

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.2.14>

УДК 553.982

Гидротермально-метасоматические системы как важнейший фактор формирования элементов нефтегазоносного комплекса в баженовско-абалакских отложениях

Е.В. Карпова^{1*}, А.О. Хотылев¹, Е.А. Мануилова², А.А. Майоров¹, Е.А. Краснова¹, О.В. Хотылев¹,
Н.С. Балушкина¹, Г.А. Калмыков¹, А.Г. Калмыков¹

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия

²Фонд «Национальное интеллектуальное развитие», Москва, Россия

В работе на основании анализа большого объема традиционных исследований: измерения коэффициентов пористости, проницаемости, пиролитических измерений, совместно со специальными замерами: изотопного состава карбонатных пород, температуры гомогенизации газовой-жидких включений, исследований состава пород под растровым электронным микроскопом совместно с описанием петрографических шлифов, авторами предложена модель деятельности гидротермально-метасоматических систем, приуроченных к тем или иным структурным элементам. Модель позволяет обобщить выявленные результаты воздействия гидротермально-метасоматических систем на фильтрационно-емкостные свойства пород баженовско-абалакского комплекса: конструктивной в плане процессов выщелачивания и повышения коллекторских свойств и деструктивной в плане массового минералообразования, закупоривающего поровое пространство, вплоть до образования вторичных флюидоупоров.

Ключевые слова: Западно-Сибирская плита, гидротермы, баженовско-абалакский комплекс, катагенез, метасоматоз, изотопные исследования, газовой-жидкие включения

Для цитирования: Карпова Е.В., Хотылев А.О., Мануилова Е.А., Майоров А.А., Краснова Е.А., Хотылев О.В., Балушкина Н.С., Калмыков Г.А., Калмыков А.Г. (2021). Гидротермально-метасоматические системы как важнейший фактор формирования элементов нефтегазоносного комплекса в баженовско-абалакских отложениях. *Георесурсы*, 23(2), с. 142–151. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.2.14>

За прошедшие 50 лет после получения первых ураганных (более 700 тонн/сутки) притоков нефти из отложений баженовской свиты, в самой свите и в её латеральных аналогах выявлено более 100 залежей нефти. При этом на площади 1 млн 200 тыс. км² эти залежи занимают территорию менее 10%. В основном, они сосредоточены вдоль бортов Фроловской мегавпадины в центральной части бассейна. Столь малое количество и неравномерное распределение залежей в крупнейшем нетрадиционном резервуаре мира является вызовом научному сообществу геологов-нефтяников.

Породы баженовской свиты и ее латеральные аналоги, обладающие общими характеристиками, специалисты кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова предложили объединить под названием баженовская высокоуглеродистая формация (БВУФ). Под БВУФ будем понимать осадочный комплекс, в котором повышена концентрация аквагенного органического вещества (ОВ) (в качестве граничного предлагается значение Сор_г = 2,5% массовых), и который отлагался в морском бассейне на территории современной Западно-Сибирской низменности на границе юрского и мелового периодов.

Повышенное содержание ОВ обусловлено отмиранием большого количества представителей флоры и

фауны, выпадением их остатков на дно и сохранением в восстановительных условиях в осадке. При этом важной особенностью являлась низкая скорость осадконакопления на дне впадины эпиконтинентального морского бассейна (в результате всех процессов литогенеза 1 млн лет соответствует мощность пород, равная 3 метрам). Первичный осадок, содержащий большое количество остатков микроорганизмов, глинистых минералов и других частиц пелитовой размерности, при уплотнении преобразуется в аргиллитоподобную породу, в которой матричная пористость не является эффективной. Повышенное содержание ОВ в БВУФ характеризует её как нефтегазоматеринскую толщу (НГМТ), которая традиционно воспринимается как флюидоупор. Однако в БВУФ доказано наличие пластов, фильтрационно-емкостные свойства которых сопоставимы с таковыми для терригенных и карбонатных коллекторов (Khamidullin et al., 2012). Именно с ними связаны открытые залежи подвижной нефти пласта Ю0. Особенности этих коллекторов: сложная геометрия пустотного пространства, малый диаметр поровых каналов, преобладание изолированных пор, преимущественно низкая проницаемость или же, напротив, высокая проницаемость каверн и трещин при низкой матричной пористости, а также отсутствие корреляционной взаимосвязи проницаемости и пористости, – обусловлены формированием пор и поровых каналов в течение всей постдиагенетической истории толщи, когда происходит очаговое растворение и перераспределение минерального вещества (кремневого, карбонатного и/или фосфатного),

* Ответственный автор: Евгения Владимировна Карпова
e-mail: karpoff_2002@mail.ru

© 2021 Коллектив авторов

катагенетическое преобразование керогена (твёрдого ОВ, сформировавшегося в результате преобразования остатков флоры и фауны в диагенезе и нерастворимого в любых органических растворителях (Богородская и др., 2005)) с изменением его объема и структуры.

Анализ структуры порового пространства минеральной матрицы пород БВУФ показал, что формирование порового пространства происходит главным образом за счет растворения матрицы флюидами разного состава. Дополнительно пористость пород может быть сформирована в результате образования пор в керогене на поздних стадиях катагенеза МК₃-МК₄ (Васильев и др., 2015). Главным фактором формирования такого порового пространства является прогрев пород и наличие минеральной матрицы, способной сохранять форму керогена и препятствовать схлопыванию пор в керогене при литостатическом давлении. Высокие стадии катагенеза хорошо идентифицируются по результатам пиролитических исследований (низкие значения параметра ПИ и высокие температуры T_{max} в образцах, из которых были удалены углеводородные соединения) и измерению отражательной способности битуминита, которая изменяется по зависимости, аналогичной изменению отражательной способности витринита и была сопоставлена в образцах, содержащих оба мацерала (Калмыков и др., 2019).

Водно-флюидный режим в бассейне породообразования принадлежит к числу важнейших факторов постседиментационного преобразования пород (Япаскурт, 2005; Бро, 1980). Флюидные системы в пределах всей земной коры и верхней мантии являются преимущественно открытыми, неравновесными и динамичными, т.е. обменивающимися с вмещающей минеральной матрицей веществом и энергией. Флюидный режим, безусловно, находится в определенной генетической связи с термальным режимом недр и с различными видами давления (литостатического, флюидного, стрессового).

Проводниками флюидов в литосфере служат зоны кливажирования, разломные системы, а также, как показано Ф.А. Летниковым (Летников, 1999), существует еще один механизм флюидного массопереноса через толщи литосферы. Это перенос флюидов вдоль плоскостей расщепленных пород. Он заключается в скольжении пленок флюида вдоль плоскостей расщепления почти на субмолекулярном уровне. Как показано в работе (Летников, 1999), по массоемкости данный механизм на несколько порядков превосходит объемный флюидный перенос по зонам трещиноватости. В верхних частях, где пластические деформации сменяются хрупкими, происходит смена механизмов флюидопереноса: от пленочных к существенно объемным, мигрируя по системам пор и трещин. Таким образом осуществляется межформационный флюидообмен, включая и притоки из фундамента бассейна породообразования.

Обобщенные сведения о гигантских масштабах миграции флюидов разного генезиса (унаследованных бассейновых, элизионных (внутри- и межформационных), эндогенных) в осадочной оболочке приводились многими авторами (Летников, 2000; Соколов, 2001; Холодов, 1983).

Аспекты влияния бассейновых и элизионных вод на преобразование осадочных толщ достаточно полно изложены в статьях и монографиях, посвященных этим

проблемам. Результаты воздействия эндогенных (гидротермальных) вод на осадочные породы слабо освещены в литературе. На сегодняшний день, помимо исследований Зубкова М.Ю. (Зубков и др., 1991; Зубков, 2017), существует мало работ, отражающих исследования гидротермальных процессов и их воздействия на формирование коллекторов нефти и газа Западной Сибири. Так, проводились исследования водных вытяжек из пород баженской свиты, где были найдены признаки гидротермальной проработки горных пород (Киреева, 2017).

В представленной работе описаны признаки гидротермально-метасоматических систем в породах БВУФ и их влияние на формирование коллекторских и флюидоупорных свойств. При решении задач по выявлению зон гидротермального воздействия на породы были задействованы комплексные структурно-геологические, геофизические, геохимические, литолого-петрографические и изотопные данные, полученные при изучении фундамента территории и осадочного чехла.

На влияние гидротермальной проработки на породы БВУФ и подстилающих их на западе бассейна породы абалакской свиты указывает и тот факт, что ОВ БВУФ на территории нефтегазоносного бассейна характеризуется неравномерной катагенетической преобразованностью с отсутствием корреляции степени катагенеза горных пород с глубинами их залегания. Собственные исследования изменчивости фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) и особенностей строения и структуры пустотного пространства радиоляритов на ряде месторождений центральной, южной, западной части бассейна позволили установить, что наиболее интенсивно процессы формирования вторичной пористости растворения радиоляритов проявились на территориях с повышенной катагенетической преобразованностью, где индекс трансформации ОВ (Transformation Ratio) не ниже 50% (Гончаров и др., 2005; Калмыков и др., 2017), тогда как при низких стадиях катагенеза растворение компонентов пласта, а также вторичное поровое пространство в радиоляритах не выявляется ни петрографическими методами, ни прямыми петрофизическими измерениями объема пустотного пространства.

По распределению стабильных изотопов углерода и кислорода в карбонатах баженской, тутлеимской свит и подстилающих трещиноватых и кавернозных карбонатах абалакской свиты на ряде месторождений центральной и западной части бассейна фиксируются изотопные отношения кислорода, свидетельствующие об изотопном обмене с гидротермальным флюидом (Юрченко и др., 2015). Рассчитанные максимальные палеотемпературы кристаллизации кальцита в трещинах и жилах отвечают интервалу температур 110–210°C и отличаются от средних палеотемператур для вмещающих известняков (40–80°C), что подтверждает идею просачивания гидротермальных растворов вдоль разломов и микротрещин. Гидротермальные карбонаты, расчетная температура образования которых превышала температуры фонового катагенеза, выявлены на Нижневартовском своде, Северо-Салымском мегавале, Сугрутском своде, Красноленинском своде, Фроловской мегавпадине и др. Это позволяет предполагать, что процессы гидротермального воздействия на породы осадочной толщи с выносом вещества и формированием

вторичной емкости, а также с дополнительной температурной проработкой, имели широкое распространение.

Важным фактором существования гидротермально-метасоматических систем (ГТМСС) является наличие каналов поступления гидротермальных растворов (ГТР). Для их выявления изучаются жилы, заполняющие трещины, и оцениваются температуры кристаллизации жильных минералов. Дополнительно проводились детальные микроскопические исследования и изучение пород под растровым электронным микроскопом с целью выявления минерально-структурных ассоциаций – маркеров ГТМСС.

Признаки гидротермальных систем

Минеральное вещество, находящееся в гидротермальном растворе, может быть выделено остывающей магмой или мобилизовано из пород, сквозь которые фильтруются флюиды. Начальная температура этого процесса, по данным Смирнова (Смирнов, 1976), могла соответствовать 700–600°C и, постепенно снижаясь, достигать 50–25°C; наиболее обильное гидротермальное минералообразование происходит в интервале снижения температур от 400°C до 100°C. На высокотемпературном этапе вода существует как пар, который при постепенном охлаждении конденсируется и переходит в жидкое состояние.

Гидротермальные растворы являются истинными ионными растворами комплексных соединений различных элементов, выпадающих при изменении давления, температуры, кислотно-щелочной и окислительно-восстановительной характеристик. Их отложение происходит в открытых полостях и вследствие замещения пород, по которым протекали гидротермальные растворы: в первом случае возникают жильные новообразования, а во втором – метасоматические тела. В колонках керна, соответствующих отложениям БВУФ и абалакского комплекса (БАК) авторы статьи иногда фиксировали жильные образования (рис. 1). Обычно в карбонатной матрице формируются карбонатные жилы белого (желто-белого, как на рис. 1) цвета, секущие породы. На контакте жилы и вмещающей породы выделяется переходная зона. Иногда внутри таких жил присутствуют каверны с кристаллами кварца (рис. 2). Чаще всего такой тип минерализации проявлен в отложениях абалакского комплекса.

Специфическую желтую окраску кальциту (рис. 1) придает наличие углеводородных включений: из участка жилы, соседнего с приведенным на фотографии, при растворении соляной кислотой была получена капля нефти. Наличие в минеральных образованиях включений нефти навело авторов на мысль определить температуру их формирования по температуре гомогенизации газожидких включений (ГЖВ) (Юрченко и др., 2015). На рис. 3

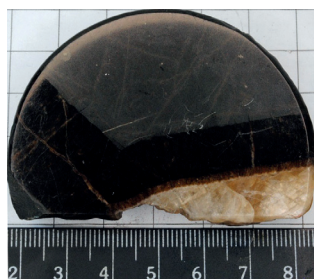


Рис. 1. Фотография поперечного среза жилы в отложениях абалакского комплекса

приведена фотография ГЖВ в кристалле кварца из жилы в абалакском комплексе. ГЖВ из кристаллов кварца имеют двух фазное строение, и температура гомогенизации этих включений составила 260°C.

Другим индикатором температуры образования кальцита является отношение стабильных изотопов кислорода ($\delta^{18}O$) и углерода ($\delta^{13}C$). Определение изотопного состава углерода и кислорода вторичных карбонатных минералов проводили на изотопном масс-спектрометре Delta V Advantage (Thermo Fisher Scientific), соединенным с линией пробоподготовки Gas Bench II (геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова).

По результатам изотопных исследований в породах БАК, среди вторичных карбонатов, помимо стадийных катагенетических, были выделены две генетически разные группы (рис. 4) (Юрченко и др., 2015):

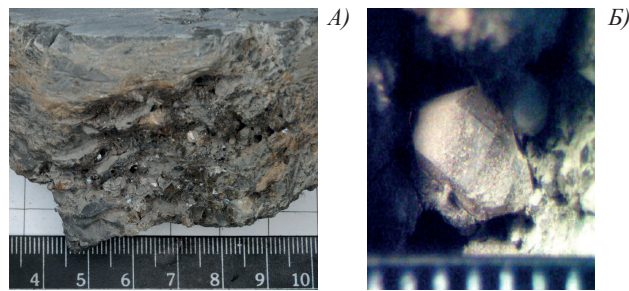


Рис. 2. Каверна, инкрустированная по стенкам кальцитом с жеедой кварца. А – общий вид каверны, инкрустированной по стенкам кальцитом с жеедой кварца; Б – отдельное зерно кварца

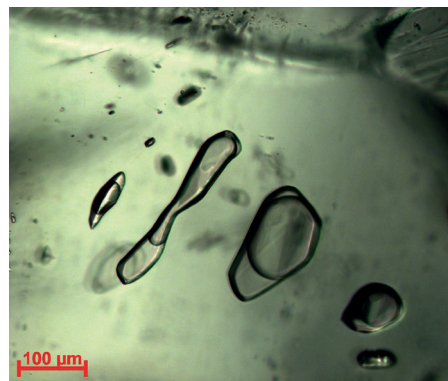


Рис. 3. Газово-жидкие включения в кристалле кварца из жилы в абалакском комплексе

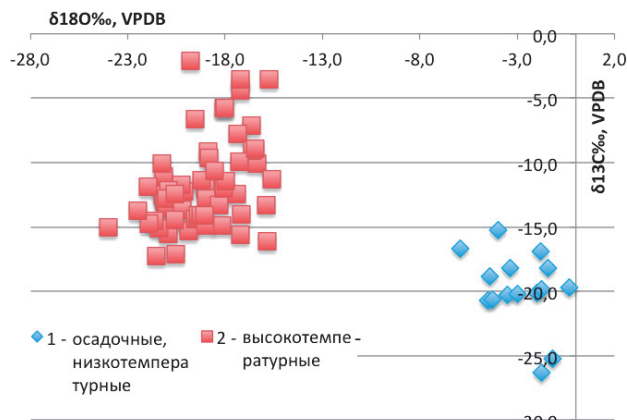


Рис. 4. $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ двух типов карбонатов, связанных с наложенными процессами

1. Седименто-диагенетические карбонаты, связанные с деятельностью микроорганизмов в осадках метановых шпоров. Характеризуются обогащением $\delta^{12}\text{C}$ ($\delta^{13}\text{C}$ от $-26,3$ до $-15,2\%$ VPDB) при значениях $\delta^{18}\text{O}$, близких к осадочным органогенным карбонатам (в подавляющем большинстве образцов $\delta^{18}\text{O}$ изменяется от $-4,5$ до $-0,3\%$ VPDB) (на рис. 4 группа 1, нанесенная голубыми ромбиками, на рис. 1 верхняя часть образца темно-серого цвета) (Юрченко и др., 2015).

2. Высокотемпературные карбонатные разности, характеризующиеся обогащением легким изотопом кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ изменяется от -24 до -15% VPDB, на рис. 4 группа 2, нанесенная розовыми квадратиками, на рис. 1 белая жила внизу, справа на фотографии образца). Подобное обогащение легким изотопом кислорода может быть связано с повышенными температурами во время кристаллизации карбонатных минералов.

Оба типа вторичных карбонатов связаны с миграцией флюидов по ослабленным зонам. В первом случае разгрузка флюида происходила во время накопления вмещающих карбонатные образования осадков; флюиды содержали легкие углеводороды (УВ), преимущественно метан, которые перерабатывались микроорганизмами в анаэробных условиях (Hinrichs et al., 2002; Peckmann et al., 2004); достигнув поверхности морского дна, разгружающийся флюид остывал до температур $11\text{--}38^\circ\text{C}$. Активное участие в минералогенезе легких углеводородов при относительно низких температурах и привело к смещению фигуративных точек проб этой группы только в сторону отрицательных значений $\delta^{13}\text{C}$.

Во втором случае горячие ($160\text{--}200^\circ\text{C}$) флюиды (гидротермальные растворы) мигрировали сквозь осадочную толщу БАК из ниже залегающих горизонтов, когда эти толщи представляли уже консолидированные породы, в пустотном пространстве которых происходило осаждение минералов из гидротермальных растворов. Признаком более высокотемпературного минералогенеза в этом случае является смещение фигуративных точек проб только в сторону отрицательных значений $\delta^{18}\text{O}$.

Наряду с ростом температуры на диагенетическом и катагенетическом этапах за счет селективного разложения органического вещества происходит накопление легкого изотопа $\delta^{12}\text{C}$, что смещает фигуративные точки в сторону отрицательных значений по обеим осям, фиксируя влияние обоих факторов. Смещение каждой из групп преимущественно вдоль одной оси позволяет предполагать наибольшее влияние каждого фактора при вторичном преобразовании карбонатов. В результате проведенного исследования установлено, что гидротермальные флюиды, воздействуя на изначально различные минерально-структурные матрицы пород, являлись причиной разнообразных вторичных изменений. Эти изменения в одних случаях улучшали ФЕС пород и приводили к формированию позднекатагенетической вторичной пустотности, в других – создавали флюидоупоры. Нередко наблюдались многостадийные изменения пород, связанные сначала с процессами выщелачивания/разуплотнения, затем минерализации вторичного пустотного пространства и, в завершение, его повторного выщелачивания флюидом другого состава.

Воздействия гидротермального флюида определяются по структурно-минеральным ассоциациям, своеобразным

как для существенно доломито-известкового состава абалакского комплекса, так и для существенно глинисто-кремневого состава пород баженовской свиты. Наиболее типичным признаком являются структуры катагенетического растворения и формирования вторичной пористости, независимо от состава исходной минеральной матрицы. Не менее часто встречаются метасоматические замещения пород (от единичных монокристаллических выделений до полного замещения) с развитием флюидной минерализации, представленной широким спектром новообразованных минералов. Относительно более редки структуры наложенной жильной минерализации с зональным выполнением пустот и трещин (рис. 1). Трещины приурочены к вторичным карбонатам замещения гидротермального генезиса и часто ассоциируют с ними, реже встречаются в глинисто-кремневых литотипах.

Процессы гидротермального флюидного воздействия и минералообразования проявляются в породах в неодинаковой мере: от неизменных литотипов до существенно преобразованных разностей; в ряде случаев различные минерально-структурные ассоциации могут сочетаться друг с другом. Весь спектр выявленных флюидных минерально-структурных парагенезов наблюдается в отдельно взятой породе не полностью. Установлено преимущественно локальное проявление в разрезах структур растворения, зон метасоматоза и сопутствующей минерализации избыточных компонентов.

Флюидное гидротермальное выщелачивание

Структуры выщелачивания строго приурочены к определенным литологическим типам пород абалакской свиты и БВУФ. Гидротермально-выщелоченные литологические типы обнаруживают строгий структурный контроль: все они изначально генетически пористые, что обеспечивает движение катагенетического флюида. Первичная пористость рассматриваемых литотипов обусловлена механизмами и условиями их образования.

Среди пород абалакской свиты гидротермальному растворению подвержены пористые микробально-водорослевые доломито-известняки, часто с признаками субэриальной экспозиции осадка и структурами карстования в отдельных скважинах. Обнаружены крупные пустоты выщелачивания изометричной, округлой, эллипсоидной и вытянутой линейной форм, с коррозионными структурами форменных компонентов. Размеры пустот варьируют в пределах от $0,01 \times 0,01$ мм, $0,03 \times 0,03$ мм до $0,1 \times 0,1$ мм, $0,3 \times 0,05$ мм, единичные до 3×2 мм, распределены неравномерно. Вторичная емкость пустая или частично заполнена сульфатами, карбонатами, кварцем (рис. 5, а, г, ж).

В породах БВУФ признаки гидротермального выщелачивания прослеживаются в радиоляритах, спонголитах и фосфоритах определенных механизмов образования. Радиоляриты, сложенные слабо окристаллизованными кремневыми минералами, и вторично халцедон-кварцевые, имеют флювиальный (течениевый) генезис, что обеспечивает изначально аренитовость, т.е. промытость осадка от тонкого материала. Радиоляриты фонового осадка, насыщенные глинистым материалом, а также продуктами раннедиагенетического растворения форменных компонентов, реже подвергаются гидротермальному

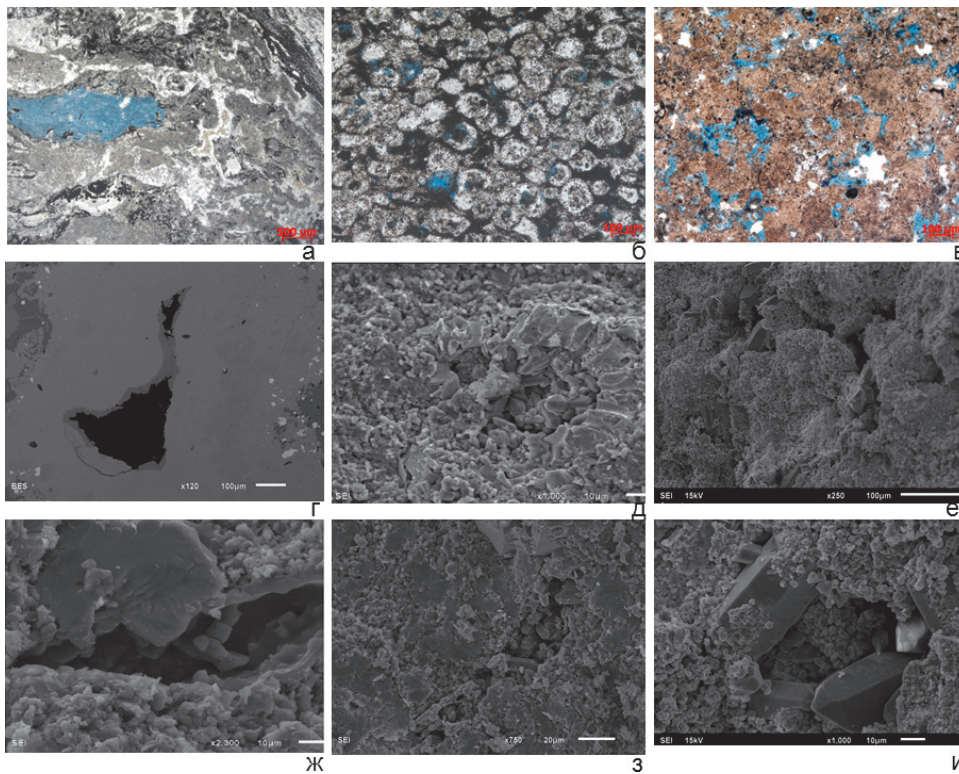


Рис. 5. Пустоты гидротермального выщелачивания в породах БАК. а, б, в – в шлифах; з-и – в образцах, исследованных методом растровой электронной микроскопии (РЭМ); а, з, ж – бактериально-водорослевые доломито-известняки; б, д, з – халцедон-кварцевые радиолариты; в, е, и – сфероагрегатные коллофановые фосфориты

выщелачиванию за счет худших фильтрационных свойств и дольше сохраняющейся цитоплазмы, окутывающей внутренний скелет радиоларий. Пустоты выщелачивания в течение радиоларитов находятся как внутри скелетов, так и в межскелетном пространстве. Они имеют округлые, конические и причудливые формы в сочетании с коррозионными структурами стенок скелетов. Размеры пустот варьируют от $0,02 \times 0,04$ мм, $0,03 \times 0,03$ мм до $0,4 \times 0,5$ мм, в плоском срезе шлифа не сообщаются, распределены неравномерно, участками (рис. 5, б, д, з). Радиолариты, карбонатизированные на раннедиагенетической стадии, фактически являющиеся известняками замещения, реже доломитами замещения, с реликтовой радиолариевой структурой, также подвергаются гидротермальному выщелачиванию на стадии позднего катагенеза. Значения коэффициента пористости в радиоларитах течениевого генезиса достигают 15% (Khamidullin et al., 2012).

Прослой спонголитов встречаются в изученных разрезах в единичных слойках, все они отнесены к течениевому генетическому типу и обнаруживают структуры гидротермального выщелачивания, но с более поздней массовой карбонатной минерализацией. Прослой фосфоритов коллофанового состава, с радиолариевой и сфероагрегатной (пеллетовой, (Зубков, 2014)) структурой, с признаками локальных перемилов, часто брекчированные, с интракlastами, генетически являются горизонтами конденсации, что создает условия для формирования первичной пористости, необходимой для движения флюида. Вторичные пустоты позднекатагенетического выщелачивания в фосфоритах имеют причудливые формы со структурами

коррозии фосфатных пеллет. Размеры пустот варьируют в пределах от $0,03 \times 0,05$ мм до $0,3 \times 0,4$ мм (единичные до $3 \times 0,35$ мм), распределены неравномерно (в, е, и). В отдельных образцах выщелоченные пустоты носят массовый характер и в плоском срезе шлифа часто сообщаются. Местами на стенках пустот присутствуют монокристаллы кальцита, кварца, апатита, гипса, барита. В отдельных образцах фосфоритов дополнительно прослеживается внутрискелетная пористость с диаметром пустот до $0,15$ мм, часто с коррозионными структурами стенок скелетов радиоларий. Значения вторичной пористости, сформировавшейся в фосфоритах, достигают 20%.

Таким образом, гидротермальный флюид, двигаясь по пористым участкам, в ряде случаев являлся агрессивным агентом по отношению к вмещающей минеральной матрице, растворял те или иные компоненты, приводя к увеличению пустотного пространства. Для формирования структур растворения первично кремневой минеральной матрицы и первично фосфатной или карбонатной минеральной матрицы необходимо воздействие разных по химизму флюидов. В первом случае прослеживается действие щелочного гидротермального потока, во втором – кислотного. Это могли быть как разные флюиды, так и один флюид с закономерно меняющимся режимом кислотности и инверсией состава. Нередко пустотное пространство впоследствии залечивалось комплексом карбонатных, сульфатных, сульфидных минералов и кварцем, уменьшая емкость вплоть до формирования флюидопоров. Также поровое пространство могло заполняться малоподвижными смолисто-асфальтовыми компонентами ОВ. Флюидопроводящие, изначально пористые, участки разрезов, сложенные вышеописанными литолого-генетическими типами, имеют наибольшее развитие в трех пачках разреза: верхней пачке абалакской свиты (АБ2); первой и третьей пачках БВУФ (Б1, Б3) (подробнее в разделе Обобщенная модель гидротермальных систем).

Гидротермально-метасоматическое замещение пород

Гидротермальная метасоматическая минерализация позволила определить процессы привноса-выноса компонентов, их перераспределения и некоторые параметры флюидов.

Основным типом гидротермального метасоматического замещения исследуемых пород является позднекатагенетическая карбонатизация, как результат связывания привнесенной углекислоты в кальциево-железисто-магнезиальные, марганцевые, цинковые и бариевые карбонаты. Степень метасоматического замещения исходной минеральной матрицы различна:

от единичных монокристаллов, выделений зонального строения и до полного замещения породы без сохранения реликтов протолита. Для первично доломито-известковых литотипов абалакской свиты щелочной метасоматоз проявляется в широком развитии новообразованных минералов: доломита нескольких генераций, анкерита, сидерита, родохрозита, магнезита, смитсонита ($ZnCO_3$), кутнагорита $Ca(Mn,Mg,Fe)(CO_3)_2$. Замещается основная матрица породы в виде зерен идиоморфного облика от микрояснокристаллического до мелкозернистого размера, часто с сохранением теневых первичных структур. По краю выщелоченных пустот (фронт метасоматоза) размерность и идиоморфизм новообразованных минералов закономерно возрастают (рис. 6).

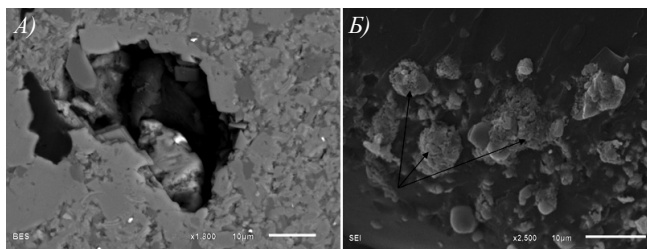


Рис. 6. Щелочные гидротермально-метасоматические минералы: А – кутнагорит (в основной массе и по краю пор) абалакской свиты; Б – смитсонит-сфалеритовые агрегаты баженовской свиты

В отдельных образцах прослеживается зональное распределение минералов в единой матрице породы в последовательности: родохрозит-сидерит-пирит. Щелочной метасоматоз для пород фосфатного, кремневого, глинисто-кремневого и сильно смешанного глинисто-кремнево-известкового состава БВУФ проявляется в ограниченном спектре новообразованных минералов: формируются позднекатагенетические тонко-мелко-среднекристаллические, разнокристаллические известняки и доломиты. Карбонатная минерализация часто сплошная с формированием флюидоупора, или избирательная в количестве от 10%, нередко проявленная по слоям. В таких породах нередко выявляются вертикальные, субвертикальные микротрещины и их системы с раскрытием 0,02–0,1 мм, прямолинейного и извилистого облика, залеченные тонко-мелкокристаллическим кальцитом, кварцем, сульфатами. Трещины секут слоистость без «загибов» и других нарушений слоев, что свидетельствует об их происхождении в уже литифицированной породе на стадии позднего катагенеза.

Такие микротрещины могут быть разного генезиса, но независимо от их генетической сути, рассматриваются авторами как возможные каналы просачивания гидротермального флюида и поставки веществ в изначально слабопористых литотипах. Значения пористости пород с проявлениями щелочного метасоматоза закономерно низки: меньше 1–2%; с небольшим повышением в литотипах с более поздними выщелоченными пустотами. В изученных разрезах процессы карбонатизации связаны преимущественно с позднекатагенетическим флюидом, но присутствует и ранняя – сингенетично-диагенетическая кальцитизация. Последняя отличается микрокристаллической структурой и развивается, в основном, в смешанных литотипах глинисто-кремнево-известкового состава.

Критерием различия разностадийной карбонатизации являются данные изотопного анализа. Изотопные исследования состава углерода и кислорода показали, что в образцах (рис. 4) присутствует гидротермальный тип углекислоты, характеризующийся значениями $\delta^{13}C$: {-4; 4}, $\delta^{18}O$ <-15.

Массовая гидротермально-метасоматическая карбонатизация фиксирует участки перенасыщения раствора, достижения равновесия всех множественных параметров системы. Палеотемпературы кристаллизации карбонатных минералов гидротермального генезиса варьируют в достаточно широких пределах: от 80–85°C до 195°C. Такой диапазон относится к низкотемпературным растворам (50–200°C). Разброс температур от 80–85°C до 195°C можно объяснить несколькими причинами. Во-первых, близкое расположение образца к флюидопроводящей системе или замер минерализованной трещины будет давать более высокие температуры, чем в ореолах рассеянного метасоматоза; во-вторых, парагенетические ассоциации гидротермального минералогенеза свидетельствуют о наличии нескольких флюидных растворов, разных по химизму (щелочных и кислотных). О том же говорят и структуры выщелачивания в минералогически различных породах (кремневых и карбонатных/фосфатных), требующих для растворения противоположных значений pH растворов. Об этом же свидетельствуют и многократно измененные образцы, такие как гидротермально-метасоматические карбонаты с более поздними пустотами выщелачивания. Возможно также, что речь идет об эволюции одного из таких растворов, выражающейся в закономерном изменении режима кислотности.

Свидетельством метасоматоза кислотного типа в изученных породах является ассоциация минералов классов сульфатов, сульфидов и гематита. Сульфаты представлены широкой группой минералов: гипс; ангидрит; натрояррозит $Na,Fe(SO_4)_2(OH)_6$; ярозит $K,Fe_3(SO_4)_2(OH)_6$; мелантерит $Fe(SO_4) \cdot 7H_2O$; сольфатерит $NaAl(SO_4)_2$; барит $BaSO_4$, развивающиеся как по существенно карбонатным литотипам, так и по глинисто-кремневым. Все они встречаются в виде монокристаллических выделений, небольших участков замещения и скоплений.

При достаточно длительном хранении керна баженовской свиты на его поверхности действительно появляются белые и желтоватые «высыпы», которые связаны с окислением пирита.

В результате исследования этих фрагментов породы под растровым электронным микроскопом (РЭМ) установлено, что в основной массе породы (помимо кремнезема, глинистых минералов, пирита) присутствует в преобладающем количестве минерал мелантерит (рис. 7), который согласно данным Берри Л., Дитрих Р., Мейсон Б. (Берри и др., 1987) может образовываться за счет окисления пирита, которым обогащены породы баженовской свиты. Образование гипса, натрояррозита и других «водосодержащих» сульфатов с изменением пород в поверхностных условиях не связано.

Одним из маркеров гидротермального потока являются повышение содержания бария в отдельных пробах, а также кристаллизация барий-содержащих минералов. По данным Е.Г. Гурвича (Гурвич и др., 1978), кларк Ва в осадочных породах невелик: его содержание в карбонатных

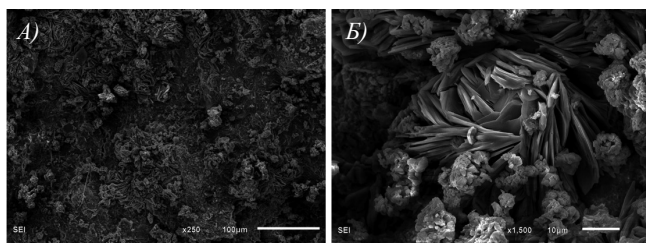


Рис. 7. Мелантерит, образованный за счет окисления пирита при длительном хранении керна: А – общий вид породы, $\times 250$; Б – укрупненный фрагмент снимка А с мелантеритом, $\times 1500$

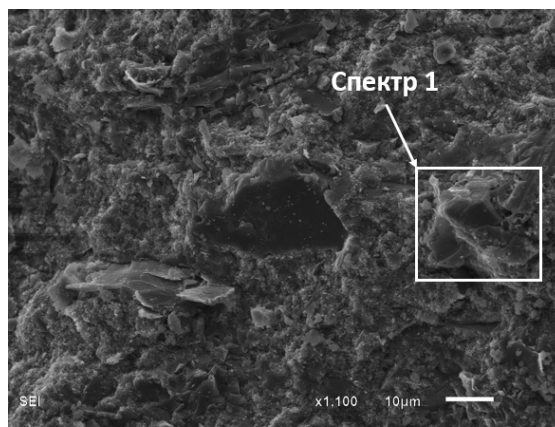
и кремневых осадках составляет около 0,096%; в глинистых – около 0,184%; поэтому для формирования Ва-содержащих минералов необходим дополнительный привнос вещества. Экспериментальное моделирование генерации барита в карбонатных породах с использованием смеси растворов Na_2SO_4 и BaCl_2 показало, что образование барита в ходе взаимодействия Ва- и SO_4 -содержащих кислых хлоридных растворов с известняками происходит при $t=150\text{--}300^\circ\text{C}$. Метасоматическая колонка при 150°C выглядит следующим образом: барит – барит+кварц – барит+кварц+кальцит – исходная карбонатная порода (Кунц, 2002). Очевидно, что обнаруженная ассоциация в исследуемых породах баженовско-абалакского комплекса относится к тыловой зоне колонки. Методом РЭМ был обнаружен относительно редкий минерал – баритокальцит $\text{BaCa}(\text{CO}_3)_2$, фиксирующий промежуточные члены метасоматических реакций. Он находился в ассоциации с кальцитом и баритом.

Сульфидная минерализация проявлена в образовании пирита, сфалерита, пирротина, халькопирита, миллерита, широко развитых как в породах баженовской, так и в породах абалакской свиты. Сульфиды формируют как монокристаллы и их скопления, так и сплошные сливные массы. Изучаемые породы богаты пиритом разностадийного образования. Диагенетический пирит формируется в осадке под влиянием биогенного сероводорода обычно в виде фрамбоидов – глобулярных образований правильной шаровидной формы диаметром 0,05–0,01 мм до 0,1 мм. Глобулы диагенетического пирита часто окружены тонкой органо-глинистой пленкой. Гидротермальная пиритная минерализация резко отличается от диагенетической. Гидротермальный пирит формирует крупные кубические (редко октаэдрические) монокристаллы размером 0,1 мм и до 1–2 мм, сливные массы и прожилки, его распространение сопутствует зонам наложенной жильной зональной минерализации, подчеркивая их по краям и внутри.

В отдельных скважинах методом РЭМ был установлен окисел – гематит, являющийся типичным гидротермальным минералом (рис. 8), для формирования которого необходим высокий окислительный потенциал раствора.

Обобщенная модель гидротермальных систем

Обобщение имеющихся материалов позволило создать модель деятельности ГТМСС (рис. 9), приуроченных к тем или иным структурным элементам (особенно к структурным выступам фундамента). Модель позволяет обобщить выявленные результаты воздействия ГТМСС на ФЕС пород БАК: конструктивной в плане процессов



Спектр	Состав породы	Элементный состав, вес. %			
		O	Mg	Fe	Total
Спектр 1	Гематит	25.73	5.64	68.63	100.00

Рис. 8. Фотография под РЭМ гематита в пачке АБ1 абалакской свиты

выщелачивания и повышения коллекторских свойств и деструктивной в плане массового минералообразования, закупоривающего поровое пространство, вплоть до образования вторичных флюидоупоров.

Гидротермальная система, развивающаяся на постседиментационном этапе, состоит из двух важных элементов (рис. 9):

- зоны подводящих каналов, по которым осуществляется вертикальная (или наклонная) миграция (инфильтрация) флюида из фундамента вверх по разрезу;
- флюидопроводящих горизонтов и участков, которые обеспечивают субгоризонтальную или пологонаклонную миграцию внутри пластов радиоляритов, фосфоритов и спонголитов. Существует мнение, что латеральная проницаемость внутри пластов формируется также благодаря самим тектоно-гидротермальным процессам (Зубков, 2014, 2019).

Каналы вертикальной миграции представляют собой разрывные нарушения и зоны тектонизации разной интенсивности и разной кинематики. Разрывы могут быть как сквозными, то есть проходящими из фундамента в чехол, так и развитыми только в чехле. При анализе структурных карт по фундаменту и БАК хорошо заметно, что они, в целом, совпадают друг с другом, наследуясь из фундамента в чехол. На сейсмических данных разного масштаба хорошо заметны многочисленные сбросовые нарушения, рассекающие осадочный чехол (рис. 10). Важно, что эти разрывные нарушения являются не только вертикальными, но и наклонными, а с учетом сильного увеличения вертикального масштаба, их углы падения составят не более $30\text{--}40^\circ$.

Именно поэтому в керне фиксируются узкие локальные зоны переработки, а температуры ниже по разрезу оказываются более низкими, чем в вышележащих зонах: вертикальной скважиной рассекаются на разных глубинах несколько наклонных зон миграции, по которым перемещались гидротермы разного характера и разных температур.

Ограничить сверху распространение гидротерм на данный момент сложно из-за плохой изученности гидротермальных явлений в верхней части осадочного чехла. На

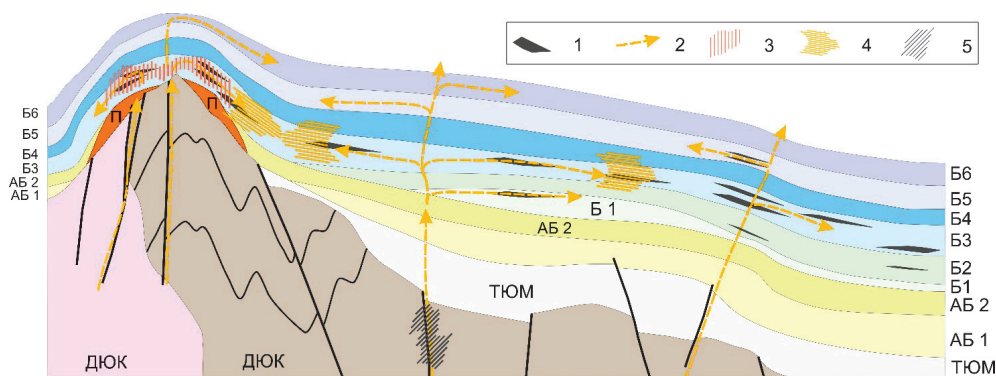


Рис. 9. Принципиальная модель функционирования гидротермальных систем на постседиментационном этапе развития. ДЮК – доюрский комплекс; П – пахомовская; ТЮМ – тюменская; АБ – абалакская; Б – БВУФ; номерами показаны пачки; 1 – первичные флюидопроницаемые зоны; 2 – гидротермальные потоки; 3 – поля гидротермального вторичного выщелачивания; 4 – поля интенсивного проявления метасоматоза; 5 – поля гидротермальной минерализации в фундаменте

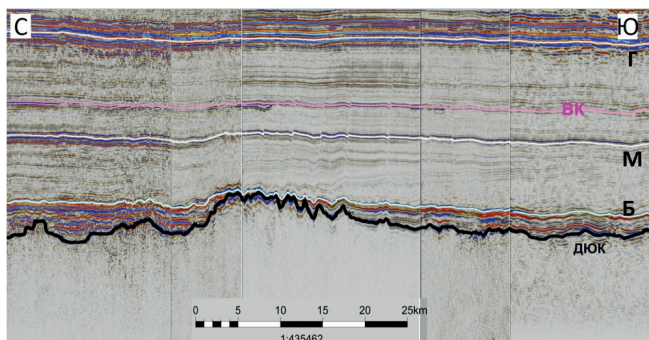


Рис. 10. Фрагмент субмеридионального сейсмического профиля через Красноленинское поднятие; ВК – кровля викуловских отложений, ДЮК – кровля доюрского комплекса

сегодняшний день нами выявлена гидротермальная карбонатная минерализация в породах до викуловской свиты включительно. Возможно, какие-то из них поднимались и в более высокие горизонты. Тектоногидротермальные процессы в меловых отложениях Западной Сибири описаны М.Ю. Зубковым (Зубков, 2019).

При снижении потенциала разрывных нарушений в чехле инфильтрация флюида отчасти сменялась на латеральный вектор и осуществлялась по системе флюидопроводящих пластов радиоляритов, фосфоритов, спонголитов. Эти пласты, вкпе с тектоногенной трещиноватостью, и представляют собой второй необходимый элемент гидротермальной системы – флюидопроводящие горизонты, обеспечивающие горизонтальную внутрипластовую миграцию флюида, поступившего в пласт по каналам вертикальной миграции (рис. 9).

Этот элемент системы строго контролируется литологическим составом пород: первично высокопроницаемые пачки радиоляритов, фосфоритов и спонголитов обеспечивают внутрипластовую миграцию. В какие стороны она происходила, была ли она восходящей или нисходящей, на данном этапе определить невозможно из-за катастрофично низкой сети скважин. Однако нельзя не отметить, что это один из принципиальных моментов, регулирующий предсказательную силу этой модели, и его изучение крайне важно для прогнозирования распределения по площади высоко- и низкопористых коллекторов.

Латеральная миграция флюидов по пластам приводит к неизбежному изменению минеральной матрицы, что полностью подтверждается наблюдениями в шлифах и

данными параметров фильтрационно-емкостных свойств. Эти изменения могут сводиться к двум типам: растворение компонентов и/или минералообразование. Очевидно, что в той или иной степени в любой точке могут быть реализованы оба процесса в зависимости от влияния множества физико-химических параметров системы.

При комплексном анализе пиролитических данных и изучении структуры порового пространства фиксируется корреляция высокой степени преобразованности ОВ и обилия пустот выщелачивания вторичного генезиса. А так как латеральная миграция сосредоточена в первично проницаемых пластах радиоляритов, фосфоритов и спонголитов, то и проявления обоих процессов мы фиксируем именно в этих пластах, и в гораздо меньшей степени в прочих разностях осадочных пород.

Приведенные материалы доказывают гидротермальное воздействие на ФЕС пород БВУФ и её аутигенную нефтеносность. Связь зон с повышенными ФЕС с местами поступления гидротермальных флюидов в осадочный чехол позволяет разработать прогнозные критерии поиска залежей нефти в БВУФ.

Литература

- Берри Л., Мейсон Б., Дитрих Р. (1987). Минералогия: Теоретические основы. Описание минералов. Диагностические таблицы: Пер. с англ. М.: Мир. 592 с.
- Богородская Л.И., Конторович А.Э., Ларичев А.И. (2005). Кероген. Методы изучения, геохимическая интерпретация. Новосибирск: СО РАН, 254 с.
- Бро Е.Г. (1980). Влияние катагенеза на физические свойства терригенных пород и минерализацию подземных вод. Л.: Недра, 151 с.
- Васильев А.Л., Пичкур Е.Б., Михуткин А.А., Спасенных М.Ю., Богданович Н.Н., Балушкина Н.С., Калмыков Г.А. (2015). Исследования морфологии пустотного пространства керогена баженовской свиты. *Нефтяное хоз-во*, 10, с. 28–31.
- Гончаров И.В. (2005). Опыт моделирования генерации и вторичной миграции нефти на территории Западной Сибири. *Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. Нефтегазовые системы осадочных бассейнов. Мат. 8 между. конф. М.: ГЕОС*, с. 113–114.
- Гурвич Е.Г., Богданов Ю.А., Лисицын А.П. (1978). Поведение бария в современном осадконакоплении в Тихом океане. *Геохимия*, 3, с. 410–415.
- Зубков М.Ю. (2014). Коллекторы в бажено-абалакском комплексе Западной Сибири и способы их прогноза. *Геология нефти и газа*, 5, с. 58–72.
- Зубков М.Ю. (2017). Тектоногидротермальные процессы в юрских отложениях Западной Сибири. *Геология нефти и газа*, 1, с. 60–76. <https://doi.org/10.31087/0016-7894-2019-1-7-26>
- Зубков М.Ю. (2019). Тектоногидротермальные процессы в меловых отложениях Западной Сибири. *Геология нефти и газа*, 1, с. 7–26.

Зубков М.Ю. (2019). Применение методов экспериментальной тектоники в нефтяной геологии на примере месторождений Западной Сибири. *Геотектоника*, 3, с. 92–109. <https://doi.org/10.1134/S0016852119030105>

Зубков М.Ю., Дворак С.В., Романов Е.А., Чухранцева В.Я. (1991). Гидротермальные процессы в шеркалинской пачке Талинского месторождения (Западная Сибирь). *Литология и полезные ископаемые*, 3, с. 122–132.

Калмыков Г.А., Балушкина Н.С. (2017). Модель нефтенасыщенности порового пространства пород баженовской свиты Западной Сибири и её использование для оценки ресурсного потенциала. М.: ГЕОС, 247 с.

Калмыков А.Г., Карпов Ю.А., Топчий М.С., Фомина М.М., Мануилова Е.А., Шереметьева Е.В., Третьякова И.О., Пронина Н.В., Шишков В.А., Балушкина Н.С., Фадеева Н.П., Ступакова А.В., Калмыков Г.А. (2019). Влияние катагенетической зрелости на формирование коллекторов с органической пористостью в баженовской свите и особенности их распространения. *Георесурсы*, 21(2), с. 159–171. <https://doi.org/10.18599/grs.2019.2.159-171>

Киреева Т.А., Казак Е.С. (2017). Поровые растворы пород баженовской свиты Западной Сибири и их изменение в результате гидротермальной проработки. *Геология нефти и газа*, 1, с. 83–92.

Кунц А.Ф. (2002). Гидротермально-метасоматическое рудообразование в карбонатных породах (экспериментальные модели и их приложения). Екатеринбург: УрО РАН, 344 с.

Кунц А.Ф. (2002). Гидротермально-метасоматическое рудообразование в карбонатных породах (экспериментальные модели и их приложения). Екатеринбург: УрО РАН, 344 с.

Летников Ф.А. (1999). Флюидные фазы континентальной литосферы и проблемы рудообразования. *Смирновский сборник*. М.: ВИНТИ, с. 63–98.

Летников Ф.А. (2000). Синергетические аспекты изучения природных открытых неравновесных систем. *Докл. АН*, 370(2), с. 212–215.

Смирнов В.И. (1976). Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 688 с.

Соколов Б.А. (2001). Новые идеи в геологии нефти и газа: Избр. труды. М.: Изд-во МГУ, 480 с. <https://doi.org/10.1023/A:1002833729744>

Холодов В.Н. (1983). Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. М.: Наука, 152 с.

Юрченко А.Ю., Балушкина Н.С., Калмыков Г.А., Шарданова Т.А., Бычков А.Ю., Прокофьев В.Ю. (2015). Условия образования жильного кальцита в карбонатных породах в кровле абалакской и георгиевской свит в центральной части Западно-Сибирского бассейна. *Научно-технический вестник ОАО «НК «РОСНЕФТЬ»*, 4, с. 22–26.

Япаскерт О.В. (2005). Основы учения о литогенезе. М.: Изд-во Моск. ун-та, 379 с.

Япаскерт О.В. (2005). Основы учения о литогенезе. М.: Изд-во Моск. ун-та, 379 с.

Hinrichs K.U., Boetius A. (2002) The Anaerobic Oxidation of Methane: New Insights in Microbial Ecology and Biogeochemistry. In: *Ocean Margin Systems*. Wefer G., Billett D., Hebbeln D., Jørgensen B.B., Schlüter M., van Weering T.C.E. (eds). Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-662-05127-6_28

Khamidullin R.A., Kalmykov G.A., Korost D.V., Balushkina N.S., Bakay A.I. (2012). Reservoir properties of the bazhenov formation. *SPE Russian Oil and Gas Exploration and Production Technical Conference and Exhibition*. pp. 2739–2760. <https://doi.org/10.2118/162094-RU>

Peckmann J., Thiel V. (2004). Carbon cycling at ancient methane-seeps. *Chemical Geology*, pp. 443–467. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2003.12.025>

Сведения об авторах

Евгения Владимировна Карпова – кандидат геол.-мин. наук, доцент кафедры нефтегазовой седиментологии и морской геологии, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, Ленинские горы, д. 1
e-mail: karpoff_2002@mail.ru

Алексей Олегович Хотылев – кандидат геол.-мин. наук, ассистент кафедры региональной геологии и истории Земли, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, Ленинские горы, д. 1

Екатерина Алексеевна Мануилова – старший петрофизик, Фонд «Национальное Интеллектуальное развитие»

Россия, 119192, Москва, Ломоносовский проспект, д. 27, к. 1

Александр Александрович Майоров – магистрант кафедры региональной геологии и истории Земли, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, Ленинские горы, д. 1

Елизавета Андреевна Краснова – кандидат геол.-мин. наук, старший научный сотрудник кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, Ленинские горы, д. 1

Олег Владимирович Хотылев – кандидат геол.-мин. наук, ведущий геолог, Фонд «Национальное Интеллектуальное развитие»

Россия, 119192, Москва, Ломоносовский пр., д. 27, к. 1

Наталья Сергеевна Балушкина – кандидат геол.-мин. наук, научный сотрудник кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, Ленинские горы, д. 1

Георгий Александрович Калмыков – доктор геол.-мин. наук, профессор кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, Ленинские горы, д. 1

Статья поступила в редакцию 11.03.2021;

Принята к публикации 22.04.2021;

Опубликована 25.05.2021

IN ENGLISH

ORIGINAL ARTICLE

Hydrothermal-metasomatic systems as the most important factor for the formation of elements of the oil and gas-bearing complex in the Bazhenov-Abalak sediments

E.V. Karpova^{1}, A.O. Khotylev¹, E.A. Manuilova², A.A. Mayorov¹, E.A. Krasnova¹, O.V. Khotylev¹, N.S. Balushkina¹, G.A. Kalmykov¹, A.G. Kalmykov¹*

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation

²National Intellectual Development Foundation, Moscow, Russian Federation

*Corresponding author: Evgenia V. Karpova, e-mail: karpoff_2002@mail.ru

Abstract. A model of the activity of hydrothermal-metasomatic systems confined to certain structural elements is proposed in the present article. The model is based on the analysis of a large volume of traditional studies: measurements of porosity

coefficients, permeability, pyrolytic measurements - together with specific measurements: isotopic composition of carbonate rocks, temperature of homogenization of gas-liquid inclusions, studies of the composition of rocks with a scanning electron microscope,

a description of petrographic thin sections. The model allows to generalize the results of the impact of hydrothermal-metasomatic systems on the reservoir properties of the rocks of the Bazhenov-Abalak complex: constructive – leaching processes and increasing reservoir properties, and destructive – massive mineral formation that fills the pore space, up to the formation of secondary seals.

Key words: West Siberian plate, hydrothermal activity, Bazhenov-Abalak complex, catagenesis, metasomatism, isotope studies, gas-liquid inclusions

Recommended citation: Karpova E.V., Khotylev A.O., Manuilova E.A., Mayorov A.A., Krasnova E.A., Khotylev O.V., Balushkina N.S., Kalmykov G.A., Kalmykov A.G. (2021). Hydrothermal-metasomatic systems as the most important factor for the formation of elements of the oil and gas-bearing complex in the Bazhenov-Abalak sediments. *Georesursy = Georesources*, 23(2), pp. 142–151. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.2.14>

References

- Berry L.G., Mason B., Dietrich R.V. (1983). *Mineralogy: Concepts, descriptions, determinations*. San Francisco: Freeman.
- Bogorodskaya L.I., Kontorovich A.E., Larichev A.I. (2005) Kerogen. Research methods, geochemical interpretation. Novosibirsk: SO RAN, 254 p. (In Russ.)
- Bro E.G. (1980). Influence of catagenesis on the physical properties of terrigenous rocks and groundwater mineralization. Leningrad: Nedra, 151 p. (In Russ.)
- Goncharov I.V. (2005). Experience in modeling the generation and secondary migration of oil in Western Siberia. *New ideas in geology and geochemistry of oil and gas. Oil and gas systems of sedimentary basins. Proc. VIII Int. Conf.* Moscow: GEOS, pp. 113–114. (In Russ.)
- Gurvich E.G., Bogdanov Yu.A., Lisitsyn A.P. (1978). Behavior of Barium in Recent Sedimentation, *Geokhimiya*, 3, pp. 359–374. (In Russ.)
- Hinrichs KU., Boetius A. (2002) The Anaerobic Oxidation of Methane: New Insights in Microbial Ecology and Biogeochemistry. In: *Ocean Margin Systems*. Wefer G., Billett D., Hebbeln D., Jørgensen B.B., Schlüter M., van Weering T.C.E. (eds). Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-662-05127-6_28
- Kalmykov A.G., Karpov Yu.A., Topchiy M.S., Fomina M.M., Manuilova E.A., Sheremeteva E.V., Tretyakova I.O., Pronina N.V., Shishkov V.A., Balushkina N.S., Fadeeva N.P., Stoupakova A.V., Kalmykov G.A. (2019). The effect of catagenetic maturity on the formation of reservoirs with organic porosity in the Bazhenov formation and peculiarities of their extension. *Georesursy = Georesources*, 21(2), pp. 159–171. (In Russ.) <https://doi.org/10.18599/grs.2019.2.159-171>
- Kalmykov G.A., Balushkina N.S. (2017). Model of oil saturation of the pore space of the Bazhenov Formation in Western Siberia and its use for assessing the resource potential. Moscow: GEOS, 247 p. (In Russ.)
- Khamidullin R.A., Kalmykov G.A., Korost D.V., Balushkina N.S., Bakay A.I. (2012). Reservoir properties of the Bazhenov Formation. *SPE Russian Oil and Gas Exploration and Production Technical Conference and Exhibition*. pp. 2739–2760. <https://doi.org/10.2118/162094-RU>
- Kholodov V.N. (1983). Postsedimentary transformations in elision basins. Moscow: Nauka, 152 p. (In Russ.)
- Kireeva T.A., Kazak E.S. (2017). Pore solutions of rocks of the Bazhenov Formation in Western Siberia and their changes as a result of hydrothermal development. *Geologiya Nefti i Gaza = Russian Oil And Gas Geology*, 1, pp. 83–92. (In Russ.)
- Kunts A.F. (2002). Hydrothermal-metasomatic ore formation in carbonate rocks (experimental models and their applications). Yekaterinburg: UrO RAN, 344 p. (In Russ.)
- Letnikov F.A. (1999). Fluid phases of the continental lithosphere and problems of ore formation. *Smirnovskiy sbornik*. Moscow: VINITI, pp. 63–98. (In Russ.)
- Letnikov F.A. (2000). Synergetic Aspects of Study of Natural Open Nonequilibrium Systems. *Dokl. Akad. Nauk*, 370(2), pp. 212–215. (In Russ.)
- Peckmann J., Thiel V. (2004). Carbon cycling at ancient methane-seeps. *Chemical Geology*, pp. 443–467. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2003.12.025>
- Sokolov B.A. (2001). *New Ideas in Oil and Gas Geology: Selected Papers*. Moscow: MSU, 480 p. (In Russ.) <https://doi.org/10.1023/A:1002833729744>
- Vasiliev A.L., Pichkur E.B., Mikhutkin A.A., Spasennikh M.Ju., Bogdanovich N.N., Balushkina N.S., Kalmikov G.A. (2015). The study of pore space morphology in kerogen from Bazhenov Formation. *Neftyanoe Khozyaistvo = Oil Industry*, 10, pp. 28–31. (In Russ.)
- Yapaskurt O.V. (2005). *Fundamentals of lithogenesis*. Moscow: MSU, 379 p. (In Russ.)
- Yurchenko A.Yu., Balushkina N.S., Kalmykov G.A., Shardanova T.A., Bychkov A.Yu., Prokof'ev V.Yu. (2015). Genesis Of Vein Calcite Within Limestones At The Top Of Abalak And Georgiev Formations In The Central Western Siberia. *Nauchno-tekhnicheskiiy vestnik OAO "NK "ROSNEFT"*, 4, pp. 22–26. (In Russ.)
- Zubkov M.Yu. (2014) Reservoirs in the Bazhenov-Abalak complex of Western Siberia and methods for their prediction. *Geologiya Nefti i Gaza = Russian Oil And Gas Geology*, 5, pp. 58–72. (In Russ.)
- Zubkov M.Yu. (2017). Tectonic hydrothermal processes in the Cretaceous deposits of Western Siberia. *Geologiya Nefti i Gaza = Russian Oil And Gas Geology*, 1, pp. 7–26. (In Russ.) <https://doi.org/10.31087/0016-7894-2019-1-7-26>
- Zubkov M.Yu. (2017). Tectonic hydrothermal processes in the Jurassic deposits of Western Siberia. *Geologiya Nefti i Gaza = Russian Oil And Gas Geology*, 1, pp. 60–76. (In Russ.)
- Zubkov M.Yu. (2019). Application of Experimental Tectonic Methods in Petroleum Geology on the Examples of Deposits in Western Siberia. *Geotectonics*, 3, p. 383. <https://doi.org/10.1134/S0016852119030105>
- Zubkov M.Yu., Dvorak S.V., Romanov E.A., Chukhrantseva V.Ya. (1991). Hydrothermal processes in the Sherkala member of the Talinskoye field (Western Siberia). *Lithology and Mineral Resources*, 3, pp. 122–132. (In Russ.)

About the Authors

Evgenia V. Karpova – PhD (Geology and Mineralogy), Associate Professor, Department of Petroleum Sedimentology and Marine Geology, Lomonosov Moscow State University
1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation
e-mail: karpoff_2002@mail.ru

Aleksey O. Khotylev – PhD (Geology and Mineralogy), Assistant of the Department of Regional Geology and Earth History, Lomonosov Moscow State University.
1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation

Ekaterina A. Manuilova – Senior Perophysicist, National Intellectual Development Foundation
27, build. 1, Lomonosovskiy ave., Moscow, 119192, Russian Federation

Aleksandr A. Mayorov – Graduate student of the Department of Regional Geology and Earth History, Lomonosov Moscow State University.
1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation

Elizaveta A. Krasnova – PhD (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, Petroleum Geology Department, Lomonosov Moscow State University; Senior Researcher, Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of the Russian Academy of Sciences

1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation

Oleg V. Khotylev – PhD (Geology and Mineralogy), Leading geologist, National Intellectual Development Foundation
27, build. 1, Lomonosovskiy ave., Moscow, 119192, Russian Federation

Natalia S. Balushkina – PhD (Geology and Mineralogy), Researcher, Petroleum Geology Department, Lomonosov Moscow State University.

1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation

Georgy A. Kalmykov – DSc (Geology and Mineralogy), Professor, Petroleum Geology Department, Lomonosov Moscow State University
1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation

Manuscript received 11 March 2021;

Accepted 22 April 2021; Published 25 May 2021