественная геология. 2017. № 1. С.105-111.
17. *Зинчук Н.Н.* Карбонатизация кимберлитов при постагматических процессах // Вестник Воронежского ун-та. Геология. 2017. № 4. С.63-71.
18. *Зинчук Н.Н.* Особенности серпентинизации кимберлитовых пород // Вестник Воронежского ун-та. Геология. 2017. № 3. С.66-74.
19. *Зинчук Н.Н.* Особенности минералов слюд в кимберлитах // Вестник Воронежского университета. Геология. 2018. № 2. С.29-39.
20. *Зинчук Н.Н.* Об использовании гипергенных образований кимберлитов при алмазопроисковых работах // Отечественная геология. 2020. № 2. С.62-80.
21. *Зинчук Н.Н.* Особенности флюидных включений в минералах // Вестник Пермского университета. Геология. 2021. Т.20. № 2. С.110-124.
22. *Зинчук Н.Н.* Типоморфные свойства индикаторных минералов кимберлитов и их использование при прогнозировании месторождений алмаза на Сибирской платформе // Отечественная геология. 2021. № 2. С.41-56.
23. *Зинчук Н.Н.* Докембрийские источники алмазов в россыпях фанерозоя // Вестник Воронежского ун-та. Геология. 2021. № 3. С.50-61.

24. *Зинчук Н.Н.* Геологические исследования при поисках алмазных месторождений // Вестник Воронежского университета. Геология. 2021. № 4. С.35-52.
25. *Зинчук Н.Н.* Роль петролого-минералогических и геохимических исследований в оценке потенциальной алмазоносности кимберлитов // Отеч. геология. 2022. №-1. С.36-47.
26. *Зинчук Н.Н.* Коры выветривания и их роль в формировании посткимберлитовых осадочных толщ // Руды и металлы. 2022. № 2. С.100-120.
27. *Зинчук Н.Н.* Кремнистые минералы в кимберлитах // Вестник Воронежского университета. Геология. 2022. № 4. С.38-52.
28. *Зинчук Н.Н.* Особенности петрографического изучения кимберлитовых пород // Отечественная геология. 2022. № 4. С.34-49.
29. *Зинчук Н.Н.* Об особенностях флюидных и гидротермальных включений в некоторых минералах кимберлитов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Вып.26. Пермь: ПГНУ. 2023. С.45-64.
30. *Зинчук Н.Н.* О геохимических особенностях разновозрастных образований алмазоперспективных территорий // Отечественная геология. 2023. № 1. С.42-55.
31. *Зинчук Н.Н.* Литолого-стратиграфические исследования при алмазопоисковых работах // Вестник СВФУ. Науки о Земле. 2023. № 1 (29). С.5-28.
32. *Зинчук Н.Н.* Особенности гидротермального и гипергенного изменения слюдистых кимберлитов // Вестник Пермского университета. Геология. 2023. Т.22. № 1. С.32-50.
33. *Зинчук Н.Н., Бардухинов Л.Д.* О специфике изучения алмаза при прогнозно-поисковых работах (на примере Сибирской платформы) // Руды и металлы. 2021. № 3. С.59-75.
34. *Зинчук Н.Н., Борис Е.И.* Средне-позднетриасовые коры выветривания северо-восточной части Ангаро-Вилойского прогиба // Советская геология. 1980. № 4. С.113-125.
35. *Зинчук Н.Н., Борис Е.И.* Обогащенность продуктами выветривания мезозойских отложений Ангаро-Вилойского прогиба // Советская геология. 1981. № 7. С.100-108.
36. *Зинчук Н.Н., Борис Е.И., Яныгин Ю.Б.* Особенности минерации алмаза в древних осадочных толщах (на примере верхнепалеозойских отложений Сибирской платформы). М.: МГТ. 2004. 172 с.
37. *Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н.* О специфике термобарических факторов оруденения // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Вып.26. Пермь: ПГНУ. 2023. С.65-86.
38. *Зинчук Н.Н., Зуев В.М., Коптиль В.И., Чёрный С.Д.* Стратегия ведения и результаты алмазопоисковых работ // Горный вестник. 1997. № 3. С.53-57.
39. *Зинчук Н.Н., Мельник Ю.М., Серенко В.П.* Апокимберлитовые породы // Геология и геофизика. 1987. № 10. С.66-72.
40. *Зинчук Н.Н., Стегницкий Ю.Б.* Особенности коры выветривания кимберлитов северо-востока Анголы // Вестник Воронежского университета. Геология. 2020. № 2. С.6-19.
41. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Типоморфные особенности и палеогеографическое значение слюдистых минералов // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1996. № 1. С.53-61.
42. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Особенности глинистых минералов в отложениях различных осадочных формаций // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1997. № 2. С.53-63.
43. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в отложениях терригенной формации // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 2001. Т.76. № 1. С.45-53.
44. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Кристаллохимические и структурные особенности глинистых минералов в корах выветривания в зависимости от типа исходных пород // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 2001. Т.76. № 3. С.69-79.

45. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Об аномалии общей схемы преобразования разбухающих глинистых минералов при погружении содержащих их отложений в стратиферу // Вестник Воронежского госуниверситета. Серия геология. 2003. № 2. С.57-68.
46. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н., Кузьмин В.А. Морфогенетические разновидности каолинита в корях выветривания и осадочном чехле земной коры. Статья 1. Механизм образования каолинита в корях выветривания различных петрохимических типов пород // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2006. № 5. С.19-25.
47. Савко А.Д., Шевырев Л.Т., Зинчук Н.Н. Эпохи мощного корообразования в истории Земли. Воронеж: ВГУ.-1999.-102 с.
48. Харькив А.Д., Зуенко В.В., Зинчук Н.Н., Крючков А.И., Уханов А.В., Богатых М.М. Петрохимия кимберлитов. М. Недра. 1991. 304 с.
49. Хитров В.Г., Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д. Применение кластер-анализа для выяснения закономерностей выветривания пород различного состава // Доклады АН СССР. 1987. Т.296, № 5. С.1228-1233.
50. Afanas'ev V.P., Zinchuk N.N., Griffin V.L. in el. Diamond prospects in the Southwestern plunkt of the Tungusk Sineklise // Geology of ore Deposits. 2005. Т.47. № 1. pp.45-62.
51. Grachanov S.A., Zinchuk N.N., Sobolev N.V. The age of Predictable primary diamond sources in the Northeastern Siberian platform // Doklady Eart Sciences. 2015. Т.465. № 2. pp.1297-1301.
52. Kotelnikov D.D., Zinchuk N.N. Comparative analysis of clay Mineral evolution under the Conditions of humid and arid Lithogenesis // Russian Geology and Geophysics. 2008. N. 10. pp.121-144.
53. Serov I.V., Garanin V.K., Zinchuk N.N., Rotman A.Ya. Mantle Sources of the kimberlite Vorcanism of the Siberian Platform // Petrology. 2001. Т.9. № 6. pp.576-588.

SPECIFIC FEATURES OF ARGILLACEOUS MINERALS IN DEPOSITIONS OF SEDIMENTARY FORMATIONS

N.N. Zinchuk

nnzinchuk@rambler.ru

Accumulating in deposits of various sedimentary formations argillaceous minerals, taking into account their alterations and new formations at different stages of sedimentary process in each of them, are characterized by specific chemical-mineralogical and morphologic-genetic features. Allothigenous argillaceous ones have background meaning in sediments of sedimentary formations. Argillaceous minerals and their associations in terrigenous, terrigene-carbonate, carbonate, volcanogenous, and halogenic formations were characterized. In specific details argillaceous minerals of early stages of sedimental- and diagenesis (partially katagenesis) were characterized, to which most of ancient (Upper Paleozoic and Mesozoic) diamondiferous placers are usually confined, by availability in which of kimberlite indicator minerals prospecting of primary deposits of diamonds with the help of heavy concentrate-mineralogical method are performed. The importance for solving of forecast-prospecting tasks of investigating material composition of volcanogegic formation and specific features of its material distribution during formation of different in age collectors of diamonds on specific diamondiferous regions of the Siberian platform is shown.

Key words: argillaceous minerals, sedimentary formations, sedimentogenesis, diagenesis, katagenesis, metagenesis of sediments.