

УДК 552.249

ЗАКОНОМЕРНОСТИ НАКОПЛЕНИЯ И ИЗМЕНЕНИЯ АЛЛОТИГЕННЫХ И ОБРАЗОВАНИЯ АУТИГЕННЫХ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

© 2003 г. Д. Д. Котельников, Н. Н. Зинчук

Представлено академиком В.Е. Хаиным 20.01.2003 г.

Поступило 30.01.2003 г.

Как известно [1], формационный анализ осадочных пород является одним из перспективных методов выделения в разрезах и на площади их распространения слагаемых ими фациальных или литофациальных комплексов. Необходимым условием локализации этих комплексов является, с учетом климатического фактора, определенная общность на данной площади как условий их накопления, так и тектонического режима земной коры в рассматриваемый период геологического времени. В частности, данные о глинистых минералах в отложениях главнейших осадочных формаций терригенного, терригенно-карбонатного, карбонатного, вулканогенного и галогенного типов показывают, что фациально-литологические и тектоно-климатические условия накопления содержащих их отложений обуславливают приуроченность к ним либо определенных ассоциаций или разновидностей указанных минералов, либо специфических кристаллохимических модификаций последних. Следует иметь в виду, что сравнительный анализ глинистых минералов в отложениях различных формаций может успешно проводиться только при сопоставлении отложений, находящихся на одинаковой стадии их постседиментационного преобразования. Вследствие этого С.Г. Саркисян и Д.Д. Котельников [2] выделили в осадочном чехле земной коры четыре зоны, соответствующие (сверху вниз): 1) стадиям диагенеза (ДГ) – протокатагенеза (ПК₁₋₃), 2) ранним подстадиям стадии мезокатагенеза (МК_{1 и 2}), 3) ее поздним подстадиям (МК₃₋₅) – стадии апокатагенеза (АК₁₋₄) и 4) стадии метакатагенеза (МГ). Стадия ПК и подстадии МК_{1 и 2} вместе со стадией ДГ относятся к раннему, а МК₃₋₅–АК – к позднему катагенезу. Соответственно, на стадии МГ осадочные породы теряют характерные для них свойст-

ва. При формационном анализе необходимо также учитывать особенности накопления отложений отдельных тектонических и климатических субформаций, выделяемых в объеме некоторых осадочных формаций.

Отложения терригенной формации, подразделяемые на платформенную и “геосинклиналиную” субформации, четко различаются по особенностям осадконакопления. Отложения платформенной субформации связаны в значительной степени с переотложением в относительно спокойных гидрологических условиях продуктов глубокого химического преобразования различных пород в корах выветривания. В отличие от этого накопление осадков “геосинклиналиной” субформации происходит в результате интенсивного размыва и переотложения слабо измененного, часто только физическими процессами, материала. В связи с этим накопление на платформах в значительных объемах осадков пресных водоемов и опресненных частей морских бассейнов, а также открытая система минералообразования определяют присутствие в них в основном диоктаэдрических глинистых минералов. Характерные для отложений “геосинклиналиной” субформации морские условия при закрытой системе минералообразования обуславливают существенную примесь в них триоктаэдрических глинистых минералов. При унаследованном характере среды эта тенденция в различии отложений рассматриваемых субформаций усиливается в процессе постседиментационного преобразования слагающих их пород, особенно за счет образования в их песчано-алевритовых разностях определенного фациального типа специфических разновидностей аутигенных глинистых минералов. Эти минералы непосредственно указывают на гидрогеохимический характер среды их образования и ее термобарические параметры. В совокупности с четко выраженной у отдельных групп аутигенных минералов кристаллографической огранкой частиц и их идиоморфизма эти минералы имеют важное типоморфное значение.

*Якутское научно-исследовательское
геологоразведочное предприятие ЦНИГРИ
Акционерной компании “АЛРОСА”*

В то же время аллотигенные глинистые минералы, накапливающиеся в виде глинистых отложений и, частично, в виде первичного цемента в песчано-алевритовых породах, обладают псевдоизометричнопластинчатым габитусом частиц и высокой полидисперсностью. Они отражают с учетом степени наложенного на них изменения на этапах мито-, седименто- и литогенеза в основном источники сноса, т.е. имеют фоновое значение.

Так, в песчано-алевритовых отложениях платформенной субформации терригенной формации, накапливавшихся в пресных водоемах и приуроченных к умеренным и тропическому гумидным климатическим поясам, широкое развитие в двух верхних зонах осадочного чехла земной коры (ДГ – ПК₁₋₃ и МК_{1и2}) в качестве типоморфного минерала получает аутигенный каолинит. В проницаемых отложениях “геосинклинальной” субформации, характерных для седиментации осадков в морских условиях, типоморфными минералами, начиная с поздних этапов подстадий МК_{1и2}, являются монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования, содержащие более 40% разбухающих слоев и имеющие удлиненную форму частиц. Размер последних по мере погружения отложений в третью зону осадочного чехла земной коры последовательно увеличивается с одновременным повышением фиксации К межслоевыми промежутками и, соответственно, с уменьшением количества разбухающих слоев в структуре минерала до <40% и ниже, вплоть до перехода его в гидрослюду 1М [2, 3].

В отложениях карбонатной и терригенно-карбонатной формаций глинистые минералы, в отличие от мощных толщ терригенной формации, локализуются в относительно небольших по мощности прослоях. В зависимости от соотношения в пределах осадочно-породных бассейнов (ОПБ) силикатного и карбонатного материала содержащиеся в слагающих их отложениях глинистые минералы характеризуются определенными различиями.

В глинистых и песчано-алевритовых прослоях карбонатной и терригенно-карбонатной формаций (в первом случае, в основном аллотигенного, и во втором – терригенного типа гумидных климатических поясов) глинистые минералы, как и в отложениях терригенной формации, связаны либо с переотложением элювиальных продуктов из кор выветривания, т.е. аналогичны платформенной субформации, либо с размытием изверженных, метаморфических или слабо измененных гипергенными процессами ранее сформированных осадочных толщ, т.е. соответствуют продуктам “геосинклинальной” субформации. Направленность и интенсивность преобразования глинистых минералов определяются в таких прослоях относительным соотношением масштабов накоп-

ления в них совместно с аллотигенными и терригенными компонентами также карбонатного материала.

В связи с этим по мере перехода глинистых и песчано-алевритовых бескарбонатных отложений в разности, обогащенные карбонатным материалом, на одинаковых стадиях их постседиментационного преобразования последовательно увеличивается степень аградации минералов, особенно разбухающего типа. В этом типе глинистых и песчано-алевритовых прослоев, залегающих в толщах как собственно карбонатных, так и обогащенных карбонатным материалом отложений, в зависимости от природы источников сноса могут содержаться различные глинистые минералы. В процессе денудации кор выветривания в бассейны осадконакопления поступают гидрослюда, монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования, монтмориллонит и, что самое важное, каолинит. В отличие от этого, при размытии слабо измененных гипергенными процессами различных пород в продуктах накопления новых осадочных толщ резко снижается роль каолинита и в ряде случаев в переотлагаемом материале сохраняется хлорит [2, 3].

В прослоях, формирующихся за счет сингенетического образования Mg-силикатных минералов в бассейнах преддоломито- и предкальцитонакопления, особенно в аридных климатических поясах, объем поступления аллотигенного и терригенного материала является минимальным. Судя по присутствию в таких прослоях из минералов, поступающих из источников сноса, лишь наиболее устойчивой в процессе как выветривания, так и переноса диоктаэдрической разновидности гидрослюды политипной модификации 2M₁ [2–5], при полном отсутствии каолинита, источники сноса представляют собой слабо химически разложившиеся на континенте породы.

Весьма широко распространены в природе глинистые минералы диоктаэдрического типа, связанные с указанными выше источниками сноса на континенте, поэтому их аллотигенные разновидности, как мы уже отметили выше, относятся к фоновым минералам. Поэтому из аутигенных глинистых минералов, которые являются типоморфными для отложений различных осадочных формаций, Mg-силикатные минералы можно рассматривать как наиболее специфические образования в глинистых и песчано-алевритовых прослоях терригенно-карбонатной и, особенно, карбонатной формаций. Являясь полигенными минералами, они в отложениях этих формаций связаны с промежуточным этапом эволюции бассейнов терригенно-аллотигенного осадконакопления в бассейны карбонатной седиментации и далее, в условиях аридного климата, в эвапоритовые.

Отложения вулканогенной формации приурочены к тектонически подвижным регионам и связаны с эксплозивной, эффузивной и экструзивной деятельностью эруптивных аппаратов. Особенностью поступающих в этом случае эндогенных продуктов является их слабая раскristаллизованность, что определяет высокую реакционную активность и многообразие возникающих за их счет слоистых силикатов и алюмосиликатов. Главнейшие их разновидности, образующиеся на первом этапе раскristаллизации витрокластического материала, относятся в основном к разновидностям минералов смектитовой группы, цеолитам и различным модификациям кремнезема. Так как вулканический материал имеет различный химический состав, то возникающий по нему смектит обладает определенным мотивом заполнения октаэдрических позиций в его структуре, от $Mg-Fe^{2+}$, т.е. триоктаэдрического типа для продуктов преобразования указанного материала ультраосновного и основного составов, до $Al-Fe^{3+}$, или диоктаэдрического типа для среднего и кислого составов, включая гамму промежуточных между ними ди-триоктаэдрических фаз.

Накопление пирокластического материала или продуктов его частичного гипергенного преобразования в пресных водоемах сопровождается в открытой системе минералообразования продолжением деградационно-трансформационных процессов преобразования три- и ди-триоктаэдрических смектитов в диоктаэдрическую разновидность с Na или большей частью замещающим его Ca в межслоевых промежутках. При длительном поступлении в водоемы указанного материала этот процесс обуславливает формирование мощных толщ, сложенных диоктаэдрической разновидностью смектита, т.е. монтмориллонитом, который в случае сохранения Na-типа формирует наиболее важные в промышленном отношении бентонитовые глины.

Седиментация вулканогенного материала в морских бассейнах приводит к смене деградационных процессов на аградационные с тенденцией образования в ассоциации с монтмориллонитом примеси хлорита [2, 3]. При быстром переносе и накоплении триоктаэдрических смектитов в этих бассейнах они в условиях закрытой системы минералообразования могут сохраняться не только в зонах раннего, но и, в отличие от диоктаэдрических аналогов, позднего катагенеза. Это подчеркивает повышенную термобарическую устойчивость триоктаэдрических минералов рассматриваемого типа [2–5], связанную с более высокой по сравнению с диоктаэдрическими упорядоченностью их структуры. Соответственно, низкий отрицательный межслоевой заряд, свойственный монтмориллониту, обеспечивает также относительно медленную фиксацию K межслоевыми промежутками минерала в процессе постседимен-

тационного преобразования отложений вулканогенной формации. В свою очередь, аградационная трансформация монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований, связанных первоначально с деградацией триоктаэдрических слюд и диоктаэдризацией остаточных продуктов, протекает значительно быстрее. Это свойственно присущему слюдам высокому отрицательному заряду, который наследуется их деградированными продуктами и интенсифицирует фиксацию ими K. В результате этого возникающие за счет аградации монтмориллонита вулканогенного происхождения на подстадиях $MK_{3-5}-AK_{1-4}$ бентониты сохраняют аномально высокое содержание лабильных слоев, что позволяет использовать их как “маркеры” при расчленении и корреляции древних, особенно немых, т.е. не содержащих фаунстических остатков толщ [2, 3].

Важным диагностическим признаком монтмориллонита вулканогенного происхождения является, наряду с низким зарядом, гомогенность его структуры в подавляющей массе частиц. Это также подчеркивает отличие указанного минерала от указанных выше смешанослойных фаз, связанных с деградацией слюд, продукты изменения которых ввиду различной скорости этого процесса в отдельных статистически обособленных группах кристаллов характеризуются существенной гетерогенностью. Преобразование монтмориллонита, как весьма несовершенной структуры, даже на стадии МГ только до 1Md также является типоморфным признаком вулканогенной природы исходного материала. В отличие от этого в отложениях терригенной и терригенно-карбонатной формаций, а также в терригенно-аллотигенных прослоях карбонатной формации на всех стадиях осадочного процесса, начиная с седиментогенеза до МГ включительно, характерен наиболее устойчивый политип 2M₁ [2–5].

Аналогично рассмотренным выше отложениям терригенной, терригенно-карбонатной, карбонатной и вулканогенной формациям, аллотигенные глинистые минералы в отложениях галогенной формации связаны в основном с источниками сноса, т.е. имеют фоновое значение. По мере погружения отложений, содержащих как аллотигенные – псевдоизометричнопластинчатые, так и аутигенные – удлиненнопластинчатые образования, в зоны все более высоких давлений и особенно температур, в процессе их аградации или аутигенного образования, в отложениях большей части осадочных формаций для указанных минералов полностью не реализуется ни совершенство структуры, ни оптимальная кристаллографическая форма частиц. Это определяется, в первую очередь, дефицитом минералообразующих катионов в водной среде нормально морских бассейнов и в унаследованных от них пластовых водах, подвергающихся естественному метамор-

физму с глубиной от карбонатных к сульфатным и далее хлоридным.

В отличие от этого, глинистые минералы в терригенно-аллотигенных прослоях галогенной формации, благодаря накоплению их в высокоминерализованной среде с достаточным количеством Mg и K, на различных этапах осадочного процесса, начиная со стадии седиментогенеза до поздних этапов катагенеза, подвергаются значительно более интенсивной аградации. Особенно резко это проявляется в проницаемых песчано-алевритовых породах, в поровом пространстве которых происходит кристаллизация наиболее характерных для отложений этой формации хлорита и удлиненнопластинчатых гидрослюд. Эти минералы в условиях высокой концентрации минералообразующих катионов на стадии позднего катагенеза во всех литологических типах пород образуют наиболее бездефектную структуру, а в песчано-алевритовых породах приобретают оптимальную кристаллографическую огранку частиц, причем гидрослюда характеризуется в этом случае пирамидальными окончаниями удлиненных пластинок и относится к сарошпатокиту [2, 3]. В то же время в проницаемых отложениях нормально морских бассейнов реализации этого признака не происходит. Это показывает, что для образования кристаллов с совершенными структурой и огранкой наиболее важное значение, наряду с медленным темпом кристаллизации, имеет высокая и относительно постоянная концентрация в водной среде необходимых для их роста катионов.

В многочисленных работах ряда зарубежных ученых [6–11] в аргументированной форме изложена концепция последовательного аградационно-трансформационного преобразования глинистых минералов с глубиной погружения содержащих их отложений в стратисферу. В России эта концепция нашла развитие в работах [2–5] и других исследователей. В то же время отдельные авторы до сих пор ставят под сомнение это фундаментальное в минералогии осадочных пород положение. Так, например, Э.П. Солотчина с соавторами [12] на основе формального сопоставления совершенно различных литологических и генетических типов пород, т.е. не учитывая установленных нами [2, 3] специфических процессов изменения аллотигенных и образования аутигенных глинистых минералов, с одной стороны, в глинистых, а с другой – в песчано-алевритовых отложениях, а также в трещинах терригенно-карбонатных и особенно карбонатных пород, утверждают, что в изученном ими разрезе юры и триаса в центральной части Колтогорско-Уренгойской рифтовой зоны содержание разбухающих слоев в структуре монтмориллонит-гидрослюдистой смешанослойной фазы увеличивается с глубиной. Однако, как показано нами [2, 3] на

материале изучения ряда разрезов опорного бурения, даже при накоплении отложений единой литологической формации условия постседиментационного изменения как аллотигенных глинистых минералов во всех литологических типах пород, так и образования аутигенных их разновидностей в первично проницаемых разностях последних различны. Сопоставление отложений различных формаций, в частности терригенной и вулканогенной, в связи с резко различной в них природой разбухающих минералов, также определяет на одинаковых стадиях катагенеза меньшую степень аградации низкозарядного монтмориллонита вулканогенного происхождения по сравнению с высокозарядным разбухающим минералом, связанным с деградацией триоктаэдрических слюд и диоктаэдризацией остаточных продуктов [2, 3]. Тем более ни в коем случае нельзя сравнивать количество разбухающих слоев в структуре аллотигенного монтмориллонит-гидрослюдистого смешанослойного образования, содержащего в глубоко погруженных (до 5000 м) аргиллитах юры менее 40% указанных слоев, и в упорядоченной структуре, т.е. состоящей из переслаивания через один разбухающих и неразбухающих слоев разновидности этого образования – ректорита (глубина примерно 6500 м). Как показано нами ранее [13], ректорит имеет позднегидротермальное происхождение, так как впервые идентифицированная нами разновидность его в России (Дагестан) встречается в жеодах аспидных сланцев лейаса.

Инверсия в закономерной тенденции увеличения количества слюдистых слоев в структуре рассматриваемых смешанослойных образований с глубиной погружения отложений в стратисферу может быть связана также с явлением регрессивного катагенеза, как было показано Ж.В. Домбровской и Д.Д. Котельниковым [14] на примере изучения средне- и верхнерифейских отложений Прибайкальского ОПБ. В частности, изменение физико-механических свойств ректоритсодержащих пород в виде их разуплотнения отмечают и Э.П. Солотчина с соавторами [12].

В связи с этим остается актуальной проблема дальнейшего уточнения механизма накопления и изменения аллотигенных и образования аутигенных глинистых минералов в осадочном чехле земной коры, а также продолжение разработки универсальной схемы этих процессов. Существенный вклад в решение одного из кардинальных вопросов минералогии глин, а именно связи условий образования глинистых минералов с их кристаллохимическими особенностями внесена А.К. Коссовской, которая сформулировала [15] и далее развила с В.А. Дрицем [4, 5] решение этой проблемы в виде двух взаимосвязанных концепций, включающих “геоминералогию” и “геокристаллохимию”. Однако указанные авторы подраз-

деляют осадочный чехол земной коры лишь на две зоны, соответствующие раннему и позднему катагенезу, что не создает объективной картины эволюции глинистых минералов на фиксируемых по метаморфизму органического вещества естественных границах в разрезах мощных осадочных толщ.

Поэтому, как следует из изложенного выше, наибольший эффект в процессе геологической интерпретации результатов изучения глинистых минералов может быть получен лишь на основе использования разработанного нами наиболее перспективного направления, предусматривающего выявление этапов стадияльной эволюции структурно-кристаллохимических и морфолого-генетических особенностей глинистых минералов в пределах каждой из выделяемых в осадочном чехле земной коры четырех зон в сочетании с наложенным на них формационным анализом. В совокупности все это определяет, в зависимости от гидрогеохимических и термобарических параметров среды, закономерное изменение в указанных выше зонах функциональных свойств как глинистых минералов, так и содержащих их отложений, что имеет, в частности, весьма важное значение при решении ряда проблем нефтегазовой геологии [2, 3].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Хаин В.Е. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 11. С. 3–18.
2. Саркисян С.Г., Котельников Д.Д. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1980. 232 с.
3. Котельников Д.Д., Конохов А.И. Глинистые минералы осадочных пород. М.: Недра, 1986. 247 с.
4. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. 214 с.
5. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 1991. 176 с.
6. Powers M.C. // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1967. V. 51. P. 1240–1254.
7. Burst J.F. // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1969. V. 53. P. 73–93.
8. Dunoyer de Cegonzac // Mem. Serv. Carte Geol. Als Logt. 1969. V. 29. P. 1–320.
9. Perry E.A. jr., Hover F. // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1972. V. 56. № 10. P. 2013–2021.
10. Chamley H. Clay Sedimentology. В.: Springer, 1989. 623 p.
11. Weaver Ch.E. Clays, Muds and Shales // Develop. Sedimentol. 1989. V. 44. 819 p.
12. Солотчина Э.П., Каменева М.Ю., Василевский А.Н. и др. // ДАН. 2000. Т. 370. № 4. С. 502–506.
13. Ивкин Н.М., Китайгородский Н.С., Котельников Д.Д. и др. // Зап. ВМО. 1959. Ч. 88. В. 5.
14. Домбровская Ж.В., Котельников Д.Д. // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 3. С. 241–257.
15. Кристаллохимия минералов и геологические проблемы / Под ред. А.Г. Коссовской. М.: Наука, 1975. 292 с.