

6. Кононов Ю.С. Геоструктурно-формационные особенности Нижне-Волжской нефтегазоносной области //Отечественная геология. – 2000. – № 3. – С.14-20.
7. Кононов Ю.С. Особенности продуктивности додевонских отложений Нижне-Волжской нефтегазоносной области //Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 1998. – № 10. – С.15-19.
8. Кононов Ю.С. Зональность нефтегазонакопления и поисковые работы в нефтегазодобывающих районах (на примере Степновского вала) //Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2003. – № 2. – С.11-15.
9. Воробьев В.Я. Информативность методов прогнозирования платформенных структур. – Л.: Недра, 1991.
10. Милановский Е.Е. Эволюция рифтогенеза в истории Земли //Доклады 27 Международ. геол. конгресса. Тектоника. – М., 1984. – С.109-126.
11. Рифтогенез и рифтогенный магматизм – особенности проявления в спрединговых зонах и в областях над "горячими" и "холодными" полями мантии /М.И. Кузьмин, А.И. Альмухамедов, В.В. Ярмолюк, В.А. Кравчинский //Проблемы глобальной тектоники. – М.: изд-во ОГГТГН РАН, 2003. – С.7-31.
12. Формации среднедевонско-артинского нефтегазоносного этажа юго-востока Русской плиты (Прикаспийская мегавпадина и ее обрамление) /С.В. Яцкевич, В.Я. Воробьев, Ю.И. Никитин и др. //Недра Поволжья и Прикаспия. – 2010. – Вып.63. – С.3-16.
13. Ермакова Б.В. Шлезингер А.Е. Консолидированная кора: время и место ее образования //Известия ВУЗ. Геология и разведка. – 2009. – № 7. – С.27-38.
14. Консолидированная кора Каспийского региона /Ю.Г. Леонов, Ю.А. Волож, М.П. Антипов и др. – М.: ГЕОС, 2011 (Труды ГИН РАН. – Вып.593).
15. Бурштейн Л.М. К вопросу о нелинейности процессов нефтидогенеза //Геология и геофизика. – 2009. – Т.50. – № 7. – С. 809-821.

УДК 553.982.23

**ВТОРИЧНЫЕ КВАРЦИТЫ И ПРОПИЛИТЫ
РИФТОГЕННЫХ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ БАССЕЙНОВ –
НОВЫЙ НЕФТЕГАЗОПЕРСПЕКТИВНЫЙ ПОИСКОВЫЙ ОБЪЕКТ**

© 2012 г. А.Д. Коробов, Л.А. Коробова, А.Т. Колотухин, В.М. Мухин, Л.В. Елисеева
Саратовский госуниверситет

На основе детальных литологических исследований показано единство эпигенетических преобразований пород переходного комплекса и чехла Западно-Сибирской плиты в процессе тектоногидротермальной активизации. В рифтах с базальтовым комплексом и надрифтовых желобах с терригенными породами возникали насыщенные газоконденсатом и газом низко- и среднетемпературные пропилиты, а в изолированных (локальных) впадинах с риолитовыми куполами и в перекрывающих породах чехла – нефтесодержащие кислотно-выщелоченные породы, слагающие фации вторичных кварцитов. Это доказывает существование особого рифтогенно-осадочного формационного комплекса, который можно рассматривать с новых позиций как нефтегазоперспективный поисковый объект. Оригинальные материалы, полученные на территории Западной Сибири, могут представлять интерес для специалистов, работающих в Волго-Уральской нефтегазоносной провинции.

Введение

Несмотря на значительные достижения в развитии теоретических основ нефтегазовой геологии за последние десятилетия, причины резкой избирательности размещения месторождений углеводородного (УВ) сырья в литосфере все еще не находят своего однозначного объяснения. В семидесятых и первой половине восьмидесятых годов XX века появилась достаточно стройная теория стадийности нефтегазообразования, основу которой составляет представление о нефтегазоносности как закономерном явлении, возникающем на определенных стадиях развития осадочных бассейнов. На первом месте в понимании механизма генерации УВ оказалась температура, как основной фактор катагенетического преобразования пород. Температурные границы и отвечающие им глубинные интервалы, как правило, определяют вертикальную зональность нефтегазообразования и размещения залежей. При этом важно подчеркнуть, что тепловые поля (кондуктивный теплоперенос), контролируемые границы главных фаз и главных зон нефте- и газообразования, в понимании Н.Б. Вассоевича, практически не изменяются во времени, т.е. остаются в статическом состоянии и характеризуют геостатический режим генерации УВ. Последний складывается из двух факторов: давления, которое в осадочной толще контролируется силами гравитации, и температуры, которая определяется установившимся тепловым (кондуктивным) полем. В условиях активного тектогенеза, который переживают большинство седиментационных бассейнов на пути их превращения в бассейны нефтегазоносные, распределение давлений и температур в осадочном чехле значительно усложняется. Поэтому закономерности, установленные для геостатической обстановки, существенно нарушаются и приходят в противоречие с новым фактическим материалом, полученным, в частности, на нефтяных и газовых месторождениях рифтогенных осадочных бассейнов.

Начавшийся со второй половины восьмидесятых годов прошлого столетия флюидодинамический этап, призванный устранить вышеотмеченные противоречия, успешно развивается в настоящее время. Его особенность заключается в признании геологами эволюционно-динамических факторов генерации УВ и установлении генетических связей между динамикой трех процессов: а) мощного осадконакопления, б) интенсивного прогрева, протекающего в условиях как растяжения, так и сжатия, в) активного нефтегазообразования. Принципиально новым является понимание исследователями того, что прогрев осадочных пород связан не только с кондукционной передачей тепла, но и с конвективным теплопереносом. Если первый механизм создает общий тепловой фон, то конвективные процессы являются, в частности, серьезными ускорителями генерации углеводородов [28]. Свидетельством конвективного прогрева бассейнов мощного осадконакопления может служить широкое развитие гидротермальных (гидротермально-метасоматических) процессов, а также обогащенность залежей нефти и газа металлами и глубинными газами. Такой подход к проблеме чрезвычайно важен для молодой Западно-Сибирской плиты (рифтового седиментационного бассейна), т.к. установлена [32] прямая генетическая связь между рифтогенезом и возникновением осадочных бассейнов, с одной стороны, и формированием в них крупных скоплений нефти и газа, – с другой.

О развитии гидротермального процесса и участии горячих растворов в формировании продуктивных коллекторов чехла Западной Сибири в разное время писали Р.А. Абдуллин [1], В.И. Белкин и А.К. Бачурин [2], Г.М. Гигашвили [3], М.Ю. Зубков с коллегами [6], А.Е. Лукин и О.М. Гарипов [20], Е.А. Предтеченская с соавторами [23], Т.А. Фёдорова и Р.А. Бочко [31], В.В. Шапенко и Ю.В. Щепеткин [33], А.Д. Коробов с коллегами [13, 14] и другие. Однако исследова-

телями не проводилась систематизация продуктов гидротермального изменения, позволявшая выделить метасоматические фации и формации, объяснить условия их формирования и приуроченность к конкретным структурам тектонической активизации. Рассмотрению этой проблемы применительно не только к породам осадочного чехла, но и переходного комплекса посвящена данная статья.

Гидротермально-метасоматические формации в породах переходного комплекса и чехла

Установлено [13, 15], что характер эпигенетических изменений пород переходного комплекса и осадочного чехла Западно-Сибирской плиты контролируется разрывными нарушениями и определяется вспышками гидротермальной деятельности, которая сопровождала периоды тектонической перестройки региона. При тектонической активизации эпицентры гидротермальных процессов были сосредоточены в погребенных рифтах и изолированных впадинах, порожденных раннемезозойским континентальным рифтогенезом. Именно в толщах изверженных пород T_{1-3} , выполняющих наложенные на палеозойский фундамент структуры, зарождались и циркулировали горячие растворы, значительная часть которых проникала в осадочный чехол по разломам. Различия тектонических позиций рифтов и генетически с ними связанных изолированных (локальных) впадин (схема) определили специфику заполняющего их изверженного материала и постмагматических явлений, в этих структурах протекавших. Это касается гидротермальных процессов как доюрской (доплитной) стадии, так и тех, что сопровождали тектоническую активизацию уже сформировавшейся молодой платформы. В течение мезозоя активизация Западно-Сибирской плиты возобновлялась неоднократно. В частности, она имела место в средней юре (180-160 млн лет), раннем мелу (неокоме – 145-120 млн лет) и позднем мелу – раннем палеогене (100-60 млн лет) [30].

В районе Красноленинского свода (схема), где расположено Талинское месторождение, в изолированных впадинах триасовые риолиты рогожниковской свиты (В.Г. Криночкин (1998)) и перекрывающие пласты ЮК₁₀₋₁₁ шеркалинской пачки (верхний лейас) испытали интенсивное кислотное выщелачивание с возникновением вторичных кварцитов. Пропилиты нами обнаружены в доюрском комплексе и нижнемеловых отложениях на территории развития ископаемых континентальных рифтов (Тюменская сверхглубокая скв.СГ-6, Северо-Хальмерпаюгинское, Пякяхинское месторождения и др.). Опишем процесс формирования каждой из вышеупомянутых формаций.

Формация вторичных кварцитов

Нефтенасыщенные пласты ЮК₁₀₋₁₁ Талинского месторождения залегают в основании осадочного чехла Западно-Сибирской плиты. Они представлены главным образом мелко-, средне- и крупнозернистыми песчаниками с прослоями гравелитов. Специальные исследования [1, 6, 20] показали, что породы шеркалинской пачки становятся высококачественными коллекторами в результате глубокого гидротермального преобразования. Максимально переработанные терригенные (обычно разномерные и грубообломочные) породы представляют собой диккит-каолинит-кварцевые метасоматиты со сложно построенным пустотным пространством и широким развитием крупных пор и каверн.

Наши наблюдения и анализ литературных данных свидетельствуют, что по условиям формирования в рамках аутигенной диккит-каолинит-кварцевой ассоциации можно выделить две основные фации вторичных кварцитов: кварц – (диккит-каолинитовую) и (диккит-каолинит) – кварцевую. В первом случае растворение сочеталось с преобладающей каолинизацией (образованием минералов группы каолинита), во втором – с доминирующим окварцеванием. Кроме того, растворение в условиях повышенных температур сопровождалось

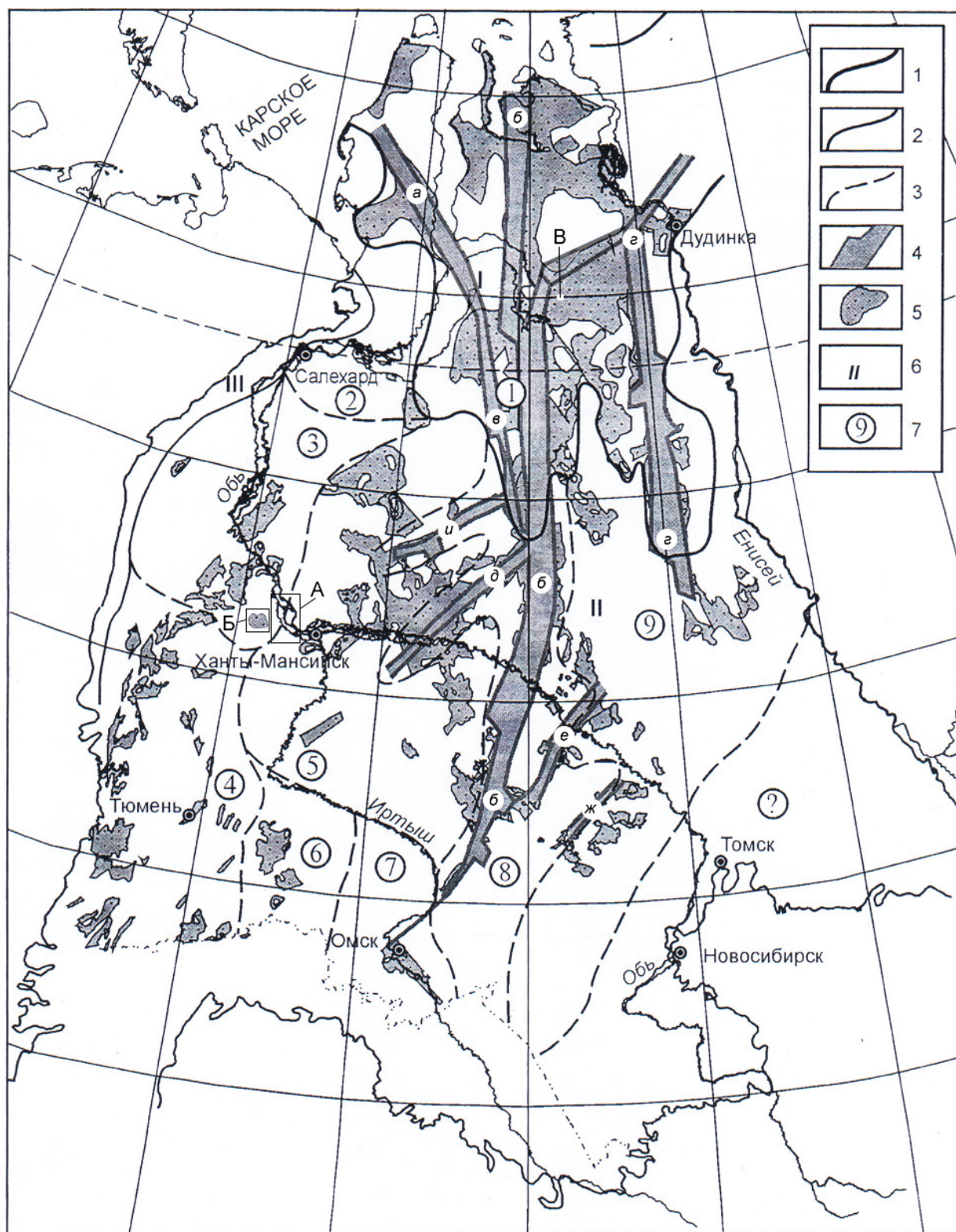


Схема фациального районирования триасовых отложений Западно-Сибирской плиты [19] с дополнениями [29] и уточнениями авторов. *Границы:* 1 – Западно-Сибирской плиты; 2 – фациальных областей; 3 – фациальных зон; 4 – *рифты*: а – Ямальский, б – Колтогорско-Уренгойский, в – Худуттейский, г – Худосейский, д – Аганский, е – Усть-Тымский, ж – Чузикский, и – Пякипурский; 5 – изолированные (локальные) впадины и вулканические плато; 6 – *фациальные области*: I – Ямало-Тазовская, II – Обь-Иртышская, III – Приуральская; 7 – *фациальные*

зоны: 1 – Уренгойская, 2 – Ярудейская, 3 – Шеркалинская, 4 – Тюменско-Тобольская, 5 – Мансийская, 6 – Вагай-Ишимская, 7 – Омская, 8 – Тарско-Муромцевская, 9 – Хохряковская. Районы работ: А – Красноленинский, Б – Шаимский, В – Северо-Хальмерпаютинская площадь (Большехетская впадина)

альбитизацией плагиоклазов, но явление это достаточно локальное. Для более объективного представления о характере формирования высококачественных коллекторов рассмотрим подробнее процесс альбитизации и фации вторичных кварцитов.

Растворение и альбитизация

Процесс сосредоточен во внешних и внутренних частях обломочных зерен более основного плагиоклаза. Новообразованный альбит внутренних частей имеет разнообразные по форме полости растворения размером от тысячных долей миллиметра до 0,1 мм в поперечнике. В пустотах кроме аутигенных каолинита и диккита развиваются кварц, хлорит и карбонаты [7]. Суть процесса сводится к тому, что освобождающиеся при выщелачивании Na^+ в условиях повышенных температур постепенно замещает Ca^{+2} обломочного плагиоклаза. Выделение альбита происходит без видимого привноса натрия, т.е. Na^+ для новообразованного альбита заимствуется из исходного плагиоклаза. Кальций при этом частично поступает в раствор, о чем свидетельствует дырчатый характер псевдоморфоз альбита по плагиоклазу. Таким образом, альбитизация является отражением деанортизации плагиоклазов, что чрезвычайно характерно для гидротермального минералообразования [21].

Кальций, поступающий при этом в раствор, может входить в состав новообразованного кальцита или других карбонатов, которые осаждаются в пористом аутигенном альбите или метасоматически замещают терригенные минералы.

Явления, идентичные описанным, обнаружены А.В. Копелиовичем [17] в песчаниках Приднестровья и объясняются агрессивностью нагретых поровых растворов под давлением. При этом подчеркивается, что альбитизация плагиоклазов может протекать

при невысоких температурах. Однако это противоречит физико-химическим условиям гидротермальной альбитизации [21].

Иногда в шлифах устанавливается сопряженность каолинизации (развитие минералов группы каолинита) и альбитизации плагиоклазов. Но чаще обнаруживается замещение новообразованного альбита, как и всех неустойчивых минералов терригенных пород, более поздними каолинитом и диккитом.

Кварц – (диккит-каолинитовая) фация

Гидротермалиты рассматриваемой фации сосредоточены в породах шеркалинской пачки в зонах опережающей трещиноватости крупных разломов, секущих фундамент и осадочный чехол. Их развитие контролировалось проницаемостью исходных пород и удаленностью от разрывных нарушений. Процесс формирования продуктивных вторичных коллекторов протекал в два этапа. В первый (ранний) осуществлялось растворение и метасоматическое замещение неустойчивых минералов терригенной ассоциации каолинитом и диккитом. Во второй (завершающий) этап происходило отложение этих минералов из гидротермальных растворов.

Литолого-петрографические работы, проведенные М.Ю. Зубковым и соавторами [6], А.Е. Лукиным и О.М. Гариповым [20], свидетельствуют, что в слабопроницаемых алевролитах наблюдается начальная и последующие стадии замещения триклинным каолинитом и диккитом обломков изверженных пород, полевых шпатов, слюд, гидрослюд, хлорита, смешанослойных образований. В более проницаемых мелко- и среднезернистых песчаниках, где процесс гидротермальной глинизации нарастал, перечисленные терригенные минералы и обломки пород встречаются в виде реликтов. Здесь

отмечаются сложные взаимоотношения терригенного структурно несовершенного моноклинного каолинита с новообразованными диккитом и триклинным каолинитом. Наблюдения в электронном и сканирующем микроскопах, подтвержденные рентгеноструктурными исследованиями, свидетельствуют, что в одних случаях происходит трансформация моноклинного каолинита в диккит, а в других – его преобразование (перекристаллизация) в триклинный каолинит [7]. Что касается терригенного кварца (доминирующего компонента пород), то он в незначительной степени подвержен процессам растворения и регенерации.

В самых проницаемых крупнозернистых песчаниках и гравелитах из приразломных зон новообразованной триклинный каолинит достаточно стремительно уступает свое место диккиту. В силу этого глинистые минералы цемента здесь практически нацело представлены диккитом. В качестве незначительной примеси фиксируются фрагменты реликтовых терригенных слюд, хлорита и смешанослойных минералов [10].

На участках интенсивного выщелачивания (зоны разломов) в возникших крупных порах и кавернах продолжает доминировать диккит. Причем в одних случаях развиваются диккит и триклинный каолинит в виде белых тонкодисперсных агрегатов совместно с микрокристаллическим адуляром, в других – исключительно диккит. Последний образует на стенках каверн очень плотные тонкочешуйчатые скопления, которые с трудом диспергируются и отделяются от породы даже на ультразвуковом дезинтеграторе [2]. Важно подчеркнуть необычность сонахождения диккита, каолинита и адуляра, поскольку эти минералы формируются в диаметрально противоположных физико-химических обстановках гидротермального процесса: диккит и каолинит в кислых, а адуляр в щелочных. Другой характерной особенностью этого процесса является высокая дисперсность всех без исключения новообразованных минералов.

На границе с зоной интенсивного выщелачивания и окварцевания ((диккит-каолинит) – кварцевая фация) диккит начинал активно растворяться и часто полностью исчезал. Разрушение минерала установлено не только в шлифах, но и благодаря исследованиям, проведенным с помощью сканирующего микроскопа [7].

Процесс, пришедший на смену активному растворению, характеризуется формированием диккит-каолинитового порового цемента и, в меньшей степени, возникновением регенерационной огранки у кластогенных кварцевых зерен. Для преобразованных пород характерно невысокое (1-2 %) абсолютное содержание каолинита и диккита. Причем количественное соотношение этих минералов в эпигенетическом цементе становится приблизительно одинаковым [6]. На это обстоятельство необходимо обратить особое внимание, ибо в период активного выщелачивания доминирующим минералом слоистых силикатов был высокодисперсный диккит.

Важно подчеркнуть, что в межзерновом пространстве гидротермально измененных пород развиты крупнокристаллические (30-40 мк) идиоморфные разности каолинита и диккита, попадающие при отмучивании в алевритовую фракцию. Причем совершенной морфологии в таких случаях соответствует и совершенная кристаллическая структура минералов. В частности, каолинит обладает триклинной ячейкой и строгим периодом "с". Характерно, что в направлении увеличения зернистости пород (смена мелкозернистого на средне- и крупнозернистый песчаник с прослоями гравелита) растет и степень упорядоченности решетки каолинита [6]. Из неглинистых пород единственным минералом является кварц. Наряду с его сохранившимися обломочными зернами здесь присутствуют и преобразованные разности с регенерационной каймой обрастания [6]. Описанные породы имеют хорошие фильтрационно-емкостные свойства (ФЕС) и представляют собой нефтенасы-

щенные вторичные коллекторы шеркалинской пачки.

(Диксит-каолинит) – кварцевая фация

Гидротермалиты рассматриваемой фации приурочены к крупным разрывным нарушениям и локализованы в изначально наиболее проницаемых разностях пород – крупнозернистых песчаниках и гравелитах шеркалинской пачки. Формирование продуктивных вторичных коллекторов происходило в два этапа. В первый (ранний) осуществлялось полное разрушение (кислотное выщелачивание) неустойчивых компонентов терригенной ассоциации с некоторым накоплением минералов кремнезема. Во второй (завершающий) этап имело место гидротермальное окварцевание пород.

Детальное литолого-петрографическое изучение пород показало, что на раннем этапе доминирующим процессом является растворение минерального матрикса и карбонатного цемента пород по системам микро- и макротрещин, по которым циркулировали горячие водные растворы. Выщелачиванию подверглись карбонаты, полевые шпаты, слюды, хлориты, минералы группы каолинита, смешанослойные минералы, амфиболы и обломки эффузивов. Причем этот процесс сопровождался практически полным выносом продуктов разложения за пределы зоны, чему способствовал режим интенсивного пульсирующего стресса [16]. Сказанное привело к появлению большого количества вторичных пустот, укрупнению макро- и макротрещин.

Размеры пустот колеблются от долей миллиметра до 4-6 мм. Они, как правило, соединены между собой системой трещин раскрытостью от 0,08 до 1,4-3,0 мм, в различной степени залеченных натечными формами кремнезема (опалом) и дикситом. Однако нередко пустоты выщелачивания лишены каких бы то ни было гидротермальных новообразований. Кроме того, в основной массе пород присутствует аутигенный тонкодисперсный кварц, имеющий размеры зерен менее 0,01 мм и слагающий глинистую

фракцию. Количество такого кварца составляет до половины общего содержания этой фракции в породе [1, 2, 6].

Процесс, сменивший активное растворение, характеризуется регенерацией клас-тогенного кварца и развитием микродруз этого минерала в пустотах выщелачивания. В значительно меньшей степени отмечается формирование дикситового (каолинит-дикситового) порового цемента.

Своим габитусом кристаллы кварца здесь обязаны многочисленным регенерационным каемкам, нарощенным на исходные разноокатанные и выщелоченные обломки этого минерала. Регенерационные каемки обычно прерывистые, шириной от 0,015 до 0,100-0,200 мм. Процесс их образования происходил в несколько этапов, что подтверждается различными по температуре генерациями регенерирующего кварца [20]. На заключительных этапах регенерации отмечается захват битумов растущей кристаллической фазой [7]. Поэтому поздний аутигенный кварц нередко содержит многочисленные включения пузырьков темноокрашенной жидкости – нефти.

За счет регенерационных каемок происходит значительное (в 2-3 раза) увеличение размеров исходных зерен кварца, достигающих при этом 0,8-0,9 мм [6]. Укрупнение кристаллокластов приводит к формированию гранобластовой структуры. Кроме того, регенерационные каемки не просто залечивают изъяны и структуры растворения на поверхности кварцевых зерен, а восстанавливают их правильную огранку (габитус).

Окварцевание, проявившееся в порах и кавернах выщелачивания, выразилось в образовании микродруз прекрасно ограненных водяно-прозрачных кристаллов кварца, достигающих, в зависимости от величины пустот, размера 0,5-1,0 мм. Любопытно отметить, что регенерационный и вырастающий в кавернах микродрузовый кварц отличаются не только идиоморфизмом, но имеют и более совершенную по сравнению с обломочным кварцем кристаллическую структу-

ру, что подтверждается рентгеноструктурными исследованиями [6].

Вышеописанные процессы сопряжены с резким возрастанием прежней и без того высокой проницаемости осадочных образований. В итоге вторичные коллекторы шеркалинского горизонта, соответствующие по минеральному составу формации вторичных кварцитов, приобрели проницаемость от первых сотен миллиардов до 4,5 Д при пористости от 16 до 23 % [2]. Это обусловило сверхпроводимость пород, которые рассматриваются Р.А. Абдуллиным [1] как вторичные суперколлекторы.

Установленная для осадочных пород связь наложенных процессов с ФЕС и продуктивностью может быть полностью распространена и на гидротермально измененные кислые эффузивы туринской серии изолированных впадин. Так, в Шаимском районе (схема) высокими коллекторскими свойствами отличаются зоны интенсивного сернокислотного выщелачивания риолитовых куполов, в которых выявлен новый для данной территории тип жильной ловушки УВ [13]. Породы этих зон рассечены многочисленными прожилками, выполненными крупночешуйчатыми структурно совершенными триклинным каолинитом (10-94 %) и диккитом (3-45 %), а также перекристаллизованным крупнозернистым кварцем (10-30 %). В небольшом количестве (10%) отмечаются карбонаты – сидерит, доломит и др. Заслуживающим внимания является то, что испещренные кварц-диккит-каолинитовыми прожилками риолиты либо пропитаны нефтью (скв.10666, глубина 1774,0-1796,0 м, Тальниковое месторождение), либо дают нефтепритоки: Тальниковое месторождение, скв.10329, глубина 1735,5-1741,0 м, дебит 66 т/сут; Толумское месторождение, скв.10515, глубина 1709,0-1724,0 м, дебит 14 т/сут; глубина 1732,0-1745,0 м, дебит 4,3 т/сут.

Таким образом, в изолированных (локальных) впадинах при тектоногидротермальной активизации породы доюрского

комплекса и чехла вдоль секущих их разломов были одинаковым образом изменены (сформированы кислотно выщелоченные породы формации вторичных кварцитов) и насыщены УВ под действием циркулировавших горячих растворов. Из этого следует, что присутствие крупнокристаллического перекристаллизованного (изверженные породы) и регенерационного (терригенные породы) кварца, а также триклинного структурно совершенного крупночешуйчатого каолинита (в меньшей степени диккита) является главным минералогическим показателем возможной нефтенасыщенности коллекторов переходного комплекса и чехла. Такие коллекторы могут быть сосредоточены в Шеркалинской, Тюмено-Тобольской и Вагай-Ишимской фациальных зонах (схема), где присутствует основная масса локальных впадин.

Формация пропилитов

Формация пропилитов, генетически взаимосвязанная с вторичными кварцитами [11, 22], масштабно проявлена в пределах Большехетской впадины (вулканического плато), которая находится в непосредственной близости от окружающих ее с трех сторон погребенных континентальных рифтов: на западе и севере – Колтогорско-Уренгойского, а на востоке – Худосейского (схема). Там насыщенные газоконденсатом терригенные толщи известны на Пякяхинском месторождении (скв.2020Р, глубина 3185,30-3195,40 м, пласт БУ⁰₁₆) и на Северо-Хальмерпаютинской площади (скв.2042, глубина 3192,00-3201,00 м; скв.2051, глубина 3343,00-3638,93 м). Породы представлены, главным образом, песчаниками, алевропесчаниками и песчаными алевролитами валанжинского яруса (К₁). Специальные исследования [14,15] показали, что эти породы становятся продуктивными коллекторами в результате интенсивного гидротермального изменения – низкотемпературной (200-290 °С) пропилитизации. Среди последней, в соответствии с теоретическими представлениями Д.С. Коржинского [11], М.А. Ратее-

ва с коллегами [24] и В.И. Гугушвили [4], авторы статьи различают цеолитовую и трансильванскую фации. Продукты среднетемпературной (290-380 °С) пропилитизации выражены слабо, но отмечаются во всех исследованных образцах. Рассмотрим подробнее каждую из упомянутых фаций.

Среднетемпературные пропилиты

Среднетемпературная пропилитизация в породах Большехетской впадины проявилась, прежде всего, в развитии эпидота. Его количество ограничено. Он обнаруживает сонахождение с широким набором гидротермальных минералов: ломонтином, хлоритом, кальцитом, кварцем, редко пиритом и гидрослюдой и встречается во всех анализированных пробах. Эпидот тесно ассоциирует с хлоритом (и продуктами его позднего преобразования), иногда замещая его. Он часто развит в основной (цементирующей) массе терригенных пород, образуя достаточно крупные кристаллы. Обломки пород содержат новообразованные эпидот, хлорит и лейкоксен. При этом нередко наблюдается концентрация мелких выделений гидротермального эпидота вокруг частично или полностью эпидотизированных плагиоклазов. Зерна биотита в незначительной степени замещены эпидотом. Что касается другого характерного минерала среднетемпературных пропилитов – альбита, то его сложно обнаружить. Связано это с тем, что в условиях слабого развития процесса формируется "аномальный", по В.Л. Русинову [25], альбит, диагностика которого затруднена. Поэтому минералом-индикатором среднетемпературной пропилитизации терригенных пород Пякяхинского месторождения и Северо-Хальмерпаютинской площади является легко диагностируемый в шлифах эпидот.

Низкотемпературные пропилиты

Фация цеолитовых пропилитов

Цеолитовые пропилиты наиболее широко развиты на глубине 3189,40-3192,40 м; 3195,30 м в скв.2020Р Пякяхинского месторождения и на глубине 3343,0-3367,0 м в скв.2051 Северо-Хальмерпаютинской пло-

щади. Процесс выражается в ломонтизации различных ингредиентов песчаников и алевропесчаников и нередко накладывается на участки, испытавшие предварительную хлоритизацию, окварцевание, карбонатизацию, эпидотизацию, пиритизацию и лейкоксенизацию, т.е. среднетемпературную пропилитизацию.

Ломонтит – индикаторный минерал цеолитовых пропилитов – тесно ассоциирует с хлоритом и продуктами его более позднего изменения. Поэтому в базисе терригенных пород, как правило, присутствует, по данным рентгенофазовых исследований, хлоритцеолитовый (хлорит + смешанослойный хлорит – монтмориллонит + ломонтит) микроагрегат. При этом практически невозможно отличить реликты предшествующей хлоритизации от той, которая сопутствовала цеолитовой пропилитизации. Ломонтит образует пойкилобласты – крупные пластинчатые призматические кристаллы с совершенной спайностью в одном, редко двух направлениях, в которые погружен обломочный материал. Пойкилобластическая ломонтизация – характерная черта зон интенсивной цеолитовой пропилитизации.

Обломки пород и минералов в различной степени изменены. Полевые шпаты ломонтизированы, пелитизированы, эпидотизированы, серицитизированы, хлоритизированы, редко сосюритизированы. Биотит значительно преобразован, причем в несколько этапов. Сначала он был эпидотизирован, лейкоксенизирован, а в самую позднюю (низкотемпературную) стадию – гидрослюдизирован, вермикулитизирован, гидратирован, смектитизирован. Новообразованный пирит встречается в виде редких гнезд и рассеянных глобул. Он развит по биотиту, хлориту, обломкам эффузивных пород. Еще одной характерной особенностью цеолитовых пропилитов является проницаемость. Петрографические наблюдения свидетельствуют, что сообщающиеся между собой поры составляют в среднем 6-10 % площади шлифа. Форма их неправильная, часто

удлиненная. Размеры варьируют от 0,08 мм и 0,08 x 0,16 мм до 0,25 x 0,50 мм. Это подтверждает ранее сделанный вывод [12] о том, что при низкотемпературной пропилитизации ломонтит является минералом – индикатором коллекторов. Своим появлением он заметно улучшает проницаемость пород.

Фацция трансильванских пропилитов

В отличие от цеолитовых пропилитов трансильванские пропилиты распространены ограничено и приурочены к слабопроницаемым породам: тонкообломочным алевролитам, алевроизвестнякам гидротермально-метасоматической природы, реже – песчанистым алевролитам. Трансильванские пропилиты встречены на глубине 3193,90 м в скв.2020Р Пякяхинского месторождения и на глубине 3499,0-3501,0; 3580,0-3581,0; 3536,0 м в скв.2051 Северо-Хальмерпаютинской площади. Процесс проявился в кальцитизации различных ингредиентов терригенных пород.

Кальцит ассоциирует с хлоритом, гидрослюдой и продуктами их низкотемпературного преобразования. Наиболее активно пропилитизация протекала в цементирующей массе пород, где формировался различно окристаллизованный кальцит и возникали пойкилобласты этого минерала. Редко межзерновые зоны заполнены ломонтитом. Наблюдается это в том случае, если карбонатизация несколько ослабевает. На участках же активной кальцитизации ломонтит отсутствует.

В карбонатный цемент, часто представленный пойкилобластами кальцита, погружен обломочный материал. Обломки полевых шпатов и эффузивов, прежде в различной степени эпидотизированные, хлоритизированные, лейкоксенизированные, бывают значительно корродированы поздним карбонатом кальция или даже полностью замещены кальцитом. На участках шлифа, где процесс проявлен наиболее активно, видны обломки кварца, корродированные кальцитом. Еще одной особенностью трансильван-

ских пропилитов является слабая их проницаемость. В шлифе не обнаружены какие-либо поры или каверны. От этого песчаник выглядит достаточно прочным и массивным и может выполнять функцию экрана. Это соответствует заключению [12], что при низкотемпературной пропилитизации кальцит служит минералом-индикатором локальных флюидоупоров.

Важно отметить, что характер карбонатизации терригенных пород удивительно напоминает особенности их цеолитизации. Протекая одновременно, эти два процесса, вызывающие разуплотнение и переуплотнение пород, вместе с тем пространственно не пересекаются. К такому же выводу мы пришли, изучая современные гидротермальные процессы на Камчатке.

Выявленная для пород чехла связь вторичных процессов с фильтрационными характеристиками и продуктивностью в полной мере справедлива и для базальтов Т₁₋₂ Колтогорско-Уренгойского грабена. Так, самыми высокими коллекторскими свойствами обладают зоны интенсивной гидротермальной проработки (цеолитизации) рифтовых базальтов, вскрытых Тюменской сверхглубокой скв.СГ-6 в интервале 6822,0-68860 м. Пористость пород в этих частях разреза достигает 19 %, а проницаемость – 11×10^{-3} мкм². Пустотное пространство коллектора образовано как порами, так и кавернами, и трещинами. Размер каверн может составлять 22 мм. В этом интервале сосредоточены максимально ломонтитизированные, в меньшей степени эпидотизированные, альбитизированные и хлоритизированные базальты. Низкие коллекторские свойства вулканитов обусловлены заполнением пустот гидротермальным кварцем и карбонатами [5, 26].

По данным Т.В. Карасёвой (Белоконь) с соавторами [8, 9] и Ю.А. Ехлакова с коллегами [5], из метасоматически измененных (ломонтитизированных и эпидотизированных) базальтов скв.СГ-6 в интервале 6622,0-6654,0 м получен приток низкоминерализо-

ванной воды с газом (метан до 98 %). Пропилитизированные газоводонасыщенные базальты-коллекторы обладают пористостью до 15 % и проницаемостью до 7×10^{-3} мкм². В качестве флюидоупора в этом случае могут быть хлоритизированные и карбонатизированные базальты, залегающие на глубине 6579,0-6520,0 м [5], которые мы относим к трансильванским пропилитам. Второй случай, когда гидротермально измененные рифтовые базальты T₁₋₂ выступают в роли коллекторов, описывают Л.В. Сиротенко и В.И. Горбачёв [27] на примере Ен-Яхинской сверхглубокой параметрической скв.СГ-7, пробуренной на севере Западной Сибири. Там в результате испытаний в интервале 7124,0-7163,0 м было получено 48 м³/сут углеводородного газа с водой. Это свидетельствует о возможной локализации газа в пропилитизированных рифтовых базальтах.

Таким образом, в рифтах и примыкающих к ним территориях при тектоногидротермальной активизации породы доюрского комплекса и чехла вдоль секущих их разломов были одинаково изменены (образованы цеолитовые и трансильванские пропилиты) и насыщены УВ под влиянием циркулирующих высоконагретых растворов. Поэтому присутствие ломонтита является главным минералогическим показателем возможной насыщенности вторичных коллекторов переходного комплекса и чехла газоконденсатом и (или) газом.

Закономерности локализации нефтегазоносных вторичных кварцитов и пропилитов

Проведенные исследования показали, что в районе Краснотенского свода, где расположено Талинское месторождение, под влиянием циркулировавших высоконагретых растворов в крупнозернистых песчаниках и гравелитах шеркалинской пачки произошла полная замена терригенной ассоциации минералов на гидротермальную. Она осуществлялась последовательно и носила зональный характер (в порядке нарастания кислотности): альбит + хлорит + карбонаты → аль-

бит + каолинит + диккит + кварц каолинит + диккит + кварц → диккит + кварц + опал → кварц ± опал. Причем переход от свежих полимиктовых песчаников и гравелитов до зон их максимальной гидротермальной переработки, по данным В.И. Белкина и А.К. Бачурина [2], колеблется в интервале от десятков сантиметров до первых метров.

В этом ряду свое четкое место занимает альбитизация плагиоклазов. Аутигенный альбит шеркалинской пачки, как правило, представляет собой полый или пористый монокристалл, пустоты которого заполнены вторичными минералами. Среди них, с учетом новообразованного минерала – хозяина, необходимо различать две ассоциации, типичные, с точки зрения Д.С. Коржинского [11] и Н.И. Наковника [22], для двух генетически взаимосвязанных гидротермально – метасоматических формаций: пропилитовой (альбит + хлорит + карбонаты) и вторичных кварцитов (каолинит + диккит + кварц). Следовательно, отмеченные минеральные ассоциации определяют пограничные условия двух процессов – пропилитизации и сернокислотного выщелачивания, которые существовали на Талинском месторождении в период тектоногидротермальной активизации. Это подтверждается тем, что альбитизация происходит под действием слабокислых (рН 6) растворов [21], имеющих температуру 290 °С и выше [12]. При этом процессы пропилитизации в породах шеркалинской пачки носят эмбриональный характер, а сернокислотное выщелачивание проявлено чрезвычайно широко. Такие обстановки минералообразования с температурой 150-200 °С были типичны для изолированных впадин с риолитовыми куполами и перекрывающих их пород чехла. Там формировались кислотные-выщелоченные коллекторы формации вторичных кварцитов и осуществлялся синтез преимущественно жидких УВ. В рифтах с базальтовым комплексом и надрифтовых желобах с терригенными породами под влиянием горячих растворов минералообразование протекало в более высокотем-

пературных (от 200-290 до 380 °С) щелочных условиях. Там возникали пропилитовые коллекторы и флюидоупоры, а также газообразные нафтиды.

Выявленный аутигенез является характерной особенностью седиментационных бассейнов с погребенным континентальным рифтом. Об этом свидетельствуют специальные исследования, проведенные Е.А. Предтеченской с соавторами [23] в ниже-среднеюрских нефтегазоносных отложениях Западной Сибири. Ими установлено, что в пределах надрифтовых желобов в цементе перекрывающих пород доминируют вторичные карбонаты кальция и магния (щелочной режим минералонакопления), которые надо рассматривать как следствие проявления трансильванской, по классификации Д.С. Коржинского [11], пропилитизации. В районах же, где в составе фундамента имеется много "гранитных интрузий" (развит триасовый риолитовый комплекс (В.С. Бочкарёв и др., 2000)), в перекрывающих локальные впадины осадочных толщах преобладают гидротермальные минералы диксит, каолинит, кварц, опал, халцедон, в меньшей степени – хлорит и альбит. Первые, как только что было показано, служат индикаторами продуктивных коллекторов формации вторичных кварцитов.

В этой связи напрашивается закономерный вопрос: чем обусловлены различия аутигенеза и фазовой зональности УВ в структурах активизации рифтогенных седиментационных бассейнов? Ответ на вторую часть вопроса заключается в том, что фазовая зональность генерируемых нафтидов Западной Сибири контролируется зональностью температурной, которая, в свою очередь, является отражением региональной метасоматической зональности. Последняя возникает в нефтегазоматеринских породах при тектоногидротермальной активизации [15]: изолированные впадины и перекрывающие их породы чехла: нефть (гидротермальные аргиллизиты 60-170 °С) → нефть + газоконденсат (гидротермальные аргилли-

зиты, вторичные кварциты 150-200 °С); рифты и надрифтовые желоба: газоконденсат (пропилиты низкотемпературные 200-290 °С) → газ (пропилиты среднетемпературные 290-380 °С). Однако при этом надо постоянно помнить, что современная фазовая зональность УВ на месторождениях Западной Сибири часто не укладывается в изложенную схему. Связано это с очень высокой миграционной способностью нафтидов, чутко реагирующих на меняющийся режим температур и давлений во время тектонической перестройки. Это сильно осложняет вертикальное и латеральное распределение жидких и газообразных УВ.

Чтобы ответить на первую часть вопроса, необходимо вспомнить, что рН растворов на месторождениях углеводородного сырья контролируется, прежде всего, окислением органического вещества (ОВ) и, в меньшей степени, УВ. Поэтому различия кислотно-щелочных обстановок гидротермального минералогенеза в структурах активизации определялись, при прочих равных условиях, неодинаковым содержанием рассеянного ОВ в каждой из них.

В перекрывающих изолированные впадины породах чехла температуры в периоды тектонической перестройки, видимо, редко превышали 200 °С. Можно предположить, что при этом не все ОВ трансформировалось в УВ. Часть его оставалась в породах и могла окисляться, понижая рН растворов. Кроме того, при созревании рассеянного ОВ и образовании УВ выделялся сероводород, который впоследствии при окислении давал серную кислоту, повышающую активность гидротерм. Микронепть (нефть) также могла окисляться и создавать низкие значения рН нагретых вод. Все сказанное в совокупности порождало кислые агрессивные растворы. Они вызывали глубокое выщелачивание, особенно если процесс протекал в режиме интенсивного пульсирующего стресса, способствующего быстрому удалению продуктов реакции из пластовой системы, что наблюдалось на Талинском мес-

торожении [16]. Однако на фоне кислотного выщелачивания могли возникать кратковременные обстановки щелочного минералонакопления (адуляризация), связанные с вскипанием гидротерм и потерей CO_2 .

Иная картина складывалась в надрифтовых желобах, где температуры в периоды тектонической активизации были существенно выше (200-380 °C). В таких случаях происходила глубокая и более полная трансформация органического вещества в углеводороды (природный газ, газоконденсат). Рассеянного ОВ, способного окисляться, оставалось слишком мало в материнских и вмещающих породах. Кроме того, в составе генерируемого при этом "нижнего высокотемпературного газа" [18] доминировал устойчивый к окислению метан. Он быстро заполнял коллектор, вытеснял воду и консервировал пластовую систему, т.е. прекращал развитие в ней регрессивного аутигенеза. Все это препятствовало снижению рН нагретых растворов и гидротермальное минералообразование происходило до прихода УВ в пласт в щелочной (до близнейтральной) обстановке.

Из этого следует, что в седиментационных бассейнах с погребенным континентальным рифтом при тектонической активизации появлялись различные по своим параметрам потоки глубинных тепловых флюидов, т.е. имел место разноинтенсивный конвективный теплоперенос. Взаимодействуя с породами осадочного чехла, флюиды, с одной стороны, определяли кислотность-щелочность растворов и формационную принадлежность гидротермальных коллекторов, а с другой, – контролировали фазовую зональность образующихся УВ. Поэтому формирование вторичных коллекторов в таких случаях нельзя рассматривать в отрыве от процесса нефтегазогенерации.

Заключение

Приведенные данные позволяют сделать следующие основные выводы.

1. В рифтогенных осадочных бассейнах при тектонической перестройке в структу-

рах активизации существовали различные по физико-химическим параметрам гидротермы, которые определяли характер аутигенного минералогенеза возникающих вторичных коллекторов и фазовую зональность генерируемых УВ.

2. Кислотность-щелочность гидротерм в период тектонической активизации контролировалась, видимо, главным образом, количеством окисляющегося рассеянного ОВ осадочных толщ. Меньшую роль в данном процессе играли УВ. Это, наряду с температурой и тектонической напряженностью (режимом пульсирующего стресса), во многом определяло метасоматическую зональность в породах переходного комплекса и чехла конкретной структуры активизации.

3. Под действием горячих растворов образовались две продуктивные генетически взаимосвязанные гидротермально-метасоматические формации (вторичные кварциты и пропилиты), локализованные в двух генетически сопряженных структурах активизации: соответственно в изолированных впадинах и перекрывающих толщах чехла, в рифтах и породах надрифтовых желобов.

4. Фазовая зональность генерируемых УВ контролировалась зональностью температурной, которая являлась, в свою очередь, отражением региональной метасоматической зональности. Последняя формировалась при тектоногидротермальной активизации, затрагивающей среди осадочных толщ чехла и нефтегазоматеринские породы.

5. Современная фазовая зональность УВ на месторождениях Западной Сибири часто не совпадает с региональной фазовой зональностью нефтяных пород периода их генерации.

6. В кислотно-выщелоченных породах переходного комплекса и чехла (вторичных кварцитах) сосредоточены преимущественно залежи нефти и газоконденсата, а в цеолитизированных аналогах (пропилитах) – газоконденсат и газ.

ГЕОЛОГИЯ

Л и т е р а т у р а

- 1 Абдуллин Р.А. Природа высокой проницаемости пород-коллекторов шеркалинского горизонта Красноленинского района Западной Сибири // Докл. АН СССР. – 1991. – Т.316. – № 2. – С.422-424.
2. Белкин В.И., Бачурин А.К. Строение и происхождение высокопроницаемых коллекторов из базальных слоев юры Талинского месторождения // Докл. АН СССР. -1990. – Т.310. – № 6. – С.1414-1416.
- 3 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.
4. Гугушвили В.И. Поствулканический процесс и формирование месторождений полезных ископаемых в древних островных дугах и интрадуговых рифтах (на примере Аджаро-Триалетской зоны Кавказа). – Тбилиси: Мецниереба, 1980. – 184с.
5. Ехлаков Ю.А., Угрюмов А.Н., Бочкарёв В.С. Расчленение осадочно-вулканогенной толщи триаса (красноселькупская серия) в Тюменской сверхглубокой скважине //Триас Западной Сибири: материалы к стратиграфическому совещанию по мезозою Западно-Сибирской плиты. – Новосибирск: СНИИГГ и МС, 2001. – С.32-48.
6. Гидротермальные процессы в шеркалинской пачке Талинского месторождения (Западная Сибирь) /М.Ю. Зубков, С.В. Дворак, Е.А. Романов, В.Я. Чухланцева //Литология и полезные ископаемые. – 1991. – № 3. – С.122-132.
7. Литология коллекторов Талинского нефтяного месторождения (Западная Сибирь) /Ю.П. Казанский, В.В. Казарбин, Э.П. Солотчина и др. //Геология и геофизика. – 1993. – Т.34. – № 5. – С.22-31.
8. Основные научные результаты исследования Тюменской сверхглубокой скважины /Т.В. Карасёва, В.И. Горбачёва, М.Б. Келлер, В.А. Пономарёва //Тюменская сверхглубокая скважина (интервал 0-7502 м). Результаты бурения и исследования: сборник докладов: Научное бурение в России. – Пермь: Кам НИИКИГС, 1996. – Вып.4. – С.49-62.
9. Эффективность глубокого и сверхглубокого параметрического бурения для оценки ресурсов углеводородов ниже освоенных глубин /Т.В. Карасёва (Белоконь), Ю.А. Ехлаков, В.И. Горбачёв и др. //Приоритетные направления поисков крупных и уникальных месторождений нефти и газа. – М.: ООО "Геоинформмарк", 2004. – С.164-169.
10. Диксит в нижнеюрских отложениях Талинской зоны нефтегазоаккумуляции (Западная Сибирь) /А.Э. Конторович, Э.П. Солотчина, Ю.П. Казанский, В.В. Казарбин //Докл. РАН. – 1995. – Т.342. – № 3. – С.350-353.
11. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов //Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. – М.: изд-во АН СССР, 1953. – С.332-452.
12. История гидротермального минералообразования Паужетского месторождения парогидротерм и палеогидротермальных систем района /А.Д. Коробов, О.П. Гончаренко, С.Ф. Главатских и др. //Структура гидротермальной системы. – М.: Наука, 1993. – С.88-120.
13. 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.
14. Коробов А.Д., Коробова Л.А. Разуплотнение пород и фазовая зональность нефтидов Западно-Сибирской плиты как отражения гидротермально-метасоматических процессов //Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2008. – № 9. – С.21-28.
15. Коробов А.Д., Коробова Л.А. Нефтегазоперспективный рифтогенно-осадочный формационный комплекс как отражение гидротермальных процессов в породах фундамента и чехла //Геология нефти и газа. – 2011. – № 3. – С.14-23.
16. Коробов А.Д., Коробова Л.А. Пульсирующий стресс как отражение тектоногидротермальной активизации и его роль в формировании продуктивных коллекторов чехла (на примере Западной Сибири) //Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2012. – № 6. – С.4-12.

17. Копелиович А.В. Явления эпигенетической альбитизации плагиоклаза в песчаниках древних толщ Приднестровья //Труды Восточно-Сибирского геолог. института. Серия геол. – 1962. – Вып.5. – С.109-122.
18. Нафтидное районирование арктических акваторий России и Аляски в связи с размещением и поисками уникальных месторождений нефти и газа /К.Н. Кравченко, О.В. Иванова, Ю.К. Бурлин, Б.А. Соколов //Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. – 2000. – № 11. – С.2-10.
19. Липатова В.В., Казаков А.М. Проект стратиграфической схемы триасовых отложений Западно-Сибирской плиты (по решениям Межведомственного рабочего совещания в г. Ярославль, 2000 г.) //Триас Западной Сибири (материалы к стратиграфическому совещанию по мезозою Западно-Сибирской плиты). – Новосибирск: СНИИГТ и МС, 2001. – С.215-220.
20. Лукин А.Е., Гарипов О.М. Литогенез и нефтеносность юрских терригенных отложений Среднеширотного Приобья //Литология и полезные ископаемые. – 1994. – № 5. – С.65-85.
21. Набоко С.И. Физико-химические условия гидротермальной калишпатизации и альбитизации //Проблемы петрологии и генетической минералогии. – М.: Наука, 1970. – Т.2. – С.88-97.
22. Наконкин Н.И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. – М.: Недра, 1968. – 335с.
23. Предтеченская Е.А., Шиганова О.В., Фомичев А.С. Катагенетические и гидрохимические аномалии в нижне-среднеюрских нефтегазоносных отложениях Западной Сибири как индикаторы флюидодинамических процессов в зонах дизъюнктивных нарушений //Литосфера. – 2009. – № 6. – С.54-65.
24. Ратеев М.А., Градусов Б.П., Ильинская М.Н. Глинообразование при постмагматических изменениях андезито-базальтов силура Южного Урала //Литология и полезные ископаемые. – 1972. – № 4. – С.93-109.
25. Русинов В.Л. Альбитизация плагиоклазов в условиях приповерхностной пропилитизации (на примере Камчатки) //Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. – М.: Наука, 1968. – С.218-237.
26. Сиротенко Л.В., Горбачёв В.И. Факторы развития коллекторов в нижней части разреза Тюменской сверхглубокой скважины //Геология и геофизика. – 2000. – Т.41. – № 4. – С.491-502.
27. Сиротенко Л.В., Горбачёв В.И. Коллекторский потенциал и трещиноватость вулканогенно-осадочных образований на глубинах до 8250 метров в Ен-Яхинской сверхглубокой параметрической скважине СГ-7 //Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли: материалы 5-го Всерос. литологич. совещания. Т.2. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. – С.268-270.
28. Соколов Б.А., Гусева А.Н. О возможной быстрой современной генерации нефти и газа //Вестник МГУ. Сер. "Геология". – 1993. – № 3. – С.39-46.
29. Сурков В.С., Смирнов Л.В. Строение и нефтегазоносность фундамента Западно-Сибирской плиты //Отечественная геология. – 2003. – № 1. – С.10-16.
30. Этапы тектонической активизации Западно-Сибирской платформы (по данным К-Аг метода датирования) /Ю.Н. Фёдоров, В.Г. Криночкин, К.С. Иванов и др. //Докл. РАН. – 2004. – Т.397. – № 2. – С.239-242.
31. Фёдорова Т.А., Бочко Р.А. Водно-растворимые соли баженновской свиты как критерий выделения зон коллекторов //Геология нефти и газа. – 1991. – № 2. – С.23-26.
32. Хаин В.Е., Соколов Б.А. Рифтогенез и нефтегазоносность: основные проблемы //Рифтогенез и нефтегазоносность. – М.: Наука, 1993. – С.5-16.
33. Шапенко В.В., Щепеткин Ю.В. Палеотемпературы нефтегазоносных толщ юго-востока Западно-Сибирской плиты //Докл. АН СССР. – 1978. – Т.242. – № 2. – С.402-404.