

4. Нажметдинов А.Ш. Структура ордовика северо-восточной части Прикаспийской впадины //Геология нефти и газа. – 1990. – № 5. – С.5-10.
5. Никитин Ю.И. К обоснованию развития геологоразведочных работ в старых нефтегазодобывающих районах Нижнего Поволжья //Недра Поволжья и Прикаспия. – 2006. – Вып.58. – С.10-16.
6. Никитин Ю.И., Яцкевич С.В. Раннегерцинский тектогенез северного борта Прикаспийской впадины //Материалы всероссийской научной конференции: "Геология Русской плиты и сопредельных территорий на рубеже веков", посвященной памяти профессора В.В.Тикшаева.27-30 марта 2000 г. – Саратов, 2000. – С.69.
7. Зайдельсон М.И., Суруиков Е.Я., Казьмин Л.Л. и др. Особенности генерации, миграции и аккумуляции УВ доманикоидных формаций //Геология нефти и газа. – 1990. – № 5. – С.2-5.
8. Мирчинк М.Ф., Мкртчян О.М., Хатьянов Ф.И. и др. Рифы Урало-Поволжья, их роль в размещении залежей нефти и газа и методика поисков. – М.: Недра, 1974.
9. Сорохтин О.Г. Тектоника литосферных плит и природа глобальных трансгрессий //Проблемы палеогеографии. – М.: Наука, 1976. – С.54-68.
10. Фёдоров Д.Л. Структура поверхности фундамента Прикаспийской впадины //Разведка и охрана недр. – 2003. – № 2. – С. 11-12.
11. Шейн В.С. Геология и нефтегазоносность России. – М.: ВНИГНИ, 2006.

УДК 553.982.23

ОБЩНОСТЬ ПРОЦЕССА ФОРМИРОВАНИЯ ПРОДУКТИВНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ В АЛЕВРО-ПЕСЧАНЫХ И ГЛИНИСТЫХ ПОРОДАХ ЧЕХЛА РИФТОГЕННЫХ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ БАССЕЙНОВ

© 2010 г. А.Д. Коробов, Л.А. Коробова
Саратовский госуниверситет

*Глинистые минералы и их парагенезисы являются чуткими индикаторами многообразия процессов изменения терригенных пород осадочного чехла горячими растворами. Последние появлялись при тектоно-гидротермальной активизации седиментационных бассейнов с погребенным рифтом, осуществляли транспортировку углеводородов (УВ) и формировали продуктивные коллекторы. Образование вторичных коллекторов в алевро-песчаных и глинистых изначально богатых органическим веществом породах и их заполнение УВ происходили почти одновременно с той лишь разницей, что в глинистых толщах УВ возникали *in situ*, а в алевро-песчаные породы они поступали извне. Полученные на территории Западной Сибири оригинальные материалы могут быть полезны для геологов, работающих в Волго-Уральской нефтегазоносной провинции.*

Введение

Несмотря на определенные успехи, достигнутые в последние десятилетия в оценке масштабов нефтегазообразования, при выяснении соотношения между количеством органического вещества (ОВ), непосредственно способствующего генерации УВ, и количеством органических соединений углерода и водорода, скопившихся в залежах,

возникают трудности. При рассмотрении конкретных геолого-минералогических или геолого-геохимических данных по многим нефтегазоносным бассейнам обнаруживаются существенные отклонения от общепринятых закономерностей и даже противоречия. Так, одни исследователи считают, что главная зона нефтеобразования начинается на глубинах с температурой 50-60 °С, тогда

как другие – с температурой 120-140 °С. Кроме того, как отмечают некоторые геологи [19], (Предтеченская и др., 2008; Voles, 2002), в зонах глубинных разломов нефтегазоносных бассейнов наблюдается резкое несоответствие границ между градациями катагенеза ОВ и стадиями изменения пород. Там установлены аномальные концентрации аутигенных минералов по сравнению с их общим региональным фоном. В Западной Сибири это проявляется в широком развитии термодинамически неустойчивых глинистых минералов (смектитов, гидрослюд модификации 1М, септехлоритов и др.), обнаруженных в породах, испытавших глубокий катагенез по данным отражательной способности витринита (Матусевич и др., 2008).

Еще более выразительные примеры такого несоответствия в осадочных бассейнах с ископаемыми рифтами связаны с вторичным разуплотнением песчаников под действием горячих циркулирующих на глубине растворов. Породы, характеризующиеся высокими стадиями изменения ОВ, в таких случаях становятся рыхлыми, легко проницаемыми (Колокольцев и др., 2008; Матусевич и др., 2008). В прогретых (в том числе и растворами) породах ОВ легче преобразуется, чем минеральное. В этой связи, по мнению В.М. Матусевича и его коллег (2008), недоучет характера наложенных (эпигенетических) изменений самих пород, насыщенных рассеянным ОВ, приводит к ошибкам при оценке регионального уровня литогенеза осадочных толщ и прогнозе нефтегазоносности территорий. В чем же причины таких несоответствий и каковы пути решения этой проблемы?

Геологи часто допускают большие погрешности при определении интервалов температур, характерных для различных зон регионального эпигенеза, когда проводят прямые замеры пластовых температур в скважинах и сопоставляют их с данными по маркам метаморфизации углей в керне этих же пластов. Они не учитывают при этом

двух принципиальных особенностей, типичных для осадочных бассейнов с погребенным континентальным рифтом.

Во-первых, температура в недрах таких бассейнов за всю историю их существования контролировалась не только и не столько характером одного лишь погружения с учетом регионального геотермического градиента; она испытывала значительный подъем в периоды тектонической перестройки региона (так называемая тектоно-гидротермальная активизация [6]), а затем, во время относительного тектонического покоя – существенно снижалась. Всплески термальной активности происходили на фоне погружения осадочных бассейнов, при этом сочетались два фактора – кондуктивный и конвективный теплоперенос, без которых не могло происходить эффективное продуцирование УВ [1], (Гречишников, 1978, 1991). Эти же факторы в рифтовых осадочных бассейнах являлись причиной возникновения так называемых флюидодинамических систем нефтегазообразования [19].

Во-вторых, отражательная способность витринита фиксирует лишь ту максимальную температуру прогрева пород, которая была однажды достигнута на исследуемом участке [1] и по которой невозможно проследить динамику температурного режима всего эпигенетического процесса. Поэтому в осадочных бассейнах, испытавших неоднократную тектоно-гидротермальную активизацию, температура, полученная по маркам метаморфизации углей, как правило, не соответствует современной, но является древней, т. е. палеотемпературой. Для того, чтобы повысить точность определения температур и проследить изменение палеотермического поля на различных стадиях эпигенетического (катагенетического) минералообразования, необходимо проводить термические исследования флюидных включений в новообразованных минералах методом гомогенизации и (или) декрепитации.

В последние годы предпринимались неоднократные попытки совместного ис-

пользования в нефтегазовой геологии палеотермометрии как по газово-жидким включениям (ГЖВ) в аутигенных минералах (кальцит, анкерит, доломит, кварц, галит и др.), так и по отражательной способности витринита [2, 15, 23]. При этом, в частности, было предложено различать показатели кондуктивного и конвективного палеогеотермического режимов [5] и сравнивать наибольшие значения каждого из них для разработки критериев дифференциации тектонических особенностей седиментационных бассейнов. В итоге выделены структуры с устойчивым прогибанием, тектоно-магматической активизацией и т. д. [15]. Однако в расчетах были задействованы только максимальные палеотемпературы, полученные по ГЖВ, и не учитывались остальные, характеризующие многие промежуточные стадии развития гидротермальных систем. Работа, которая в известной степени восполняет эти пробелы, проведена нами на действующих геотермальных месторождениях Камчатки и Курильских островов, а ее результаты распространены на древние и молодые гидротермальные системы областей наземного вулканизма [6, 7]. На основании этого авторами разработана минералого-катагенетическая шкала фазовой зональности УВ для осадочных бассейнов с ископаемым континентальным рифтом. Она отражает принципиальную схему сопоставления шкал катагенеза и углефикации ОВ и вертикальной зональности нафтидогенеза с вертикальной температурной и метасоматической зональностью гидротермальных систем рифтовых осадочных бассейнов (схема).

При таком подходе появляются минералы-индикаторы и, в первую очередь, слоистые силикаты, по которым, с одной стороны, возможно более точно оценить температуру преобразования вмещающих пород на различных этапах развития нефтегазоносных территорий, а с другой, – выяснить саму природу региональной или локальной минерагении: седиментационную, седиментационно-диагенетическую, катагенетическую

или гидротермальную (гидротермально-метасоматическую). Это тем более актуально, что в последние годы появляется все больше данных о растворах различной природы, способствующих формированию коллекторов нефти и газа. Циркулирующие по ослабленным направлениям горячие воды являются составной частью процессов эпигенетического минералообразования и, в частности, приводят к возникновению цеолитов и сопутствующих глинистых минералов. С цеолитизированными (ломонтитизированными) породами интрузивного, эффузивного и осадочно-вулканогенного происхождения связаны нефтяные месторождения Белый Тигр и Дракон (Южный Вьетнам) (Арешев, и др., 1996; Дмитриевский и др., 1992; Поспелов, Шнип, 1995), Самгори-Патардзеульское и Телетское нефтяные месторождения Притбилисского района Грузии (Асланикашвили, 1980; Верник и др., 1985), нефтепроявления в Анадырском нефтегазоносном бассейне Чукотки (Боркун, 2008).

В настоящее время при изучении продуктивных толщ основное внимание уделяется типу существующих или закономерно сменяющих друг друга цеолитов, если таковые имеются в нефтегазоносных коллекторах. Цеолиты терригенных пород осадочного чехла при этом рассматриваются как индекс-минералы зон регионального эпигенеза. Слоистые же силикаты, генетически и пространственно ассоциирующие с новообразованными цеолитами, в таких случаях остаются почти не исследованными. Поэтому выяснение парагенезисов и истории формирования глинистых минералов ломонтитизированных терригенных толщ скв.2051 Северо-Хальмерпаютинской площади (Большехетская синеклиза), где локализованы газоконденсатные месторождения, а также особенности преобразования пород баженской свиты представляют несомненный практический и теоретический интерес. При решении этих вопросов станет возможным совершенно по-новому взглянуть на природу вторичных коллекторов чехла и ус-

ГЕОЛОГИЯ

Стадии литогенеза	Полстадии	Равнины	Углемарочная шкала (марки углей)	Сравнительная способность выгнута в соответствующих наисотемпературных интервалах			Подсотемпературы (°С) по минеральным индикаторам (Пугу-швили, 1980; Коробов и др., 1993)	Фации	Формации	Интенсивность генерации углеводородов рассеянным органическим веществом пород																							
				R ⁰ %	R ^A %	°C																											
КАТАГЕНЕЗ	Апокататенез	АК ₄	А Антрацит	4.70 и бол.	14.5 и бол.	Более 240	Среднетемпературные пропилиты	Пропилиты	АК ₄	Главная зона газообразования																							
				3.50-4.70	13-14,5						200-290	Низкотемпературные пропилиты (трансильванская и целолитовая)	АК ₃																				
		АК ₂	ПА Полуантрацит	2.50-3.50	11.5-13	150-200	Аргиллизированные пропилиты	АК ₂	Жирные газы	АК ₂																							
				АК ₁	Т Тошый						2-2,50	10.7-11.5	120-160	Цеолитовая	МК ₅	Главная зона нефтеобразования	МК ₅																
		Мезокататенез	МК ₄			К Коксовый	1.15-1.55	9-9.8	60-150	Гидротермальные глины (каолинитовая и смектитовая)	Гидротермальные аргиллизиты	МК ₄						Блюментан															
	МК ₃			Ж Жирный	0.85-1,15		8.2-9	95-120					Длиннопламенный	МК ₃																			
					МК ₂		Г Газовый								0.65-0,85	7,5-8.2	75-90		Бурьи	МК ₂													
	Протокататенез	ПК ₃	Б ₃ Блестящий	0.40-0.50		6.5-7		50-75	Бурьи	ПК ₃	МК ₁	ПК ₃																					
				ПК ₂	Б ₂ Магтовый	0.30-0,40	6-6.5							25-50	Торф	ПК ₂	МК ₁	ПК ₂															
						ПК ₁	Б ₁ Мягкий													0.25-0,30	5,5-6	25-50	Бурьи	ПК ₁	МК ₁	ПК ₁							
ДГ																																	

Принципиальная схема сопоставления шкал катагенеза и углефикации ОВ [1], (Вассоевич, 1990) и вертикальной зональности нафтидогенеза (Вассоевич, 1986) с вертикальной температурной и метасоматической зональностью гидротермальных систем осадочных бассейнов с погребенным континентальным рифтом [6]

ловия формирования залежей УВ в рифтовых седиментационных бассейнах. Этой проблеме и посвящена эта статья.

Процессы преобразования терригенных пород

Петрографические наблюдения кернa скв.2051 Северо-Хальмерпаютинской площади (интервал 3343-3638,93 м) показали, что терригенные породы валанжинского яруса (нижний мел) испытали, главным образом, низкотемпературную пропилитизацию. Среди последней мы, в соответствии с теоретическими представлениями Д.С. Коржинского (1953, 1961), М.А. Ратеева с коллегами [17] и В.И. Гугушвили (1980), различаем цеолитовую и трансильванскую фации. Продукты среднетемпературной пропилитизации выражены слабо. Кроме того, на отдельных участках установлены незначительные проявления гидротермальной аргиллизации.

Среднетемпературная пропилитизация проявилась, прежде всего, в развитии эпидота (схема). Его количество ограничено. Эпидот обнаруживается в парагенезисе с гидротермальными минералами: ломонтином, хлоритом, кальцитом, кварцем, редко пиритом и гидрослюдой, и встречен почти во всех анализированных пробах.

Низкотемпературная цеолитовая пропилитизация отмечается преимущественно на глубине 3343-3367 м. Она приурочена к грубозернистым породам (песчаникам, алевропесчаникам) и выражается в ломонтитизации различных их ингредиентов. Кальциевый ломонтит – индикаторный минерал цеолитовых пропилитов – тесно ассоциирует с хлоритом.

Низкотемпературная трансильванская пропилитизация распространена ограниченно и локализована исключительно в тонкообломочных породах: алевролитах (интервал 3499-3501 м, 3580-3581 м), реже – песчаных алевролитах (глубина 3536 м).

Кальцит – индикаторный минерал трансильванских пропилитов – ассоциирует с хлоритом, гидрослюдой и продуктами их низкотемпературного преобразования. Судя по петрографическим наблюдениям, подтвержденным рентгеноструктурными исследованиями, хлорит возник главным образом за счет трансформации кластогенного биотита при пропилитизации осадочных толщ. В результате этого новообразованный хлорит формирует существенную (если не главную) часть глинистого цемента вторичных коллекторов терригенных пород. Освобождающийся при разрушении биотита калий выносится или идет на гидрослюдизацию смектитов.

Данные рентгеноструктурного изучения показали удивительно выдержанный набор вторичных минералов в большей части тонких (менее 0,001 мм) фракций*, выделенных из характерных разностей пород скв.2051. Пятнадцать из девятнадцати проб практически нацело сложены свежим или почти свежим магнезиальным хлоритом. Очень редки иллиты (гидрослюды) и собственно слюды. Из неслоистых силикатов в ничтожном количестве диагностирован ломонтит.

Магнезиальный хлорит, или клинохлор, устанавливается в естественных ориентированных природных препаратах по межплоскостным расстояниям $c\ d = 14,14-14,37; 7,05-7,11; 4,68-4,74; 3,53-3,55; 2,80-2,85 \text{ \AA}$; в препаратах, насыщенных глицерином, по межплоскостным расстояниям $c\ d = 14,14-14,49; 7,05-7,11; 4,68-4,76; 3,53-3,55 \text{ \AA}$; в препаратах, насыщенных этиленгликолем, – $c\ d = 14,14-14,37; 7,11; 4,72-4,73; 3,53-3,54; 2,84 \text{ \AA}$; в препаратах, прокаленных при 550 °С в течение двух часов, – $c\ d = 13,81-14,48; 6,97-7,28; 4,66-4,98; 3,33-3,57; 2,76-2,86 \text{ \AA}$.

Слюдистый минерал определяется в естественных ориентированных природных препаратах по межплоскостному расстоянию

* Рентгенографический фазовый анализ проводился А.Л. Соколовой в лаборатории физических методов изучения породообразующих минералов Геологического института РАН

$c\ d = 9,94\ \text{Å}$; в препаратах, насыщенных глицерином, $-c\ d = 9,99\ \text{Å}$; в препаратах, прокаленных при $550\ ^\circ\text{C}$ в течение двух часов, $-c\ d = 10,05; 4,99\ \text{Å}$. Гидрослюда $c \approx 5\%$ разбухающих (сметитовых) межслоев диагностируется в естественных ориентированных природных препаратах по межплоскостному расстоянию $c\ d = 9,41\ \text{Å}$; в препаратах, насыщенных глицерином, $-c\ d = 9,45\ \text{Å}$.

Гидротермальная аргиллизация фиксируется в шлифах как самый поздний (низкотемпературный) процесс (схема). Она затрагивает, в первую очередь, гидрослюды, в меньшей степени – слюды и плагиоклазы. Реликты сохранившегося биотита при этом гидратируются и гидрослюдизируются. Плагиоклазы пелитизируются – мутнеют за счет развития глинистых минералов, прежде всего монтмориллонита. Наибольшей активности гидротермальная аргиллизация достигала на глубинах: 3489,94 м в алевро-песчаниках, 3619,42 м в алевролитах и 3638,59 м в алевро-глинах.

Под гидротермальной аргиллизацией (в данном случае монтмориллонитизацией или сметитизацией) мы, как и авторы статьи [18], понимаем не только образование минералов группы монтмориллонита, но и увеличение монтмориллонитовых пакетов в смешанослойных структурах хлорит-сметитового и иллит-сметитового типов.

В этой связи очень показательны результаты рентгеноструктурного анализа тонких (менее 0,001 мм) фракций, выделенных из вышеназванных типов пород. При доминирующем положении Mg-хлорита в них отмечается небольшое количество диоктаэдрических смешанослойных иллит-сметитовых образований. Причем в более проницаемых алевро-песчаниках и алевролитах смешанослойные минералы содержат 50% набухающих сметитовых пакетов – А (иллит): В (сметит) $\approx 50:50$. Меньшее количество сметитовых пакетов установлено в смешанослойных образованиях из слабо проницаемых алевро-глин – А:В $\approx 60:40$.

Смешанослойные минералы диагностируются в естественных ориентированных препаратах по межплоскостным расстояниям $c\ d = 22,95-24,50; 10,90-11,20; 5,52\ \text{Å}$. В препаратах, насыщенных глицерином и этиленгликолем, межплоскостное расстояние увеличивается соответственно до $29,45\ \text{Å}$ и $27,18\ \text{Å}$.

В одном случае в составе фракции менее 0,001 мм, выделенной из алевро-глин (глубина 3486,10 м), обнаружено небольшое количество триоктаэдрического хлорит-сметитового смешанослойного образования с 10-15% набухающих пакетов – А (хлорит):В (сметит) $\approx 85-90:15-10$. Основным минералом фракции по-прежнему остается практически свежий Mg-хлорит.

Гидротермальная аргиллизация, как показали наши исследования на Паужетском месторождении горячих вод, протекает при температурах ниже $200\ ^\circ\text{C}$. Причем в интервале $200-150\ ^\circ\text{C}$ формируются так называемые аргиллизированные пропициты со смешанослойными хлорит-сметитовыми или иллит-сметитовыми образованиями, а в диапазоне $150-60\ ^\circ\text{C}$ – гидротермально-метасоматические глины (сметиты, каолинит) [7].

Обсуждение результатов

Установлено [8, 9, 10], что характер эпигенетических изменений пород фундамента и осадочного чехла Западно-Сибирской плиты контролируется разрывными нарушениями и определяется вспышками гидротермальной деятельности, которая сопровождала периоды тектонической перестройки региона. В течение мезозоя активизация Западно-Сибирской плиты возобновлялась неоднократно. В частности, она наблюдалась в средней юре (180-160 млн лет), раннем мелу (неокоме – 145-120 млн лет) и позднем мелу – раннем палеогене (100-60 млн лет) [20]. Это соответствует представлениям В.С. Бочкарева и его коллег (2005), которые утверждают, что максимальный разогрев пород осадочного чехла в Западной Сибири, сопряженный с интенсивным погружением бас-

сейна во время тектонической активизации, приходился на среднюю юру-поздний мел, и не противоречит палеогеотермическим исследованиям ГЖВ, показавшим [23] длительное воздействие высоконагретых (150-250 °С) растворов на палеозойские и юрские породы юго-востока Западно-Сибирской плиты. Выявленные температуры в 2-3 раза превышают современные пластовые температуры, замеренные в стволах скважин.

Различия тектонических позиций рифтов и генетически с ними связанных изолированных впадин (Сурков, Смирнов, 2003) определили специфику заполняющего их изверженного материала и постмагматических явлений, происходивших в этих структурах. Это касается гидротермальных процессов как доюрской (доплитной) стадии, так и тех, что сопровождали тектоническую активизацию уже сформировавшейся молодой платформы. В рифтах преобладало высокотемпературное, а за их пределами – в изолированных депрессиях – низкотемпературное гидротермально-метасоматическое минералообразование [8, 9]. Это подтверждается и различием современных температур, замеренных на одинаковой глубине скважин, которые пробурены на различных расстояниях от погребенного континентального рифта. Так, непосредственно в надрифтовом желобе центральной части плиты (Черемшанская площадь) на глубине 3007 м зафиксирована пластовая температура 157 °С. На борту желоба (Восточно-Таркосалинская площадь) она составляет уже 105 °С, а на удалении от желоба (Западно-Таркосалинская площадь) падает до 93 °С (Сурков и др., 1982).

По устным заявлениям А.И. Сухарева (2008, 2009), в опробованном нами интервале глубин скв.2051 современные температуры варьируют от 85 до 99,3 °С (~ 100 °С). В этом температурном диапазоне по всем законам гидротермального (гидротермально-метасоматического) минералообразования должна развиваться формация гидротер-

мальных аргиллизитов [7, 17], (Гугушвили, 1980). Она представлена, прежде всего, смектитами и каолинитом (схема). Однако в составе тонких (менее 0,001 мм) фракций, выделенных из измененных разнообразных терригенных пород, эти минералы не встречаются. Как отмечалось, тонкие фракции всех 19 проб практически нацело сложены свежим (или почти свежим) магнезиальным хлоритом (клинохлором). Иногда в небольшом количестве в них содержатся диоктаэдрические иллит-смектитовые смешанослойные образования.

На основании этого возникает закономерный вопрос: как объяснить, что при современных температурах 85-100 °С, которые установлены прямыми замерами в стволе скв.2051, сохранился свежим хлорит – непременный спутник ломонтита и кальцита в цеолитовых и трансильванских пропилитах? Ведь известно [7,17], (Гугушвили, 1980), что уже при температуре циркулирующих растворов менее 200 °С хлорит начинает перерождаться в монтмориллонит с формированием хлорит-смектитовых смешанослойных образований. У последних с падением температуры в диапазоне 200-150 °С закономерно нарастает количество вновь возникающих набухающих (смектитовых) пакетов и сокращается число реликтовых хлоритовых межслоев. Ниже 150 °С смешанослойные образования исчезают полностью, уступая место собственно смектитам [7]. Трансформируется хлорит в рамках триоктаэдрического структурного мотива.

То же самое и при тех же температурах происходит при монтмориллонитизации гидрослюд (иллита) с той лишь разницей, что трансформация последних протекает в границах диоктаэдрического структурного мотива. Появление в породах скв.2051 весьма ограниченного количества иллит-смектитов при практическом отсутствии хлорит-смектитовых образований объясняется, в соответствии с теоретическими представлениями С.Г. Саркисяна и Д.Д. Котельникова (1971, 1980), более низкой термодинамиче-

ской устойчивостью первых к трансформации в монтмориллонит. При этом важно подчеркнуть, что набухающая (сметитовая) фаза в диоктаэдрических иллит-сметитах не превышает 50 %, а собственно диоктаэдрические монтмориллониты не зафиксированы вообще. Все это подтверждение того, что отсутствует важнейшая особенность гидротермального процесса – его регрессивная направленность.

Исходя из сказанного, ответ на поставленный вопрос напрашивается один: после теплового импульса, достигшего уровня низкотемпературной пропилитизации (200-290 °С), произошла консервация системы неким гидрофобом, который препятствовал поступлению и циркуляции остывающих и остывших до 85-100 °С растворов в терригенные породы. Зная, что в исследуемом интервале скв.2051 локализована газоконденсатная залежь, можно уверенно заявить, что таким гидрофобом являются УВ, следовательно, поступили они в терригенные породы либо в течение процесса пропилитизации или сразу по ее завершении, но во временном интервале, в котором температура системы не смогла опуститься ниже 200 °С. Из этого следуют два принципиальных вывода. Во-первых, формирование вторичных (пропилитовых) коллекторов в валанжинских толщах осадочного чехла Северо-Хальмерпаютинской площади и их заполнение УВ происходили почти одновременно. Во-вторых, возникновение залежей УВ было связано с конкретными этапами тектоно-гидротермальной активизации региона и приходилось, скорее всего, на их завершающие стадии. К аналогичным умозаключениям мы пришли относительно пород фундамента и переходного комплекса Западно-Сибирской плиты [9].

О "гормозящем" (консервирующем) влиянии УВ на процессы аутигенеза в терригенных породах пишут В.М. Матусевич и его коллеги (2008). Они, в частности, отмечают, что вследствие такого влияния в нефтеносных пластах осадочного чехла Западной

Сибири создаются закрытые гидрофобные системы, благотворно влияющие на сохранность высоких коллекторских свойств пород и их продуктивность. В водоносных системах, лишенных УВ, циркуляция остывающих вод не была затруднена, поэтому регрессивная направленность гидротермального процесса широко себя проявляла. Здесь происходило активное воздействие остывающих терм на хлорит-ломонтитовую (хлорит-кальцитовую) ассоциацию пропилитов. В таких случаях глинистые минералы первыми откликаются на изменение физико-химических условий среды и, как отмечалось, начинают смектитизироваться, ухудшая фильтрационно-емкостные свойства пород. Цеолиты при этом сохраняются или наблюдается смена ломонтита его низкотемпературной модификацией – β -леонгардитом [7]. В итоге появляются широко распространенные ломонтит-корренситовый, ломонтит-корренситоподобные минералы (Коссовская, Дриц, 1985), [4] и даже ломонтит-сметитовый парастерезисы. Этим, с нашей точки зрения, объясняется парадокс (Матусевич и др., 2008) нахождения смектитов и других термодинамически неустойчивых минералов в породах, испытавших некогда глубокий катагенез по данным отражательной способности витринита. Эти же растворы являются причиной интенсивного вторичного разуплотнения песчаников, характеризующихся (Колокольцев и др., 2008; Матусевич и др., 2008) высокими стадиями изменения ОВ.

Следовательно, в рифтовых седиментационных бассейнах количество содержащихся в коллекторе смешанослойных хлорит-сметитовых (иллит-сметитовых) образований и соотношение в них разбухающих и неразбухающих пакетов может характеризовать историю формирования и качество (герметичность) ловушки, а также вероятность обнаружения в ней залежей УВ.

Как уже говорилось, глинистый цемент терригенных пород валанжинского яруса скв.2051 сформировался за счет кластоген-

ного биотита в процессе его гидротермального перерождения. Аналогичная функция биотита в образовании глинистых цементов продуктивных коллекторов различных месторождений Западной Сибири описана многими геологами. Однако одинаковый механизм формирования таких цементов даже в одновозрастных коллекторах зачастую приводит к разному составу новообразованных хлоритов. Так, на газоконденсатных месторождениях Северо-Хальмерпаутинской площади нами установлен Mg-хлорит. На Ватинском нефтяном месторождении (Широтное Приобье) в валанжинских коллекторах диагностирован Fe-Mg-хлорит (Котельников, Колобова, 1972). По данным В.Г. Колокольцева и его коллег (2008) на Южно-Ягунском нефтяном месторождении в тех же по возрасту продуктивных алевро-песчаниках содержится Fe-хлорит. Наблюдаемая смена железистых хлоритов магнезиальными через промежуточные Fe-Mg (Mg-Fe) разности происходит, в соответствии с теоретическими представлениями В.И. Муравьева, А.Л. Салынь (1971), А.А. Годовикова (1975) и В.А. Дрица, А.Г. Коссовской [4], при повышении температуры, росте концентрации и активности Mg в гидротермальных растворах, последнему способствуют разрушение очень нестойких высокомагнезиальных силикатов (оливинов), а, возможно, и воздействие мантийных флюидов.

Учитывая сказанное, можно дать объяснение полученным фактам с позиции пространственного размещения месторождений УВ разного фазового состава относительно ископаемых рифтов Западно-Сибирской плиты [10]. В этой связи достаточно вспомнить, что Большехетская синеклиза с находящейся в ее пределах Северо-Хальмерпаутинской площадью (газоконденсатные месторождения) с трех сторон окружена погребенными континентальными рифтами: на западе и севере – Колтогорско-Уренгойским, а на востоке – Худосейским (Сурков, Смирнов, 2003). Рифтовый комплекс сложен высокомагнезиальными ниже-среднетриасо-

выми базальтами и их пирокластическими аналогами. Как уже говорилось, в периоды тектонической активизации именно в рифтовых системах зарождались и преобладали высокотемпературные богатые магнием растворы, которые по разломам проникали в породы чехла. Ватинское и Южно-Ягунское нефтяные месторождения удалены от погребенных рифтов. Именно поэтому в периоды тектоногидротермальной активизации углеводородпроизводящие породы чехла там испытывали воздействие менее нагретых и менее богатых магнием вод. Этим, видимо, можно объяснить корреляцию зональности состава аутигенных хлоритов из коллекторов с фазовой зональностью находящихся в этих коллекторах нефтяных месторождений (Fe-хлорит; Fe-Mg-хлорит) → газоконденсатные месторождения (Mg-хлорит). Сказанное является отражением установленной ранее закономерности [10]: фазовая зональность УВ в осадочных бассейнах с погребенным континентальным рифтом контролируется зональным прогревом материнских толщ в процессе тектоногидротермальной активизации. Причем это касается не только рассмотренных выше песчаников, алевро-песчаников, алевролитов, но и битуминозных глинистых отложений и, прежде всего, пород баженовской свиты. Остановимся на этом подробнее.

В работах С.Г. Краснова, М.Д. Хуторского, Б.А. Лебедева, Т.В. Дорофеевой, Э.М. Халимова установлено, что продуктивность баженовской свиты (вожский ярус, верхняя юра) контролируется прогревом пород восходящими флюидами. Максимальные дебиты обнаружены в наиболее "горячих" участках, которые характеризуются самыми высокими современными пластовыми температурами и приурочены к местам локализации самых молодых гранитоидов палеозойского фундамента Западно-Сибирской плиты. Специальные исследования, проведенные нами на Тальниковом, Даниловском, Северо-Даниловском, Сыморьяхском, Толумском и других месторождениях Шайм-

ского нефтегазоносного района [8], показали, что такими "гранитоидами" являются кислые (риолитовые) экструзивные купола туринской серии (T_{1-2}), которые развиты в изолированных тектонических депрессиях, генетически сопряженных с рифтами.

Как следует из работ С.Г. Краснова, М.Д. Хуторского, Б.А. Лебедева, Э.М. Халимова, Н.В. Колесникова, М.Н. Морозова, фазовая зональность УВ и плотность нефтей баженовской толщи на различных месторождениях достаточно четко контролируются современной пластовой температурой, а та, в свою очередь, – размерами подстилающих кислых экструзивных куполов. Так, для наиболее прогретых (выше 125-130 °С) участков баженовской свиты, которые залегают над самым крупным экструзивным куполом или группой плотно соседствующих экструзивных тел (Красноленинский свод), характерны конденсатоподобные нефти (газоконденсат) с плотностью до 0,77 г/см³ (Пальновская площадь). С падением пластовых температур ниже 125 °С газоконденсат уступает место нефти. Причем ее плотность закономерно возрастает сначала до 0,80-0,82 г/см³ (Ем-Еговская и Каменская площади, Рогожниковское, Назымское и Средне-назымское месторождения), а затем до 0,82-0,84 г/см³ (Сосново-Мысская площадь). Над небольшими по размерам разобшенными кислыми экструзивными куполами современная пластовая температура опускается до 110 °С. В границах этих температур существует группа месторождений (Северо-Салымское, Салымское, Верхне-Салымское, Северо-Демьяновское) с плотностью нефти 0,81 г/см³. С удалением от площади локализации этих месторождений и снижением (<110 °С) пластовой температуры плотность нефти возрастает сначала до 0,83 г/см³ (Приразломное, Ендырское месторождения), а затем до 0,84-0,86 г/см³ (Средне- и Верхне-Шапшинское, Сахалинское, Правдинское, Нижне-Коумское месторождения). В наименее прогретых (< 95 °С) породах баженовской свиты (Мултановское, Нижнесортим-

ское месторождения) развиты утяжеленные нефти с плотностью 0,902 и 0,904 г/см³ соответственно [12, 14, 22].

По теоретическим суждениям В.Ф. Ерофеева (1970), наблюдаемая сейчас пластовая геотермическая зональность региона отражает (при известном допущении) характер распределения тепловых полей в период формирования залежей УВ. Однако при этом надо постоянно помнить, что значения палеотемператур, как правило, намного превышали современные пластовые температуры.

Фазовая зональность УВ в целом для региона и зональность плотности нефтей в породах баженовской свиты, в частности, контролируются зональным прогревом нефтегазоматеринских пород горячими растворами в периоды тектоно-гидротермальной активизации Западно-Сибирской плиты [10, 11, 12]. При этом преобразования испытывали не только первичное сапропелевое ОВ, но и алюмосиликатный материал баженовской свиты. Результатами специальных исследований Т.А. Фёдоровой и Р.А. Бочко [21], проведенных на Салымской площади, подтверждается следующее: породы проработаны восходящими по разломам кислыми высокотемпературными (250-300 °С) растворами сульфатного класса; с одной стороны, это приводило к интенсивной каолинизации монтмориллонита (рН водных вытяжек 2,5-3), формированию железоалюминиевых квасцов, сульфатов кальция и магния; с другой, – вызывало увеличение пористости пород прежде всего на участках резко выраженного кислотного выщелачивания в узких приразломных зонах.

С удалением от разломов в слабо проницаемых отложениях баженовской свиты основным минералообразующим процессом становилась гидрослюдизация монтмориллонита [3], который изначально доминировал в составе глинистого материала пород [16]. Здесь необходимо подчеркнуть, что водоупорным (флюидоупорным) монтмориллонит является лишь при его обводнении в

условиях низких температур (Westsik, Hodges, 1983), когда давление набухания достигает 2 кг/см^3 (Шмелев, 1975) и практически исключает движение растворов. В гидротермальных же системах происходят прямо противоположные процессы. С повышением температуры до $90 \text{ }^\circ\text{C}$ проницаемость монтмориллонитовых глин увеличивается в 10-100 раз (Гольдберг и др., 1977, Зарайский, Балашов, 1983), что облегчает проникновение горячих вод в породы баженновской свиты в периоды тектоно-гидротермальной активизации.

Прогрев до $250\text{-}300 \text{ }^\circ\text{C}$ [21] насыщенных сапропелевым ОВ отложений способствовал одновременному образованию УВ и трансформации монтмориллонита в гидрослюдю. Как известно, суть гидрослюдизации, происходящей при температуре больше $150 \text{ }^\circ\text{C}$, заключается в жестком связывании трехслойных смектитовых пакетов ионами калия. Калий поступал в растворы в результате гидротермального разрушения слюд [13]. При этом новообразованные битумоиды концентрировались почти исключительно в межпакетных промежутках смектитов, которые, в свою очередь, замещались гидрослюдю. Органические соединения углерода и водорода тормозили трансформацию монтмориллонита в гидрослюдю. Однако, учитывая температуры ($> 200 \text{ }^\circ\text{C}$), которые достигались на отдельных участках во время тектоно-гидротермальной активизации, можно говорить о высокой степени слюдизации не только монтмориллонита, но и каолинита при содержании в растворах достаточного количества калия. Это имело исключительное значение в формировании продуктивности битуминозных глинистых отложений.

Т.В. Дорофеева и С.Г. Краснов [3] считают, что гидрослюдизация является тем необходимым этапом преобразования пород баженновской свиты, без которого невозможны возникновение сообщающейся поровой системы и улучшение коллекторских свойств. В смешанослойных минералах с

высокой долей набухающих пакетов (слабая степень гидрослюдизации монтмориллонита) битумоиды размещаются в основном в межслоевых промежутках. Они химически связаны со структурой смектитов и дают прочные глинисто-органические комплексы, чего нельзя сказать о гидрослюдах. Поэтому с нарастанием процесса гидрослюдизации монтмориллонита все большее количество возникающих битумоидов переходит в несвязанное с породой состояние. Следовательно, чем выше была температура прогрева пород под действием горячих обогащенных K^+ растворов, тем больше могло образоваться УВ, способных при благоприятных условиях к эмиграции из пласта.

С падением температуры до современных пластовых ($< 150 \text{ }^\circ\text{C}$) казалось бы нужно ожидать повсеместного присутствия в породах баженновской свиты смектитов и сопряженного с этим ухудшения коллекторских свойств. Однако, как и в случае скв.2051 Северо-Хальмерпаютинской площади, возникшая при формировании УВ гидрофобность и, как следствие, отсутствие пластовой воды в битуминозных глинистых толщах [11] блокировали регрессивную стадию гидротермального процесса. Это доказывается тем, что в составе фракции $< 0,001 \text{ мм}$, выделенной из продуктивных пород баженновской свиты, значительно преобладают смешанослойные монтмориллонит-гидрослюдистые минералы (50-70 %) и собственно гидрослюдю (20-40 %). Причем смешанослойные образования из наиболее прогретых участков, как и в скв.2051 Северо-Хальмерпаютинской площади, содержат не более 50 % набухающих (смектитовых) пакетов, а собственно смектиты не обнаружены вообще [3, 14].

Из изложенного материала совершенно очевидно, как много общего в образовании продуктивных алевро-песчаных (песчано-алевролитовых) и глинистых (первоначально насыщенных сапропелевым ОВ) пород. В тех и других формирование вторичных коллекторов и их заполнение УВ происхо-

дило одновременно (почти одновременно) с той лишь разницей, что в глинистых толщах УВ возникали *in situ*, а в алевро-песчаные породы они поступали извне. В обоих случаях залежи образовывались (разрушались и переформировывались) при вспышках гидротермальной активности, сопровождавших тектоническую перестройку региона.

Выводы

1. Формирование вторичных коллекторов в алевро-песчаных и глинистых богатых ОВ породах и их заполнение УВ происходили почти одновременно с той лишь разницей, что в глинистых толщах УВ возникали *in situ*, а в алевро-песчаные породы они поступали извне.

2. Возникновение новых и переформирование старых залежей УВ было связано с конкретными этапами тектоно-гидротермальной активизации рифтовых осадочных бассейнов.

3. Глинистые минералы и их парагенезисы являются чуткими индикаторами многообразия процессов преобразования терригенных валанжинских пород Северо-Хальмерпаютинской площади горячими растворами. Последние формировали гидротермально-метасоматические коллекторы и осуществляли транспортировку УВ.

4. По количеству находящихся в коллекторах смешанослойных образований и соотношению в них разбухающих (смектитовых) и неразбухающих (хлоритовых, слюдистых) пакетов можно оценить качество ловушки и вероятность содержания в ней УВ.

5. Корреляция зональности состава аутигенных хлоритов из коллекторов с фазовой зональностью находящихся в этих коллекторах нефтидов обусловлена прогревом материнских толщ в процессе тектоно-гидротермальной активизации.

Л и т е р а т у р а

1. Аммосов И.И., Горшков В.И., Гречишников Н.П. Палеотемпературы преобразования нефтегазоносных отложений. – М.: Наука, 1980.
2. Гигашвили Г.М. К вопросу о температурных условиях катагенетического минералообразования в породах-коллекторах нефти и газа // Докл. АН УССР. Сер.Б. – 1979. – № 7. – С.509-512.
3. Дорофеева Т.В., Краснов С.Г. Постседиментационные преобразования пород // Коллекторы нефти баженовской свиты Западной Сибири. – Л.: Недра, 1983. – С.26-40.
4. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. – М.: Наука, 1991. (Труды ГИН АН СССР. Вып.465).
5. Канана Я.Ф., Матвеев А.К. К вопросу определения палеотемператур осадочных толщ // Бюл. МОИП, отд. геол. -1986. – Т.61. – № 4. – С.110-121.
6. Коробов А.Д. Гидротермальный литогенез в областях наземного вулканизма: автореф. дис. на соиск. учен. степени д-ра геол.-минерал. наук. – М.: ГИН РАН, 1995.
7. Коробов А.Д., Гончаренко О.П., Главатских С.Ф. и др. История гидротермального минералообразования Паужетского месторождения парогидротерм и палеогидротермальных систем района // Структура гидротермальной системы. – М.: Наука, 1993. – С.88-120.
8. Коробов А.Д., Коробова Л.А., Киняева С.И. Гидротермальные процессы в палеорифтах Западной Сибири и их роль в формировании жильных ловушек УВ доюрского комплекса Шаимского района // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2004. – № 12. – С.63-72.
9. Коробов А.Д., Коробова Л.А. Гидротермальные процессы в погребенных палеорифтах Западной Сибири и их роль в доломитизации известняков и насыщении пород фундамента нефтью // Геология нефти и газа. – 2005. – № 3. – С.37-46.
10. Коробов А.Д., Коробова Л.А. Разуплотнение пород и фазовая зональность нефтидов Западно-Сибирской плиты как отражение гидротермально-метасоматических процессов // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2008. – № 9. – С.21-28.