

УДК 552.144

В.Г. Эдер¹, Н.С. Балущкина², А.Г. Замирайлова³, А.Н. Фомин⁴**ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА КАТАГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ НА ПРИМЕРЕ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

ФГБУН Институт нефтегазовой геологии и геофизики имени А.А. Трофимука
Сибирского отделения Российской академии наук (СО РАН),
630090, Новосибирск, пр. Академика Коптюга, 3
ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics of Siberian Branch Russian Academy of Sciences (IPGG SB RAS),
630090, Novosibirsk, Koptug ave. 3
Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Определены закономерности изменения литолого-геохимического состава пород баженовской свиты (БС), характеризующихся разной степенью преобразования органического вещества. По направлению от MK_1^1 – MK_2 (140–170–195°C) наблюдается тенденция к: а) увеличению количества известково-доломитовых прослоев и содержания доломита в них; б) уменьшению содержания ОВ в целом по разрезу; в) уменьшению содержаний ОВ и серы сульфидной в «пирит-керогеновой» пачке кровли БС; г) уменьшению значения отношения С/С; д) увеличению мощности «пиритовой» пачки зоны перехода БС в вышележащие отложения и содержания пирита в ней. Сделаны выводы, что в период между этапами, отвечающими грациям MK_1^1 – MK_2 (по А.Э. Конторовичу) происходит преобразование ОВ, миграция продуктов его преобразования, доломитизация пород, пиритизация низкоуглеродистых пород перекрывающей БС подачимовской толщи.

Ключевые слова: баженовская свита, черные сланцы, доломитизация, катагенез, Западная Сибирь.

The regularities of changes in the lithological and geochemical composition of Bazhenov Formation (BF) rocks characterized by different degrees of organic matter transformation are determined. From MK_1^1 – MK_2 (140–170 °C–170–195 °C), the following tendency is revealed: a) increasing of the number of calcareous-dolomitic interlayers and content of the dolomite in them; b) reducing of the content of S in the whole section; c) reducing of the OM and sulfide sulfur contents in “pyrite-kerogen” layers of roof of BF; d) reducing of the ratios of C/S; d) increasing of the “pyrite” layer thickness in the transition zone of BF and the overlying sediments and the content of pyrite in it. It is concluded that in the period between the stages corresponding to the grades MK_1^1 – MK_2 , there is a transformation of OM, migration of its transformation products, dolomitization of rocks, and pyritization of low-carbon rocks of the overlying BF Podachimov strata.

Key words: Bazhenov formation, black shale, dolomitization, catagenesis, Western Siberia.

Введение. Баженовская черносланцевая свита (БС) позднеюрско-раннемелового возраста распространена на большей части территории Западной Сибири (~1 млн км²), в центральной части Западно-Сибирского бассейна (ЗСБ) имеет мощность от 20 до 35 м. К основным компонентам пород относятся (%) кремнезем (25–80), карбонатный (5–80) и глинистый (5–35) материал, органическое вещество (ОВ) (5–25).

Свита представлена главным образом силикатами, микститами (смешанными породами),

среди которых преобладают кероген-глинисто-кремнистые и кероген-карбонатно-кремнистые разновидности [Конторович и др., 2016]. При вторичных изменениях породы БС претерпели десиликацию, карбонатизацию, окремнение и пиритизацию, что и привело к пестрому составу этой толщи [Условия..., 1988].

Изучению доломитизации пород БС посвящено значительное число работ [Коробов и др., 2015, 2017, 2018; Немова, 2012; Балущкина и др., 2016; Заграновская, 2019]. В.Д. Немовой [2012]

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, лаборатория седиментологии, ст. науч. с.; e-mail: edervika@gmail.com

² Московский государственный университет, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, науч. с.; e-mail: nataliabalushkina@mail.ru

³ Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, лаборатория седиментологии, ст. науч. с.; e-mail: zamirailovaag@ipgg.sbras.ru

⁴ Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, лаборатория органической геохимии, гл. науч. с.; e-mail: fominan@ipgg.sbras.ru

установлено, что в районе Краснотенинского свода и Фроловской мегавпадины апорадиолариевые доломиты представляют собой основные коллекторы. Установлено, что доломитизация прослоев пород этого типа происходила в катагенезе [Немова, 2012; Балущкина и др. 2016; Юрченко, 2017]. Ранее присутствие доломита в нефтеносных формациях рассматривалось как признак нефтеносности [Пероziо, Мандрикова, 1971; Ушатинский, Зарипов, 1978; Предтеченская, 2009; Коробов и др., 2015]. А.Д. Коробов с соавторами [2017] установили, что в районе Пальяновского месторождения в скважинах с высокими дебитами, находящихся вблизи разрывных нарушений, породы характеризуются повышенным количеством доломита, в то время как для пород «сухих» скважин он не характерен. Упомянутые выше исследования касаются анализа распространения карбонатов БС, как правило, в одном из районов ЗСБ, в основном на Красноленинском своде. Комплексный сравнительный анализ и выявление закономерностей карбонатизации, а также распределения основных компонентов пород в БС разной степени катагенетической преобразованности органического вещества в значительно удаленных один от другого (сотни километров) районах ЗСБ ранее не осуществлялся.

Здесь изложены результаты стадийного анализа пород БС, содержащих в различной степени преобразованное ОВ. Были изучены закономерности распределения ОВ, пирита (отношение C/S) и аутигенных карбонатов в этой толще, что позволило выяснить закономерности изменения вещественного состава пород на разных этапах катагенеза. В рамках исследования изучен керн БС из 25 скважин, пробуренных на территории, охватывающей область распространения БС (рис. 1), в условно выделенных Центральном и Юго-Восточном районах. В Центральном районе разрезы БС изучены в пределах Мансийской синеклизы и Хантейской гемиантеклизы, в Юго-Восточном районе — Усть-Тымской мегавпадины, Каймысовского свода, Нюрольской мегавпадины, Ледянской мезоседловины.

Материалы и методы исследования. В методику работ входило детальное литологическое описание керна, шлифов пород на микроскопе «Olympus BX-59», изучение в сканирующем электронном микроскопе «MIRA3 TESCAN» с целью установления форм нахождения пирита, а также химический анализ пород. Определение основных породообразующих компонентов (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , MnO , K_2O , Na_2O , P_2O_5 , BaO и др.) проводилось методом рентгено-флуоресцентного анализа на спектрометре ARL-9900-XP («Thermo Electron Corp.»). Изучение минералогического состава глинистой фракции ($<0,002$ мм) и валовых проб пород БС выполнено фазовым рентгенографическим методом на дифрактометрах «ДРОН-3» и «ДРОН-4». Содержание серы (общей,

сульфидной и сульфатной) и CO_2 определено методом мокрой химии; содержание органического углерода ($\text{C}_{\text{орг}}$) — весовым полумикрометодом с помощью экспресс-анализатора (АН-7529) на углевод. Определение пиролитических характеристик выполнено на анализаторе «Source Rock Analyzer» (SRA) — TPH/TOC (Weatherford Laboratory, Instr. Division)), группового состава — методом колоночной хроматографии, углеводородного — методами газожидкостной хроматографии и хромато-масс-спектрометрии.

По результатам анализов (содержание породообразующих оксидов, $\text{C}_{\text{орг}}$, серы сульфидной) химический состав пород пересчитан на минеральный по методике О.М. Розена с соавторами [2000] в программе MINLITH. В результате пересчета химических анализов на минеральный каждому образцу присвоено литологическое название, согласно принятой классификации [Конторович и др., 2016]. В рамках этой классификации для пород БС введено понятие «микстит» (биогеогенный) — класс пород, в которых содержание ни одного из породообразующих компонентов (кремнезем, глинистый и карбонатный материалы, ОВ) не достигает 50%.

Для всех изучаемых разрезов БС построены диаграммы корреляционной зависимости C/S, проанализированы значения коэффициента корреляции и отклонения от зависимости, а также распределение по разрезу кремнезема и глинистого материала, кальцита, доломита, пирита, органического углерода, показателя C/S и степени пиритизации железа (СП).

Породы БС изученных разрезов находятся в зонах, где: а) ОВ слабо преобразованное (стадия МК_1^1); б) преобразование углеводородов умеренное (стадия МК_1^2); в) процессы преобразования ОВ находятся в активной стадии (стадия МК_2) [Фомин, 2011] (рис. 2). Выявление тенденций изменения литологического состава БС с увеличением степени катагенетической преобразованности ОВ проводилось при помощи оценки и сравнительного анализа распределения в БС содержания доломита, кальцита, ОВ, пирита и отношения C/S. Для этого анализа использованы результаты исследований катагенетической преобразованности ОВ в породах БС предыдущих авторов [Конторович и др., 1967; Фомин, 2011].

Результаты исследований и их обсуждение. В результате анализа средних значений (по разрезу) содержания доломита и кальцита в породах установлено, что БС в Центральном районе ЗСБ характеризуется повышенным содержанием доломита и кальцита; несколько пониженными значениями содержания этих компонентов пород характеризуются разрезы Юго-Восточного района (рис. 3). Таким образом, сравнение литолого-геохимических характеристик БС с одной и той же градацией катагенеза из разных районов ЗСБ

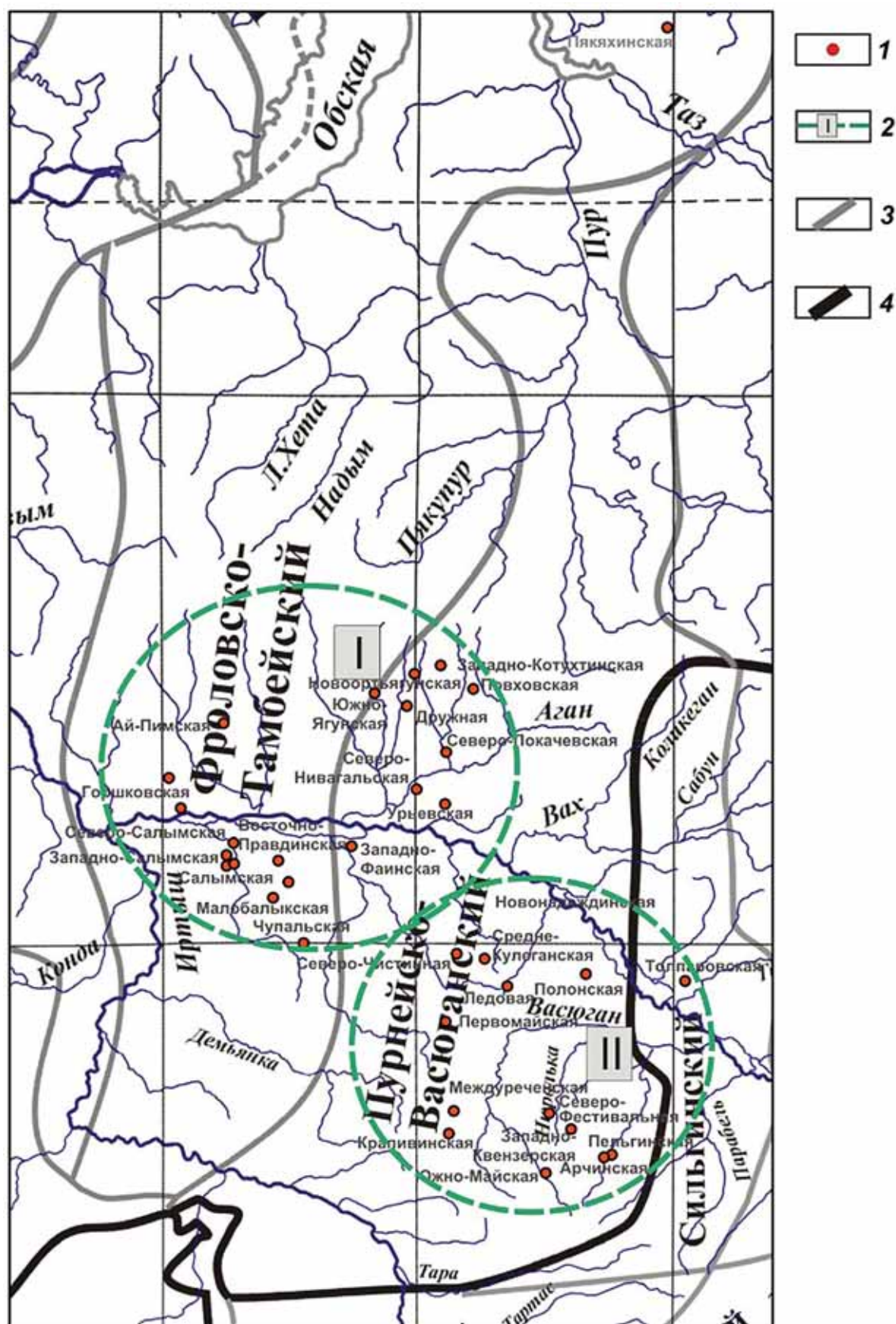


Рис. 1. Расположение изученных скважин и границы условно выделенных районов на схеме фациального районирования келловоя и верхней юры Западно-Сибирской геосинеклизы [Решения..., 2004]: 1 — изученные разрезы скважин; 2 — условно выделенные районы исследования (I — Центральный, II — Юго-Восточный); 3 — границы фациальных районов; 4 — границы фациальных областей

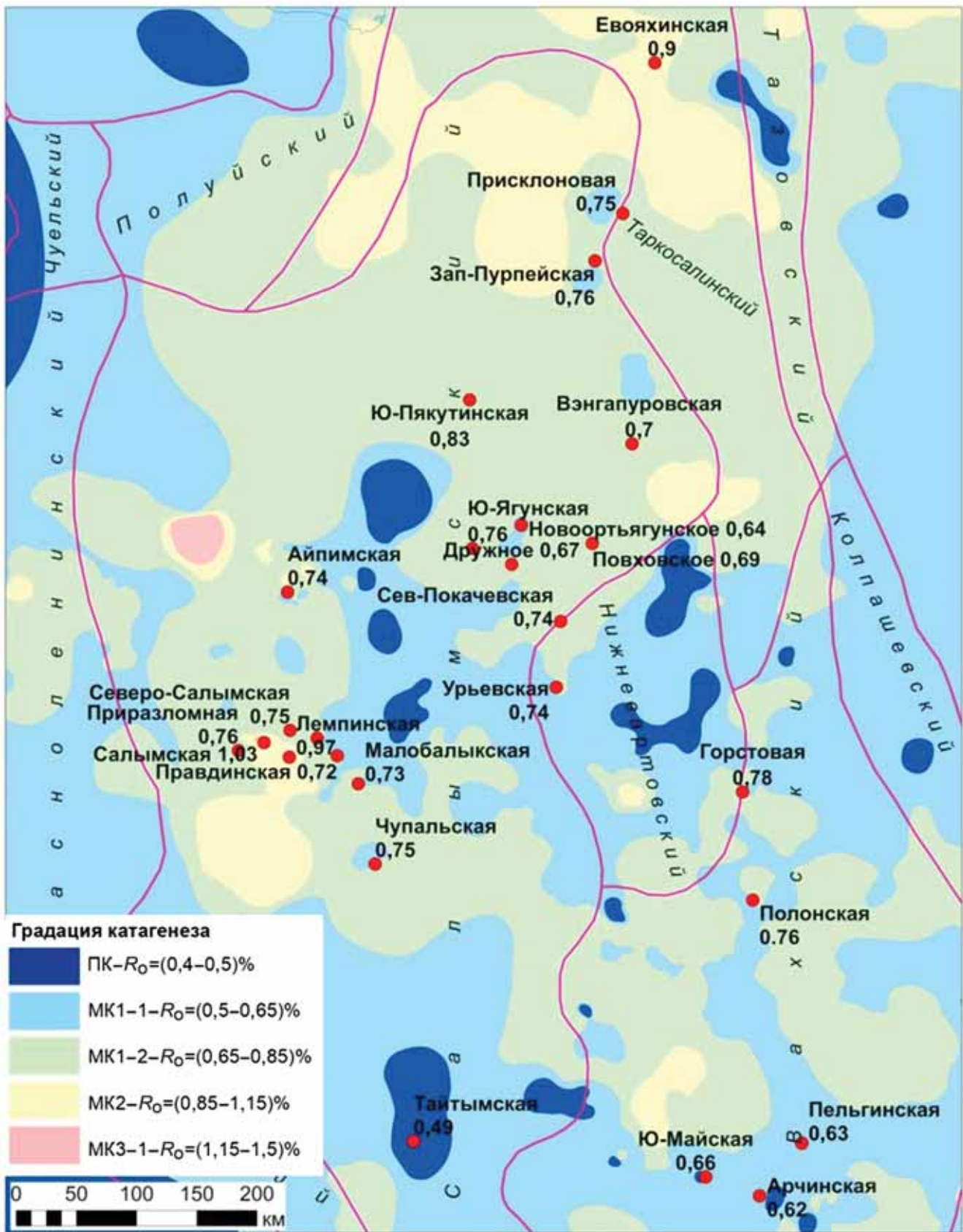


Рис. 2. Карта-схема катагенетической преобразованности ОВ в верхнеюрских отложениях Западной Сибири, по [Фомин, 2011], уточненная по результатам геохимических исследований

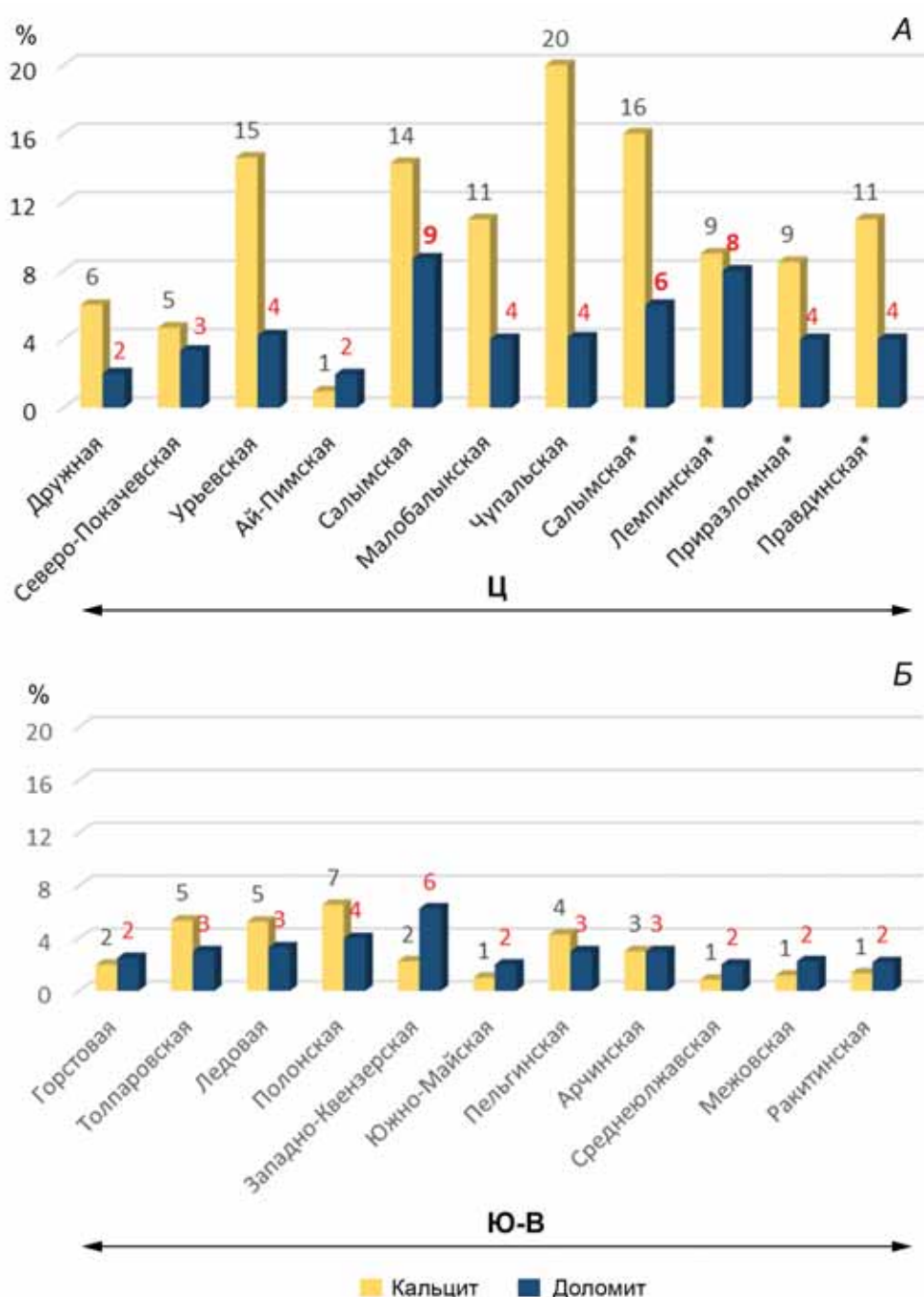


Рис. 3. Среднее содержание кальцита и доломита в БС Центрального (А), Юго-Восточного (Б) районов

некорректно в связи с особенностями их образования и как следствие — с разной степенью карбонатности. В результате мы сравнили разрезы БС, характеризующиеся грациями мезокатагенеза $МК_1^1$ – $МК_1^2$ в Юго-Восточном районе и $МК_1^2$ – $МК_2$ — в Центральном районе.

Доломит в БС встречается в виде нескольких морфологических модификаций: 1) в скрыто- и микрокристаллическом виде как продукт замещения карбонатных или кремнистых пород, в основном апорадиоларитов [Эдер и др., 2019б]; 2) в виде отдельных микрокристаллов ромбоэдрической конфигурации, равномерно распределенных в породе; 3) в микродисперсном виде. Как описано ранее в [Эдер и др., 2019а], прослой доломита или

в разной степени доломитизированного известняка часто встречаются у границ пачек разного литологического состава (кислотно-щелочных барьеров), что позволяет предположить его образование на стадии диагенеза. В некоторых случаях наблюдается частичное замещение известняка доломитом. В качестве отдельного генетического типа пород БС выделяются доломитсодержащие, преимущественно кремнистые породы — силициты-радиолариты и микститы кероген-кремнистые, содержащие значительное количество остатков радиоларий, часто доломитизированных (15–20% доломита). Расположение этого литотипа в БС не приурочено к интервалам геохимических барьеров. Он широко развит в разрезах Центрального



Рис. 4. Схема основных характеристик (морфология, приуроченность к литотипам, генезис) разных типов доломита БС

района, в частности Салымского поднятия, где степень преобразованности ОВ соответствует градации мезокатагенеза $МК_2$. Несколько меньшее его количество присутствует в разрезах БС в Центральном районе, а также в некоторых разрезах БС Юго-Восточного района (разрез Западно-Квензерской площади), где степень преобразованности ОВ отвечает градациям $МК_1^2$ и $МК_2$.

В то же время выделяется группа разрезов, где степень преобразованности ОВ соответствует $МК_1^1$ и $МК_1^2$ ($R^0 < 0,7$), для которых доломитсодержащие породы этого типа не характерны. Установленные закономерности позволяют сделать вывод о том, что доломит доломитсодержащих кремнистых пород образовался на стадии катагенеза, что подтверждается изотопными данными [Немова, 2012; Юрченко, 2016]. На рис. 4 приведена схема, на которой представлены основные морфологические типы доломита БС, их приуроченность к определенным литотипам, а также предполагаемый генезис.

В результате анализа закономерностей распределения литолого-геохимических характеристик выделены разрезы, породы которых относительно слабоизмененные, среднеизмененные и существенно измененные.

БС (слабоизмененная) — $МК_1^1$ – $МК_1^2$. В БС Юго-Восточного района, а также на Урьевской и Северо-Покачевской площадях Центрального района преобладают породы с относительно высокими значениями отношения C/S (≥ 3) (рис. 5). Степень преобразованности ОВ в породах БС в

этих районах соответствует градации $МК_1^1$ (Среднеюлжавская, Ракитинская, Арчинская, Пельгинская площади) и $МК_1^2$ (Горстовая, Полонская, Ледовая, Южно-Майская, Толпаровская, Западно-Квензерская площади) [Фомин, 2014]. В этих разрезах пирит-керогеновые породы встречаются лишь в верхней части разреза в виде единичных прослоев, содержание доломита в них существенно понижено и часто не превышает 5–7%. Коэффициент детерминации в большей части этих разрезов составляет 0,7–0,9.

Представляет интерес сравнительный анализ литолого-геохимического состава в скважинах на Западно-Квензерской и Южно-Майской площадях, расположенных в пределах одной тектонической структуры — Нюрольской мегавпадины (Юго-Восточный район). Для обеих скважин степень преобразованности ОВ соответствует градации $МК_1^2$ [Фомин, 2014]. Первая из них расположена ближе к центру этой структуры, в ней ОВ более преобразованное ($R^0 = 0,76$), в керне черного цвета встречаются нефтенасыщенные прослои. Вторая скважина приурочена к бортовой части вышеупомянутой тектонической структуры, проявления нефти в ней не обнаружены, керн имеет несколько более светлый оттенок, значения R^0 составляют 0,66.

В БС Западно-Квензерской площади встречены 3 прослоя доломита и доломитсодержащих пород с содержанием доломита 16–66%. Для пород этого разреза в целом характерны значения отношения $C/S > 3$, присутствует несколько прослоев с

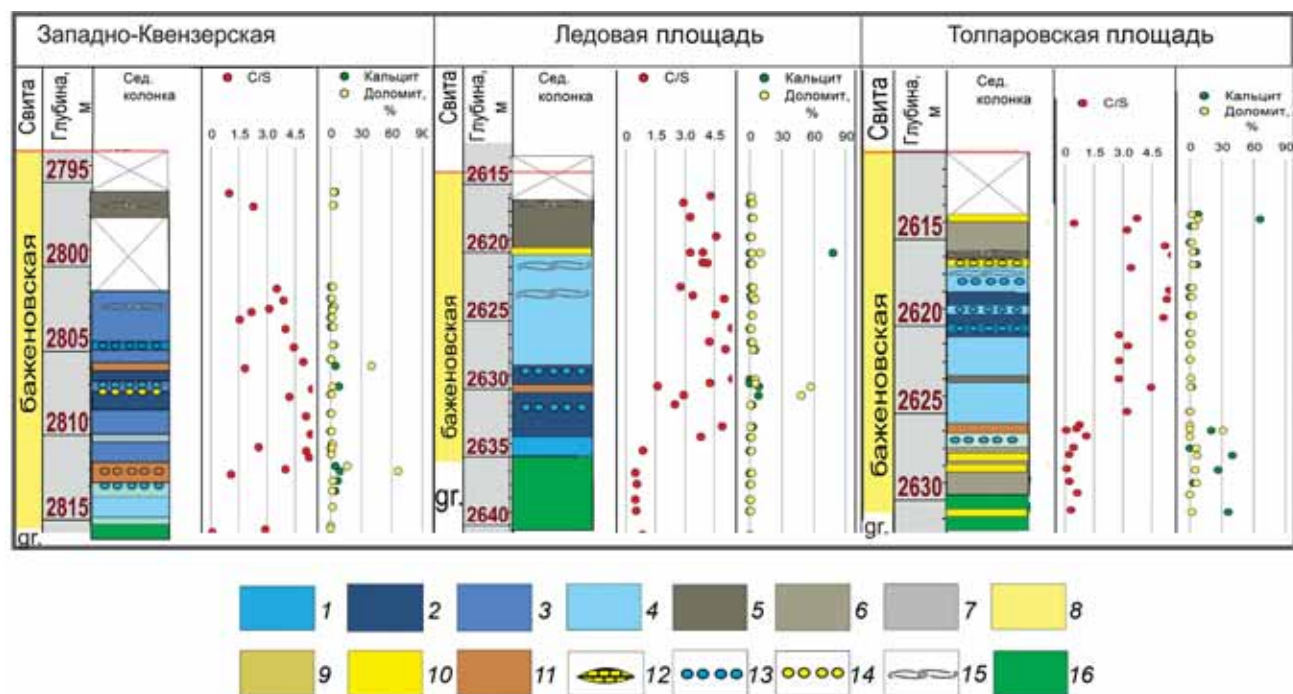


Рис. 5. Литологическая характеристика и распределение C/S, кальцита и доломита в БС Юго-Восточного района: 1 — силициты; 2 — силициты керогеновые; 3 — микститы кероген-глинисто-кремнистые, близкие к силицитам ($K_p > 45\%$); 4 — микститы кероген, глинисто-кремнистые; 5 — микститы кероген-кремнисто-глинистые; 6 — микститы кремнисто-глинистые, близкие к аргиллитам; 7 — микститы глинистые; 8 — микститы кероген-карбонатно-кремнистые (карб. $> 25\%$); 9 — микститы карбонатсодержащие ($5\% > \text{карб.} < 25\%$); 10 — известняки; 11 — доломиты; 12 — карбонатные конкреции; 13 — радиоляриты кремнистые; 14 — радиоляриты карбонатизированные; 15 — прослои, насыщенные остатками раковин двустворок; 16 — алевроито-глинистые породы

C/S $< 2,5$. Значение коэффициента детерминации между C и S в породах этого разреза относительно понижено и составляет 0,5. Среднее содержание доломита не превышает 6–7% (рис. 5).

В БС Южно-Майской площади наблюдается один прослой доломита (55,6% доломита) и только один прослой с соотношением C/S $< 2,5$. Эти разрезы БС (так же, как и на Салымской и Северо-Салымской площадях) отличаются по содержанию ОВ. В БС Западно-Квензерской площади оно не превышает 15%, в основном $< 12\%$, в БС Южно-Майской площади довольно часто содержание ОВ составляет $> 15\%$, т. е. исследуемые разрезы отличаются по числу прослоев доломитсодержащих пород, прослоев с низкими значениями отношения C/S, а также по содержанию ОВ.

По литолого-геохимическим характеристикам породы БС на Южно-Майской площади близки к породам БС, описанным выше, со степенью преобразования ОВ, соответствующей градации МК₁¹. Таким образом, породы БС на Южно-Майской площади относительно слабоизмененные (начальная стадия МК₁²) по сравнению с породами на Западно-Квензерской площади (конечная стадия МК₁²).

БС (среднеизмененная) — МК₂¹. Разрезы БС, расположенные в пределах Мансийской синеклизы на Малобалыкской и Чупальской площадях и южной половины Хантейской гемиантеклизы, имеют 1–4 прослоя доломитсодержащих пород в кровле БС ($> 15\%$ доломита) и несколько прослоев с со-

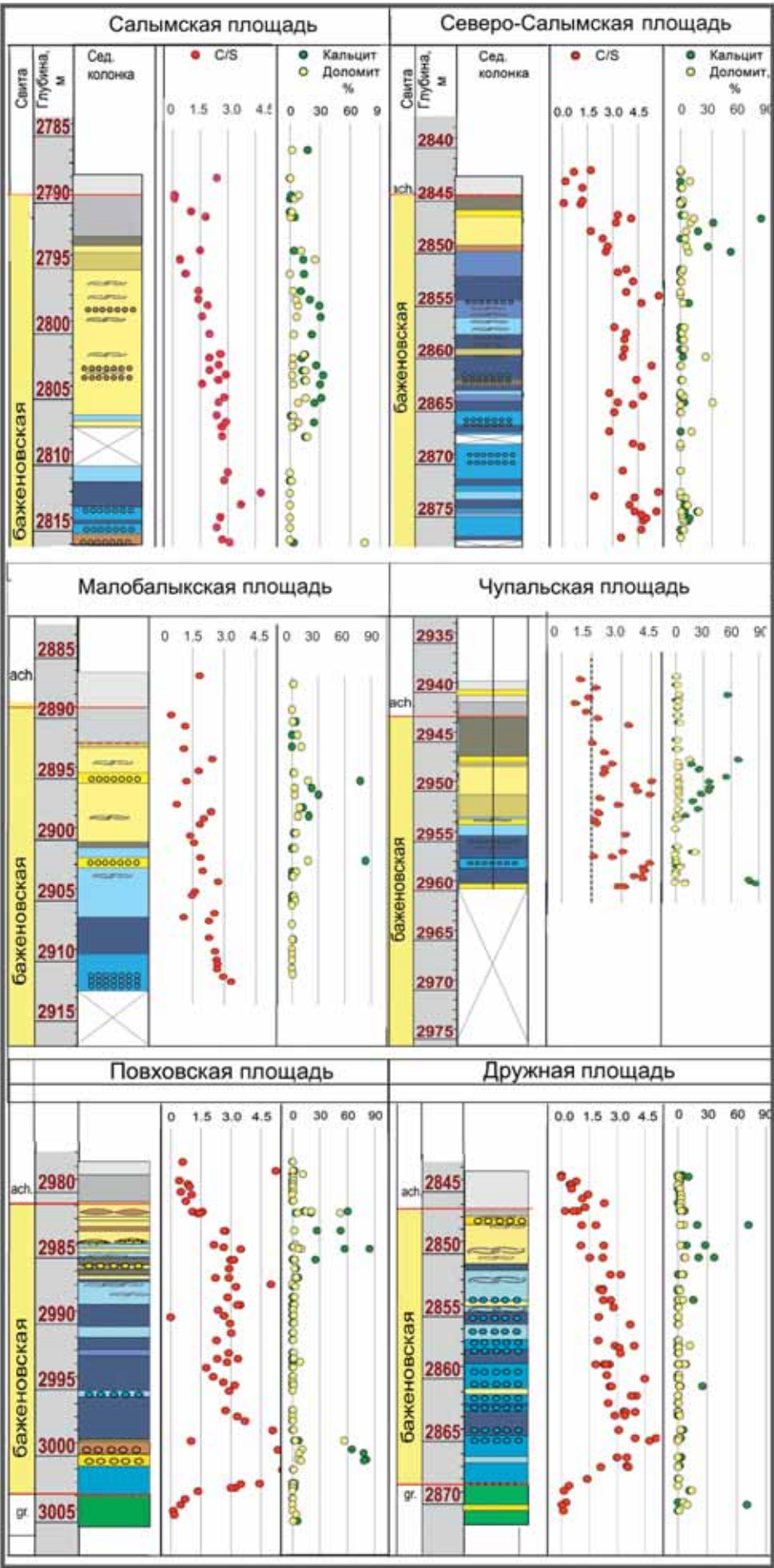
держанием доломита $< 10\%$ в остальной части разреза (рис. 6). Содержание доломита в карбонатных и карбонатсодержащих прослоях БС Чупальской и Малобалыкской площадей составляет 10–25%.

Карбонатные породы кровли БС в Хантейской гемиантеклизе характеризуются близким содержанием доломита, в остальной части разреза оно понижено (5–10%). В целом около половины пород разреза БС характеризуется пониженными значениями отношения C/S (< 3), остальные — > 3 . Коэффициент детерминации между C и S составляет 0,85. Для разреза характерны прослои или линзы известняков толщиной 7–15 см.

БС—МК₂. В БС на Салымской и Северо-Салымской площадях выявлено две группы разрезов, представленных породами, в которых степень преобразованности ОВ соответствует градации МК₂. В первом из них показатель отражательной способности псевдовитринита составляет 1,05 (существенно измененная БС), во втором — 0,9 (среднеизмененная БС). БС на Салымской площади отличается от этих отложений Северо-Салымской площади пониженным содержанием пирита, ОВ и кремнезема (рис. 7).

В БС на Салымской площади наблюдается наибольшее количество доломитсодержащих прослоев (6–8, рис. 6). Практически весь разрез изучаемой толщи здесь характеризуется пониженными значениями отношения C/S (< 3). На Северо-Салымской площади, напротив, лишь в кровельной части БС отношение C/S в породах

Рис. 6. Литологическая характеристика и распределение С/С, кальцита и доломита в БС Центрального района. Условные обозначения см. на рис. 5



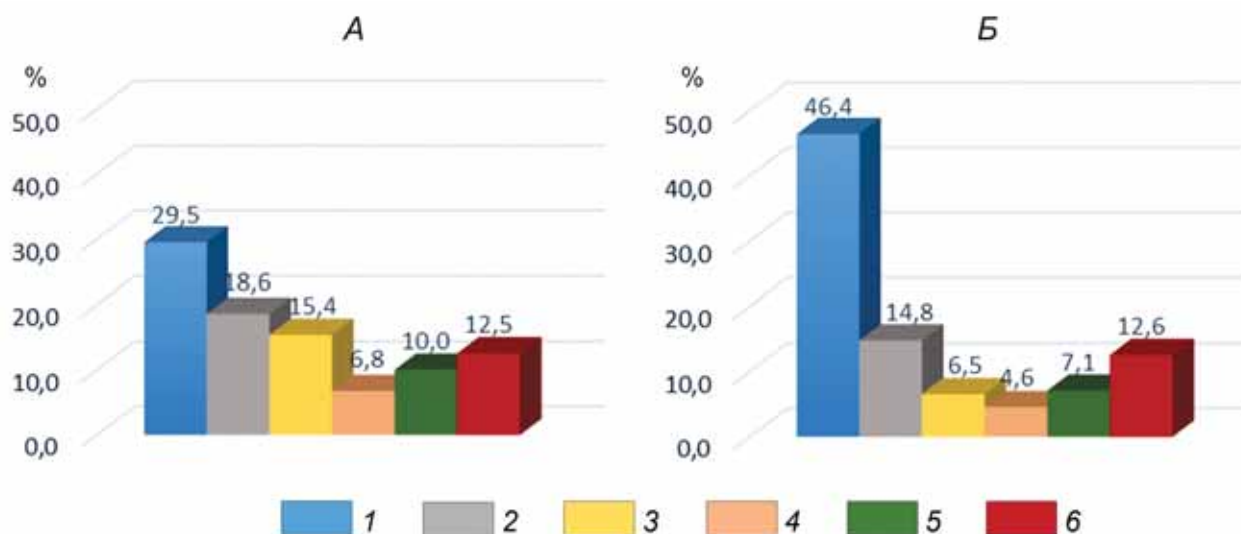


Рис. 7. Распределение среднего содержания основных породообразующих компонентов БС на площадях: А — Салымской, Б — Северо-Салымской; 1 — кремнезем, 2 — глинистый материал, 3 — кальцит, 4 — доломит, 5 — пирит, 6 — ОВ

составляет <3 , в остальной части разреза, за исключением единичных прослоев, оно больше этой величины. Корреляционная связь между органическим углеродом и сульфидной серой в разрезах Салымской и Северо-Салымской площадей относительно высокая, коэффициент детерминации (R^2) составляет 0,6 и 0,8 соответственно. Если из выборки исключить образцы пиритовых и пирит-корогеновых пород из зон перехода вблизи кровли БС, описанных ранее в [Эдер и др., 2020], то зависимость между С и S становится выше, R^2 составляет 0,78 и 0,83 соответственно. Содержание доломита в карбонатсодержащих прослоях пород изменяется от 5 до 30%.

В БС на Салымской площади присутствует повышенное количество доломитсодержащих прослоев ($>5\%$ доломита), содержание ОВ в них понижено и не превышает 12–15%. В БС Северо-Салымской площади содержание ОВ достигает 25%. В кровле свиты присутствуют известняки доломитистые с содержанием доломита 5–13%. Анализ среднего содержания доломита в целом по разрезу БС показал, что именно на Салымской площади оно характеризуется наиболее высокими значениями этого показателя — 9% (рис. 3), что, вероятно, указывает на более масштабное развитие здесь доломитизации, чем в разрезе БС других районов. В БС на Салымской площади отмечены повышенные значения содержания пирита в породах зоны перехода БС в подстилающие и перекрывающие отложения. Здесь на протяжении 5 м в породах перекрывающей БС подачимовской толщи содержание пирита составляет 8–20%, в породах БС — $<15\%$. В БС на Северо-Салымской площади мощность пиритизированной пачки составляет ~ 3 м, но содержание пирита в зоне перехода несколько понижено — 9–16%. В кровле БС присутствуют пирит-корогеновые породы, где

содержание пирита и ОВ составляет на Северо-Салымской площади — 27 и 26%, на Салымской — 13,5 и 15%. Отмечается обратная закономерность: в зоне перехода БС Салымской площади пирита больше, чем в самой толще, в БС Северо-Салымской площади — наоборот.

Так, БС в разрезах Салымской площади характеризуется: а) пониженным содержанием ОВ ($<12\text{--}15\%$); б) низкими значениями отношения С/S (<2); в) присутствием значительного количества пирит-корогеновых и доломитсодержащих прослоев. В то же время БС Северо-Салымской площади отличается (рис. 6): а) существенной долей пород с высоким содержанием ОВ ($>20\%$); б) преобладанием пород с относительно высокими значениями отношения С/S (>2); в) присутствием пирит-корогеновых пород лишь в кровле свиты, а доломитсодержащих пород — по всему разрезу. Разрез БС на Северо-Салымской площади, для которой ранее определена градация МК₂, по вышеописанным характеристикам сходен с группой разрезов, характеризуемых градацией МК₁² и описанных выше.

Для подтверждения полученной закономерности рассмотрены разрезы БС со степенью преобразованности ОВ, соответствующей градации мезокатагенеза МК₂ (еще в одной скважине на Салымской площади, а также на Лемпинской и Приразломной площадях) и МК₁² на Правдинской площади. Согласно проведенному анализу разрез БС на Салымской и Лемпинской площадях характеризуется содержанием ОВ $<15\%$, средним содержанием доломита $>5\%$ (6–8%). По этим характеристикам рассмотренные разрезы близки к БС Салымской площади, описанной выше. В БС Приразломной (МК₂) и Правдинской площадей (МК₁²) присутствует значительное количество прослоев с содержанием ОВ 16–20%. Среднее

содержание доломита в БС составляет 3,8–4,3%, т. е. относительно понижено. По этим признакам БС Приразломной площади близка к разрезам Северо-Салымской площади и разрезам в Юганском и Северо-Сургутском районах (со степенью преобразованности ОВ МК₁²).

Свидетельства катагенетической доломитизации известны в отложениях различного возраста [Bausch, Hoefs, 1972; Mastuda, Iijima, 1989; Farr, 1992]. По изотопным данным было определено, что доломитизированные радиоляриты баженовской свиты формировались в катагенезе [Немова, 2012; Балушкина и др., 2016; Немова, Панченко, 2017]. В.Д. Немова [2012] определила температуру доломитизации баженовских радиоляритов по изотопным данным в 100 °С. По данным Н.С. Балушкиной с соавторами [2016], изотопный состав углерода доломитов ($\delta^{13}\text{C}$ от –3,7 до –6,7‰ VPDB) характеризует их как нормальные морские карбонаты, облегченный состав кислорода указывает на диагенетические и/или катагенетические преобразования ($\delta^{18}\text{O}$ от –13,93 до –14,42‰ VPDB).

По данным И.Н. Ушатинского и О.Г. Зарипова [1978], в разрезе нефтеносных пластов распределение карбонатных и карбонатизированных пород упорядоченное. Они приурочены к прослоям слабофильтрующих отложений (глины и др.), что связано с вытеснением поровых вод, поступающих в ловушки УВ. Согласно этим данным в общем случае наиболее важным реагентом при образовании доломита в нефтегазоносных отложениях следует считать уголекислоту органического происхождения, возникшую при метаморфизме ОВ и взаимодействии углеводородов с поровыми водами: «За счет уголекислоты щелочной резерв поровых вод резко повышается, что способствует усилению мигрантоспособности ионов магния, которые накапливались в отдельных участках породы, приводят к доломитизации кальцита» [Ушатинский, Зарипов, 1978, с. 94].

Идея о том, что главнейший фактор в механизме диагенетического доломитообразования — повышение щелочного резерва за счет усиленного поступления CO_2 в воду ранее выдвинута Н.М. Страховым [1960] и позднее поддержана Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис [1988, 2008]. Вышеупомянутые авторы, пришли к выводу, что доломитизацию кальцитового цемента во многих случаях можно считать признаком былой или существующей нефтегазоносности отложений. По данным А.А. Махнача [1989], процесс доломитообразования в кровле и подошве карбонатных пластов и известковых линз внутри глинистых отложений вызван миграцией из последних реакционноспособных растворов. Некоторые авторы [Юдович, Кетрис, 2008; Коробов, 2017, 2018] полагают, что освобождающийся в катагенезе при трансформации глин Mg (Ca и Mg) может также участвовать в образовании гидротермального (ги-

дротермально-метасоматического) доломита. По данным А.Э. Конторовича с соавторами [2009], в большинстве случаев над магматическими массивами отмечены повышенные тепловой поток и геотермический градиент (4,0–5,0 °С/100 м, на остальной территории около 2,5–3,0 °С/100 м), что отражается в дополнительном прогреве пород осадочного чехла. По мнению Г.А. Калмыкова с соавторами [2019], в зонах контакта гранитных массивов с вмещающими толщами возможно формирование трещиноватости, по которой, при определенных условиях, могут двигаться гидротермальные растворы, привносящие дополнительное тепло в породы осадочного чехла. Идею гидротермального воздействия на образование залежей БС на некоторых участках ЗСБ поддерживали М.Ю. Зубков [1992], Е.А. Предтеченская с соавторами [2015], А.Д. Коробов [2015, 2017], Д.Е. Заграновская [2019].

Вероятно, в БС происходили процессы, описанные выше. Образование уголекислоты в процессе преобразования УВ, впоследствии вступившей в химическую реакцию с высвободившимся в результате трансформации глин магнием, способствовало доломитизации известковых или кремнистых прослоев или линз. Наблюдается тенденция к увеличению числа прослоев доломитсодержащих пород в БС по направлению МК₁²–МК₂. Отметим, что изученные разрезы, характеризуемые МК₁¹, расположены в основном в юго-восточных районах ЗСБ, и пониженное содержание в них доломитовых и в целом карбонатных прослоев может быть также связано с меньшим развитием в этом регионе карбонатной фауны. Как установлено ранее в [Эдер и др., 2015], в разрезах Юго-Восточного района ЗСБ на заключительной стадии осадконакопления существенно увеличился привнос глинистого материала, замутненность вод препятствовала развитию карбонатной фауны в этом районе. Мощность пачки преимущественно биогенных кремнистых пород здесь в 2 раза меньше, чем в Центральном районе, где практически весь разрез представлен породами этого типа. В то же время сравнительный анализ литолого-геохимического состава двух разрезов на юго-востоке ЗСБ (Западно-Квензерская и Южно-Майская площади), приведенный выше, подтвердил общую направленность развития процессов доломитизации, пиритизации и пр. даже в низкокарбонатных разрезах БС.

В ходе исследования установлено, что по значениям соотношения C/S и степени зависимости между этими компонентами, частоте встречаемости доломитсодержащих прослоев, содержанию ОВ разрезы БС разделились на три группы. Определено, что в БС, характеризуемой степенью преобразованности ОВ, соответствующей градации МК₂ [Фомин 2014], существует две подгруппы.

Если учесть, что по условиям формирования и составу осадков разрезы вышеупомянутых подгрупп сходны, а именно представлены преимущественно биогенными кремнистыми и кремнисто-карбонатными породами с низким содержанием глинистого материала (<15–20%), то, вероятно, исходное содержание ОВ в этих разрезах было близким. Предполагается, что в породах БС первой подгруппы (Салымская, Лемпинская площади) произошло более существенное перераспределение продуктов преобразования ОВ по разрезу и, вероятно, последующая его миграция в подстилающие и перекрывающие отложения, поэтому они находятся на заключительном этапе МК₂.

Породы второй подгруппы менее преобразованные (доломитизация в разрезе этого типа проявлена не столь масштабно, содержание ОВ относительно высокое), они предположительно претерпевают начальный этап МК₂. Таким образом, по вышеприведенным данным разрез БС на Северо-Салымской площади еще не перенес столь существенное перераспределение ОВ и пирита, чем как на Салымской площади.

Приведем факты, подтверждающие по данным литолого-геохимического анализа, что породы разреза БС на Салымской площади, действительно, более преобразованные, чем в соседних районах.

Для разрезов БС в Центральном районе характерно содержание ОВ 5–27%. Как определено ранее в [Эдер и др., 2017], в районе Мансийской синеклизы и Хантейской гемиянтеклизы БС представлена преимущественно биогенными карбонатно-кремнистыми и кремнистыми породами с низким содержанием глинистого материала (<20%). В то же время разница в содержании ОВ на данный момент в породах рассматриваемого разреза и в БС соседних районов составляет ~10%. Как показано выше, в БС на Салымской площади отсутствуют прослои с аномально высоким (> 20%) содержанием ОВ. Подобная тенденция отмечена и для пирита. Если в разрезах Малобалыкской и Чупальской площадей в кровле свиты присутствуют породы с аномально высоким содержанием пирита (20–25%), то в БС на Салымской площади содержание пирита в породах БС <15%. В то же время на этой площади интервал пиритизированных низкоуглеродистых пород в подачимовской толще, залегающей над БС, имеет повышенную мощность и несколько повышенное содержание пирита. Другие отличия, характеризующие БС на Салымской площади, — пониженные значения модуля C/S и более низкая корреляция между органическим углеродом и сульфидной серой, что указывает на большее перераспределение этих компонентов по разрезу. Подтверждением того, что ОВ и пирит не формировались в кровле БС *in situ* служат низкие значения отношения C/S в них (~1,5) и отсутствие линейной зависимости между этими величинами. Дополнительные

идентифицирующие отличия в литологическом составе БС на Салымской площади заключаются в числе доломитовых прослоев и повышенном содержании в них доломита, а также в отсутствии известняков (которые в рассматриваемом разрезе, по всей видимости, уже частично или полностью доломитизированы).

В направлении катагенетических преобразований от градации МК₁² к МК₂ наблюдаются следующие тенденции: а) увеличение числа известково-доломитовых прослоев (от 0–3 до 4–8) и содержания в них доломита (от <15 к >15%); б) уменьшение содержания ОВ в целом по разрезу (от 15–25% до 12–15%); в) уменьшение содержания ОВ и сульфидной серы в пирит-керогеновой пачке у кровли БС (с 20–25% каждого компонента до 12–15%); г) понижение значений отношения C/S (от >3 до <3); д) увеличение (от нескольких сантиметров до нескольких метров) мощности пиритовой пачки в зоне перехода в перекрывающие БС вышележащие отложения и содержания пирита в ней (от <15 до >15%).

В результате сравнительного анализа литолого-геохимических характеристик разрезов БС, в которых степень преобразованности ОВ отвечает разным грациям мезокатагенеза, сделаны следующие выводы:

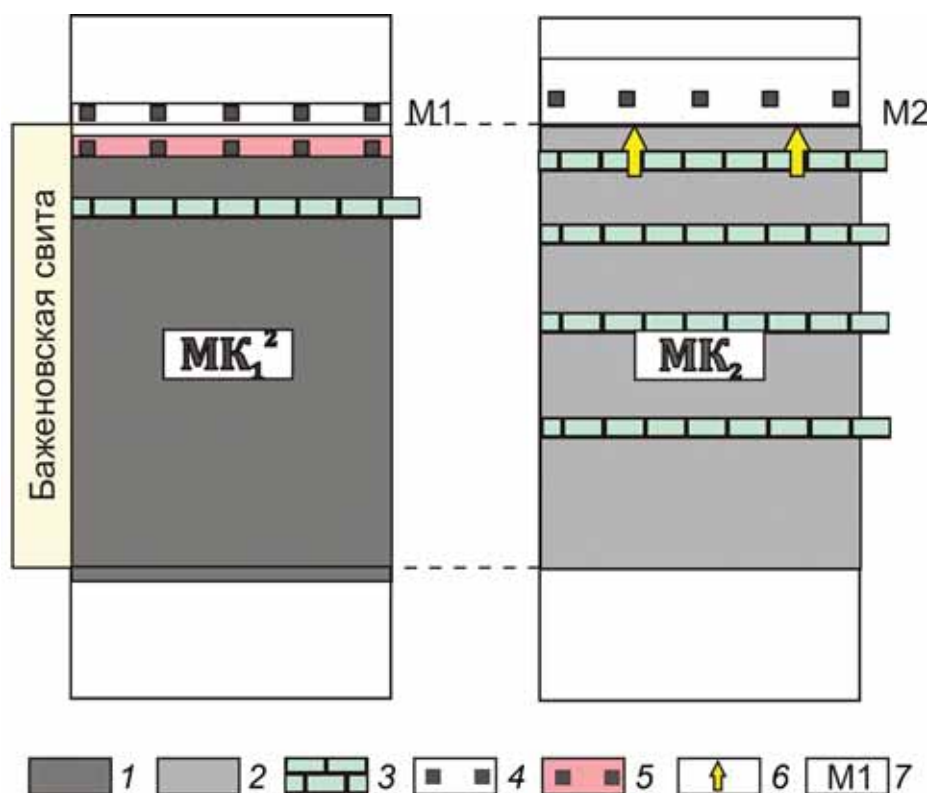
а) в постседиментационный переходный период (между окончанием осадконакопления подачимовской толщи и периодом, соответствующим грации катагенеза МК₁¹) произошла миграция УВ до границы кокколитовой биогенной пачки и преимущественно терригенной глинистой подачимовской толщи до редокс-барьера; непосредственно под кровлей БС образовывались породы с аномально высоким содержанием ОВ;

б) одновременно на рассматриваемом редокс-барьере происходило химическое осаждение пирита, как непосредственно под кровлей БС в высокоуглеродистых осадках, так и над ней в низкоуглеродистых отложениях;

в) между периодами, отвечающими грациям МК₁² и МК₂, при увеличении температуры в осадке начинается генерация УВ, что способствует эпигенетической доломитизации пород в БС. При этом из кровли БС происходит миграция УВ и сероводородсодержащих растворов и железа в гелеобразном виде вверх по разрезу в подстилающие и перекрывающие отложения. Таким образом, разрез БС, особенно его кровля, становится относительно обедненной ОВ (<15%), многие интервалы разреза доломитизированы, над кровлей образуется относительно мощный (несколько метров) пиритовый пласт за счет пиритизации, которая происходила в два этапа: на стадии диагенеза и МК₂.

Обобщенная модель преобразования компонентного состава БС с ростом катагенетической преобразованности органического вещества приведена на рис. 8.

Рис. 8. Модель преобразования компонентного состава баженовской свиты с ростом катагенетической преобразованности органического вещества: 1 — породы с содержанием ОВ 5–25%; 2 — породы с содержанием ОВ <15%; 3 — доломитсодержащие микститы; 4 — пиритовые низкоуглеродистые породы; 5 — пирит-керогеновые породы; 6 — направление путей миграции углеводородов, сульфидов в гелеобразном виде и H_2S ; 7 — мощности пиритовых пачек ($M1 < M2$)



Выводы. 1. Повышенное содержание ОВ и пирита в пирит-керогеновой пачке кровли БС связано с миграцией УВ до физического барьера (более глинистого состава) и одновременно геохимического редокс-барьера.

2. В центральной части ЗСБ разрезы БС с разной степенью катагенетической преобразованности отличаются по числу доломитовых и известковых прослоев и содержанию доломита в них, содержанию ОВ и пирита и/или мощности

зоны пиритизации в зоне перехода в вышележащие отложения.

3. В период между этапами, отвечающими градиациям от MK_1^2 до MK_2 , происходило преобразования ОВ, его миграция, процессы доломитизации кремнистых радиоляриевых пород, пиритизация низкоуглеродистых пород подачимовской толщи, перекрывающей БС.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке ФНИ (проекты № 0331-2019-0021, № 0331-2019-0022).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев В.А., Алексеев Л.П. Геохимические барьеры: Учеб. пособие. М.: Логос. 2003. 143 с.

Балушкина Н.С., Юрченко А.Ю., Калмыков Г.А. и др. Условия образования и нефтенасыщенность карбонатных коллекторов баженовской и абалакской свит // Нефтяное хозяйство. 2016. № 1. С. 32–35.

Гуляева Л.А. Осадки сероводородных бассейнов геологического прошлого // Докл. АН СССР. 1953. Т. ХСII, № 5. С. 1019–1022.

Зубков М.Ю. Региональный и локальный прогнозы нефтеносности баженовской и абалакской свит (Западная Сибирь) // Горные ведомости. 2016. № 3–4. С. 46–68.

Контарович А.Э., Ян П.А., Замирайлова А.Г. и др. Классификация пород баженовской свиты // Геология и геофизика. 2016. № 11. С. 2034–2043.

Коробов А.Д., Коробова Л.А., Морозов В.П. и др. Аутигенный доломит высокобитуминозных баженовских отложений — показатель завершающей стадии генерации углеводородов // Нефтяное хозяйство. 2017. № 4. С. 41–43.

Махнач А.А. Катагенез и подземные воды. Минск: Наука и техника, 1989. 335 с.

Мормышев В.В., Завьялец А.Н. Схема строения и обоснование режима разработки пласта Ю₀ Салымского месторождения // Особенности подсчета запасов нефти в баженовских отложениях Западной Сибири. Тюмень: СибНИИНП, 1985.

Немова В.Д. Условия формирования коллекторов в отложениях баженовского горизонта в районе сочленения Краснотеннинского свода и Фроловской мегавпадины // Нефтегазовая геология и практика. Теория и практика. 2012. Т. 7, № 2. С. 1–14.

Немова В.Д., Колосков В.Н., Покровский Б.Г. Формирование карбонатизированных коллекторов в глинисто-кремнистых отложениях баженовского горизонта на западе Широкого Приобья // Разведка и охрана недр. 2011. № 12. С. 31–35.

Немова В.Д., Панченко И.В. Факторы продуктивности баженовского горизонта во Фроловской мегавпадине // Нефтегазовая геология и практика. Теория и практика. 2017. Т. 12, № 4. С. 1–16.

Нестеров И.И. Новый тип коллектора нефти и газа // Геология нефти и газа. 1979. № 10. С. 26–29.

Перельман А.И. Геохимия ландшафта. М.: Географиз, 1961. 392 с.

Перельман А.И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1989. 528 с.

Предтеченская Е.А., Кроль Л.А., Гурари Ф.Г. и др. О генезисе карбонатов в составе баженовской свиты центральных и юго-восточных районов Западно-Сибирской плиты // Литосфера. 2006. № 4. С. 131–148.

Предтеченская Е.А., Злобина О.Н., Бурлева О.В. Минералогические и геохимические аномалии как индикаторы флюидодинамических процессов в юрских нефтегазоносных отложениях Западно-Сибирской плиты // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2015. № 1. С. 11–24.

Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А. Программа MINLITH для расчета минерального состава осадочных пород: достоверность результатов в применении к отложениям древних платформ // Геохимия. 2000. № 4. С. 431–444.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 574 с.

Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.

Условия формирования и методика поисков залежей нефти в аргиллитах баженовской свиты / Под ред. Ф.Г. Гурари. М.: Недра, 1988. 199 с.

Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса. Вып. 574. М.: ГЕОС, 2006. 608 с.

Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Занин Ю.Н. и др. Особенности формирования баженовской свиты при переходе от юры к мелу в центральной части Западной Сибири // Литосфера. 2015. № 3. С. 17–32.

Эдер В.Г. Пиритизация пород зон перехода черносланцевой толщи к вмещающим отложениям на примере баженовской свиты Западной Сибири // Литология и полезные ископаемые. 2020. № 3. С. 257–271.

Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Калмыков Г.А. Свидетельства образования карбонатных пород на геохимических барьерах в черных сланцах на примере баженовской свиты Западной Сибири // Георесурсы. 2019а. Т. 21, № 2. С. 143–152.

Эдер В.Г., Костырева Е.А., Юрченко А.Ю. и др. Новые данные о литологии, органической геохимии и условиях формирования баженовской свиты Западной Сибири // Георесурсы. 2019б. Т. 21, № 2. С. 129–142.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза // Литологическая геохимия. М.: Геопринт, 2011. 740 с.

Юрченко А.Ю. Формирование вторичных карбонатных пород верхнеабалакско-баженовской толщи Салымского, Правдинского и Малобалыкского нефтя-

ных месторождений Западной Сибири: Автореф. канд. дисс. М., 2017.

Bausch W., Hoefs J. Isotopic composition of dolomites and calcites from the Upper Jurassic of Southern Germany // Contrib. Mineral Petrol. 1972. Vol. 37, N 2. P. 121–130.

Berner R. Sedimentary pyrite formation: an update // Geochem. et Cosmochim. Acta. 1984. Vol. 47. P. 605–615.

Berner R., Raiswell R. Burial of organic carbon and pyrite sulfur in sediments over Phanerozoic time: a new theory // Geochem. et Cosmochim. Acta. 1983. Vol. 47. P. 855–862.

Eder V.G., Fomin A.N., Zamiraylova A.G. Study of pyrite in Upper Jurassic–Lower Cretaceous black shales of the Bazhenov formation in the West-Siberian sedimentary basin, its distribution and diagenetic migration patterns // 17th Intern. Multidiscipl. Scientific GeoConference SGEM 2017. Geology, Mineral processing (Albena, Bulgaria, 29 June–5 July, 2017): Conference Proceedings. 2017. Vol. 17, N 11. P. 1059–1066.

Farr M.R. Geochemical variation of dolomite cement within the Cambrian Bonnetterre Formation, Missouri: Evidence for fluid mixing // J. Sed. Petrol. 1992. Vol. 62, N 4. P. 636–651.

Hofmann P., Ricken W., Schwark L. Leythaeuser coupled oceanic effects of climatic cycles from late Albian deep-sea sections of the North Atlantic: Evolution of the Cretaceous Ocean climate system // Geol. Soc. Amer. 1999. Spec. Pap. 332. P. 143–160.

Krumbein W.C., Garrels R.M. Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation — reduction potentials // J. Geol. 1952. Vol. 60. P. 1–33.

Leventhal J.S. Carbon-sulfur plots to show diagenetic sulfidation in sediments // Geochem. et Cosmochim. Acta. Vol. 59, N 1995. P. 1207–1211.

Maastuda H., Iijima A. Occurrence and genesis of Permian dolostone in the Kuzuu area, Tochigi Prefecture, Central Japan // J. Fac. Sci. Univ. Sec.2. Tokyo. 1989. Vol. 22, N 1. P. 89–119.

Pratt L.M., Force E.R., Pomerol B. Coupled manganese and carbon-isotopic events in marine carbonates at the Cenomanian-Turonian boundary // J. Sediment. Petrol. 1991. Vol. 61. P. 370–383.

Raiswell R., Buckley F., Berner R.A., Anderson T.F. Degree of pyritization of iron as a paleoenvironmental indicator of bottom-water oxygenation // J. Sediment. Petrol. 1988. Vol. 58. P. 812–819.

Wignall P.B., Myers K.J. Interpreting the benthic oxygen levels in mudrocks: A new approach // Geology. 1988. Vol. 16. P. 452–455.

Поступила в редакцию 06.10.2020

Поступила с доработки 30.10.2020

Принята к публикации 30.10.2020