

ГЕОЛОГИЯ

УДК 548.734.5 + 552.52 + 553.9

Э. А. Гойло, И. М. Истомина

МИНЕРАЛЫ ГЛИН – ИНДИКАТОРЫ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В ПОКРЫШКАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

Введение. Минералы глины активно участвуют в формировании нефтегазоносных бассейнов сначала как сорбенты органического вещества (ОВ) при седиментации осадков, потом как катализаторы процессов образования углеводородов (УВ) и созревания нефти и, наконец, влияя на флюидоупорность покрышек, они контролируют ее миграцию и локализацию в породе [1–3 и др.].

Широкая распространенность, специфический генезис, многообразие изоморфных, политипных и разупорядоченных форм состава и строения минералов глины обуславливают их высокие индикаторные свойства на условия образования. Особый интерес представляют смектиты, характеризующиеся лабильной, динамической и сильно разупорядоченной структурой, нанодисперсные частицы которых определяют их сорбционные, каталитические и флюидоупорные свойства. В природе они часто встречаются как самостоятельные минеральные виды и разновидности, а также входят в составы различных смешанослойных образований.

Исследования проводились на керновом материале скважин нефтегазовых месторождений Тимано-Печорской провинции. Ухта-Ижемский вал – крупная положительная структура 2-го порядка на северо-восточном склоне Южного Тимана, он представляет собой сложно построенную асимметричную структуру в отложениях среднего и верхнего палеозоя. Вал четко выражен и в рельефе кровли фундамента, разбитого многочисленными тектоническими нарушениями различной амплитуды. Простирается структура северо-западное, размеры около 280×10–50 км. Возраст тиманско-саргаевской покрышки отвечает франскому ярусу девонской системы (D_{3f1}), ее мощность в изучаемом разрезе составляет 152 м. Тиманско-саргаевская покрышка имеет региональный характер, в различных частях Тимано-Печорской провинции она экранирует залежи УВ раннепалеозойских (S–D3) природных резервуаров.

Ижма-Печорская синеклиза – надпорядковая структура, расположена в западной части Тимано-Печорской провинции и имеет северо-западное простираение с размерами 430×60–100 км. Территорией исследования является Лемъюская ступень – структура 2-го порядка, занимающая центральное положение в Ижма-Печорской синеклизе. «Репер Г», или межпластовая пачка Ф₀-Ф₁, представляет собой маломощный шельфовый аналог толщи заполнения рифа Ф₀. Мощность составляет 20–25 м.

Всего было взято 29 образцов: 8 из скважин типичного разреза региональной тиманско-саргаевской покрышки в северной части Ухта-Ижемского вала, а также 21 из 12 скважин по площади зональной покрышки елецкого горизонта («репера Г») Ижма-Печорской синеклизы. Керновый материал предоставлен Тимано-Печорским научно-исследовательским центром и был отобран во время производственной практики И. М. Истоминой в 2002–2003 гг.

Цель настоящей работы – на примере региональной (франской) и зональной (фаменской) покрышек из девонских отложений Тимано-Печорской провинции изучить закономерности распределения минералов по их разрезу и площади в зависимости от условий накопления осадков, выявить постседиментационные изменения в структурах слоистых силикатов и

установить для них типоморфные параметры на присутствие УВ сырья. Знание индивидуальной роли каждого фактора дает возможность реконструировать условия поэтапного формирования осадочных пород от седиментогенеза к диагенезу и катагенезу. Это, в свою очередь, позволит наметить подходы к изучению влияния УВ на минеральное вещество пород, оценить экранирующую способность покрышек с позиций минерального состава и предложить минералогические поисковые параметры УВ сырья. Поставленные задачи решались с помощью гранулометрического и рентгенографического анализов, а также экспериментального моделирования природных процессов.

Минералы глин – индикаторы седиментационных процессов. С позиций теории органического происхождения нефти [3] седиментация осадков с постепенным и длительным погружением мелководных шельфовых зон в восстановительной среде благоприятствует образованию бассейнов, богатых ОВ, являющихся перспективными на нефтегазовые месторождения. Вещественный состав осадочных пород интегрирует комплекс взаимно перекрывающихся физико-химических факторов, он зависит как от минерального состава источников сноса, характера выветривания пород в гипергенных процессах, условий транспортировки и седиментации осадков, а также интенсивности их постседиментационных изменений. Причем если состав аллотигенных минералов осадочных пород характеризует палеогеографическую обстановку и условия выветривания коренных материнских пород, то степень их гранулометрической дифференциации определяет гидродинамику режима накопления осадков и тектоническую активность региона. В связи с этим представляет интерес изучение гранулометрического состава пород, а также качественного и количественного составов аллотигенных образований, распределение и изменение отдельных минералов и их соотношений по площади и в объеме изучаемых покрышек нефтегазовых месторождений как источников информации об условиях их седиментации.

Гранулометрическая характеристика пород. Гранулометрический анализ выполнялся пипеточным методом в лаборатории кафедры грунтоведения геологического факультета Санкт-Петербургского государственного университета. Все образцы представляли сцементированную породу, потому первоначально они дробились. При этом учитывалось, что твердые частицы, слагающие песчаные и глинистые породы, могли быть образованы обломками минералов и горных пород, а также их агрегатами, возникающими в результате слипания мелких первичных частиц на разных этапах формирования породы под влиянием процессов коагуляции, цементации и перекристаллизации.

Образцы, содержащие карбонаты, были предварительно обработаны слабыми кислотами с целью их удаления и устранения цементирующего влияния на агрегаты. Пробы № 3/2 и 5/2 из региональной покрышки были помещены на 3 ч в 0,02 N соляную кислоту, а все образцы зональной покрышки – на 3 суток в 10%-ную уксусную кислоту. Необходимо отметить, что ни в первом, ни во втором случае карбонаты не были удалены полностью. В первом случае реакция была очень слабой, так как, вероятно, концентрация HCl была недостаточной для растворения кальцита, в то же время использование более концентрированной соляной кислоты могло привести к растворению хлорита. Во втором случае была использована 10%-ная уксусная кислота, которая не воздействует на хлорит. При применении уксусной кислоты реакция была бурной, шло активное выделение CO₂. По истечении первых суток верхний отстоявшийся слой кислоты сливался без потерь вещества, в стакан с пробой доливалась новая порция кислоты. Дальнейшая процедура включала механическую дезинтеграцию частиц и приготовление суспензии, определение гигроскопической влажности (W_r), плотности твердых частиц (ρ_s), скорости осаждения частиц и времени отбора фракций пипеткой для каждого образца.

Результаты гранулометрического анализа пород приведены в табл. 1. Как из нее следует, региональная тиманско-саргаевская покрышка характеризуется нестабильным распределением гранулометрического состава по разрезу с преобладанием пелито-алевролитовых пород, наибольшие колебания отмечены для песчаной и глинистой фракций. Доля песчаной фракции (2,00–0,05 мм) меняется от 3 до 59%, глинистой (менее 0,005 мм) – от 9 до 53%, алевритовая фракция (0,05–0,005 мм) почти всегда присутствует в значительном количестве, изменяясь от 28 до 57%. Вверх по разрезу скважины для большинства проб наблюдается постепенное увеличение грубозернистых осадков, за исключением образца № 3/2, в котором содержание пелитовой фракции резко возрастает, а также № 9/5 и 5/2 со значительными количествами песчаной фракции. Это свидетельствует о постепенной, слабой активизации гидродинамического режима бассейна в нижней и средней частях покрышки с инверси-

ей условий к спокойному режиму в ее верхней части. Можно полагать, что неоднородное распределение гранулометрического состава по разрезу покрышки отражает амплитуду локальных колебаний уровня моря, возможно, вследствие изменения активности тектонических процессов. Следует заметить, что отмеченные выше три образца (№ 3/2, 9/5, 5/2) содержат карбонаты, что также подчеркивает отличие в условиях их седиментации. В свою очередь, карбонатный цемент мог повлиять и на результаты гранулометрического анализа.

Зональная покрышка по площади имеет достаточно выдержанный гранулометрический состав (см. табл. 1). Алевритовая фракция (0,05–0,005 мм) доминирует с содержанием от 63 до 94%, песчаная фракция (2,0–0,1 мм) изменяется от 2 до 33%, глинистая фракция (0,005–0,002 мм) всегда присутствует в пробах в незначительном количестве (1–5%), а более тонкая фракция отсутствует. Однородность гранулометрической характеристики зональной покрышки говорит о стабильности гидродинамических условий ее формирования по всей изучаемой площади, а отдельные отклонения, вероятно, обусловлены взятием проб за ее пределами.

Таблица 1. Гранулометрический состав покрышек

№ образца	ρ_s , г/см ³	W_r , %	Содержание фракции в образце, вес %						Название породы
			Песчаная фракция		Алевритовая фракция		Пелитовая фракция		
			менее 0,1 мм	0,1–0,05 мм	0,05–0,01 мм	0,01–0,005 мм	0,005–0,002 мм	менее 0,002 мм	
<i>Региональная покрышка</i>									
3/2	2,70	1,0	0,50	3,94	31,46	22,68	14,08	27,34	Пелитовый алевролит
5/2	2,68	0,3	6,39	52,31	23,79	4,30	4,58	8,63	Глинисто-алевритовый псаммитолит
5/5	2,68	1,0	0,09	19,03	42,35	14,58	10,12	3,83	Глинисто-песчаный алевролит
6/2	2,72	1,1	0,10	18,98	35,66	6,95	11,33	16,98	Песчаный пелито-алевролит
9/5	2,67	0,8	0,48	40,28	32,16	7,91	6,13	3,04	Глинистый алевро-псаммитолит
10/6	2,75	1,3	0,03	10,98	33,22	5,68	10,99	29,10	Песчаный алевро-пелитолит
11/3	2,72	1,4	0,06	9,79	34,40	7,53	13,68	24,54	Песчаный пелито-алевролит
12/5	2,69	2,0	0,06	2,77	26,52	18,00	17,28	35,37	Алевритовый пелитолит
<i>Зональная покрышка</i>									
229/4	2,78	0,8	0,28	33,08	52,19	10,88	3,56	0,00	Песчаный алевролит
229/5	2,64	3,6	0,03	5,93	57,29	33,63	3,13	0,00	" "
229/6	2,73	0,7	9,70	12,32	71,29	2,81	3,88	0,00	" "
225/9	2,69	3,0	5,56	0,12	87,04	3,83	3,45	0,00	" "
24/9	2,71	1,1	0,95	5,28	88,97	0,83	3,97	0,00	" "
70/4	2,70	2,9	1,77	1,16	91,17	1,61	4,29	0,00	Алевролит
70/5	2,67	2,5	6,54	1,77	81,28	9,38	1,03	0,00	Песчаный алевролит
70/6	2,73	1,8	7,96	3,19	81,04	2,83	4,99	0,00	" "
71/8	2,70	0,7	9,38	9,23	77,31	0,67	3,40	0,00	" "

№ образца	ρ_s , г/см ³	W_r , %	Содержание фракции в образце, вес. %						Название породы
			Песчаная фракция		Алевритовая фракция		Пелитовая фракция		
			менее 0,1 мм	0,1–0,05 мм	0,05–0,01 мм	0,01–0,005 мм	0,005–0,002 мм	менее 0,002 мм	
71/9	2,75	0,9	2,07	6,78	84,77	3,00	3,38	0,00	Песчанистый алевролит
20/6	2,69	1,1	3,44	0,07	84,44	8,49	3,55	0,00	Алевролит
20/7	2,74	0,9	10,73	19,13	63,52	1,58	5,04	0,00	Глинисто-песчаный алевролит
35/6	2,72	2,2	1,08	0,44	91,07	2,68	4,73	0,00	Алевролит
8/7	2,70	2,4	1,39	1,92	89,99	2,14	4,56	0,00	”
1/12	2,72	0,7	10,61	3,71	79,77	1,34	4,57	0,00	Песчанистый алевролит

Примечание. Названия пород даны согласно литологической классификации [4].

Сравнение гранулометрического состава региональной и зональной покрышек показывает, что суммарное содержание песчаной и алевритовой фракций для «репера Г» выше, чем для тиманско-саргаевской покрышки, что значительно повышает пористость и ухудшает ее экранирующую способность. Так, крупные изометричные зерна кварца и полевых шпатов нарушают ориентированный характер плотной укладки глинистых минералов, которые располагаются вблизи указанных зерен беспорядочно и способствуют увеличению пористости и проницаемости глинистых пород. Это приводит к образованию ослабленных зон в покрышках и резкому снижению их флюидоупорности [2]. В связи с этим можно было бы ожидать, что зональная покрышка будет иметь более высокие пористость и проницаемость, чем региональная. Однако экранирующие свойства пород определяются комплексом физических параметров, в том числе их качественным и количественным минералогическим составом [3].

Качественный рентгенофазовый анализ. Он выполнялся в рентгеновской лаборатории кафедры кристаллографии геологического факультета Санкт-Петербургского государственного университета. Порошковой дифрактометрией были исследованы первичная порода, алевритовая (менее 0,01 мм) и пелитовая (менее 0,002 мм) фракции 8 образцов региональной покрышки, а также первичная порода и алевритовая фракция (менее 0,05 мм) 15 образцов зональной покрышки.

Минеральный состав пород изучался на разориентированных препаратах, приготовленных из спиртовой суспензии осаждением 50 мг вещества на стекла диаметром 25 мм. Качественный и полуколичественный анализы слоистых силикатов во фракциях (менее 0,05, 0,01 и 0,002 мм) проводился на ориентированных препаратах, полученных осаждением из водной суспензии (200 мг вещества в 20 мл дистиллированной воды). Воздушно-сухие и насыщенные этиленгликолем ориентированные и разориентированные препараты снимались на дифрактометре ДРОН-2.0 с рентгеновской трубкой БСВ-29 (Со) и графитовым монохроматором на счетчике. Условия съемки: напряжение на трубке – 32 кВ; сила тока на трубке – 20 мА; количество импульсов в секунду – 200, 400, 1000; постоянная времени – 5 с; скорость вращения счетчика – 2° в минуту; скорость движения диаграммной ленты – 2400 мм в час; вращение образца в собственной плоскости – 60 об. в минуту; интервал углов – $2\theta = 3-60^\circ$ для породы, $3-35^\circ$ для фракций; шели соллера с угловой расходомостью – 2,5°; вертикальная шель на трубке – 2 мм, на счетчике – 0,25 мм.

Положения пиков (2θ) на рентгенограммах были исправлены по кварцу, который присутствовал во всех изучаемых пробах и служил естественным внутренним эталоном. Постоянная навеска вещества 50 мг (12 мг/см²) гарантировала в угловом интервале до 35° (2θ) для Со-анода изменение интенсивностей рефлексов в пределах 4%, что не превышало аппаратную погрешность измерения. Поскольку шели на трубке фиксированы, в области углов 2θ до 10° интенсивности максимумов были исправлены на площадь образца. Это позволило провести корректную диагностику минералов глин, определить их количественные соотношения в смесях, оценить изоморфные составы, включая смешанослойность и дефектность строения фаз.

Минералы группы слюды устанавливались по рефлексам с $d_{001} = 10,01$ и $d_{002} = 4,98$, соотношение интенсивностей этих пиков соответствовало диоктаэдрическому иллититу с де-

фицитом межслоевых катионов (около $K_{0,65}$). На рентгенограммах иллит имел асимметричные рефлексы 00L и некратные значения d'_{00L} . После насыщения образцов этиленгликолем у его рефлекса 001 появилась асимметрия с другой стороны пика, а d' уменьшилось от 10,01 до 9,95, поэтому он был отнесен к неупорядоченному смешанослойному образованию иллит(0,9)/сметтит; содержание набухающей компоненты (примерно 5–10%) было оценено по графикам Мак-Юэна [5]. Хлорит имел рефлексы с $d_{001} = 14,18$, $d_{003} = 4,47$ и $d_{004} = 3,54$, соотношение их интенсивностей соответствовало составу Mg,Fe-хлорита. Диагностика каолинита в присутствии хлорита была затруднена из-за перекрытия их рефлексов в области малых углов 2θ CoK_{α} : $2\theta(001) = 14,38^{\circ}$ у каолинита и $2\theta(002) = 14,52^{\circ}$ у хлорита. В этом случае каолинит выявлялся по рефлексу 002 с $2\theta = 29,02^{\circ}$, который отчетливо отделялся от 004 хлорита с $2\theta = 29,26^{\circ}$ по изменению профиля и полуширины общего рефлекса при съемке на CoK_{α} -излучении. Следует заметить, что рефлексы лучше расщеплялись в образцах, насыщенных этиленгликолем, что позволило предположить наличие неупорядоченной смешанослойной фазы хлорит/сметтит (вермикулит?). Электронная микроскопия высокого разрешения с локальным составом частиц, выполненная проф. Е. Касбом в Грейсфальдском университете (Германия), действительно установила ее присутствие в данных образцах. Однако это могло быть и результатом кислотной обработки образцов при удалении карбонатов. В пробах зональной покрывки обычно присутствовал только один слабый рефлекс с $d = 7,15$, образованный отражением 001 каолинита и 002 хлорита, который не позволил достоверно провести их индивидуальную диагностику. Кварц присутствовал во всех пробах. Он определялся по пику 100 с $d = 4,25$, его более интенсивный максимум 101 с $d = 3,34$ перекрывался сильным отражением 003 иллита и не использовался в дальнейших расчетах. Na–Ca полевые шпаты были установлены по наличию рефлекса с $d = 3,20$, кальцит – по $d_{102} = 3,85$ и $d_{104} = 3,03$, доломит – по $d_{104} = 2,89$, пирит – по $d_{200} = 2,71$, а сидерит – по $d_{104} = 2,79$.

Региональная покрывка, по данным рентгеновского анализа, состояла из полиминеральной смеси иллита с незначительной смешанослойностью иллит (0,9)/сметтит, каолинита, хлорита, кварца, Na–Ca полевых шпатов, пирита (кроме образцов № 6/2, 9/5) и сидерита (табл. 2). Кальцит преобладал в двух пробах из верхней части покрывки (образцы № 3/2, 5/2) с незначительным содержанием в образце № 9/5. Для пород зональной покрывки характерен тот же набор минералов, однако каолинит и хлорит присутствовали в незначительных количествах, а кальцит, напротив, устанавливался во всех образцах и являлся одной из основных фаз (табл. 2).

Среди минералов покрывок по своему генезису были выделены аллотигенные образования иллита, хлорита, каолинита, кварца и полевого шпата, фазовый состав которых зависел от источника сноса и характеризовал палеогеографическую и тектоническую обстановку района. Из данных табл. 2 можно видеть, что региональная покрывка содержала заметные количества каолинита, тогда как зональная была преимущественно иллитовой. При учете их гранулометрического состава (см. табл. 1) можно предположить, что региональная покрывка в отличие от зональной формировалась с участием минералов коры выветривания в относительно более спокойной тектонической обстановке.

Полуколичественный анализ минералов глин. Поскольку покрывки были полиминеральными и, как было показано выше, содержали практически один и тот же набор минералов, то различия в изучаемых образцах могли проявиться как в индивидуальных особенностях минералов (например, смешанослойности иллита), так и в их количественных соотношениях.

Расчет относительных содержаний слоистых силикатов в пробах глинистых фракций проводился для ориентированных образцов согласно методике полуколичественного рентгенографического определения минералов глин Ю. С. Дьяконова [6]. Методика основана на прямой пропорциональности между интенсивностью рентгеновских

Таблица 2. Минеральный состав покрывшек

№ образца	Ил	Кл	Хл	Кв	Кц	Дл	Пи	Сд	Пл
<i>Региональная покрывшка</i>									
3/2	Ос	Ос	Ос	Ос	Ос	Сл	Сл	Сл	Пр
5/2	Ос	Ос	Ос	Ос	Ос	—	Сл	Сл	Ос
5/5	Ос	Ос	Ос	Ос	—	—	Сл	Пр	Ос
6/2	Ос	Ос	Ос	Ос	—	—	—	Пр	Ос
9/5	Ос	Ос	Ос	Ос	Пр	—	—	Пр	Ос
10/6	Ос	Ос	Ос	Ос	—	—	Пр	Пр	Ос
11/3	Ос	Ос	Ос	Ос	—	—	Сл	Пр	Ос
12/5	Ос	Ос	Ос	Ос	—	—	Пр	Пр	Пр
<i>Зональная покрывшка</i>									
229/5	Ос	Пр	Пр	Ос	Ос	Ос	Сл	Сл	Пр
225/9	Ос	Пр	Пр	Ос	Ос	Пр	—	Сл	Сл
24/9	Ос	Пр	Пр	Ос	Ос	Пр	—	—	Пр
70/5	Ос	Пр	Пр	Ос	Ос	Пр	—	—	Пр
71/8	Ос	Пр	Пр	Ос	Ос	Пр	—	Сл	Пр
20/7	Ос	Пр	Пр	Ос	Ос	Ос	—	—	Сл
35/6	Ос	Пр	Пр	Ос	Ос	Ос	Сл	Сл	Пр
8/7	Ос	Пр	Пр	Ос	Ос	Сл	—	—	Пр
1/12	Ос	Сл	Сл	Ос	Ос	Сл	—	—	Пр

Примечание. Ил – иллит, Кл – каолинит, Хл – хлорит, Кв – кварц, Кц – кальцит, Дл – доломит, Пи – пирит, Сд – сидерит, Пл – плагиоклаз; Ос – основная фаза, Пр – примесь. Сл – следы (то же для табл. 3).

дифракционных отражений определяемой кристаллической фазы на дифрактограмме и ее количеством в порошkovом образце. При этом сумма слоистых силикатов всегда принималась за 100%.

При симметричном отражении рентгеновского луча от порошкового образца, распределенного на плоскости, справедливы следующие системы уравнений:

$$J_j = \sum_{i=1}^n \alpha_{ij} \beta_i C'_i, \quad (1)$$

$$C_i = C'_i / \sum_{i=1}^n C'_i, \quad (2)$$

где J_j – интегральная интенсивность j -го пика; j – номер пика ($j = 1, \dots, N$); N – число пиков; i – номер кристаллической фазы в образце; n – число кристаллических фаз в образце; α_{ij} – отношение интенсивностей j -го пика (J'_{ij}) к максимальному (J'_{im}) для чистой i -й фазы ($\alpha_{ij} = J'_{ij}/J'_{im}$); β_i – коэффициент, пропорциональный интенсивности максимального пика для чистой i -й фазы; C'_i – величина, пропорциональная содержанию i -й фазы (C_i) в образце.

Если в интенсивность j -го пика вносит вклад только одна фаза, то сумма в уравнении (1) содержит одно слагаемое. Из (1) следует, что на интенсивность пиков влияет не только содержание фазы в образце, но и ее структурные особенности, характеризуемые величинами α_{ij} и β_i . Правильность вычисленных по уравнениям (1) и (2) содержаний минералов зависит от того, насколько точно α_{ij} и β_i для эталонного образца соответствуют определяемой фазе. Они существенно различаются у минералов с изоморфными замещениями, для фаз с различной степенью совершенства структуры, для кристаллитов с аморфной коркой, а также при различной степени ориентированности кристаллитов в образце. Ввиду того, что пределы колебаний β_i значительны, погрешности количественных определений также велики, что предопределило полуколичественный характер методики.

При полуколичественных расчетах для изучаемых образцов были использованы следующие коэффициенты α_{ij} и β_i : для каолинита: $\alpha_{001} = 1,0$, $\alpha_{002} = 0,72$, $\beta = 7,64$; для слюды с дефицитом катионов в межслоевой области (иллита): $\alpha_{001} = 1,0$, $\alpha_{002} = 0,33$, $\beta = 4,07$; для Mg,Fe-хлорита: $\alpha_{001} = 0,42$, $\alpha_{002} = 1,0$, $\alpha_{003} = 0,27$, $\alpha_{004} = 0,55$, $\beta = 14,1$. Незначительное содержание каолинита и хлорита в образцах зональной покрывшки не позволило на рентгенограммах выделить их индивидуальные рефлексы, поэтому в расчетах использовалась суммарная интенсивность рефлекса 001 каолинита и 002 Mg,Fe-хлорита. Для него принимался средний коэффициент $\beta = 10,87$ из предположения о равном содержании каолинита и хлорита. Следует заметить, что существенного влияния на количества других слоистых силикатов данное допущение не оказало.

Относительные содержания слоистых силикатов в 6 пробах алевритовой и пелитовой фракций тиманско-саргаевской покрывшки оказались достаточно близкими и находились в следующих пределах: 45–55% иллита, 34–45% каолинита, 7–13% хлорита (табл. 3). Незна-

чительно отличался от общей картины лишь состав пелитовой фракции образца № 9/5 за счет уменьшения иллита до 35% и увеличения хлорита до 20%. Отмечаемые вариации состава в пределах разных фракций могут быть обусловлены точностью проводимого анализа. Тем не менее достаточно стабильное распределение минералов по разрезу указывает на то, что в этот период формирования региональной покрывки источник поступления материала был однородным и постоянным. Только в ее верхней части для образца № 3/2 отмечено резкое увеличение иллита ($78\pm 2\%$) и уменьшение каолинита ($9\pm 2\%$) при сохранении хлорита ($13\pm 2\%$). Это свидетельствует о том, что во время формирования верхней части покрывки минеральный состав поступающего материала изменился за счет более интенсивного размытия слюдястых сланцев при уменьшении поступления материала из каолиновой коры выветривания.

Таблица 3. Содержание слоистых силикатов (%)

№ образца	Фракция размером менее 0,01 мм			Фракция размером менее 0,002 мм		
	Ил	Кл	Хл	Ил	Кл	Хл
<i>Региональная покрывка</i>						
3/2	74±2	15±2	11±2	78±2	9±2	13±2
5/2	44±2	50±2	6±2	46±2	44±2	10±2
5/5	51±2	36±2	13±2	45±2	44±2	11±2
6/2	50±2	38±2	12±2	47±2	40±2	13±2
9/5	42±2	44±2	14±2	35±2	45±2	20±2
10/6	45±2	48±2	7±2	50±2	43±2	7±2
11/3	46±2	44±2	10±2	46±2	42±2	12±2
12/5	57±2	28±2	15±2	55±2	34±2	11±2
<i>Зональная покрывка</i>						
Фракция размером менее 0,05 мм						
		Ил			Кл+Хл	
229/4		96±2			4±2	
229/5		96±2			4±2	
229/6		95±2			5±2	
225/9		97±2			3±2	
24/9		96±2			4±2	
70/4		97±2			3±2	
70/5		95±2			5±2	
70/6		94±2			6±2	
71/8		93±2			7±2	
71/9		95±2			5±2	
20/6		94±2			6±2	
20/7		94±2			6±2	
35/6		95±2			5±2	
8/7		96±2			4±2	
1/12		90±2			10±2	

Полуколичественный анализ образцов зональной покрывки выявил практически идентичный состав пород преимущественно слюдястого состава (см. табл. 3). Содержание иллита изменялось от 90 до 97%, а суммарное количество каолинита и хлорита варьировало от 3 до 10%, что, скорее всего, могло быть связано с погрешностью их определения. Преобладание иллита над другими слоистыми силикатами указывало на специфику источника сноса, которым могли быть слюдястые кристаллические сланцы.

В целом менее мощная зональная покрывка была и более однородной по количественному соотношению слоистых силикатов, чем региональная, что отражало естественное различие во временных масштабах их формирования. Полученные минералогические характе-

ристики покрывок являются достаточно выдержанными и могут быть использованы при их картировании.

Различие в минеральном составе покрывок отчетливо проявилось в достаточно высоком содержании каолинита (более 30%) в образцах региональной покрывки и в преобладании иллита (более 90%) в породах зональной. Поскольку иллит имеет большую емкость поглощения, чем каолинит и хлорит, то можно ожидать, что зональная покрывка будет обладать лучшими экранирующими качествами, чем региональная. Этому также способствует и смектитовая компонента смешанослойной фазы иллит/смектита. Отсутствие тонкой глинистой фракции в зональной покрывке может быть скомпенсировано карбонатным цементом.

Таким образом, качественный и количественный составы алотигенных слоистых силикатов выявили в формировании покрывок определенные различия, проявившиеся в специфике источников сноса и гидродинамике седиментации размывающихся кристаллических пород, что также отразилось и в данных гранулометрического анализа пород.

Парные отношения интенсивностей рефлексов фаз. Как отмечалось выше, для уплотненных, сцементированных осадочных пород, претерпевших диагенетические и эпигенетические изменения, результаты гранулометрического анализа могут быть неоднозначными. Поэтому представляло интерес провести изучение распределения минералов с близкими удельными весами, но с различной формой частиц, которое подобно фракциям также зависело от гидродинамических условий образования осадков. С этой целью на рентгенограммах были рассмотрены отношения интенсивностей рефлексов пар минералов с разной формой частиц.

Интенсивность рефлексов от порошкового образца определяется уравнением:

$$I_j = |F_{hkl}|^2 C_i P L \tau A N Y O. \quad (3)$$

Здесь I_j – интегральная интенсивность j -го пика ($j = 1, \dots, n$) i -й фазы, $|F_{hkl}|^2$ – структурный фактор, $C_i = C_i / \sum C_i$, C_i – величина, пропорциональная содержанию i -й фазы в образце (C_i), P – поляризационный множитель, L – фактор Лоренца, τ – тепловой множитель, A – множитель пропускания, N – фактор повторяемости, Y – фактор экстинкции, O – фактор ориентации частиц. Правильность вычисленных по уравнению (3) интенсивностей зависит от корректного учета всех отмеченных факторов.

На рентгенограммах ориентированных препаратов слоистых силикатов для отношений интенсивностей их рефлексов 001, расположенных в близкой угловой области, можно пренебречь факторами поляризационным, Лоренца, поглощения, повторяемости, ориентационным и тепловым множителем. Тогда

$$I_1/I_2 = C_1 |F_{hkl}|_1^2 / C_2 |F_{hkl}|_2^2, \quad (4)$$

или

$$I_1/I_2 = C_1^* / C_2^*, \quad (5)$$

где C^* – кажущаяся концентрация фазы в образце.

Так как α_j изучаемых фаз, а значит, и их структурные характеристики практически не менялись по разрезу и площади покрывок, то отношения кажущихся концентраций для различных пар минералов (C_1^*/C_2^*) (5) отражали тенденции изменения их содержания (C_1/C_2) (4).

Парные отношения интенсивностей рефлексов фаз для кварца и плагиоклаза, слоистых силикатов и кварца, а также слоистых силикатов между собой для пелитовой фракции (менее 0,002 мм) представлены по разрезу региональной покрывки (рис. 1, а, б), а для алевроитовой фракции (менее 0,05 мм) – по площади зональной покрывки (рис. 2). Точки одинаковых пар минералов соединены линиями, которые, несмотря на некоторые колебания значений, указывают на определенные тенденции в их поведении. В настоящей статье не обсуждаем ниже причины отдельных колебаний соотношений интенсивностей пиков, которые могут быть связаны как с условиями образования осадков, так и с погрешностями отбора проб, приготовления препаратов и измерения их интенсивностей. Тем не менее отчетливо проявились следующие закономерности в поведении отдельных пар минералов.

В региональной покрывке для пары кварц–плагиоклаз не выявлены определенные тенденции в изменении их относительных содержаний по разрезу (см. рис. 1, а). Аналогичная

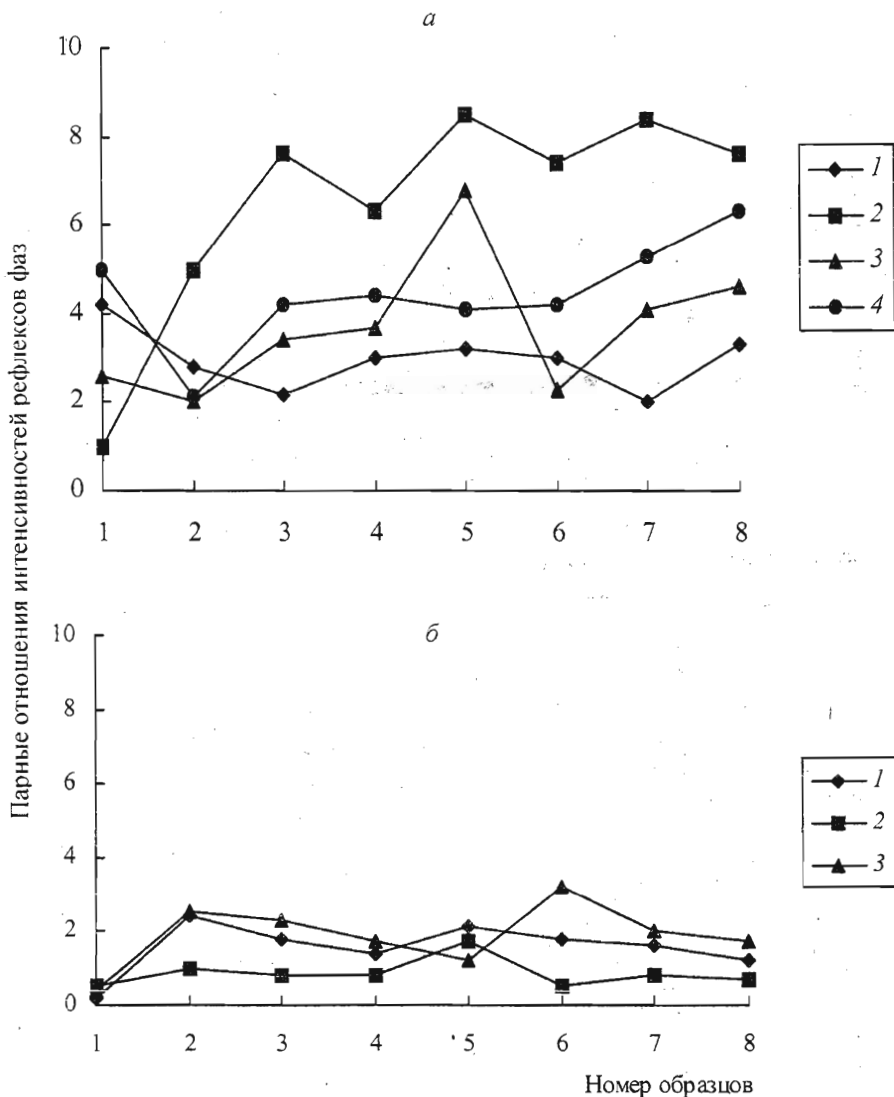


Рис. 1. Отношения кажущихся концентраций минералов по разрезу региональной покрывки слоистых силикатов к кварцу и кварца к плагиоклазу (а), среди слоистых силикатов (б).

По оси X образцы расположены по возрастанию глубины: 1 – обр. 3/2, 2 – обр. 5/2, 3 – обр. 5/5, 4 – обр. 6/2, 5 – обр. 9/5, 6 – обр. 10/6, 7 – обр. 11/3, 8 – обр. 12/5. а: 1 – кварц/плагиоклаз, 2 – каолинит/кварц, 3 – хлорит/кварц, 4 – иллит/кварц; б: 1 – каолинит/иллит, 2 – хлорит/иллит, 3 – каолинит/хлорит.

картина наблюдается и для пар слоистых силикатов (рис. 1, б), хотя некоторые колебания в их значениях отмечаются постоянно: отношение каолинита к иллиту – в пределах от 1,2 до 2,4, хлорита к иллиту – от 0,5 до 1,7, а каолинита к хлориту – от 1,2 до 3,2. В то же время для пар слоистых силикатов (иллита, каолинита и хлорита) с кварцем отчетливо отмечается постепенное уменьшение содержания минералов глин вверх по разрезу от образца № 12/5 к № 5/2. Такое поведение пар минералов с близкими удельными весами может быть связано

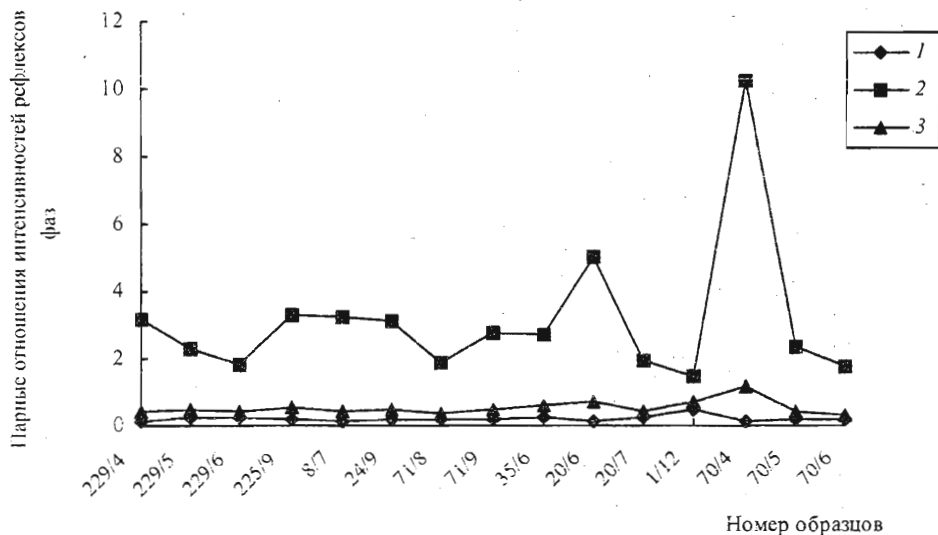


Рис. 2. Отношения кажущихся концентраций минералов по площади зональной покрывки.
 1 – (хлорит + каолинит)/слоуда; 2 – слоуда/кварц; 3 – (хлорит + каолинит)/кварц.

с различием формы их частиц: пары с одинаковыми формами частиц не изменили свои количественные соотношения, в отличие от частиц с различной формой (пластинчатые и изометричные). Естественно предположить, что усиление гидродинамических параметров среды в обстановке мелководья будет обогащать осадок изометричными частицами, тогда как пластинчатые частицы будут переноситься в более спокойные глубоководные участки водоемов.

Установленное изменение содержания фаз с разной формой свидетельствует о постепенном, незначительном уменьшении уровня моря вверх по разрезу региональной покрывки. Резкое изменение отношений интенсивностей для всех рассматриваемых пар, наблюдаемое в образце № 3/2: уменьшение содержания каолинита к иллиту (до 0,2), каолинита к хлориту (до 0,4), а также каолинита и иллита к кварцу и кварца к плагиоклазу, указывает на резкую смену условий осадконакопления с трансгрессией моря в верхней части региональной покрывки.

В образцах по площади зональной покрывки отношения кажущихся концентраций слоистых силикатов друг к другу и к кварцу не выявили определенных тенденций в их изменении, что говорит о стабильности условий формирования осадков (рис. 2). Исключение составил образец № 70/4, который по отношению слоуда/кварц резко отличался от общей картины, что, возможно, было связано с интервалом отбора пробы, расположенным несколько выше зональной покрывки и имеющим отличные условия осадконакопления.

Примечательно, что выводы об изменении режима осадкообразования в региональной и зональной покрывках, установленные по рентгенограммам от пар минералов, полностью подтвердили данные гранулометрического и полуколичественного рентгеновского анализов. Подобные подходы были также использованы ранее при картировании донных осадков глубоководной части Мирового океана [7], шельфа Баренцева моря [8]. Следует подчеркнуть, что полученные рентгеновские характеристики не зависели от постседиментационно-

го цементирования осадка, являются более простыми и экспрессными величинами, они могут быть рекомендованы при минералогическом картировании пород для выявления изменения гидродинамических условий формирования осадка.

Минералы глин – индикаторы постседиментационных процессов. Аутигенные минералы несут важную информацию о постседиментационных условиях диагенеза и катагенеза осадочных пород. Именно в постседиментационный период на фоне трансформаций минералов глин происходят образование УВ, их миграция и аккумуляция. В связи с этим представляется важным изучить в покрышках нефтегазовых месторождений особенности аутигенного минералообразования как индикатора на присутствие УВ.

Среди аутигенных минералов были установлены как новообразованные кальцит, сидерит и пирит, кристаллизовавшиеся в конкретных химических условиях, возможно на стадии седиментогенеза или диагенеза (хемогенные, биогенные?), так и трансформированные смешанослойные слоистые силикаты, которые определенно сформировались в постседиментационный период. Примечательно, что для большинства проб покрышек проявилась отрицательная корреляция доломита и кальцита с пиритом и сидеритом (см. табл. 2), обусловленная различными окислительно-восстановительными условиями их кристаллизации. Появление в образцах сидерита и пирита отвечало более восстановительной среде, чем карбонатов Са и Mg. На основании анализа распределения пар этих минералов в образцах покрышек было сделано заключение, что нижняя и средняя части региональной покрышки сформировались в восстановительных условиях, что могло быть вызвано присутствием УВ в породе. В то же время в верхней части региональной и во всей зональной покрышке условия седиментации были более окислительными.

Новообразованные смешанослойные фазы характеризуются неупорядоченным переслаиванием пакетов иллита и смектита, а также хлорита и смектита в различных переменных соотношениях. Учитывая важность этого этапа в понимании процесса нефтегазообразования, природа и механизм образования смешанослойных фаз рассмотрены более подробно.

Качественная оценка смешанослойной фазы иллит/смектит. Обращает на себя внимание сложный и асимметричный профиль рефлекса 001 иллита, который может быть интерпретирован как суммарная дифракция от нескольких смешанослойных фаз с переменным содержанием смектитовых и слюдяных пакетов. Судя по положению и профилю рефлекса 001 иллита, в нем преобладала фаза с 5–10%-ным содержанием смектитовых пакетов, а фаза с большим количеством смектитовых пакетов присутствовала в образце в меньшем количестве и образовывала «шлейф» в область малых углов в нижней части иллитового пика 001. В результате насыщение препарата этиленгликолем привело лишь к незначительному смещению всего пика. Допуская гетерогенность состава и строения частиц иллита, было предложено оценивать его состояние степенью асимметрии профиля рефлекса 001, как отношение ширины левого плеча к ширине правого, измеренных на полувысоте пика. Чем больше это отношение приближалось к единице, тем меньше была гетерогенность состава у иллита, а следовательно, и содержание в нем смектитовых пакетов.

В табл. 4 приведено изменение асимметрии профиля рефлекса $d_{001} = 10,1 \text{ \AA}$ по разрезу покрышки для двух фракций. Более высокое количество смектита в смешанослойной фазе пелитовой фракции, чем алевроитовой, определенно отражало влияние дисперсности частиц на скорость трансформации минералов. Увеличение же смектита на глубину разреза тиманско-саргаевской покрышки проявило черты обратной трансформационной зональности.

Известно, что неупорядоченная смешанослойная фаза иллит/смектит может образоваться как при регрессивных трансформациях слюд, так и при прогрессивных преобразованиях смектитов [5, 9]. В условиях выветривания, транспортировки терригенного обломочного материала, а также раннего диагенеза в поверхностном слое донных осадков окислительная

Таблица 4. Асимметрия рефлекса 001 иллита в региональной покрывке

№ образца	Фракция размером менее 0,01 мм	Фракция размером менее 0,002 мм
3/2	0,81	0,72
5/2	0,79	0,46
5/5	0,77	0,56
6/2	0,78	0,47
9/5	0,69	0,44
10/6	0,47	0,24
11/3	0,52	0,34
12/5	0,32	0,32

Примечание. Образцы в таблице расположены в порядке возрастания глубины.

обстановка способствует смектитизации аллотигенных слюд, содержащих железо. Механизм такой трансформации может быть представлен следующим образом: окисление атомов железа с нарушением общего баланса заряда структуры слюд; вынос избыточных межслоевых катионов с формированием высокозарядных пакетов смектита. В условиях диагенеза, эпигенеза и метагенеза осадка в присутствии ОВ окисленные атомы железа смектита могут снова восстановиться с появлением слюдяных, вермикулитовых и хлоритовых пакетов. Если же смектит в осадках был первичным, а иллит образовывался по нему через смешанослойные минералы, то при эпигенезе и начальном метаморфизме осадков также должно наблюдаться уменьшение смектита и увеличение иллита на глубину разреза.

Таким образом, независимо от происхождения, смектит в осадке при эпи-метагенезе трансформируется в иллит через спектр неупорядоченных смешанослойных образований. Этот процесс был полностью воспроизведен экспериментально [10]. Тем не менее в изучаемом разрезе происходит увеличение смектитовых пакетов в смешанослойной фазе на глубину региональной покрывки (см. табл. 4). Такое изменение соотношения иллита и смектита могло быть вызвано консервирующим действием ОВ на набухающие слоистые силикаты, как это отмечалось при экспериментальном преобразовании смектита в присутствии гуминовых кислот [11], а также при геологических наблюдениях в районах нефтегазовых месторождений [12]. Аналогичные рассуждения будут справедливы и для преобразования смешанослойного хлорит/смектита.

На основании вышесказанного было сделано предположение, что рост содержания смектита в смешанослойной фазе на глубину разреза покрывки мог быть непосредственно связан с УВ нефтегазоносного бассейна и их вертикальной миграцией. Тогда чем выше флюидоупорные свойства покрывки и, следовательно, ниже скорость миграции УВ, тем резче будет нарастать содержание набухающей компоненты на глубину и тем контрастнее будет состав смешанослойной фазы в верхней и нижней частях покрывки. Проницаемость покрывки может быть оценена изменением смешанослойности иллита (асимметрией пика 001) на единицу длины разреза:

$$\Delta = (A_{h_1} - A_{h_2}) / (h_1 - h_2), \quad (6)$$

где A – асимметрия 10 рефлекса иллита на глубинах h_1 и h_2 .

Вероятно, что степень трансформации смектита в иллит может отражать не только вертикальную, но и латеральную миграцию УВ, которая представляет большой практический интерес при поиске и разведке УВ сырья. В этом плане было интересно проследить изменение степени асимметрии пика 001 слюды по площади зональной покрывки. Оценка асимметрии рефлекса 001 иллита во фракции размером менее 0,05 мм показала слабое увеличение смектитовых пакетов в смешанослойной фазе в пробах тех скважин, которые были при-

урочены к месторождениям нефти. Для подтверждения такой тенденции в дальнейшем необходимо изучить большее количество скважин.

Экспериментальное преобразование смектита и смешанослойного иллит/смектита. Для проверки консервирующего действия УВ на смектитовые пакеты была поставлена серия экспериментов по преобразованию монтмориллонита в слюду. Сначала были подобраны P - T -параметры его трансформации в слюду с образованием смешанослойной фазы. Далее в эти условия были помещены природные образцы региональной покрывки из верхней и нижней частей скважины, которые наиболее сильно различались по содержанию смектита в смешанослойной фазе. Предполагалось, что если смешанослойные образования сохраняются и после опытов, то это будет вызвано консервирующим действием УВ.

Опыты проводились проф. А. Б. Кольцовым в лаборатории высоких температур и давлений Научно-исследовательского института земной коры Санкт-Петербургского государственного университета. Эксперименты осуществлялись в реакторе с холодным затвором (трубке Таттла) в гидротермальных условиях при повышенных P - T -параметрах в присутствии KCl и без него.

Условия и характеристики опытов представлены в табл. 5. В качестве исходных материалов были взяты: 1) мономинеральный Mg - Ca -смектит с примесью кристобалита, кото-

Таблица 5. Экспериментальное преобразование смектита при повышенных P - T -параметрах

№ опыта	Исходные вещества	T , °C	P_{H_2O} , кбар	Экспозиция, сутки	Продукты опытов	
					Исходные вещества	Новообразования
ИИ-2	Mg - Ca -смектит, кристобалит, H_2O	300	0,5	3	Mg - Ca -смектит, кристобалит	
ИИ-1	Mg - Ca -смектит, кристобалит, H_2O	400	0,5	3	Mg - Ca -смектит, кристобалит	
ИИ-3	Mg - Ca -смектит, кристобалит, H_2O	500	0,5	4	Кристобалит	Диоктаэдрический смектит, триоктаэдрический смектит
ИИ-4	Mg - Ca -смектит, кристобалит, 0,5 М раствор KCl	400	0,5	2	Mg - Ca -смектит, кристобалит	K -смектит
ИИ-5	Mg - Ca -смектит, кристобалит, 0,5 М раствор KCl	400	1,2	3	Mg - Ca -смектит, кристобалит	K -смектит
ИИ-8	Mg - Ca -смектит, кристобалит, 2 М раствор KCl	400	0,2	4	Кристобалит	K -смектит
ИИ-6	Mg - Ca -смектит, кристобалит, 2 М раствор KCl	400	0,55	4	Кристобалит	Неупорядоченная смешанослойная фаза слюда/смектит
ИИ-7	Mg - Ca -смектит, кристобалит, 2 М раствор KCl	500	0,5	3	Кристобалит	Неупорядоченная смешанослойная фаза слюда/смектит, санидин
ИИ-9	Иллит, хлорит, каолинит, неупорядоченная смешанослойная фаза слюда/смектит, кальцит, кварц	400	0,5	3	Хлорит, неупорядоченная смешанослойная фаза слюда/смектит, кальцит, кварц	Fe -иллит
ИИ-10	Иллит, хлорит, каолинит, неупорядоченная смешанослойная фаза слюда/смектит, кварц	400	0,5	3	хлорит, неупорядоченная смешанослойная фаза слюда/смектит, кварц	Fe -иллит

рый получен из медицинского препарата «Смекта» и путем центрифугирования очищен от глюкозы; 2) глинистые фракции природных полиминеральных образцов региональной тиманско-саргаевской покрывки (№ 3/2, 12/5) с минимальным и максимальным содержанием смектитовой компоненты в смешанослойной фазе соответственно.

В гидротермальных условиях без KCl, $P = 0,5$ кбар и экспозиции 3, 4 суток смектит сохранился при $T = 300, 400$ °С, а при 500 °С распался на диоктаэдрический с $d_{060} = 1,49$ и триоктаэдрический с $d_{060} = 1,54$. В опытах с растворами 0,5 и 2 М KCl, при 400 и 500 °С, $P = 0,2, 0,5$ и 1,2 кбар, экспозиции 2, 3 и 4 суток величина давления паров воды не оказала значительного влияния на трансформацию смектита, как температура или концентрация KCl. В растворе 0,5 М KCl еще сохранилась его К-форма, а в 2 М растворе при $T = 400$ °С и $P = 0,55$ кбар появился рефлекс с $d_{001} = 11,94$, который в насыщенном состоянии сместился до 16,82. Наблюдаемое ограничение набухаемости смектита свидетельствовало о начале появления слюдяных пакетов в смектите и образовании смешанослойной фазы смектит/слюда. С ростом температуры до 500 °С на рентгенограмме возник рефлекс с $d_{001} = 10,86$, который уменьшился до 9,73 после насыщения образца гликолем, что указало на появление неупорядоченной смешанослойной фазы слюда/смектит с преобладанием слюдяной компоненты в ее составе. Наряду с этим отмечено образование санидина и увеличение содержания кристобалита.

В результате для исходного смектита экспериментально были подобраны условия ($T = 400$ °С, $P = 0,5$ кбар, 2 М KCl) начала его перехода в слюду через неупорядоченную смешанослойную фазу слюда/смектит. В работе [10] было отмечено, что уже при 200 °С за 3–22 ч в 0,5 М К-хлоридной среде по монтмориллону синтезируется слюдоподобная структура. Отличие в температурных параметрах образования слюды по смектиту связано с различием в строении исходных смектитов. В [10] исходным материалом был асканский монтмориллонит, содержащий примесь бейделлита, структура которого по сравнению с монтмориллонитом имела увеличенный тетраэдрический заряд и была наиболее подготовленной к структуре слюды. Именно наличие бейделлитовой примеси вызвало более ранний по температуре и экспозиции опытов ее переход в слюду.

В последующей серии опытов образцы тонкой фракции (менее 0,002 мм) из верха (№ 3/2) и низа (№ 12/5) скважины региональной покрывки были помещены в гидротермальные условия с $T = 400$ °С, $P = 0,5$ кбар, 2 М раствор KCl. Рентгеновский анализ продуктов опытов показал, что количество смектитовой компоненты в смешанослойной фазе слюда/смектит уменьшилось для обоих образцов. В то же время в образце № 3/2 наблюдался более интенсивный переход смектита в слюду, чем в № 12/5. Различие в содержании смектита в смешанослойных фазах еще более возросло, что позволило предположить разную степень насыщенности УВ образцов из верхней и нижней частей региональной покрывки. Это согласуется с выводом, полученным для аутигенных минералов.

Таким образом, проведенное экспериментальное исследование показало, что обратная зональность сохраняется даже при достаточно высоких температурах и давлении опытов. Однако, несмотря на явно завышенные температуры опытов по отношению к природным процессам, полученные данные косвенно подтвердили предположение о том, что обратная эпигенетическая зональность в региональной покрывке могла быть вызвана вертикальной миграцией УВ за счет консервации набухающей структуры смектита.

Заключение. В результате гранулометрического, рентгеновского и экспериментального анализов образцов, взятых по разрезу региональной (франской) и площади зональной (фаменской) покрывок Тимано-Печорской провинции, были изучены индикаторные свойства минералов глин на физико-химические условия формирования осадков в присутствии УВ. Установлена динамика изменения минерального и гранулометрического составов пород по площади и объему покрывок, выявлены особенности седиментационных процессов и пост-

седиментационных преобразований при их формировании. Предложены новые минералогические параметры определения динамики условий образования осадков, присутствия в них УВ и оценки экранирующей способности покрышек.

Природные наблюдения и экспериментальное моделирование показали, что смешанослойная фаза иллит/смектит из всех прочих минералов осадочных пород – наиболее чувствительный аутигенный индикатор присутствия УВ в породах. Именно установленная в покрышке обратная направленность ее трансформации в постседиментационный период, проявляемая в увеличении смектитовых пакетов на глубину разреза, является важнейшей типоморфной характеристикой процесса, указывающего на присутствие УВ в породе. Степень изменения смешанослойности на единицу длины разреза может быть рекомендована для выявления путей миграции и мест локализации УВ. Аутигенное образование сульфидов и сидерита вместо кальцита и доломита, которое протекает в восстановительной среде, также косвенно указывает на вероятное присутствие в осадочных породах УВ.

В целом для региональной и зональной покрышек на основе минерального состава и гранулометрического анализа пород дана невысокая оценка их экранирующей способности. Отсутствие в образцах смектита как самостоятельной фазы и высокое содержание каолинита свидетельствуют скорее об удовлетворительных экранирующих свойствах тиманско-саргаевской покрышки. Зональная покрышка, с более низким содержанием каолинита и высоким иллита с отчетливым проявлением смешанослойности, характеризуется лучшими экранирующими параметрами. Экранирующую способность иллитсодержащих покрышек предложено оценивать изменением асимметрии его рефлекса 001 на единицу длины разреза, которая отражает количество смектита в его смешанослойной структуре по разрезу. При полной оценке экранирования УВ породой необходимо также учитывать в ней доли глинистой фракции и иллита среди других минералов.

Интересным и практически важным результатом работы является вывод об аналогии характера седиментационных процессов, полученных по гранулометрическому анализу и количественным соотношениям содержания пар дисперсных минералов с различной формой частиц, оцененных по интенсивностям их рефлексов. Наглядность, экспрессность и чувствительность парных отношений позволяет их рекомендовать для широкого минералогического картирования осадочных толщ, в состав которых входят минералы глин, при изучении палеогеографических, гидродинамических и тектонических условий накопления осадков.

Разработанные методы качественной и полуколичественной оценок, а также структурного состояния минералов глин могут быть использованы при минералогическом картировании глинистых покрышек других нефтяных провинций.

Авторы благодарят ст. науч. сотр. Н. А. Довжикова за организацию летних производственных практик, отбор кернового материала и обсуждение некоторых полученных результатов; проф. А. Б. Кольцова за помощь в проведении гидротермальных опытов и проф. Е. Касбома за электронно-микроскопические снимки двух образцов региональной покрышки.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы «Университеты России» (грант № УР.09.01.033).

Summary

Goilo E. A., Istomina I. M. Clay minerals are indicators of sedimentary and postsedimentary processes in seals of oil and gas.

The clay minerals formation and transformation in the regional (Franscian) and zonal (Famennian) seals of Higher Devonian of the Timan-Pechora region containing oil and gas have been investigated by qualitative and semi-quantitative X-ray methods, particle-size analysis (method of pipette) and experiments. Clay fractions of all samples were the polymineral-

mixtures of mica, kaolinite, chlorite, mixed layered phase (mica/smectite), quarts with admixture Na-Ca feldspars; some samples contained also calcite, dolomite, pyrite and siderite. Particle-size composition of samples of the regional seal are not stable and more stable for zonal seal. The distribution of minerals with different density and habitus particles along the section and throughout the area of seals, which are indicators of hydrodynamic conditions of sediment formation, is studied by calculation of the ratios intensity of the picks of their phases, taken in pairs. The increasing smectite content in mixed layered phase in deeper parts of the section of the regional seal reflects the anomalous epigenetic zonation, which is supposed to be conditioned by the hydrocarbon migration. It is proposed that the change of smectite content throughout the area of seal should reflect the direction of lateral hydrocarbon migration.

Литература

1. Клубова Т. Т. Глинистые минералы и их роль в генезисе, миграции и аккумуляции нефти. М., 1973. 2. Саркисян С. Г., Котельников Д. Д. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. М., 1980. 3. Вассоевич Н. Б. Литология и нефтегазоносность. Избр. труды. М., 1990. 4. Шванов В. Н., Фролов В. Т., Сергеева Э. И. Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов. СПб., 1998. 5. X-ray diffraction procedures for clay mineral identification / Ed. by S. W. Bailey. London, 1980. 6. Дьяконов Ю. С. Полуколичественное рентгенографическое определение минералов глин (слоистых силикатов): Метод. указания. М., 1984. 7. Byscaye P. E. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic ocean and adjacent seas and oceans // Bull. Geol. Soc. Amer. 1965. Vol. 76. 8. Гойло Э. А., Санега В. Ф., Андреева И. А. Минералы глин пелитовой фракции донных осадков Кольского залива и Баренцева моря // Зап. Всерос. минер. об-ва. 2001. № 2. 9. Moore D. M., Reynolds R. C. X-ray diffraction and their identification and analysis of clay minerals. Oxford, 1997. 10. Гойло Э. А., Котов Н. В., Франк-Каменецкий В. А. Структурные и фазовые трансформации диоктаэдрического монтмориллонита в K, Na, Ca и Mg хлоридных гидротермальных условиях // Рентгенография минерального сырья. 1977. № 11. 11. Гойло Э. А., Котов Н. В., Туев Н. А. Экспериментальная гидрослюдизация глинистых минералов в присутствии органических кислот // Кристаллохимия и структурные особенности минералов / Под ред. В. А. Франк-Каменецкого. Л., 1976. 12. Лебедев Б. А., Лебедева Г. В. Факторы, влияющие на эпигенетическую трансформацию монтмориллонита в иллит в мезозойских отложениях Западной Сибири // Отложения нефти и газа Западной Сибири: Труды Всесоюз. науч. исслед. геол.-развед. ин-та. 1974. Вып. 352.

Статья поступила в редакцию 15 марта 2005 г.