

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ЭВОЛЮЦИИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В УСЛОВИЯХ ГУМИДНОГО И АРИДНОГО ЛИТОГЕНЕЗА

Д.Д. Котельников, Н.Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр Академии наук Республики Саха (Якутия), 678170, Мирный, ул. Ленина, 4/1, Россия

Гумидный литогенез характеризуется накоплением и постседиментационным преобразованием элювиальных продуктов в составе терригенных и терригенно-карбонатных (с кальцитом) формаций, содержащих в основном диоктаэдрические глинистые минералы. В платформенных пресноводных отложениях зоны раннего катагенеза накапливаются разновидности семейств 1:1 и 2:1 с преобладанием в последнем разбухающих слоев. В песчано-алевритовых породах возникает также аутигенный каолинит. С верхов этой зоны как в глинистых, так и в песчано-алевритовых отложениях морского типа развивается триоктаэдрический хлорит I генерации. Кроме того, синтезируются смешанослойные образования: в верхах — монтмориллонит-глауконитовое, а в низах — монтмориллонит-гидрослюдистое.

Аридный литогенез определяется накоплением отложений терригенно-карбонатных (с доломитом), карбонатных и галогенных формаций. В них, в отличие от первых и аклиматических вулканогенных формаций, преобладают триоктаэдрические глинистые минералы: хлорит, сепиолит и смешанослойные образования на основе хлоритового пакета. Сепиолит и его дианалог — палыгорскит, так же как и галлуазит, в зоне раннего катагенеза быстро трансформируются соответственно либо в тальк- и хлорит-сапонит, либо в каолинит. Если в зоне гипергенеза главным фактором является климат, то в зоне раннего катагенеза важное значение, особенно в аридных условиях, приобретает химизм среды. В зоне позднего катагенеза продукты деградации слюд и монтмориллонитов трансформируются вначале в разновидности с менее 40 % разбухающих слоев у первых и несколько более у вторых, тогда как триоктаэдрические сохраняют до 50 % этих слоев. В дальнейшем это сопровождается рекристаллизацией как аллотигенных, так и аутигенных минералов с переходом «удлиненно-чешуйчатого монтмориллонита» в удлиненно-пластинчатую гидрослуду, причем для аутигенных минералов в отложениях галогенных формаций характерен наиболее совершенный габитус частиц и упорядоченность их структуры. В зоне метагенеза диминералы в отложениях орогенных областей переходят в серицит, а триоктаэдрические в более магниезный хлорит, т.е. II генерации. Это показывает, что в зонах позднего катагенеза и метагенеза решающее значение приобретают термобарические параметры среды.

Глинистые минералы, гумидный и аридный литогенез.

COMPARATIVE ANALYSIS OF CLAY MINERAL EVOLUTION UNDER THE CONDITIONS OF HUMID AND ARID LITHOGENESIS

D.D. Kotel'nikov and N.N. Zinchuk

Humid lithogenesis is characterized by the accumulation and postsedimentary transformation of eluvial products within terrigenous and terrigenous-carbonate (with calcite) formations containing mainly dioctahedral clay minerals. Platform fresh-water sediments of early-catagenesis zone accumulate 1 : 1 and 2 : 1 varieties, with a predominance of expanding layers in the latter. In sand-silty rocks authigenic kaolinite also appears. From the top of this zone in both clayey and sand-silty marine deposits, trioctahedral chlorite of generation I is developed. Also, mixed-layer minerals are synthesized: montmorillonite-glaucinite at the top of the zone and montmorillonite-hydromica at the bottom.

Arid lithogenesis is determined by the accumulation of sediments of terrigenous-carbonate (with dolomite), carbonate, and halogen formations. In contrast to the terrigenous and acclimatic volcanogenic formations, these ones are dominated by trioctahedral clay minerals: chlorite, sepiolite, and mixed-layer chlorite-based minerals. In early-catagenesis zone, sepiolite, palygorskite (di-analog of sepiolite), and halloysite quickly transform into talc- and chlorite-saponite and kaolinite, respectively. In hypergenesis zone climate is the main factor, whereas in early-catagenesis zone, especially in arid environments, the chemical composition of the medium plays a significant role. In late-catagenesis zone, degradation products of mica and montmorillonite transform first into varieties with less than 40% and somewhat more than 40% expanding layers, respectively, whereas trioctahedral minerals preserve up to 50% such layers. This process is accompanied by the recrystallization of both allothigenic and authigenic minerals with transition of scaly montmorillonite into bladed hydromica, with the authigenic minerals of halogen-formation sediments characterized by the most perfect crystal habits and regular structures. In metagenesis zone, di-minerals of orogenic-area sediments transform into sericite, and trioctahedral minerals, into more magnesian chlorite of generation II. This indicates that in late-catagenesis and metagenesis zones, the PT-conditions of the environment are of crucial importance.

Clay minerals, humid and arid lithogenesis

ВВЕДЕНИЕ

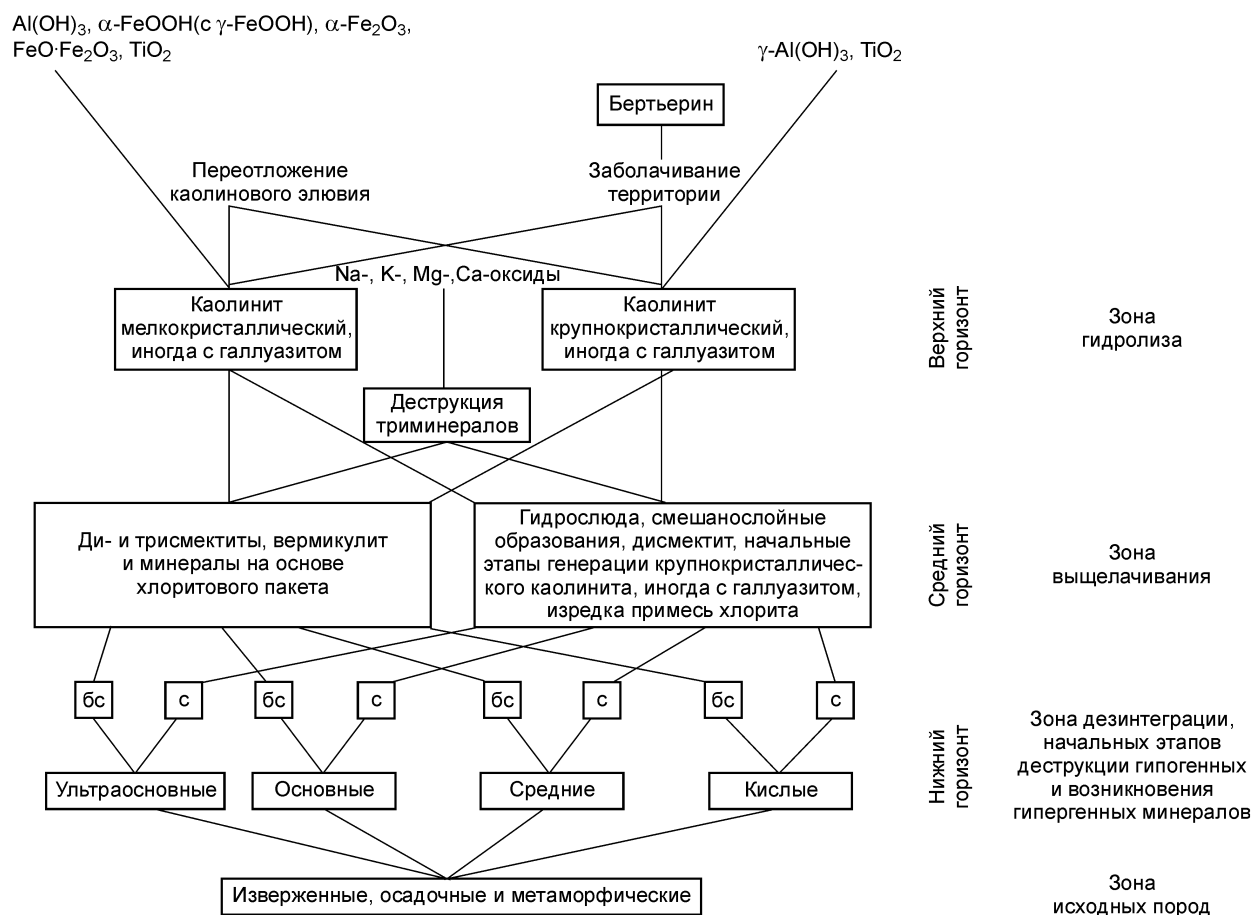
Разработка наиболее обоснованной схемы накопления и постседиментационного преобразования отложений осадочного чехла земной коры является одной из важнейших проблем для решения многих как теоретических, так и прикладных задач литогенеза. При этом особенно большое значение имеет выяснение направленности и интенсивности изменения содержащихся в них глинистых минералов. В соответствии со значительной актуальностью систематизации данных по указанной выше проблеме исследователями [Фролов, 1992, 1993, 1995; Япаскурт и др., 2004] в последнее время выполнены крупные обобщающие работы по основным вопросам литогенеза. Однако, детально анализируя осадки и формирующиеся из них породы, некоторые ученые рассматривают глинистые минералы вне связи с литогенетическими типами содержащих их отложений. Такая методология, к сожалению, практически исключает возможность объективного изучения генетических особенностей глинистых минералов (особенно их аутигенных разновидностей), которые выделяются в основном с помощью электронной микроскопии, особенно в сочетании с микродифракцией электронов и рентгеноспектральным анализом. Использование методов аналитической электронной микроскопии позволило нам, базируясь на предварительной рентгеновской и электронографической диагностике структурных особенностей глинистых минералов, развить генетическое направление в интерпретации морфологической характеристики их частиц. Поэтому мы на основе рационального использования возможностей применяемых в настоящее время методов идентификации глинистых минералов, а также выяснения с учетом роли органического вещества [Школьник и др., 2004] их генезиса и степени постседиментационного преобразования в различных разностях пород разработали [Котельников, Зинчук, 2005] комплексную схему генезиса, накопления и эволюции глинистых минералов в осадочном чехле земной коры. Она отражает четкую зависимость динамики преобразования аллотигенных разновидностей указанных минералов, а также особенностей генерации аутигенных аналогов их при погружении содержащих эти минералы отложений в стратисферу.

Как известно [Коссовская, 1962; Котельников, 1962], особенности глинистых минералов в осадочном чехле земной коры определяются тремя факторами. Первый — это петрохимический тип пород в источниках сноса и степень физико-химического изменения их в гипергенных условиях. Второй фактор связан с гидрохимическим характером среды осадконакопления как на стадии сингенеза, так и на последующих этапах литогенеза. Третий обусловлен, с одной стороны, интенсивностью под действием последовательно меняющихся с глубиной погружения отложений давления и особенно температуры постседиментационного преобразования аллотигенных глинистых минералов во всех литологических типах отложений, а с другой, — природой аутигенных минералов, возникающих в породах песчано-алевритовых пород и в трещинах первоначально сильно уплотненных различных литологических разностей их соответственно в платформенных и орогенных областях Земли. Основываясь на этих положениях и принимая во внимание большую роль климата (особенно в зоне гипергенеза), значение разработанной нами схемы мы решили показать на примере сопоставления двух наиболее различающихся процессов литогенеза — гумидного и аридного типов.

ГИПЕРГЕНЕЗ

Мобилизация элювиального материала. Источниками вновь образующихся осадочных толщ являются различные изверженные, ранее накопившиеся осадочные, а также метаморфические породы, слагающие континентальные блоки Земли. По петрохимическим особенностям они подразделяются [Хитров и др., 2003, 2004] на две группы: ультраосновные, основные и средние, кислые (соответственно мелано- и лейкократовые), причем в каждом из четырех типов пород мы для более обоснованной генетической идентификации продуктов изменения первичных слюд рекомендуем отдельно анализировать изменение бесслюдистых и слюдистых разностей исходных пород (рисунок). Это имеет весьма важное значение, так как некоторые исследователи считают возможным образование слюд в зоне гипергенеза, хотя С.С. Чекин [1986] убедительно показал, что собственно слюды не могут возникать в условиях низких термобарических параметров среды.

В процессе выветривания породы первой группы преобразуются в лейкократовые разности, а второй — становятся несколько более меланократовыми, т.е. химико-минералогический состав их элювиальных продуктов сближается. В средних горизонтах профилей выветривания указанных выше пород в их бесслюдистых разностях, в зависимости от петрохимической природы протопород [Котельников и др., 1995], наибольшее распространение получают различные смектиты, а в слюдистых — ассоциация гидрослюды и гаммы смешанослойных образований, относящихся в обоих случаях к минералам семейства 2:1. При этом под термином «гидрослюда», в соответствии с мнением В.А. Дрица, А.Г. Коссовской [1991], мы понимаем слабодегрированную слюду магматогенного происхождения, содержащую не более 20 % разбухающих слоев. По основным плагиоклазам синтезируются дисмектиты, а по мафическим минералам (амфиболам, пироксенам, хлоритам, бертьеринам и другим разновидностям) — ди-, три- и триоктаэдрические их аналоги с прогрессирующей в последнем случае диоктаэдризацией этих минералов в процессе



Преобразование различных петрохимических типов пород в гипергенных условиях гумидных поясов Земли.

Породы: бс — бесслудистые, с — слудистые. Кристаллохимические разновидности минералов: ди — диоктаэдрические, три — триоктаэдрические.

деградации в зоне гипергенеза остаточных продуктов [Зинчук и др., 1983; Котельников, Коныхов, 1986]. В свою очередь, за счет ди- либо триоктаэдрических слюд возникает различная по характеру заполнения, с одной стороны, тетра- и октаэдрических позиций, а с другой, — межслоевых промежутков в их структуре указанная выше ассоциация минералов с различным соотношением разбухающих и неразбухающих слоев. Следует заметить, что в литературе как синоним термина «гидрослюда» используется также термин «иллит». Однако этот минерал из относительно сильноизмененных миссисипских отложений нижнего карбона штата Иллинойс (США) представляет лишь один из частных разновидностей непрерывного ряда минералов семейства 2:1 от смектитов до собственно слюд. Благодаря весьма низкому совершенству структуры, смешанослойные образования, как и менее стабильные слудистые минералы $1M$ по сравнению с $2M_1$ [Котельников, Зинчук, 1996], быстро преобразуются в относительно устойчивый в зоне гипергенеза каолинит (вместе с развивающимся в основном по микроклину и непосредственно по слудам другой его разновидностью) и далее в полуторные оксиды Al , Fe^{2+} и Fe^{3+} . Вследствие этого некоторые исследователи ошибочно считают, что смешанослойные образования вообще не генерируются в профилях выветривания. По нашим данным [Саркисян, Котельников, 1971, 1980; Котельников, Коныхов, 1986], гипергенное преобразование лейкократовых пород сопровождается возникновением крупно-, а мелнократовых — мелкокристаллического каолинита, что в последнем случае связано с блокирующим действием мафических компонентов в системе минералообразования (см. рисунок). Наряду с разной дисперсностью частицы образующегося в корах выветривания каолинита характеризуются слабым идиоморфизмом, так как представляют не индивидуальные монокристаллы, а псевдоморфозы различно ориентированных микрокристаллов, возникающих не только на поверхности протоминералов, но преимущественно по системам тончайших трещин в их объеме. Кроме того, каолинит иногда ассоциирует с образующимся по перититовым вроскам в олигоклазе либо гидро- (10 \AA), либо метагаллуазитом (7 \AA). Учитывая неодинаковую

дисперсность первично образующихся в природе слоистых минералов и ряда сопутствующих формированию осадочных толщ новообразований иного типа, в частности цеолитов [Котельников, Зинчук, 2004], в зависимости от петрохимических особенностей пород необходимо исследовать их различные по granulometрии фракции. Например, вследствие магматогенного генезиса слюд в изверженных породах (в частности в кимберлитах) они должны изучаться не только в виде фракции мельче 0.001 мм, как недостаточно обоснованно полагает ряд исследователей [Ратеев и др., 2001], но и в целом без сепарации исходных пород, ибо размеры слюдяных частиц в них значительно превышают микронные размеры [Котельников и др., 2005].

При изменении тектонического положения пенеппенизированной территории с развитой на ней корой выветривания, в случае повышения базиса эрозии и заболачивания элювиальных толщ каолинит по мере редукции восстановительной обстановки и на основе структурной преемственности [Котельников, Конохов, 1986] замещается бергтеррином (см. рисунок), что закономерно сопровождается изменением цвета пород со светлого с красно-бурыми примазками окисного Fe на свойственный закисной форме этого элемента голубовато-зеленый. При понижении базиса эрозии мобилизованный на суше (т.е. в основном в корях выветривания) материал подвергается размыву и посредством переноса пресными водами временных потоков и постоянных речных артерий поступает с водосборных площадей в конечные области осадконакопления. В зависимости от типа выветривающихся пород в накапливающихся отложениях могут концентрироваться многие полезные компоненты. Так, выветривание кислых и средних пород определяет переотложение каолинита с образованием осадочных месторождений этого важного компонента для многих отраслей промышленности. Гипергенное преобразование пород основного состава обуславливает накопление вторичных продуктов с локализацией в них ряда металлических полезных ископаемых (Fe, Cu, Ni, Co, Mn и др.). Соответственно, развитие процессов размыва и переотложения верхних гипергенно измененных частей кимберлитовых трубок приводит к образованию россыпных месторождений алмазов.

Согласно современным данным [Фролов, 1992, 1993, 1995; Япаскурт и др., 2004], литогенез представляет стадийный процесс и характеризуется цикличностью изменения отложений при достижении в их толще в каждом случае критических гидрогеохимических и особенно термобарических условий, связанных с погружением осадочных толщ в стратисферу и определяющих природу возникающих в них новообразований. По результатам комплексного изучения значительного количества разрезов опорных и разведочных скважин и разработки указанной выше схемы эволюции глинистых минералов в осадочном чехле земной коры, С.Г. Саркисян, Д.Д. Котельников [1971, 1980] еще в 80-х годах прошлого столетия подразделили осадочный чехол земной коры на зоны: диагенеза (ДГ) — протокатагенеза (ПК₁₋₃), начальных этапов мезокатагенеза (МК₁, МК₂), заключительных этапов мезокатагенеза (МК₃₋₅)- апокатагенеза (АК₁₋₄) и метагенеза (МГ). Первые две зоны катагенеза, включая ДГ, условно относятся к раннему, а третья — к позднему катагенезу. Используя это, указанные исследователи, а позднее авторы настоящей статьи [Котельников, Зинчук, 2001] обосновали различные функциональные свойства глинистых минералов в отдельных зонах разреза осадочных толщ для использования их в прикладных целях.

ГУМИДНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ

Природа поступающего с суши материала. Гумидный литогенез, соответствующий теплomu влажному климату, связан в основном с субквальной переносом и накоплением продуктов физико-химического выветривания исходных пород на континенте, а также последующим преобразованием отложений в процессе погружения их в стратисферу. Поступающий с континента глинистый материал образует в этих условиях отложения различных терригенных и терригенно-карбонатных (с кальцитом в последних) формаций [Котельников, Зинчук, 1997], содержащих (табл. 1) главным образом каолинит, гидрослюду и разбухающие минералы. Последние содержат в зоне гипергенеза более 40 % лабильных слоев в структуре, что в ассоциирующих с гидрослюдой наиболее распространенных среди разбухающих минералов монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образованиях соответствует неупорядоченному чередованию в их структуре разбухающих слоев с подчиненными неразбухающими [Дриц, Сахаров, 1976; Градусов, 1976; Дриц, Коссовская, 1990]. Деградационное изменение слюд сопровождается в условиях интенсивно протекающих процессов преобразования исходных пород увеличением их полидисперсности и, как следствие этого, неравномерности выноса в открытой системе минералообразования калия из структуры отдельных частиц. Это определяет различную норму чередования в них разных слоев. В свою очередь, этим образованиям свойственна также нестабильность разновидностей с соотношением 50:50 % слоев по закону АВАВ..., которые возникают лишь в условиях медленно протекающих в относительно закрытой системе процессов синтеза минералов [Котельников, Зинчук, 2005б]. Поэтому мы при оценке фазовых переходов в структуре рассматриваемых смешанослойных образований условно используем усредненную для них норму либо с более, либо с менее 40%-м содержанием разбухающих слоев. Указанная выше ассоциация генетически связана с деградацией в зоне гипергенеза триоктаэдрических

Таблица 1. Генерализованная схема эволюции различных типов глинистых минералов в отложениях терригенных и терригенно-карбонатных (с кальцитом) формаций гумидных поясов Земли

Литогенетические типы отложений и минералов					Субаэральные континентальные и субаквальные пресноводные отложения		Отложения эпиконтинентальных морей и Мирового океана		Шкала литогенеза						
Литотипы	Генотипы		Минералы в отложениях		Глинистые	Песчано-алевритовые	Глинистые	Песчано-алевритовые	10	11	12	13			
	Глинистые	Песчано-алевритовые	глинистых	песчано-алевритовых											
1	2	3	4	5	6	7	8	9							
Нелигифицированные осадки	Неуплотненные глины	Пески и алевриты	Аплотигенные		Переход осадков в породы				Торф	ДГ	Диагене-з				
Осадочные породы	Слабоуплотненные глины	Слабосцементированные песчаники и алевриты	Аплотигенные и частично трансформированные	Аплотигенные, трансформированные и аутигенные	Платформенные субформации (диминералы) $\left\{ \begin{array}{l} \text{кл} - \text{ал} \\ \text{гл} - \text{ал} \rightarrow \text{кл} - \text{тр} \\ \text{г} - \text{ал} \text{ } 1M, 2M_1 \\ \text{м}, \text{б} - \text{ал} \\ \text{м-г ссо} (\geq 40\% \text{ рс}) - \text{ал} \\ \text{три} - \text{хл} - \text{ал} \\ \text{хл-Fe- и Mg-Fe (Fe-Mg)} - \text{мр}(\text{I гн}) \end{array} \right.$			Геосинклинальные субформации (ди- и триминералы) $\left\{ \begin{array}{l} \text{м-гк} - \text{ссо} (\text{пип}) - \text{ат} \\ \text{кл} \rightarrow \text{брт} - \text{тр} \\ \text{хл-Fe- и Mg-Fe (Mg-Fe)} - \text{ам}(\text{I гн}) \end{array} \right.$			Бурые угли	Б ₁	ПК ₁	Протокатагенез (ПК)	Диагенез-ранний катагенез
					Автоконсервация минералов			Деградация 2:1 ал минералов				Деградация кл - ал Аградация 2:1 ал и 2:2 тр и ам минералов м-г ссо (>40% рс) - тр			
	Аргиллиты			Трансформированные аллотигенные	Трансформированные: аллотигенные и аутигенные	г-тр м-г ссо (<40% рс) - тр > рс в м-г ссо по м. < по деградированным сл			Ж	МК ₃	Мезокатагенез (МК)				
	Сильносцементированные песчаники и алевриты					к-л-ал к-л-ал+ат к-л-ал брт - тр м-гк ссо - тр м-г ссо (уп) - тр кл -> г1М-тр						К	МК ₄		
	Слабоуплотненные глины					к-л-ал к-л-ал+ат к-л-г 1М-тр (<) брт - тр кл -> г1М-тр (>)			ОС	МК ₅					
Аргиллиты			г-тр м-г ссо (<40% рс) - тр			к-л-ал к-л-ал+ат к-л-г 1М-тр (<) брт - тр кл -> г1М-тр (>)			Т	АК ₁	Апокатагенез (АК)	Поздний катагенез			
Сильносцементированные песчаники и алевриты			г-тр м-г ссо (<20% рс) - тр			к-л-ал к-л-ал+ат кбн-тр гмс-тр брт-тр м-гк ссо->гбт-тр м-г->гмс-тр			ПА	АК ₂					
Слабоуплотненные глины			г-тр м-г ссо (<20% рс) - тр			к-л-ал к-л-ал+ат кбн-тр гмс-тр брт-тр м-гк ссо->гбт-тр м-г->гмс-тр			А	АК ₃					
Слабоуплотненные глины			г-тр м-г ссо (<20% рс) - тр			к-л-ал к-л-ал+ат кбн-тр гмс-тр брт-тр м-гк ссо->гбт-тр м-г->гмс-тр			А	АК ₄					
Слабоуплотненные глины			г-тр м-г ссо (<20% рс) - тр			к-л-ал к-л-ал+ат кбн-тр гмс-тр брт-тр м-гк ссо->гбт-тр м-г->гмс-тр			А	АК ₄					
Метаморфические породы	Глинистые сланцы	Кварциты	Перекристаллизованные		Минералы с нрс $\left\{ \begin{array}{l} \text{п-тр}^* \\ (\text{при изменении моноклиновых каолиновых ассоциаций}) \\ \text{ст-тр} \\ (\text{при изменении полимиктовых ассоциаций}) \end{array} \right.$			хл-Fe- и Mg-тр (II гн) (<) (>)			Гр	МГ	Метагенез		

Примечание. Порода: кбн — калиевый бентонит (метабентонит).

Здесь и в табл. 2 минералы: кл — каолинит; брт — бертьерин; гл — галлуазит; сл — кристаллохимически неидентифицированная слюда; г — гидрослюда; гк — глауконит; м — монтмориллонит; Mg-м — обогащенный Mg монтмориллонит; б — бейделлит; сп — сапонит; три-хл — триоктаэдрический хлорит; сеп — сениолит; пал — палыгорскит; п — пирофиллит; тл — тальк; мс — мусковит; гмс — гидромусковит; ст — серицит; пг — парагонит; гпг — гидропарагонит; бт — биотит; гбт — гидробиотит; сл Md — слюда, связанная с метаморфическим преобразованием диоктаэдрических смектитов; ссо — смешанослойные образования: м-гпг — монтмориллонит-гидропарагонитовые; м-г — монтмориллонит-гидрослюдистые, связанные с деградацией трислюда и диоктаэдрической остаточных продуктов; м-гмс — монтмориллонит-гидромусковитовые, в том числе спт (сарошпатоцит) — удлиненнопластинчатая гидрослюда с псевдогексагональной огранкой на концах частиц; м-гпг — и м-гмс — рт (ректорит) упорядоченные монтмориллонит-гидропарагонитовые, либо монтмориллонит-гидромусковитовые; ди-три-хл-м-гс (тосудит) — упорядоченные ди- и триоктаэдрические хлорит-монтмориллонитовые; тл-сп-алт (алиеттит) — тальк-сапонитовые; три-хл-сп — триоктаэдрические хлорит-сапонитовые.

Главнейшие политипные модификации слюдяных минералов: Md — моноклиная неупорядоченная, 1M — моноклиная упорядоченная однослойного типа, 2M₁ — моноклиная упорядоченная двухслойного типа.

Структурные элементы минералов: рс — разбухающие слои, нрс — неразбухающие слои.

Генетические разновидности минералов: ал — аллотигенные, сг — сингенетичные, ат — аутигенные, тр — трансформированные.

Степень трансформации минералов: —> — частичная, —> — преобладающая.

Морфология частиц 2:1 минералов: пип — псевдоизометрично-пластинчатая (аллотигенные минералы во всех литологических типах пород раннего и позднего катагенеза, а также метагенеза); уч — удлиненно-чешуйчатая (аутигенные минералы в проницаемых породах поздних этапов раннего катагенеза); уп — удлиненно-пластинчатая (трансформированные удлиненно-чешуйчатые минералы в проницаемых породах зоны позднего катагенеза—метагенеза). Остальные усл. обозн. см. на рисунке.

*Без учета образования сопутствующих в основном неслоистых минералов.

слюд (главным образом биотита) и диоктаэдризацией остаточных продуктов. В течение этого процесса микроблоки слюд, по данным электронной микроскопии, изменяются вдоль поверхности базальных плоскостей и особенно со стороны торцевых сколов, с развитием в этих частях их смешанослойности, тогда как центральные части микроблоков этот процесс затрагивают в меньшей степени [Франк-Каменецкий и др., 1983].

На рентгенодифрактометрических кривых это проявляется в виде резкого спада интенсивности 10-ангстремового рефлекса гидрослюды со стороны увеличения углов Θ и наличия в области меньших углов сильного отражения от гаммы неупорядоченных (и существенно гетерогенных по соотношению различных слоев в структуре) монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований, благодаря большому вкладу разбухающих слоев в общую дифракционную картину рассматриваемой ассоциации [Дриц, Коссовская, 1990] со значительной для этого рефлекса полушириной его на половине высоты (ПШПВ). После насыщения образцов органическими наполнителями (этиленгликолем либо глицерином) 10-ангстремовое отражение гидрослюды практически не изменяет своего положения, а рефлекс, относящийся к монтмориллонит-гидрослюдистому смешанослойному образованию, за счет возникающего комплекса монтмориллонитовых слоев с органическими наполнителями еще больше смещается в малоугловую область.

ТЕРРИГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

Ранний катагенез. При накоплении существенно дисперсных продуктов в пресных водоемах в виде глинистого осадка (см. табл. 1), последний на стадии ДГ переходит в породу и далее на стадии ПК и подстадиях МК₁ и МК₂, соответствующих зоне раннего катагенеза, в различно уплотненные разности глин. Поэтому содержащиеся в них компоненты в образующейся закрытой системе минералообразования при низких значениях давления и особенно температуры, а также унаследованного от зоны гипергенеза гидрогеохимического характера среды подвергаются в основном автоконсервации.

Накопление в аналогичных условиях песчано-алевритовых осадков определяет возможность в открытой системе дополнительного синтеза в них каолинита. Вследствие свойственной каолиниту полигенности этот минерал возникает за счет продолжения, с одной стороны, пелитизации поступающих с элювиальным материалом реликтов слюд, полевых шпатов (особенно микроклина) и мафических минералов, а, с другой, — дегградации разбухающих минералов. При этом в зависимости от лейко- либо меланократового типа выветривающихся на континенте пород наблюдается унаследование дисперсности как накапливающегося, так и вновь образующегося каолинита. Учитывая поступление в этом случае из кор выветривания Si и Al в растворенном виде, на их основе кристаллизация каолинита осуществляется также непосредственно из раствора с четко выраженным идиоморфизмом частиц.

При седиментации глинистых осадков в морских бассейнах (см. табл. 1) вместе со слагающими его дисперсными частицами происходит захоронение унаследуемых и контрастных по отношению к зоне гипергенеза седиментационных вод. Такие условия, несмотря на закрытый характер системы, обеспечивающей сохранность аллотигенного каолинита, способствуют тенденции последовательного развития редукционной направленности катионного обмена в структуре минералов с лабильными межслоевыми промежутками. Так, вследствие развития в 2:1 слоистых структурах полярности заряда слоев [Дриц, Коссовская, 1990] со стороны наиболее высокозаряженных тетраэдрических сеток, на основе наиболее активного минералообразующего катиона Mg, содержащегося в морской воде, по отношению к K, как 5:1, на стадии ПК в возникающей восстановительной обстановке начинается формирование бруситовых прослоек, а затем и триоктаэдризация октаэдрических сеток части первично разбухающих минералов с рекристаллизационным увеличением размера частиц в базисной плоскости. Это приводит к образованию уже на стадии ПК примеси обогащенного Fe-, т.е. собственно Fe- и Mg-Fe (Fe-Mg), хлорита [Дриц, Коссовская, 1991], который относится к I генерации этого алюмосиликата [Котельников и др., 1995], т.е. является наиболее ранним вторичным, в данном случае трансформированным минералом слоистого типа.

В процессе накопления в морских условиях песчано-алевритового материала, т.е. в открытой системе (см. табл. 1), но также в условиях восстановительной обстановки на стадии ПК, за счет трансформации каолинита и разбухающих минералов возникают крустификационные каемки соответственно бертьерина либо Fe- и Mg-Fe (Fe-Mg) хлорита, последний из которых относится (как и в глинистых отложениях) к I генерации этого минерала. При погружении морских грубозернистых отложений в зону, соответствующую подстадиям МК₁ и МК₂, которая характеризуется более высокими термобарическими параметрами среды, в центральных частях их порового пространства начинается кристаллизация тонких узких пластинок удлиненного габитуса, т.е. так называемого «удлиненно-чешуйчатого монтмориллонита» [Саркисян, Котельников, 1971, 1980; Котельников, Конюхов, 1986]. В структурном отношении этот минерал представляет монтмориллонит-гидрослюдистое смешанослойное образование с содержанием более 40 % разбухающих слоев, т.е. неупорядоченного типа.

Поздний катагенез. Погружение сформировавшихся пород на большие глубины, соответствующие с учетом геотермического градиента [Саркисян, Котельников, 1971, 1980; Котельников, Конюхов, 1986] по термобарическим параметрам среды зоне позднего катагенеза, приводит к возникновению первой, наиболее важной, границы преобразования накапливающихся отложений, связанной с переходом глин в аргиллиты, а песчано-алевритовых отложений в различной степени сцементированные песчаники и алевролиты (см. табл. 1). Следует особо отметить, что развитие вторичного цемента в мелкозернистых разностях гранулярных пород вследствие более медленного движения в них пластовых вод происходит быстрее. Все это сопровождается также повышением рН среды и связанным с ним соответствующим увеличением степени замещения Si на Al в тетраэдрических позициях структуры разбухающих минералов [Дриц, Сахаров, 1976; Градусов, 1976]. Последнее определяет дополнительную адсорбцию К межслоевыми промежутками разбухающих минералов. В результате этого количество лабильных слоев в структуре как аллотигенных разновидностей во всех литологических типах, так и в трансформированных продуктах ранее образованных аутигенных разностей указанных минералов в песчано-алевритовых породах снижается до менее 40 %, с которыми с тенденцией к упорядоченности чередуются преобладающие — неразбухающие.

На рентгенодифрактометрических кривых это сопровождается резким уменьшением интенсивности отмеченного выше рефлекса, относящегося к гетерогенной смеси неупорядоченных смешанослойных образований, вместо которого на плече 10-ангстремового отражения гидрослюды в направлении уменьшения углов Θ сохраняется лишь шлейф с постепенным снижением интенсивности дифракционного спектра. При насыщении таких образцов органическими наполнителями, в зависимости от конкретного содержания в исследуемом образце лабильных слоев [Дриц, Сахаров, 1976; Градусов, 1976; Дриц, Коссовская, 1990], возникает относительно слабый и широкий рефлекс с соответствующим им значением межплоскостного расстояния.

Учитывая специфический генезис отдельных разновидностей разбухающих минералов, они характеризуются различным межслоевым зарядом [Дриц, Коссовская, 1990]: 0—0.3 у дисмектитов, 0.3—0.6 (и даже до 0.9) — у ди-, три- и их триоктаэдрических разновидностей, а также менее 1 у монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований, связанных с деградацией триоктаэдрических слюд и диоктаэдризацией остаточных продуктов. Поэтому при аградации разбухающих минералов как в глинистых, так и в песчано-алевритовых отложениях более высокозарядные, т.е. смешанослойные минералы, в силу присущей им «структурной памяти» [Grim, Bradley, 1955] сохраняют меньшее количество лабильных слоев в структуре. В отличие от них смектиты (в том числе разновидности, связанные с раскристаллизацией гиалокластического материала, локализуемого в осадочном чехле земной коры в виде вулканогенных формаций) характеризуются меньшей способностью к аградации. Это определяет выделение в мощных осадочных (особенно немых) толщах прослоев измененного пирокластического материала, которые используются в качестве «маркеров» при расчленении и корреляции разрезов, что имеет важное значение при выяснении источников накопления определенных типов полезных ископаемых [Котельников, Зинчук, 2001; Осипов и др., 2001]. На основе более надежной в таком случае стратификации отложений это позволяет наметить основные пути миграции рудных компонентов с локализацией областей наибольшей концентрации полезных ископаемых.

Меньшая интенсивность преобразования разбухающих минералов, связанных с первичной смектитизацией гиалокластического вулканогенного материала [Котельников, Конюхов, 1986; Дриц, Коссовская, 1990], приводит к искажению общей картины их гидрослюдизации при погружении отложений в стратисферу. Это, в частности, дает основание для недостаточно обоснованного мнения отдельных исследователей [Солотчина и др., 2000; Ратеев и др., 2001] об отсутствии в осадочном чехле фундаментальной закономерности последовательного уменьшения лабильных слоев в структуре 2:1 разбухающих минералов.

Сохранение в зоне позднего катагенеза более высокого содержания разбухающих слоев в структуре возникающих по монтмориллониту вулканогенного происхождения монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований по сравнению с продуктами деградации слюд (см. табл. 1) проявляется на рентгенодифрактометрических кривых по большей ПШПВ основного рефлекса смешанослойных образований со значением более 10 \AA [Дриц, Сахаров, 1976; Градусов, 1976; Дриц, Коссовская, 1990]. Кроме того, для этой разновидности смешанослойных образований вследствие развития их по монтмориллониту, т.е. по структуре с первично полностью открытыми межслоями, указанное выше основное отражение, в отличие от деградированных слюд, характеризуется симметричным профилем [Котельников, Конюхов, 1986]. Следует подчеркнуть, что рассматриваемое различие у этих двух генетически различных разновидностей смешанослойных образований выявляется только в зоне позднего катагенеза, тогда как в вышележащей части разреза, в пределах которой стабильными являются в основном смешанослойные образования с содержанием более 40 % лабильных слоев, оно маскируется, как мы отметили выше, более значительным вкладом в дифракционную картину разбухающих компонентов.

Переотложенный в пресноводной среде каолинит, обогащенный за счет его дополнительной кристаллизации, особенно в открытой системе, свойственной частично сцементированным песчано-алевритовым разностям пород зоны раннего катагенеза, при унаследованном характере среды сохраняет стабильность также и в зоне позднего катагенеза вплоть до стадии АК включительно. Это, как и специфические особенности глинистых минералов в других литофациальных типах отложений, несмотря на сохраняющиеся у некоторых исследователей недостаточно обоснованные мнения по этому вопросу [Ратеев и др., 2001], показывает важность гидрогеохимического характера среды [Саркисян, Котельников, 1971, 1980; Котельников, Конюхов, 1986] для выяснения направленности изменения рассматриваемых минералов на различных стадиях литогенеза. В частности, роль среды в наиболее наглядной форме подчеркивается по наиболее существенному изменению в зоне позднего катагенеза глинистых минералов в песчано-алевритовых отложениях, накапливающихся в морских условиях. В этом случае за счет рекристаллизации первично аутигенного «удлиненно-чешуйчатого монтмориллонита» последний трансформируется в более позднюю генерацию слюдистого минерала — удлиненно-пластинчатую гидрослюда [Саркисян, Котельников, 1971, 1980; Котельников, Конюхов, 1986] с примесью бертьерина либо хлорита. Удлиненно-пластинчатая гидрослюда, согласно приведенным выше данным, не является собственно новообразованием, а развивается совместно с другими аналогичными минералами в порых песчано-алевритовых породах зоны позднего катагенеза, как весьма обоснованно показал В.Т. Фролов [1992, 1993, 1995] по ранее возникшим аутигенным разновидностям в новых гидрогеохимических и термобарических условиях среды. В структурном отношении этот минерал представляет монтмориллонит-гидрослюдистое смешанослойное образование с содержанием менее 40 % разбухающих слоев, с которыми с тенденцией к упорядоченности чередуются преобладающие—неразбухающие [Градусов, 1976]. После генерации этого минерала процессы аутигенеза затухают, и гранулярные породы по емкостным и фильтрационным свойствам приближаются к аргиллитам [Прошляков, 1974].

Рассмотренная выше последовательность аутигенеза глинистых минералов и последующая трансформация их в песчано-алевритовых породах имеют весьма важное значение для решения ряда вопросов нефтегазовой геологии [Саркисян, Котельников, 1971, 1980], в частности, для прогнозирования условий миграции в гранулярные коллекторы углеводородов и времени формирования в них залежей нефти и газа. Так, исходя из приведенного выше стадийного характера кристаллизации отдельных аутигенных минералов и особенностей их выделения в поровом пространстве, структура последнего на границе раннего и позднего катагенеза существенно изменяется. Поэтому ограниченная толщина возникающих на стадии ПК крустификационных каемок хлорита и лишь начальные этапы кристаллизации в остающемся свободном поровом пространстве аутигенных глинистых минералов слюдоподобного типа с удлиненной формой частиц — «удлиненно-чешуйчатого монтмориллонита» на начальных подстадиях МК показывают, что время завершения формирования залежей углеводородов ограничивается погружением отложений лишь в зону раннего катагенеза, т.е. до начала интенсивного минералообразования в поровом пространстве гранулярных пород.

В объеме заключительных этапов позднего катагенеза, т.е. на стадии АК, в глинистых отложениях (см. табл. 1) выделяется подзона с квазиустойчивыми монтмориллонит-гидрослюдистыми смешанослойными образованиями, содержащими менее 20 % лабильных слоев [Градусов, 1976]. Согласно дифракционной картине, характеризующейся близким к симметричному профилем 10-ангстремового рефлекса и приуроченности к консолидированным глинистым отложениям, минералы в низах этой зоны близки к иллиту. Это еще раз подчеркивает, что последний представляет лишь один из членов ряда первично деградированных слюдистых минералов, причем в данном случае он соответствует позднекатагенетическому изменению содержащих его отложений. В результате этого использование термина «иллит» встречает большие затруднения при характеристике (с указанными Номенклатурным комитетом [Bailey et al., 1984] ограничениями кристаллохимических и структурных особенностей для этого минерала, а также рекомендацией для обозначения всей группы слюдоподобных минералов) специфических разновидностей их в отложениях зон гипергенеза и раннего катагенеза. В этой подзоне в породах морского генезиса аллотигенный каолинит становится неустойчивым и трансформируется в псевдоизометрично-пластинчатую гидрослюда, ассоциирующую с ранее (на стадии ПК) образовавшимся хлоритом. Соответственно, вулканогенный материал преобразуется на этих этапах позднего катагенеза в мета- или К-бентониты [Котельников, Конюхов, 1986; Дриц, Коссовская, 1990]. Все это сопровождается, аналогично минералам с удлиненно-пластинчатой формой частиц, также последовательным увеличением за счет процессов начальной рекристаллизации размера частиц аллотигенных глинистых минералов. Отсюда следует, что со стадии АК наибольшее значение приобретает термобарический фактор преобразования слоистых минералов. При этом, как отмечают В.А. Дриц, А.Г. Коссовская [1991], в отложениях платформенных субформаций терригенного типа этот фактор ограничен лишь стадией, соответствующей зоне позднего катагенеза.

Таблица 2. Генерализованная схема эволюции различных генетических типов глинистых минералов в отложениях терригенно-карбонатных (с доломитом), карбонатных и гологенных формаций аридных поясов Земли

Литотипы	Генетические типы отложений и минералов			5 Аллотигенные	Глинистые прослои в отложениях карбонатноаккумуляции		Песчано-алевритовые отложения осолоненных озер и отшурованных частей морских бассейнов			Шкала литогенеза					
	2 Глинистые	3 Песчано-алевритовые	4 Минералы в отложениях глинистых		6 сеп-сг	7 В известняках (Ca > Mg)	Среда осадконакопления			12	13	14	15		
							8 Na	9 K	10 Mg					11 Ca	
Осадочные породы	1 Неуплотненные глины	Пески и алевриты	Сингенетические и аллотигенные	5 Аллотигенные	6 сеп-сг	7 пал-сг	Аллотигенез и образование солеродных растворов			Торф	СГ	14 Сингенез	15		
							Переход осадков в породы	8 8	9 9					10 10	11 11
	Б ₂	ПК ₂													
	Слабоуплотненные глины		Слабоцементированные песчаники и алевриты	Трансформированные: сингенетические и аллотигенные	Аллотигенные трансформированные и аутигенные	5 Аллотигенные	6 сеп-сг	7 пал-сг	Псевдослоистые → слоистые минералы			Торф	СГ	14 Протокатагенез (ПК)	
		Пseudosloistyye → sloistyye mineraly							Б ₃	ПК ₃					
М-г ссо-ал (> 40% рс)											М-г ссо-мл (> 40% рс) Три-хл-сп ссо-мл				М-г ссо-мл (> 40% рс) Три-хл-сп ссо-мл
Арпилиты	Сильноцементированные песчаники и алевриты	Трансформированные: сингенетические и аллотигенные	Аллотигенные трансформированные и аутигенные	5 Аллотигенные	6 сеп-сг	7 пал-сг	Переход осадков в породы			Торф	СГ	14 Мезокатагенез (МК)			
							Возникновение зародышевых центров в пересыщенных растворах	Д	МК ₁						
													М-г ссо-ал (> 40% рс) Mg-м-мл (> 40%)	М-г ссо-мл (> 40% рс) Три-хл-сп ссо-мл	М-г ссо-мл (> 40% рс) Три-хл-сп ссо-мл
Метаморфические породы	Глинистые сланцы	Кварциты	Перекристаллизованные	5 Аллотигенные	6 сеп-сг	7 пал-сг	Минералы с нрс			Торф	СГ	14 Апокатагенез (АК)			
							Сильноцементированные песчаники и алевриты	Ж	МК ₃						
													хл-Fe-Mg-мл (II гн) сг-мл с сл Мсд-мл	сг-мл с «оплавленными» (уп) частиц	хл-Fe-Mg-мл (II гн) сг-мл
	Арпилиты	Сильноцементированные песчаники и алевриты	Трансформированные: сингенетические и аллотигенные	Аллотигенные трансформированные и аутигенные	5 Аллотигенные	6 сеп-сг	7 пал-сг	Рекристаллизация с образованием оптимальной кристаллографической границы частиц и общей упорядоченностью структуры			Торф	СГ	14 Апокатагенез (АК)		
								М-г ссо-мл (< 20% рс)	К	МК ₄					
														М-г ссо-мл (< 20% рс)	М-г ссо-мл (< 20% рс)
Арпилиты	Сильноцементированные песчаники и алевриты	Трансформированные: сингенетические и аллотигенные	Аллотигенные трансформированные и аутигенные	5 Аллотигенные	6 сеп-сг	7 пал-сг	Минералы с нрс			Торф	СГ	14 Апокатагенез (АК)			
							М-г ссо-мл (< 20% рс)	ОС	МК ₅						
													М-г ссо-мл (< 20% рс)	М-г ссо-мл (< 20% рс)	М-г ссо-мл (< 20% рс)

Примечание. Генетические типы: 1, 2, 3, 6, 7 — отложений; 4, 5 — минералов. Усл. обозн. см. рисунок и табл. 1.

АРИДНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ

Сингенез. Аридный литогенез связан, не считая афациальных и аклиматических осадков вулканогенного происхождения, с накоплением отложений в основном в виде терригенно-карбонатных (с доломитом), карбонатных и галогенных формаций, т.е. свойственных более минерализованной среде, чем седиментогенез в нормально морских бассейнах. При этом для выявления в них типоморфных признаков глинистых минералов наиболее важное значение имеют особенности их в терригенных прослоях этих формаций [Котельников, Зинчук, 1997]. Так, в бассейнах потенциального карбоната накопления (табл. 2) при практически полном прекращении поступления с суши обломочного материала и высокой минерализации водной среды происходит сингенетичное образование из высокоминерализованных природных вод Mg-минералов слоисто-цепочечного типа. В случае отсутствия в бассейновых водах Al возникает сепиолит, что сопровождается в дальнейшем, как правило, осаждением доломита. В менее рафинированной среде вследствие поступления в бассейн гидрослюды в виде более устойчивой, чем 1M, разновидности 2M₁ кристаллизуется палыгорскит, содержащий в структуре Al и перекрываемый в разрезе преимущественно известняками. Несмотря на это, непосредственный переход, как и в сепиолитсодержащих разрезах, сингенетичных палыгорскитовых прослоев в известняки позволяет рассматривать этот тип отложений совместно с формациями, в которых преобладает Mg-карбонатный материал. Кроме необходимости привноса в бассейн Al для генерации с его участием палыгорскита, ассоциация с ним в сингенетичных прослоях гидрослюды 2M₁ указывает на лишь незначительное в этом случае поступление в бассейны осадконакопления примеси аллотигенного материала, причем из весьма удаленных источников, что обеспечивает сохранение при переносе только наиболее стабильных минералов.

ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫЕ И КАРБОНАТНЫЕ ФОРМАЦИИ

Ранний катагенез. В зоне раннего катагенеза (см. табл. 2) сепиолит в сформировавшихся ранее глинистых прослоях преобразуется в Mg-сапонит, а палыгорскит — в ассоциацию обогащенного Mg-монтмориллонита и Mg-Fe-сапонита [Франк-Каменецкий и др., 1983]. Это соответствует переходу указанных выше наиболее ранних аутигенных минералов слоисто-цепочечного типа в слоистые разновидности.

Поздний катагенез. При погружении рассматриваемых отложений в зону позднего катагенеза (см. табл. 2) возникающий по сепиолиту Mg-сапонит трансформируется в тальк-сапонит, или алиеттит [Alietti, Meisner, 1980]. В свою очередь, продукты изменения палыгорскита переходят соответственно в монтмориллонит-гидрослюдистое и хлорит-сапонитовое смешанослойные образования с содержанием менее 40 % разбухающих слоев в первых и до относительно стабильной формы в 50 % в структуре вторых. Это свидетельствует о значительно более высокой термобарической устойчивости триоктаэдрических разбухающих минералов в осадочном чехле земной коры вплоть до сохранения в отдельных случаях практически неизмененного сапонита, например, в докембрийских отложениях Сибирской платформы, погружавшихся в процессе геологической истории в зону позднего катагенеза [Котельников, Конюхов, 1986]. Необходимым условием стабильности триоктаэдрических разбухающих минералов в столь древних отложениях при погружении их на значительные глубины является четко выраженная восстановительная обстановка на всех стадиях литогенеза.

Близкими структурными особенностями к хлорит-сапониту характеризуется также приуроченное к зоне позднего катагенеза хлорит-вермикулитовое смешанослойное образование, которое ряд исследователей вместе с хлорит-сапонитами включает в общую группу «корренситов» [Дриц, Коссовская, 1990]. Благодаря наследуемому от биотита более высокому межслоевому заряду и равномерному распределению его по структуре, этот минерал диагностируется по отсутствию эффекта разбухания последнего с глицерином в Mg-насыщенной форме [Градусов, 1976]. Триоктаэдрические хлорит-сапониты и хлорит-вермикулиты по сравнению с диоктаэдрическими монтмориллонит-гидрослюдистыми смешанослойными образованиями сохраняют более значительное количество разбухающих слоев в их структуре. Поэтому на одинаковых стадиях катагенетического преобразования отложений прослои, содержащие триоктаэдрические разбухающие минералы, способствуют повышению флюидоупорных свойств глинистых покрышек [Саркисян, Котельников, 1971, 1980], что имеет важное значение для сохранности в экранлируемых ими коллекторах залежей нефти и газа [Осипов и др., 2001].

ГАЛОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

Ранний катагенез. В терригенных прослоях отложений галогенных формаций [Котельников, Зинчук, 1997] в связи с наиболее высокой в этом случае минерализацией водной среды значение ее проявляется в максимальной степени, начиная с зоны раннего катагенеза. Это приводит (особенно в песчано-алевритовых разностях пород) к генезису минералов с наибольшим идиоморфизмом кристаллов первично-аутигенных минералов и их трансформированных разновидностей, а также совершенству их

структуры (см. табл. 2). При этом в зависимости от преобладания в системе минералообразования тех или иных щелочных или щелочноземельных элементов в песчано-алевритовых отложениях, соответствующих низам зон МК₁ и МК₂, возникают различные новообразования. Так, в среде с NaCl начинается развитие монтмориллонит-парагонитовых смешанослойных образований. В аналогичных породах при повышении в аридных поясах минерализации первично-морских вод (особенно содержания в них К), в частности в отшнурованных частях бассейнов, в ассоциации с хлоритом, приобретающим псевдогексагональную форму частиц, начинается генерация разбухающего минерала 2:1 с удлинённой формой кристаллов типа «удлинённо-чешуйчатого монтмориллонита» с тенденцией возникновения огранки на их концах. Соответственно, в среде, обогащённой Mg, возникает упорядоченное хлорит-монтмориллонитовое смешанослойное образование (или тосудит), а в существенно Са-среде — различные по характеру заполнения лабильных межслоевых промежутков ректориты, т.е. либо с Na и одной молекулой H₂O, либо с Са и двумя молекулами H₂O, а также в виде промежуточных форм [Котельников, Конюхов, 1986].

Поздний катагенез. При погружении рассмотренных выше песчано-алевритовых прослоев в составе отложений галогенных формаций в зону позднего катагенеза (см. табл. 2) в Na-хлоридной среде последовательно формируется парагонит. В свою очередь, в К-среде за счёт трансформации ранее образовавшегося минерала с удлинённой формой частиц реализуется рекристаллизация его в слюдоподобный минерал с четко выраженными псевдогексагональными окончаниями удлинённых кристаллов, относящегося к «сарошпатокиту» [Beutelshpacher, Van der Marel, 1968]. Тосудит на этой стадии в насыщенной Mg-среде преобразуется в хлорит-сапонит, а ректорит в богатой Са-среде в монтмориллонит-гидро-слюдистое смешанослойное образование с последовательно уменьшающимся количеством лабильных слоев в структуре.

МЕТАГЕНЕЗ

В отличие от платформенных областей при переходе отложений, накапливающихся в орогенных областях с геосинклинальным режимом в условиях как гумидного (см. табл. 1), так и аридного (см. табл. 2) литогенеза, в зону МГ, в пределах которой решающими становятся термобарические параметры среды, аргиллиты преобразуются в глинистые сланцы, а алевролиты и песчаники — в различные по гранулометрии кварциты. Это соответствует второй важной границе, на которой каолинит, содержащийся в первично-грубозернистых отложениях пресноводного типа, перекристаллизовывается в пиррофиллит, а гидрослюды и ассоциирующие с ними смешанослойные образования в ранее сформировавшихся аргиллитах (особенно морского типа) — в серицит с резким увеличением размера частиц вновь образующихся минералов [Омельяненко и др., 1982]. В перекристаллизованных песчано-алевритовых породах — кварцитах, одновременно с увеличением размера удлинённых пластинок аутигенной гидрослюды, происходит их «оплавление» [Саркисян, Котельников, 1971, 1980]. Вследствие выноса Fe и Mg из структуры как слюдистых минералов, так и переходящего на этой стадии в хлорит бертьерина с адсорбцией Mg ранее закономерно образующимся в отложениях морского генезиса хлоритом, последний становится более магнезиальным и может быть отнесен ко II его генерации. На стадии МГ в отложениях как гумидного, так и аридного литогенеза видовой состав минералов резко сокращается. Однако ввиду большего разнообразия гидрохимических условий осадконакопления в аридных поясах диапазон образующихся перекристаллизованных минералов в соответствующих им породах является более широким.

ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ И ВУЛКАНОГЕННАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ

На ката- и метагенетическую последовательности литогенеза в ряде случаев накладываются в орогенных областях процессы метасоматоз-гидротермального преобразования сформировавшихся толщ, определяющие, в отличие от рассмотренного выше прогрессивного, их регрессивное изменение. Это является следствием, как правило, положительных тектонических подвижек территории, что приводит к разуплотнению в той или иной степени ранее ката- и метагенетически изменённых пород и генерации минералов, свойственных другим, соответственно, более низким термобарическим параметрам среды, как, например, в отмеченном выше примере идентификации ректорита, но с недостаточно обоснованным объяснением некоторыми исследователями [Солотчина и др., 2000] этого явления в толще пород со значительно меньшим содержанием лабильных слоев в структуре 2:1 разбухающих минералов [Саркисян, Котельников, 1971, 1980; Котельников, Конюхов, 1986]. Такие процессы в условиях структурно-тектонической перестройки территории и изменения петрофизических свойств пород [Зинчук и др., 2002] могут сопровождаться перераспределением залежей углеводородов.

Медленное воздействие гидротерм на различные минералы в условиях ограниченно открытой системы регрессивного минералообразования приводит, в зависимости от ее гидрогеохимической природы, к возникновению ряда специфических минеральных разновидностей с сохранением, как правило, элементов первичной структуры протоминералов, но иного химического состава. При этом регрессивные процессы затрагивают, прежде всего, межслоевые промежутки, а затем и октаэдрические сетки структуры первично ката- и метагенетически преобразованных минералов, что сопровождается в дальнейшем их

общей диоктаэдризацией. Так, триоктаэдрические слюды (в частности флогопит) по мере развития окислительной обстановки переходят на ранних стадиях его изменения в парагенетическую ассоциацию вермикулита и Mg-Fe-сапонита. При уменьшении содержания вермикулитовых неразбухающих слоев в микроблоках исходного минерала до менее 10 % ассоциация гомогенизируется с возникновением ди-триоктаэдрического вермикулит-монтмориллонитового смешанослойного образования неупорядоченного типа [Котельников и др., 2005б] и далее вплоть до близкой к монтмориллониту фазы. Протекающие в окислительной обстановке процессы регрессивного катагенеза сопровождаются последовательным изменением цвета исходных пород с темных оттенков на более светлые с красновато-ржавыми включениями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, приведенные выше данные показывают, что выяснение особенностей глинистых минералов в непосредственной связи с петрохимическими типами пород и степенью их физико-химического изменения в зоне гипергенеза, а также литологическими разностями накапливающихся отложений в гидрохимически различной среде, позволяют объективно оценивать направленность и интенсивность преобразования рассматриваемых минералов в процессе литогенеза осадочных толщ. При этом на всех стадиях осадочного процесса (включая мобилизацию материала на континенте) одним из важнейших является климатический фактор. В результате этого в гумидных климатических поясах осадконакопление осуществляется в основном за счет переотложения с водосборных площадей в той или иной степени гипергенно измененного материала. Вследствие подавленности в условиях засушливого климата процессов выветривания в аридных поясах в объеме накапливающихся отложений доминирующую роль играют процессы химического синтеза минералов, начиная со стадии сингенеза.

Общей закономерностью накопления отложений осадочного чехла является локализация в глинистых разностях их на всех стадиях литогенеза только первично-аллотигенных глинистых минералов и их трансформируемых разновидностей, связанных с последовательным изменением в отложениях гидрогеохимических и термобарических параметров среды по мере погружения пород в стратиферу. В то же время в песчано-алевритовых отложениях, накапливающихся в различных гидрохимических условиях, наряду с частичным накоплением аллотигенных глинистых минералов, на отдельных стадиях литогенеза возникают соответствующие определенным параметрам осадочного процесса аутигенные минералы, которые также подвергаются трансформации как при метаморфизме пластовых вод, так и повышении значений гидростатического давления и температуры.

Аллотигенные глинистые минералы на всех стадиях преобразования отложений различного литологического типа характеризуются псевдоизометрично-пластинчатой формой частиц. Изменение морфологии частиц касается лишь некоторого увеличения размера их на поздних этапах катагенеза и особенно на стадии МГ. В отличие от этого в песчано-алевритовых породах платформенных и в трещинах первичноуплотненных отложений орогенных районов возникающие в соответствии с гидрогеохимическими и термобарическими параметрами среды аутигенные минералы характеризуются для каждой группы специфической формой частиц. Эти минералы в зоне позднего катагенеза также подвергаются трансформации с закономерным увеличением упорядоченности их структуры и идиоморфизма частиц вплоть до приобретения ими в высокоминерализованных средах аридного литогенеза наиболее кристаллографически совершенной огранки.

Отсюда следует, что приведенные выше данные открывают возможность наиболее объективной геологической интерпретации результатов изучения глинистых минералов. Это позволяет, в частности, использовать предлагаемую нами схему образования, накопления и преобразования глинистых минералов не только для палеогеографических реконструкций условий осадконакопления и корреляции (особенно немых толщ), но и для решения ряда практических вопросов геологии нефти и газа, а также многих аспектов россыпеобразования, в первую очередь для уточнения направления переноса обломочного материала во вторичные коллекторы и выяснения его дальнейшей геологической истории.

ЛИТЕРАТУРА

- Градусов Б.П.** Смешанослойные минералы в почвах. М., Наука, 1976, 128 с.
- Дриц В.А., Сахаров Б.А.** Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М., Наука, 1976, 256 с.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г.** Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М., Наука, 1990, 214 с.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г.** Глинистые минералы: слюды, хлориты. М., Наука, 1991, 176 с.
- Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Борис Е.И.** Коры выветривания и поиски алмазных месторождений. М., Недра, 1983, 196 с.
- Зинчук Н.Н., Бондаренко А.Т., Гарат М.Н.** Петрофизика кимберлитов и вмещающих пород. М., Недра, 2002, 695 с.
- Коссовская А.Г.** Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилнойской впадины и Западного Верхоянья (О формировании минерального состава терригенных пород). М., Наука, 1962, 206 с.

Котельников Д.Д. О связи морфологических особенностей глинистых минералов с условиями их образования в осадочных породах // Докл. АН СССР, 1962, т. 146, № 4, с. 905—908.

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

Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Типоморфные особенности и палеогеографическое значение слоистых минералов в осадочных породах // Изв. вузов. Геология и разведка, 1996, № 1, с. 53—61.

Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Особенности глинистых минералов в отложениях различных формаций // Изв. вузов. Геология и разведка, 1997, № 2, с. 53—63.

Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Геологическая интерпретация результатов изучения глинистых минералов в осадочном чехле земной коры // Вестн. Воронеж. ун-та. Геология, 2001, № 12, с. 45—51.

Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Условия образования и эволюция цеолитов в осадочном чехле земной коры // Изв. вузов. Геология и разведка, 2004, № 4, с. 19—24.

Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Общая схема изменения и методология изучения слоистых силикатов в земной коре (в связи с проблемой прогнозирования и поисков месторождений алмазов) // Геология алмазов — настоящее и будущее (геологи к 50-летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). Воронеж, Изд-во Воронеж. ун-та, 2005, с. 1548—1558.

Котельников Д.Д., Домбровская Ж.В., Зинчук Н.Н. Основные закономерности выветривания силикатных пород различного химического и минералогического типа // Литология и полез. ископаемые, 1995, № 6, с. № 594—601.

Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н., Жухлистов А.П. Стадии преобразования серпентина и флогопита в кимберлитах трубки Катока (Ангола) // Докл. РАН, 2005, т. 403, № 3, с. 378—381.

Омельяненко Б.И., Воловикова И.М., Дриц В.А., Звягин Б.Б., Андреева О.В., Сахаров Б.А. О содержании понятия «серицит» // Изв. АН СССР, Серия геол., 1982, № 5, с. 69—87.

Осипов В.И., Соколов В.Н., Еремеев В.В. Глинистые покрышки нефтяных и газовых месторождений. М., Наука, 2001, 238 с.

Прошляков Б.К. Вторичные изменения терригенных пород-коллекторов нефти и газа. М., Недра, 1974, 232 с.

Ратеев М.А., Рассказов А.А., Шаброва В.П. Глобальные закономерности распределения и формирования глинистых минералов в современных и древних морях, Мировом океане и геологические факторы. М., Изд-во ОИФЗ РАН, 2001, 200 с.

Саркисян С.Г., Котельников Д.Д. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. М., Недра, 1971, 183 с.

Саркисян С.Г., Котельников Д.Д. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. М., Недра, 1980, 232 с.

Солотчина Э.П., Каменева М.Ю., Василевский А.Н., Москвин В.И., Солотчин П.А. Структурное моделирование сложных дифракционных профилей иллит/сметитов из осадочных терригенных пород Западно-Сибирской плиты // Докл. РАН, 2000, т. 370, № 4, с. 502—506.

Франк-Каменецкий В.А., Котов Н.В., Гойло Э.А. Трансформационные преобразования слоистых силикатов при повышенных р-Т параметрах. М., Недра, 1983, 151 с.

Фролов В.Т. Литология. М., Изд-во Моск. ун-та, 1992, кн. 1, 336 с.; 1993, кн. 2, 432 с.; 1995, кн. 3, 352 с.

Хитров В.Г., Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Непараметрический кластер-анализ горных пород. Ст. 1. Основы метода. Магматические породы // Бюл. МОИП. Отд. геол., 2003, т. 78, вып. 5, с. 78—87.

Хитров В.Г., Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Непараметрический кластер-анализ горных пород. Ст. 2. Коры выветривания. Метаморфические и осадочные породы // Бюл. МОИП. Отд. геол., 2004, т. 79, вып. 1, с. 65—76.

Чекин С.С. Образуются ли калиевые диоктаэдрические слюды в процессе выветривания полевых шпатов? // Литология и полез. ископаемые, 1986, № 5, с. 134—137.

Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Богатырев Б.А., Бугельский Ю.Ю., Слукин А.Д., Новиков В.М., Еганов Э.А., Георгиевский А.Ф., Жуков В.В., Мыскин В.И., Одокий Б.Н. Биоморфные структуры в бокситах (по результатам электронно-микроскопического изучения). М., Эслан, 2004, 184 с.

Япаскурт О.В., Карпова Е.В., Росторцева Ю.В. Литология. М., Изд-во Моск. ун-та, 2004, 228 с.

Alietti A., Meisner J. Structure of a talc-saponite mixed-layer minerals // Clays and Clay Miner., 1980, v. 28, № 5, p. 388—390.

Bailey S.W., Brindley G.W., Fanning D.S., Kodama H., Martin R.T. Report of Clay Minerals Society Nomenclature Committee for 1982 and 1983 // Clays and Clay Miner., 1984, v. 32, p. 239—240.

Beutelspracher H., Van der Marel H.W. Atlas of electron microscopy of clay minerals and their admixtures. Amsterdam, London, New York, Elsevier, 1968, 333 p.

Grim R.E., Bradley W. F. Structural implications in diagenesis // Geol. Rdsch., 1955, v. 43, № 2, p. 469—474.