

УДК 551.263.036:551.76(571.1)

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ И ОБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТАЦИИ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ) В ЦЕНТРАЛЬНОМ, ЮГО-ВОСТОЧНОМ И СЕВЕРНОМ РАЙОНАХ ЕЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ¹

© 2022 г. В. Г. Эдер^{1, 2, *}, С. В. Рыжкова^{1, **}, О. С. Дзюба¹, А. Г. Замирайлова¹

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

²Геологический институт РАН, Москва, Россия

*e-mail: edervika@gmail.com

**e-mail: rzhkovasv@ipgg.sbras.ru

Поступила в редакцию 24.10.2021 г.

После доработки 16.02.2022 г.

Принята к публикации 16.03.2022 г.

На основе комплексного литолого-геохимического исследования с учетом геофизических и палеонтологических данных проведен сравнительный анализ разрезов пограничных юрско-меловых черносланцевых отложений (баженовской свиты) Западно-Сибирского осадочного бассейна в условно выделенных Центральном, Юго-Восточном и Северном районах. Исследования выполнены с использованием единой классификационной схемы пород и единых принципов выделения пачек в составе свиты. Разработаны модели седиментации, в которых отражены пространственно-временные закономерности образования баженовской свиты в зависимости от особенностей палеорельефа, близости к источникам сноса, климатических флуктуаций, изменений уровня моря. Установлено, что в Центральном районе на протяжении большей части волжского века (и локально до начала рязанского) преобладала преимущественно биогенная кремниевая седиментация (радиоляриевые или близкие к ним по составу осадки), с конца волжского века до начала раннего валанжина — карбонатно-кремнистая седиментация (обогащенные кокколитами осадки), что способствовало накоплению значительного количества органического вещества. При этом в пределах Хантейской гемиянтеклизы и юго-восточной части Южно-Надымской мегамоноклизы Центрального района накопление карбонатно-кремнистых осадков завершилось к середине рязанского века. В Юго-Восточном районе седиментация обогащенных органическим веществом отложений прекратилась на этапе накопления биогенно-кремниевых илов, и с середины рязанского века происходило отложение обедненных органикой глин мегнионской и куломзинской свит. В Северном районе шло накопление главным образом относительно слабо обогащенных органическим веществом кремнисто-глинистых осадков с преобладанием терригенной компоненты над биогенной за счет более интенсивного привноса глинистого материала в эту зону палеобассейна. Отложение осадочного материала баженовской свиты здесь, вероятно, завершилось в первой половине рязанского века.

Ключевые слова: баженовская свита, литология, геофизическое исследование скважин (ГИС), палеонтологические данные, обстановки осадконакопления, верхняя юра, нижний мел, Западная Сибирь

DOI: 10.31857/S0869592X22050027

ВВЕДЕНИЕ

Погруженная на глубину более 2 км нефтематеринская баженовская свита занимает пограничный между юрой и мелом интервал на значительной части территории Западной Сибири. Широкому кругу геологов она известна как домикиты или толща обогащенных органическим веществом (ОВ) аргиллитов черных, с коричневатым оттенком, массивных и плитчатых, с просло-

ями листоватых разностей, радиоляритов и глинистых известняков, общей мощностью от 7 до 90 м (Гурари, 1981; Брэдучан и др., 1986; Решение..., 2004). Между тем, давно показано, что литологическое строение этой свиты намного сложнее, будучи неоднородным как по вертикали, так и по латерали. Представления о строении и этапности формирования баженовской свиты развивались еще в 1970-х и 1980-х годах в трудах Ф.Г. Гурари, В.И. Белкина, О.Г. Зарипова, В.В. Хабарова, Г.С. Ясовича, И.Н. Ушатинского, В.Н. Сакса, Ю.В. Брэдучана, В.А. Захарова и др. Впервые детальное расчленение разреза баженовской свиты на пачки и их ин-

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0869592X22050027 для авторизованных пользователей.

дексация проведены В.В. Хабаровым, О.В. Барташевич и О.М. Нелепченко (1981) по данным гаммакаротажа скважин Салымского месторождения. В последние десятилетия в связи с обилием нового ядерного материала основное внимание уделялось изучению свиты в центральной части Западной Сибири (Занин и др., 2005; Маринов и др., 2006; Панченко и др., 2015, 2016, 2021; Эдер и др., 2015 и др.). Некоторые работы касались северных и юго-восточных районов Западной Сибири (Бейзель и др., 2002; Полякова и др., 2002; Пуина et al., 2005; Предтеченская и др., 2006). При этом детальные литологические исследования проведены для отдельных участков или единичных скважин, результаты сравнительного анализа практически не опубликованы. Использованию общих принципов расчленения баженовской свиты пока еще уделяется недостаточное внимание, что, в свою очередь, осложняет корреляцию внутрирегиональных геологических событий между различными седиментационными зонами. Тем не менее постепенно нарабатываются критерии, позволяющие при специфическом наборе и взаимоотношениях литологических типов пород баженовской свиты найти возможности для унификации подходов к ее расчленению в пределах всей территории распространения свиты (Панченко и др., 2015, 2016, 2021). На современном этапе актуальным является расширение территории для исследования закономерностей строения и условий формирования баженовской свиты на основе использования единых литологических критериев и применения комплексного подхода, включающего геофизические, палеонтолого-стратиграфические и прочие методы.

В конце юры—начале мела в Западной Сибири существовал полузамкнутый морской бассейн, прогибание которого не компенсировалось осадками (Конторович и др., 2013; Ершов, 2016 и др.). Седиментация баженовской свиты происходила главным образом в его глубоководной части, на глубинах от 100 до 400 м (Конторович и др., 2013). Время начала, а особенно окончания накопления обогащенных ОВ отложений, отвечающих баженовской свите, различается в разных районах (Региональные..., 2005). Анализ результатов современных геолого-геофизических исследований свиты в центральной части Западной Сибири позволил уточнить характеристику этапов ее формирования (Панченко и др., 2021). Целью настоящей работы являлось составление пространственно-временных моделей седиментации баженовской свиты в центральной, юго-восточной и северной зонах ее формирования. Развитие представлений об обстановках накопления этой толщи является основой для решения фундаментальной проблемы — реконструкции устойчивых на протяжении нескольких миллионов лет условий образования обогащенных ОВ, в значительной степени черно-

сланцевых отложений, а с позиций нефтяной геологии — является основой для моделирования распространения в разрезах и по территории коллекторов в составе баженовской свиты. Для этого решались следующие задачи: 1) детальное изучение вещественного состава пород; 2) установление литостратиграфических особенностей строения разрезов и сравнительный анализ обстановок седиментации баженовской свиты в разных районах Западно-Сибирского бассейна по результатам детального послойного литологического изучения керн с учетом данных геофизических исследований скважин (ГИС) и палеонтологической характеристики. Литолого-геохимическое исследование разрезов баженовской свиты предусматривало использование единой классификационной схемы пород (Конторович и др., 2016).

РАЙОНЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Разрезы баженовской свиты изучены по 66 скважинам, среди которых выбраны ключевые для построения корреляционных профилей — всего 40 скважин, которые приурочены к 38 площадям глубокого бурения (рис. 1). На Полонской и Ледовой пл. дополнительно привлечены разрезы, охарактеризованные данными ГИС и палеонтологическими находками. Исследования проведены по пяти корреляционным субширотным и субмеридиональным профилям разрезов баженовской свиты. Профиль 1 (Мансийский) расположен на территории Мансийской синеклизы, профиль 2 (Хантейско-Южно-Надымский) — в северной части Хантейской гемиянтеклизы и юго-восточной части Южно-Надымской мегамоноклизы, профиль 3 (Колтогорско-Усть-Тымский) — на территории северной части Колтогорско-Нюрольского желоба и примыкающих к нему Нижневартовского, Александровского и Каймысовского сводов, а также в прилегающей части Усть-Тымской мегавпадины, профиль 4 (Нюрольско-Межовский) — на территории южной части Колтогорско-Нюрольского желоба и граничащих с ним положительных структур, а профиль 5 (Большехетско-Южно-Надымский) — на территории Большехетской мегасинеклизы и северо-восточной части Южно-Надымской мегамоноклизы. Названия тектонических элементов даны в соответствии с тектонической картой юрского структурного яруса (Конторович и др., 2001).

Для систематизации полученных данных и сопоставления результатов территория исследований условно разделена на Центральный, Юго-Восточный и Северный районы (рис. 1). Изучены 65 разрезов скважин расположены в пределах условных границ районов. Собственно, именно распределение этих скважин по территории исследований задает контуры выделенным районам. Исключением является скважина на Тай-Тым-

ской пл., несколько обособленное положение которой отражено на рис. 1.

МАТЕРИАЛЫ, МЕТОДЫ И ПОДХОДЫ

Как известно, породы баженовской свиты обладают тонкозернистой структурой, поэтому для определения их минералогического состава в настоящей работе использован следующий комплекс физико-химических и химических методов: 1) физический анализ пород с определением основных породообразующих оксидов (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , MnO , K_2O , Na_2O , P_2O_5 , BaO) методом РФА на спектрометре ARL-9900-XP в Институте геологии и минералогии (ИГМ) СО РАН (Н.Г. Карманова); 2) определение содержания в породах серы сульфидной, сульфатной и форм железа методами “мокрой химии” в ИГМ СО РАН (Л.М. Горчукова, И.М. Фоминых); 3) определение содержания органического углерода весовым полумикрометодом с помощью экспресс-анализатора (АН-7529) на углерод; данные по общему содержанию ОВ предоставлены специалистами Института нефтегазовой геологии и геофизики (ИНГГ) СО РАН (Е.А. Костырева, Н.В. Аксенова).

Результаты этих анализов, которым были подвергнуты около 1500 образцов керн, далее использовались в программе пересчета на минеральный состав по (Розен и др., 2000). По соотношению содержаний основных минеральных компонентов (кремнезем, глинистый материал, карбонат, ОВ) породам присвоено название согласно классификации, предложенной А.Э. Конторовичем с соавторами (2016). Особенности внутреннего строения, включая наличие остатков радиолярий и кокколитофорид, а также состава пород изучались с помощью поляризационного микроскопа Olympus BX60,

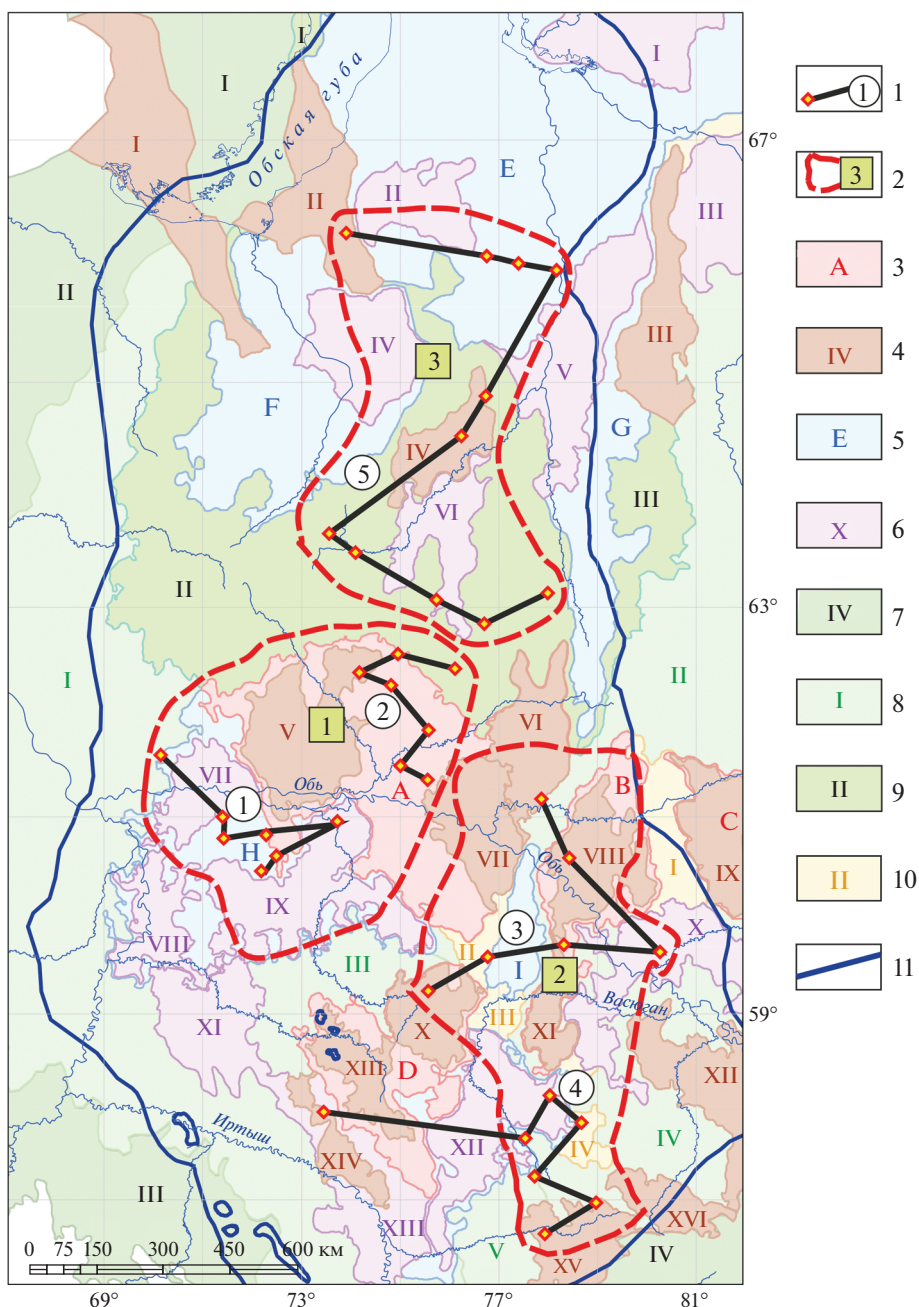
сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) TESCAN MIRA, оснащенного энергодисперсионным спектрометром INCAEnergy 350. После комплексного описания керн, шлифов и интерпретации пересчета химических анализов на минеральный состав пород проводилось построение литологических колонок.

В ходе работ комплексно использованы различные методы ГИС, включающие: электрический каротаж – зонды кажущегося сопротивления (КС), индукционный (ИК) и боковой (БК) каротаж, микрозонды (МКЗ), потенциал самопроизвольной поляризации (ПС); кавернометрию (КВ); акустический каротаж (ДТ); радиоактивный каротаж – гамма-каротаж (ГК), гамма-гамма-каротаж (ГГК), нейтронный гамма-каротаж (НГК), нейтронный каротаж по тепловым нейтронам (НКТ). Для увязки колонок керн с ГИС по глубине и расчета содержаний аутигенного урана использовались результаты гамма-спектрометрии 1254 образцов пород (И.А. Никитин, ИГМ СО РАН), гамма-спектрометрии керн (С.В. Родякин, ИНГГ СО РАН) и гамма-спектрометрического каротажа скважин.

После сопоставления литологических колонок с геолого-геофизическими характеристиками баженовской свиты проведено выделение пачек в ее составе и построены субширотные и субмеридиональные корреляционные профили разрезов. Скважины в корреляционных профилях выстраивались относительно толщин баженовского горизонта (Рыжкова и др., 2018). Принято, что зоны толщин менее 15 м соответствуют возвышенным участкам дна моря, более 25 м – палеовпадинам, промежуточные значения приурочены к склонам. Несмотря на то, что единого критерия выделения по ГИС кровли баженовской свиты для всей терри-

Рис. 1. Профили корреляции и районы исследования.

1 – профиль корреляции и его номер; 2 – район исследования и его номер (1 – Центральный, 2 – Юго-Восточный, 3 – Северный); 3–10 – тектонические элементы по (Конторович и др., 2001): 3, 4 – положительные: 3 – надпорядковые и 0 порядка (А – Хантейская гемиянтеклиза, В – Обь-Васюганская гряда, С – Куржинская гряда, Д – Верхневасюганская антеклиза); 4 – структуры I порядка (I – Ярудейский мегавыступ, II – Медвежье-Нугинский наклонный мегавал, III – Часельский наклонный мегавал, IV – Северный свод, V – Сургутский свод, VI – Варьеганско-Тагринский мегавыступ, VII – Нижевартовский свод, VIII – Александровский свод, IX – Пыль-Караминский мегавал, X – Каймысовский свод, XI – Средневасюганский мегавал, XII – Парабельский наклонный мегавал, XIII – Верхнедьяновский мегавал, XIV – Пологрудинский мегавал, XV – Межовский структурный мегамыс, XVI – Калгачский наклонный мегавал); 5, 6 – отрицательные: 5 – надпорядковые и 0 порядка (Е – Большехетская мегасинеклиза, F – Надымская гемиянтеклиза, G – Среднепурский наклонный мегажелоб, H – Мансийская синеклиза, I – Колтогорско-Нюрольский желоб); 6 – структуры I порядка (I – Северо-Тазовская мегавпадина, II – Нерутинская мегавпадина, III – Тазовский структурный мегазалив, IV – Верхнетанловская мегавпадина, V – Среднепурский наклонный мегапрогиб, VI – Пякупурско-Ампутинский наклонный мегапрогиб, VII – Тундринская мегавпадина, VIII – Нижнедьяновская мегавпадина, IX – Юганская мегавпадина, X – Усть-Тымская мегавпадина, XI – Среднетобольский наклонный мегапрогиб, XII – Нюрольская мегавпадина, XIII – Муромцевско-Седельниковский наклонный мегапрогиб); 7–10 – промежуточные: 7 – мегамоноклизы Внешнего пояса (I – Пайхойско-Новоземельская, II – Зауральская, III – Тюменская, IV – Барабинско-Пихтовская); 8 – структуры Обской ступени (I – Красноленинская мегамоноклиза, II – Красноселькупская моноклиза, III – Северо-Дьяновская мегамоноклираль, IV – Северо-Парабельская мегамоноклираль, V – Северо-Межовская мегамоноклираль); 9 – структуры Ямало-Карской депрессии (I – Восточно-Пайхойская моноклиза, II – Южно-Надымская мегамоноклиза, III – Восточно-Пурская мегамоноклираль); 10 – седловины (I – Караминская мегаседловина, II – Ледяная мезоседловина, III – Черемшанская мезоседловина, IV – Чузикско-Чижапская мезоседловина); 11 – граница распространения баженовской свиты по (Рыжкова и др., 2018).



тории ее распространения не установлено, показания ИК можно рассматривать как наиболее устойчивый геофизический критерий (Эдер и др., 2020; Рыжкова и др., 2020). При этом положение верхней и нижней границ баженовской свиты наиболее точно определяется только по результатам детальных комплексных исследований ядра.

В настоящей работе применены принципы выделения пачек по литолого-геохимическому составу и геофизическим характеристикам, описанные в работах (Хабаров и др., 1981; Белкин и др., 1985; Панченко и др., 2016). На территории исследова-

ния оценивалась возможность прослеживания шести пачек, установленных И.В. Панченко с соавторами (2016) в разрезах баженовской свиты Салымской группы месторождений, пронумерованных снизу вверх и скоррелированных с рядом других площадей центральной части Западно-Сибирского бассейна. Пачки баженовской свиты выделялись нами по данным литологии и ГИС в соответствии с характеристиками, описанными в работе (Панченко и др., 2016); следует отметить, что ОВ учтено как минеральный компонент. При этом анализировались тренды изменения содержа-

ния основных компонентов пород (рост—снижение показателей), выраженные также в вариациях каротажных кривых. При прослеживании пачек по laterали принимались во внимание уточненные представления об их палеонтологической характеристике и возрасте в центральной части Западно-Сибирского бассейна (Панченко и др., 2021). Согласно Стратиграфическому кодексу России (2019), под пачкой мы понимаем относительно небольшую по мощности совокупность слоев (пластов), характеризующихся некоторой общностью признаков при преимущественном учете фациально-литологических или петрографических особенностей.

По данным И.В. Панченко с соавторами (2016, 2021), силициты и радиоляриты пачки 1 соответствуют переходным слоям ниже- и средневожского подъярусов, преимущественно силицитовая пачка 2 и “радиоляритовая” пачка 3 относятся к средневожскому подъярису, “высокоуглеродистая” пачка 4 отвечает самым верхам средневожского подъяруса—низам рязанского яруса, “кокколитофоридовая” пачка 5 — остальной части рязанского яруса—низам нижнего валанжина, “пиритовая” пачка 6 — нижней части (за исключением самых низов) нижнего валанжина. Границы пачек принимались как диахронные, но с допущением условной изохронности в пределах первых сотен километров. Следует отметить, что баженовский горизонт охватывает интервал верхней части нижевожского подъяруса—нижней части рязанского яруса, однако подошва и кровля баженовской свиты имеют скользящий характер (Решение..., 2004). В частности, кровля баженовской свиты скользит в пределах верхней части рязанского яруса—самых низов валанжина (Региональные..., 2005). Литолого-геохимический анализ пород, отвечающих в западной зоне Широкого Приобья пачкам 5 и 6, показал, что они тоже принадлежат к баженовской свите (Панченко и др., 2016; Эдер и др., 2020). Нами возрастная диагональ пачек приводится с учетом имеющихся определенных палеонтологических находок в скважинах, используемых для построения корреляционных профилей (Брадучан и др., 1984, 1986; Вячкилева и др., 1990; Захаров и др., 1999; Шурыгин и др., 2000; Бейзель и др., 2002; Дзюба, 2004; Алифинов, 2009, 2010; Маринов и др., 2009; Рогов, 2021) (ДМ²_1).

Для анализа возможных причин изменения состава осадков во времени проведено сопоставление изученных разрезов с двумя наиболее обсуждаемыми в литературе версиями кривой глобального изменения уровня моря: 1) по (Над, 2014, 2018), 2) по (Gradstein et al., 2020). Колебание глубин во внутренней зоне эпиконтинентального Западно-Сибирского моря отчасти рассматривает-

ся как отражение эвстатических изменений уровня Мирового океана, выраженных в количестве сносимого в бассейн терригенного обломочного материала. В период углубления бассейна объем терригенного материала, поступающего в относительно глубоководные зоны моря, при одновременном их удалении от береговой линии и, соответственно, от источников сноса уменьшается, тогда как при уменьшении глубин бассейна — увеличивается. Для установления причин наиболее существенных изменений в биогенной седиментации привлечены палеоклиматические реконструкции, имеющиеся на переходное юрско-меловое время по Западно-Сибирскому бассейну (Price, Mutterlose, 2004; Захаров и др., 2005; Dzyuba et al., 2013). Корреляция геологических событий приведена к абсолютному летоисчислению по геохронологической шкале (GTS 2020; Gradstein et al., 2020), что также позволяет ориентировочно оценить продолжительность накопления осадочного материала, слагающего отдельные пачки баженовской свиты (рис. 2). Такая корреляция стала возможной во многом благодаря получению палеомагнитных данных в одном из ключевых сибирских разрезов — на п-ове Нордвик (Хоша и др., 2007; Брагин и др., 2013). Для определения окислительно-восстановительных условий образования пород использовалась формула для расчета степени пиритизации железа (СП) (Гуляева, 1953; Raiswell et al., 1988): $СП = Fe_{\text{пир}} / (Fe_{\text{пир}} + Fe_{\text{reactive}})$. Принимается, что значения $СП < 0.45$ характеризуют окислительные условия, $0.45-0.75$ — промежуточные, >0.75 — высоковосстановительные. Необходимо отметить, что СП характеризует условия диагенеза и, исходя из них, восстанавливаются обстановки седиментации. Как известно, при погружении осадка степень восстановленности среды в нем растет, и на стадии диагенеза этот параметр, как правило, несколько возрастает. Таким образом, если порода характеризуется $СП < 0.45$, предполагается, что редокс-обстановка придонных вод была также окислительной, при $СП = 0.45-0.75$ — от окислительной до субокислительной, при $СП > 0.75$ — близкой к восстановительной или высоковосстановительной (ДМ_2). Используя распределение аутигенного урана (U_a), также возможно реконструировать редокс-условия среды осадконакопления (Wignall, Myers, 1988): $U_a < 2$ определяет окисидные условия, $2 < U_a < 10$ — субокисидные, или дизоксидные, $10 < U_a < 15$ — аноксидные (бескислородные), $U_a > 15$ — эвксинные (ДМ_2).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Центральный район. Полученные в ходе настоящего исследования данные по литолого-геохимическому составу пород баженовской свиты с учетом вариаций кривых каротажа позволяют выделить во всех разрезах профиля 1 (Мансийского)

² ДМ — дополнительные материалы.

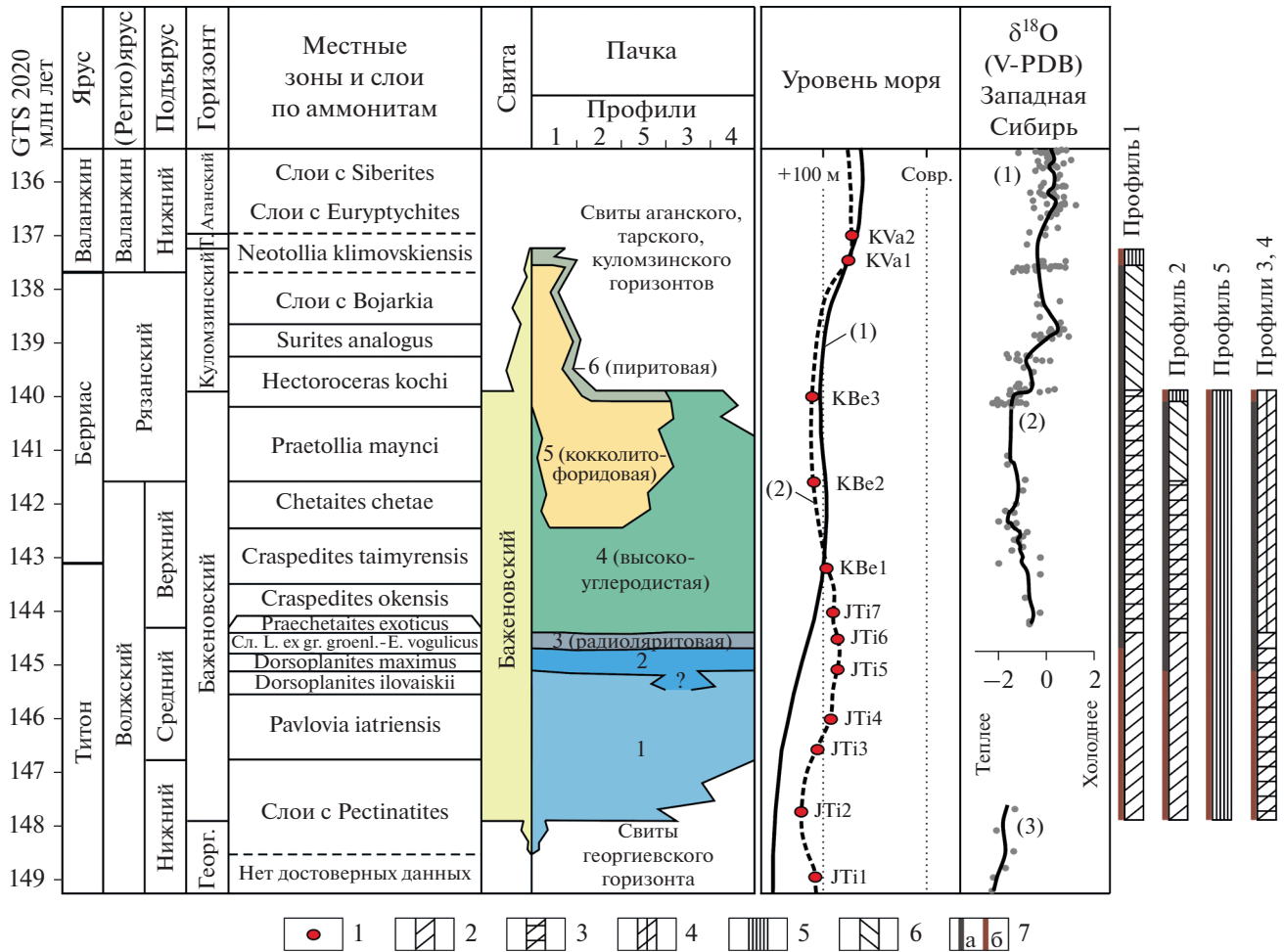


Рис. 2. Особенности литостратиграфии баженовской свиты на территории исследований и схема корреляции волжских–нижневаланжинских отложений с глобальными эвстатическими событиями и вариациями $\delta^{18}\text{O}$ в Западно-Сибирском бассейне.

Нумерация и названия пачек баженовской свиты приведены по (Панченко и др., 2016), возрастные диапазоны показаны с учетом установленного возрастного скользящего границ по площади. Литостратиграфические подразделения соотнесены с GTS 2020 (Gradstein et al., 2020) через биостратиграфическую шкалу по аммонитам (Алифинов, 2009; Маринов и др., 2009; Панченко и др., 2021): сл. *L. ex gr. groenl.-E. vogulicus* – интервал слоев с *Laugeites ex gr. groenlandicus*–зоны *Epilaugeites vogulicus*. Положение подошвы рязанского яруса и зоны *Nectoroceras kochi* принято по (Шурыгин, Дзюба, 2015; Igonnikov et al., 2016). Кривая (1) изменений относительного уровня моря приведена по (Наг, 2014, 2018) в сравнении с кривой (2) по (Gradstein et al., 2020). Изотопно-кислородные кривые приведены по данным из разрезов (1) Ятрия (Price, Mutterlose, 2004), (2) Маурынья (Dzyuba et al., 2013) и (3) Лопсия (Захаров и др., 2005). Условные обозначения: 1 – уровни широко фиксируемых кратковременных падений уровня моря (JTi1... KVa2) по (Gradstein et al., 2020); 2–6 – соотношение биогенных и терригенных пород в баженовской свите: 2 – преимущественно биогенные кремнистые (радиоляритовые) породы; 3 – то же, но с несколько повышенным содержанием терригенного глинистого материала; 4 – кремнисто-глинистые породы с преобладанием биогенной компоненты; 5 – то же, но с преобладанием терригенной компоненты; 6 – преимущественно биогенные карбонатно-кремнистые (обогащенные кокколитами) породы; 7 – общее содержание ОВ: >10% (а), <10% (б). Сокращения: Георг. – георгиевский, Т. – тарский.

шесть пачек (рис. 3). Судя по содержанию кремнезема, глинистого материала, карбоната и ОВ, в нижней части разрезов представлены преимущественно биогенные породы – силициты-радиоляриты и силициты керогеновые (пачки 1–3), в верхней части – микститы кероген-глинисто-кремнистые, реже микститы кероген-глинисто-кремнистые карбонатсодержащие, силициты керогеновые (пачка 4), микститы кероген-глинисто-кремнистые, кероген-глинисто-кремнистые карбонатсодержа-

щие и кероген-карбонатно-кремнистые (пачка 5), микститы кремнисто-глинистые (близкие к аргиллитам) и глинистые (пачка 6). Мощность баженовской свиты изменяется от 32 до 37 м. По основным литолого-геохимическим и геофизическим характеристикам выделенные пачки отвечают ранее установленным в центральной части Западно-Сибирского бассейна (Панченко и др., 2016).

В разрезах баженовской свиты Салымской и Горшковской пл. отмечается повышенное содер-

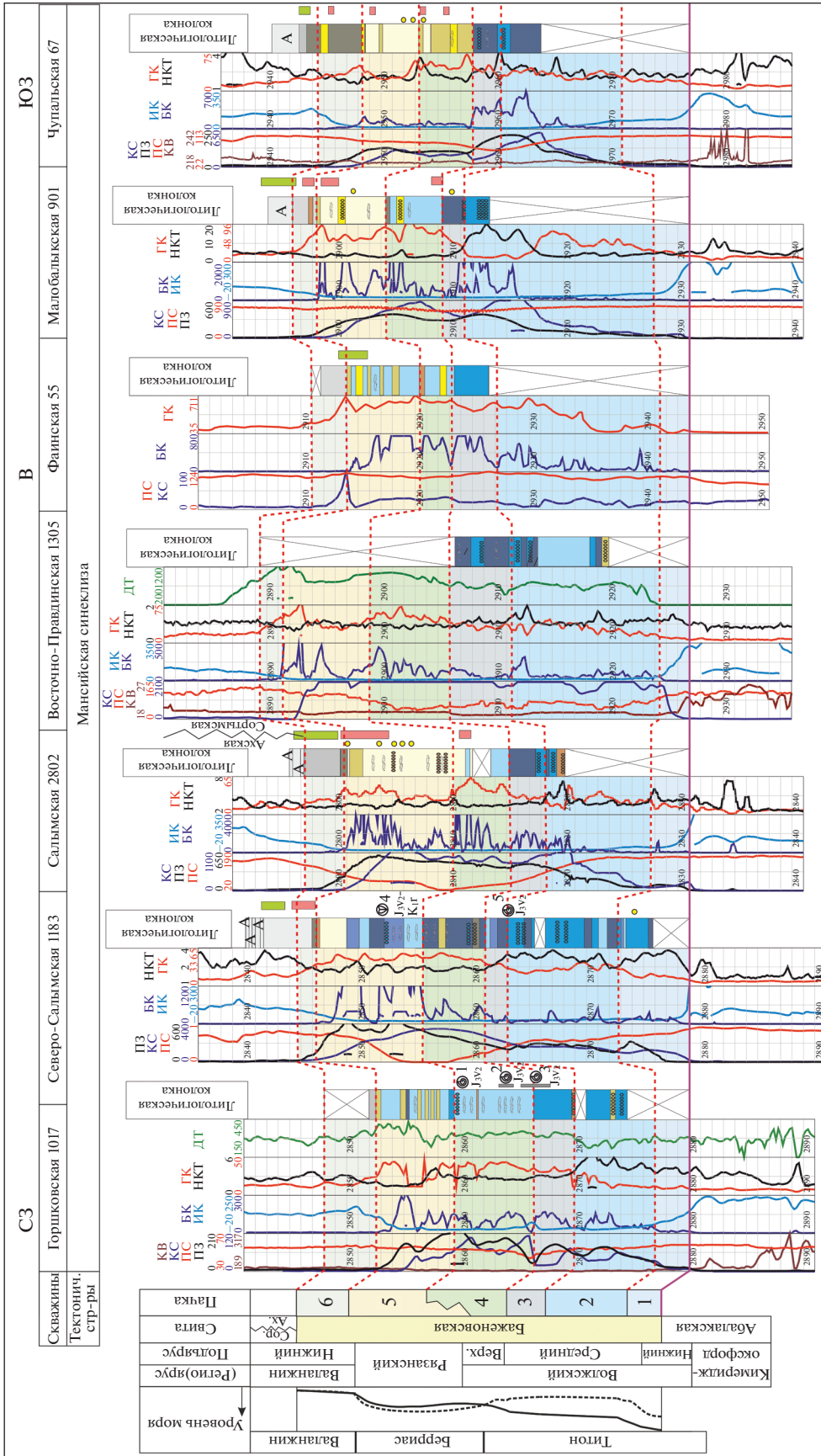


Рис. 3. Корреляционный профиль 1 (Мансийский) разрезов баженовской свиты Центрального района. Здесь и на рис. 4–7: 1 – силициты; 2 – силициты керогеновые; 3 – микститы кероген-глинисто-кремнистые (близкие к силицитам); 4 – микститы глинисто-кремнистые (близкие к силицитам); 5 – силициты керогеновые; 6 – микститы глинисто-кремнистые; 7 – микститы кремнисто-глинистые; 8 – микститы кероген-кремнисто-глинистые; 9 – микститы кероген-карбонатно-кремнистые; 10 – микститы кероген-глинисто-кремнистые карбонатсодержащие; 11 – микститы кремнисто-глинистые (близкие к аргиллитам); 12 – микститы глинистые; 13 – аргиллиты; 14 – известняк; 15 – доломит; 16 – породы геологической и (или) васюганской свит; 17 – границы пачек; 18, 19 – интервалы повышенного относительно средних концентраций в породе содержания пирита: 18 – от 20 до 25%; 19 – от 5 до 15%; 20 – фауна и возраст (расшифровка в ДМ_1); аммониты (а), двустворки (б), белемниты (в); 21 – конкреции; баритсодержащие (а), карбонатные (б); 22 – радиолариты: кремниевые (а), карбонатизированные (б), доломитизированные (в); 23 – остатки кокколитофорид; 24 – прослой, насыщенные остатками раковин двустворок; 25 – интервалы отбора ископаемых фаунистических остатков. Сокращения: Сор. – сортымская, Ах. – ахская.

Содержание						
Кремнезем, %	Глинистый материал, %	ОВ, %	Карбонаты, %			
>50	<25	<10	>5		1	14
>50	<25	>10	<5		2	15
>45, <50	<30	>10	<5		3	16
>45, <50	<30	<10	<5		4	17
>40, <45	<30	>10	<5		5	18
>40, <45	<30	<10	<5		6	19
>40	<40	<10	<5		7	20
<40	<40	>10	<5		8	21
<40	<25	>10	>25		9	22
<40	<40	>10	>10 <25		10	23
<30	>40	<10 >5	<5		11	24
<25	>45, <50	<5	<5		12	25
<25	>50	<5	<5		13	

Рис. 3. Окончание

жание кальцит- и доломитсодержащих прослоев (содержание кальцита/доломита 10–25%) по сравнению с другими площадями Мансийской синеклизы. Содержание ОВ в породах этих разрезов не более 15%. Повышение карбонатности связывается с большим прогревом баженовской свиты на этих площадях и с карбонатизацией ее пород, обусловленной процессами преобразования ОВ, что более подробно обсуждено в работе (Эдер и др., 2021).

В разрезах баженовской свиты профиля 2 (Хантейско-Южно-Надымского) выделяются шесть пачек, близких по составу к пачкам профиля 1 (рис. 4). В целом мощность баженовской свиты сокращена по сравнению с разрезами Мансий-

ской синеклизы – изменяется в пределах 21–32 м, что объясняется гипсометрическим положением палеоструктур. Особенностью рассматриваемых отложений является присутствие в верхней части свиты существенного количества карбонатных конкреций главным образом в пачке 5 (Эдер и др., 2016). Пачка 6 изменчива по толщине значительно (от 0.9 до 7.2 м), обычно имеет меньшую мощность по сравнению с разрезами баженовской свиты Мансийской синеклизы, в связи с чем переход баженовской свиты к вышележащим породам здесь более резко выражен. Особенности изменения литологического состава пород и геохимических характеристик ОВ в разрезах переходной зоны между баженовской свитой и вышележащими в Центральном районе свитами подробно рассмотрены ранее (Эдер и др., 2020). На Северо-Покачевской и Северо-Нивагальской пл. баженовская свита отличается несколько повышенной глинистостью и пониженной карбонатностью, что связывается с большим влиянием источников сноса терригенного материала (на северо-востоке).

Вблизи подошвы и особенно кровли баженовской свиты залегают обедненные ОВ пиритовые породы (рис. 3, 4), охарактеризованные ранее (Эдер, 2020). Предполагается, что осаждение пирита у границ баженовской свиты в ниже- и вышележащих отложениях (редокс-барьерах) произошло в результате миграции сульфидсодержащих гелеобразных флюидов и H₂S из баженовской свиты в диа- и катагенезе.

Практически весь разрез баженовской свиты Центрального района характеризуется значениями СП > 0.75, U_a > 15, что указывает на высоковосстановительные условия в придонных водах и в верхней части осадка. В районе Хантейской гемиянтеклизы (Повховская, Дружная, Южно-Ягунская, Новоортьягунская пл.) породы подошвенной части свиты (1–3 м) имеют пониженные значения U_a (<10) нередко при высоких СП (>0.75), что, возможно, указывает на субокислительные условия в придонных водах и последующее их изменение на высоковосстановительные уже в осадке. Также повышенные значения СП на фоне низких U_a могут быть связаны с вторичной пиритизацией на геохимических барьерах, описанной ранее (Эдер, 2020), что наблюдается в породах, подстилающих и перекрывающих баженовскую свиту. В подстилающих баженовскую свиту породах (1–4 м) в большинстве случаев значения СП остаются высокими (0.7–0.9) при относительно низких значениях U_a (в основном <5). Так, на Дружной пл. верхняя часть георгиевской свиты характеризуется относительно повышенными СП (0.8–0.9) и пониженными U_a (0.4–3.3). В основании перекрывающей баженовскую свиту мегионской свиты присутствует переходная пачка мощностью 0.1–1 м со значениями СП = 0.7–0.9, U_a < 10, да-

ми силицитов керогеновых либо целиком микститами кероген-глинисто-кремнистыми. Суммарная мощность пачек 1–3 составляет 13–23 м. Пачка 4 мощностью 8–10 м состоит преимущественно из микститов кероген-кремнисто-глинистых, в верхней части разреза переходящих в микститы кремнисто-глинистые. Мощность баженовской свиты изменяется от 23 до 33 м. Пачки 2–4 в южном направлении становятся более глинистыми. Карбонатность разрезов в целом понижена, “кокколитофоридовая” пачка 5 в них не выделяется.

В Юго-Восточном районе в большинстве случаев пачка 1, верхняя половина пачки 4 и значительно реже пачка 2 характеризуются СП < 0.75 (0.18–0.7) и $U_a < 10$, что отвечает окислительным и субокислительным условиям в придонных водах и в верхней части осадка. Пачки 2–4 баженовской свиты, как правило, имеют значения СП > 0.75, $U_a > 10$, соответствующие восстановительным условиям. В георгиевской свите, подстилающей баженовскую свиту, СП составляет 0.2–0.47 (Толпаровская, Полонская пл.) или 0.4–0.84 (Западно-Квензерская, Арчинская, Межовская, Ракитинская пл.) при $U_a < 10$, что указывает на окислительный и субокислительный режимы. В куломзинской свите, залегающей над баженовской свитой, вблизи границы свит СП составляет 0.2–0.6 при U_a около или < 10, в некоторых (пиритизированных) прослоях СП = 0.8–0.9, $U_a > 10$.

Северный район. Разрезы скважин профиля 5 (Большехетско-Южно-Надымского) в значительно меньшей степени охарактеризованы керном (рис. 7). В связи с этим является затруднительным выделение пачек баженовской свиты, и в большинстве разрезов выделены две толщи – нижняя (аналог пачек 1–3) и верхняя (аналог пачек 4–6). Севернее Ортыгунской пл. разрезы баженовской свиты становятся заметно более глинистыми (35–50%), менее кремнистыми (<30%), низкокарбонатными (за очень редким исключением), с невысоким содержанием ОВ (часто <5%). Суммарная мощность преимущественно кремнистых пород не превышает 1–2 м. Мощность свиты в целом изменяется от 15 до 40 м, редко до 60 м и более (рис. 7). Для баженовской свиты Северного района характерны разрезы, состоящие из микститов глинисто-кремнистых и кероген-кремнисто-глинистых, с прослоями аргиллитов или единичными прослоями силицитов. Для баженовской свиты Присклоновой пл. характерна повышенная карбонатность, обусловленная присутствием значительного количества карбонатных конкреций; в пачках 5 и 6 обнаружены остатки кокколитофорид. Несколько севернее, на Медвежьей пл. в баженовской свите значительно увеличивается содержание алевритовой примеси и глинистого материала, в разрезе в заметном количестве присутствуют прослои аргиллитов. На территории Большехетской мегаси-

неклизы встречаются разрезы (Тюменская сверх-глубокая скв. 6) повышенной мощности (61 м), представленные в нижней части (пачки 1–3) преимущественно аргиллитами, в верхней части (пачки 4–6) – микститами кремнисто-глинистыми, с редкими прослоями микститов кероген-кремнисто-глинистых.

Баженовская свита наиболее северных площадей Северного района (Уренгойской, Тюменской и Ево-Яхинской пл.) характеризуется заметно пониженными значениями СП по сравнению с Центральным районом – обычно около 0.5 (изменяются в пределах 0.43–0.71), что отвечает окислительным условиям седиментогенеза и субокислительным условиям диагенеза. В кровельной части свиты на Ево-Яхинской и Тюменской пл. присутствует пачка (мощность 1–2 м) с СП > 0.75, что соответствует высоковосстановительному режиму. Данные по U_a на этих площадях отсутствуют. При формировании баженовской свиты на Присклоновой и Западно-Пурпейской пл., судя по значениям СП (>0.75) и U_a (>10), преобладал восстановительный режим. По остальным площадям этого района количества кернового материала недостаточного для анализа.

ОСОБЕННОСТИ ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ РАЗРЕЗОВ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ В ИЗУЧЕННЫХ РАЙОНАХ И КОРРЕЛЯЦИЯ

Результаты исследований показывают, что в литостратиграфии баженовской свиты рассматриваемых районов имеются принципиальные отличия. Так, по мере удаления от осевой части Западно-Сибирского бассейна по направлению к его юго-восточной периферии количество пачек, прослеживаемых в разрезах баженовской свиты, сокращается: если в Центральном и отчасти Северном районах (при хорошей охарактеризованности керном) распознаются шесть пачек (sensu Панченко и др., 2016), то в Юго-Восточном районе только четыре (“кокколитофоридовая” пачка 5 и “пиритовая” пачка 6 не выделяются). Особенности фациального замещения пачек 5 и 6 в Юго-Восточном районе показаны на рис. 2 и рассмотрены ниже. Некоторые различия устанавливаются в соотношении биогенных и терригенных компонентов пород, а также в характере распределения ОВ (рис. 2), что выявлено на основе анализа содержания кремнезема, глинистого материала, карбонатов и ОВ в породах перед тем, как присвоить им названия.

Далее приведен сравнительный анализ основных литологических (преимущественно для Центрального и Юго-Восточного районов) и геофизических

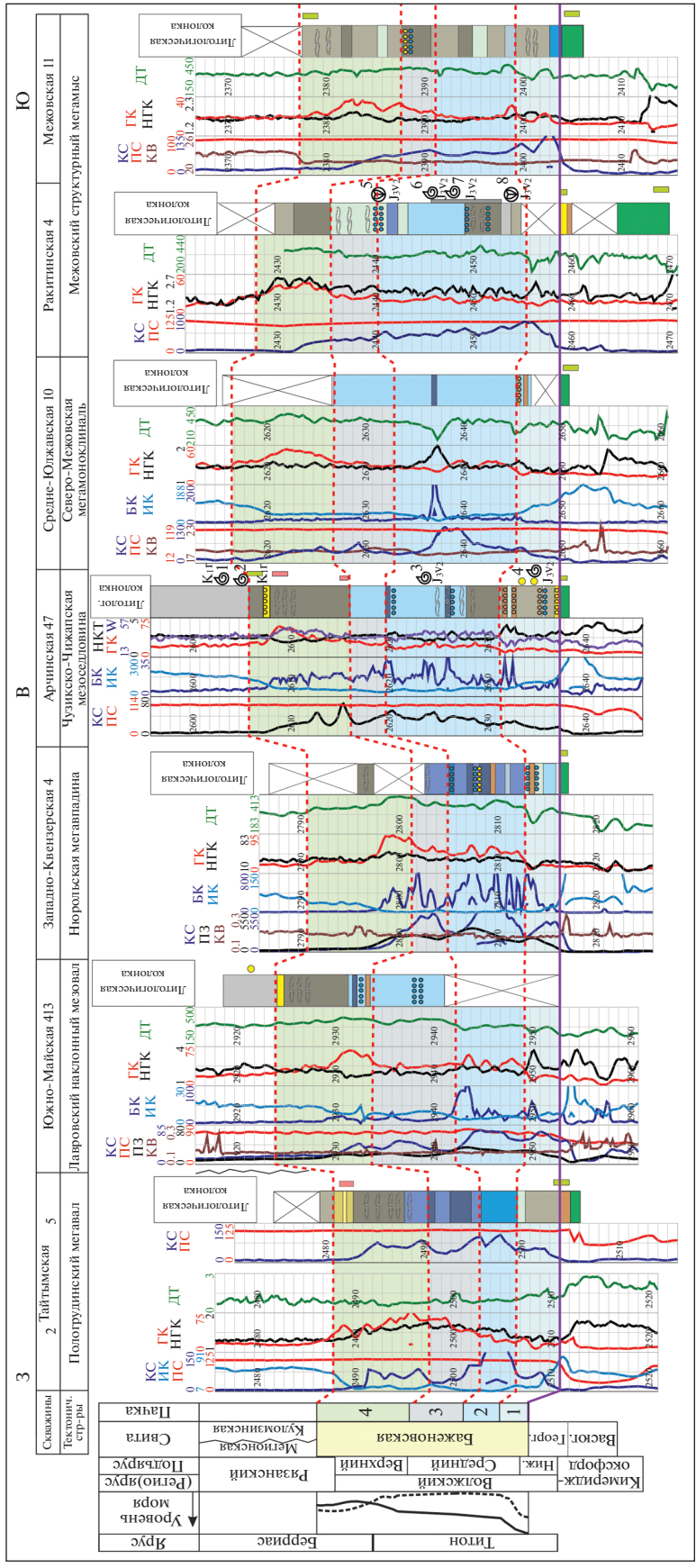


Рис. 6. Корреляционный профиль 4 (Нурьольско-Межовский) разрезов баженовской свиты Юго-Восточного района. Условные обозначения см. на рис. 3.

характеристик пачек в изученных районах и на этой основе обозначены критерии их прослеживания.

Пачка 1 в Центральном районе представлена преимущественно силицитами и силицитами-радиоляритами (мощность 2–9 м). В северной части Юго-Восточного района и особенно в южной его части в пачке 1, наряду с ними, могут присутствовать более глинистые породы – микститы кремнисто-глинистые; мощность пачки меняется от 1–3 м в разрезах профиля 3 (Колтогорско-Усть-Тымский) до 3–6 м в разрезах профиля 4 (Нюрольско-Межовский). В целом к северу, югу и юго-востоку Западно-Сибирского бассейна пачка 1 становится более глинистой и менее кремнистой. На ряде площадей Центрального и Юго-Восточного районов встречаются разрезы, где эта пачка частично (Повховская, Горстовая, Арчинская пл.) или полностью (Южно-Ягунская пл.) карбонатизирована. Для пачки 1 характерны пониженные значения ГК по сравнению с остальной частью разреза баженовской свиты, что, наряду с низкими значениями БК и постепенно или резко уменьшающимися показателями ИК, является основным критерием ее прослеживания по площади. Общее содержание ОВ < 10%³.

Пачка 2 в Центральном районе состоит из силицитов, силицитов-радиоляритов, силицитов керогеновых (мощность 3–16 м). В северной части Юго-Восточного района эта пачка представлена тем же набором пород (мощностью 1–6 м), за исключением разрезов баженовской свиты Усть-Тымской мегавпадины и Обь-Васюганской гряды, которые сложены более глинистыми породами – микститам кероген-глинисто-кремнистыми и глинисто-кремнистыми (мощностью 6–7 м). В южной части Юго-Восточного района пачка 2 сложена микститам кероген-глинисто-кремнистыми, кремнисто-глинистыми и кероген-кремнисто-глинистыми (7–15 м). Только в Нюрольской мегавпадине на Западно-Квензерской пл. выявлены микститы кероген-глинисто-кремнистые (близкие к силицитам), переслаивающиеся здесь с силицитами керогеновыми (8 м). В Северном районе в составе пачки могут присутствовать аргиллиты. Для пачки 2 увеличение содержания ОВ (>10%) характерно преимущественно в разрезах профилей 2–4. При переходе от пачки 1 к пачке 2 несколько увеличивается содержание ОВ, что имеет отражение в росте значений ГК. В большинстве случаев в кровле рассматриваемой пачки наблюдается слой силицита-радиолярита с относительно повышенными значениями НКТ и пониженными ГК, который отделяет ее от вышележащей пачки 3.

Пачка 3 в Центральном районе состоит из силицитов керогеновых и силицитов-радиоляри-

тов, в некоторых случаях карбонатизированных (мощность 2–6 м). В Юго-Восточном районе она нередко представлена переслаиванием силицитов керогеновых с микститам кероген-глинисто-кремнистыми, близкими к силицитам, либо однородной толщей микститов кероген-глинисто-кремнистых (мощность 1–8 м). Общее содержание ОВ в пачке на исследуемой территории, за исключением Северного района, составляет >10%. Пачка 3 является переходной по всем изученным данным ГИС между пачками 2 и 4.

Как правило, на границе пачек 3 и 4 происходит уменьшение содержания в породах кремнезема, увеличение содержания ОВ и глинистого материала. Иными словами, эта граница проходит между более кремнистой и менее углеродистой нижней частью баженовской свиты и менее кремнистой, более углеродистой и несколько более глинистой верхней ее частью, что согласуется с описанием И.В. Панченко с соавторами (2016). Этот тренд наиболее выражен в Центральном районе и в существенной мере сохраняется в Юго-Восточном районе. Только в Северном районе доля глинистого материала несколько снижается в верхней части баженовской свиты по сравнению с нижней ее частью. Содержание ОВ нарастает и в этом районе, однако по-прежнему не превышает 10%, а если и превышает, то лишь на отдельных уровнях.

Пачка 4 представлена в Центральном районе преимущественно микститам кероген-глинисто-кремнистыми и силицитами керогеновыми (мощность 2–7 м). В Юго-Восточном районе преобладают микститы кероген-кремнисто-глинистые и кремнисто-глинистые (мощность 6–10 м). Для обоих районов характерно наличие многочисленных прослоев двустворок. В Северном районе, судя по небольшому количеству доступного для анализа кернового материала, пачка 4 сложена теми же породами, что и в Юго-Восточном районе. Повышенное содержание ОВ в пачке 4 имеет отражение в увеличении значений ГК.

Пачка 5, распознаваемая в Центральном и отчасти Северном районах, представлена преимущественно тонким переслаиванием микститов кероген-глинисто-кремнистых и кероген-карбонатно-кремнистых (мощность 4–9 м). Характерным признаком пачки является наличие кокколитофорид, с чем связана повышенная карбонатность пород. В пачке 5 отмечается повышенное содержание ОВ, часто возрастают значения ГК и БК.

Пачка 6 представлена в Центральном районе преимущественно микститам кремнисто-глинистыми (близкими к аргиллитам) и глинистыми (мощность 1–7 м), в Северном районе – микститам кероген-кремнисто-глинистыми (мощность 2.5–6 м). В пачке 6 заметно снижается содержание карбонатного материала (с 7–50 до 2–3%) и ОВ (с 15–25 до 5–7%), увеличивается содержание

³ Здесь и далее для оценки общего содержания ОВ в пачках в качестве порогового значения принято 10%.

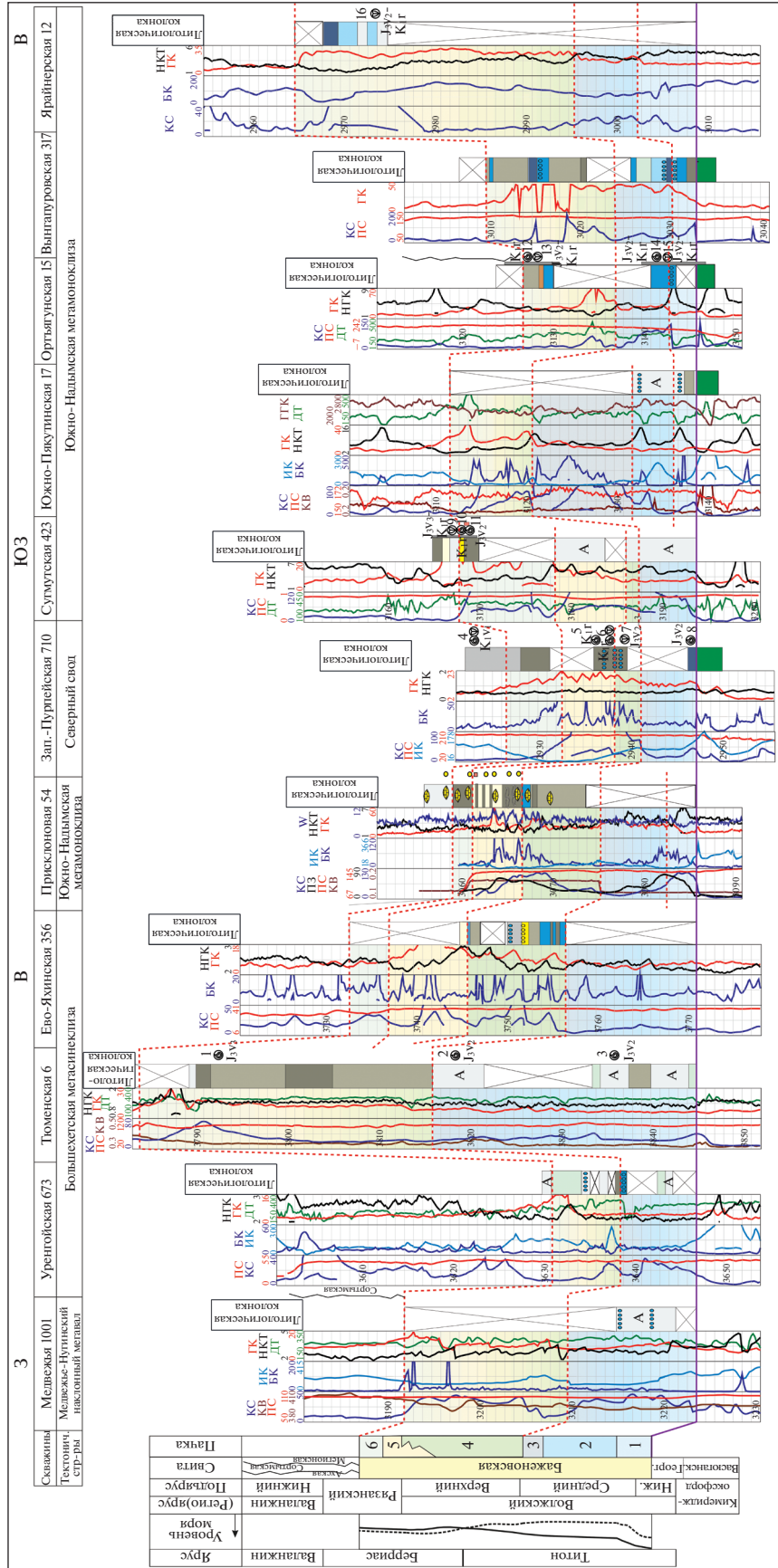


Рис. 7. Корреляционный профиль 5 (Большехетско-Южно-Надымский) разрезов баженовской свиты Северного района. Условные обозначения см. на рис. 3.

глинистого материала (с 20–25 до 35–40%). Для нее характерно постепенное увеличение ИК и резкое снижение значений ГК и БК.

В целом характерные особенности пачек баженновской свиты в Центральном районе, выделенных нами и описанных в статье И.В. Панченко с соавторами (2016), являются близкими. В Юго-Восточном и Северном районах наблюдается заметное увеличение глинистости пород, что, собственно, и должно быть, учитывая большую близость этих районов к береговой линии.

Отдельного внимания заслуживает обсуждение имеющихся палеонтологических определений, позволяющих в меру охарактеризованности разрезов находками фоссилий сравнить стратиграфический диапазон одноименных пачек в разных районах и тем самым ответить на вопрос — имеется ли и насколько выражено возрастное скольжение их границ?

Возрастные диапазоны пачек 1–6, рассмотренные в методическом разделе настоящей работы, установлены И.В. Панченко с соавторами (2016, 2021) на основании палеонтологических находок в керне скважин, пробуренных близ изученных нами скважин профиля 1 Центрального района, т.е. на территории Мансийской синеклизы и ее окрестностей. Существующие определения аммонитов, характеризующие верхи пачки 2, пачку 3 и нижнюю часть пачки 4 в разрезах баженновской свиты в скв. 1017 Горшковской пл. и скв. 1183 Северо-Салымской пл. профиля 1 (ДМ_1 и рис. 3), не противоречат сделанным этими авторами выводам. Обращают на себя внимание самые верхние находки макрофауны — средневожского аммонита *Epilaugeites cf. vogulicus* (Алифинов, 2010) в верхах пачки 4 в скв. 1017 Горшковской пл. (обр. 1 на рис. 3) и двустворок *Buchia fischeriana* в средней части пачки 5 в скв. 1183 Северо-Салымской пл. (обр. 4 на рис. 3). Представители *B. fischeriana* могут встречаться в интервале от верхней части средневожского подъяруса до нижней части рязанского яруса, однако наиболее характерны для верхневожского подъяруса (Захаров, 1981). По последним данным (Панченко и др., 2021), пачка 4 в типовой местности отвечает преимущественно верхневожскому подъярису—низам рязанского яруса, тогда как пачка 5 охватывает большую часть рязанского яруса—низ валанжина (зона *Nectoceras kochi*—низы зоны *Neotollia klimovskensis*). Выше отмеченные находки указывают на поздневожское время как на более вероятное время начала образования пачки 5 в пределах Мансийской синеклизы, по крайней мере на отдельных ее площадях. Палеонтологические данные по скважинам профиля 2 Центрального района (скв. 187 Новоортъягунской пл., скв. 2368 Северо-Покачевской пл.), а именно находки двустворок *Buchia un-*

ризанского интервала) в пачках 5 и 6 (обр. 1, 2, 4 на рис. 4), а также раннерязанского аммонита *Praetollia* sp. в нижней части пачки 6 (обр. 3 на рис. 4), свидетельствуют о более древнем возрасте двух верхних пачек, нежели переходный рязанско-валанжинский интервал (Панченко и др., 2016, 2021). Определенно образование пачки 5 произошло не с самого начала поздневожского времени, поскольку *B. un-* обнаружен также в верхах пачки 4 в скв. 2368 Северо-Покачевской пл. (обр. 5 на рис. 4), а в осадочных толщах этот вид появляется выше основания верхневожского подъяруса (Захаров, 1981). Находки аммонита и двустворок ограничивают время образования пачки 6 на территории профиля 2 первой половиной рязанского века.

Несмотря на сравнительно частую встречаемость макрофоссилий в керне скважин профиля 3 Юго-Восточного района, точное положение их находок в разрезах баженновской свиты известно только для скв. 1 Полонской пл. и скв. 2287 Первомайской пл., где они датируют отдельные интервалы пачек 2 и 4 (ДМ_1 и рис. 5). При этом находка аммонита *Strajevskya* sp. ind. (? cf. *hypophantiformis*) в керне скв. 1 Полонской пл. (Брадучан и др., 1984) свидетельствует о соответствии средней части пачки 2 нижней части средневожского подъяруса в пределах зон *Pavlovia iatriensis*—*Dorsoplanites ilovaiskii*, что не согласуется с датировкой по Центральному району (Панченко и др., 2016, 2021). Однако данный аммонит (обр. 5 на рис. 5) не был изображен, что исключает возможность проверки точности определения. В дополнение к приведенной на рис. 5 и ДМ_1 информации следует отметить, что в скв. 2 Полонской пл. в пределах инт. 2491.8–2493.5 м куломзинской свиты были найдены двустворки *Buchia volgensis* (Брадучан и др., 1986, табл. 39, фиг. 10; Вячкилева и др., 1990, табл. 28, фиг. 3), *B. cf. volgensis* (Вячкилева и др., 1990, табл. 28, фиг. 8) и *B. cf. okensis* (Брадучан и др., 1986), совместно встречающиеся в зоне *Nectoceras kochi* и низах вышележащей зоны *Surites analogus*. Из данного интервала в нашем распоряжении, к сожалению, керн не было. Находки рязанского вида *B. volgensis* имеются и в нижней части мегионской свиты в скв. 2287 Первомайской пл. (обр. 7 на рис. 5), перекрывающей здесь пачку 4. Последняя в своей средней части содержит остатки (обр. 8 на рис. 5) поздневожских аммонитов ?*Craspedites* ex gr. *taimyrensis* (Алифинов, 2010). В разрезах профиля 4 Юго-Восточного района макрофоссилии найдены в пачках 1–3 баженновской свиты (ДМ_1 и рис. 6). На Арчинской пл. в нижней части куломзинской свиты обнаружен аммонит *H. cf. kochi* (обр. 1 на рис. 6), а в 2 метрах ниже — ?*Praetollia* (обр. 2 на рис. 6). Таким образом, судя по палеонтологическим данным, в Юго-Восточном районе седиментация баженновской свиты прекратилась до

или в фазу *H. kochi* рязанского века, т.е. раньше, чем в приобской части Центрального района, где образование обогащенных ОВ осадков (>5%) фиксируется вплоть до начала раннего валанжина (Панченко и др., 2015, 2016). Данное заключение подтверждается публикациями предыдущих исследователей о скользящем характере верхней границы баженовской свиты (Гольберт и др., 1971; Брадучан и др., 1986; Решения..., 1991; Региональные..., 2005 и др.).

Обратим внимание, что по возрасту нижней части пачки 5 в разрезах профиля 1 (в пределах баженовского горизонта) соответствует последовательность пачек 5–6 в разрезах профиля 2 Центрального района, а в разрезах профилей 3 и 4 Юго-Восточного района эти отложения фациально замещаются верхней частью пачки 4 (рис. 2). Верхняя часть пачки 5 и пачка 6 (в пределах куломзинского горизонта), позднеязанско-ранневаланжинский возраст которых нами для профиля 1 принимается по данным (Панченко и др., 2021), в разрезах профилей 2–4 замещаются нижними слоями мегионской или куломзинской свит.

В Северном районе находки аммонитов в скв. Западно-Пурпейская 710, определенные как *Praetollia sp. ind.* и ?*Nectoceras cf. kochi* (Бейзель и др., 2002), приходятся на пачку 5 (ДМ_1 и рис. 7). Вероятно, в Северном районе образование “кокколитофоридовой” пачки 5 баженовской свиты началось как минимум с начала рязанского века. К верхам пачки 4 в скв. Западно-Пурпейская 710 приурочены находки двустворок *Buchia fischeriana* и *B. cf. russiensis* (гл. 2938.1 м), совместно встречающихся в верхней части средневожского подъяруса. Впрочем, определение последнего таксона в открытой номенклатуре не исключает и более позднего возраста вмещающих отложений, и прежде всего верхневожский подъярус, в пределах которого вид *B. fischeriana* наиболее многочислен (Захаров, 1981). Судя по палеонтологическим данным из верхней части баженовской свиты в скв. 423 Сугмутской пл. (Шурыгин и др., 2000) и скв. 15 Ортъягунской пл. (Захаров и др., 1999; Маринов и др., 2009), наиболее вероятно, что седиментация баженовской свиты в пределах северо-восточной части Южно-Надымской мегамоноклизы, как и на большей части территории ее распространения, завершилась в первую половину рязанского века.

ОБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТАЦИИ

Модели осадконакопления баженовской свиты

Пространственно-временные закономерности формирования баженовской свиты представлены в серии моделей, разработанных для Центрального, Юго-Восточного и Северного районов по результатам детального анализа корреляционных профилей

разрезов. Большинство этапов в седиментационных моделях соответствует времени образования отдельных пачек (рис. 8). Рассматриваемые районы отличаются по числу изученных разрезов, степени их охарактеризованности керном, а также временем завершения накопления обогащенных ОВ осадков и их разностей. Например, разрезы Большехетско-Южно-Надымского профиля 5 в наименьшей степени охарактеризованы керном, в связи с чем в модели осадконакопления баженовской свиты Северного района отражено только два этапа, соответствующих времени образования пачек 1–3 и 4–6. Учитывается также, что наиболее позднее время завершения седиментации баженовской свиты приходится на территорию Мансийского профиля 1 – в начале раннего валанжина, что соответствует окончанию куломзинского времени. Для Юго-Восточного района отдельно охарактеризован переходный рязанско-валанжинский этап образования нижней части мегионской и куломзинской свит (куломзинское время). Описание седиментационных моделей подчинено хронологическому порядку в соизмерении со стадиями формирования баженовского и куломзинского региональных горизонтов и с учетом изменения возрастных границ пачек баженовской свиты по латерали.

По данным Б. Хака (Наг, 2014, 2018), в интервале поздней юры–первой половины раннего мела эвстатический уровень моря достиг максимума в позднем кимеридже–раннем титоне. С этим событием совпадает углубление Западно-Сибирского бассейна при переходе от кимериджа к ранневожскому времени (Булынникова и др., 1978; Филина и др., 1984; Захаров и др., 1998 и др.). Практически все исследователи сходятся во мнении, что в вожском веке Западно-Сибирский бассейн достиг максимума трансгрессии, преимущественно за счет затопления юго-восточных и южных территорий Западной Сибири. Согласно С.Г. Ершову (2016), скорость тектонического погружения дна Западно-Сибирского бассейна в течение всего времени седиментации баженовской свиты не превышала нескольких м/млн лет и заметно увеличилась лишь в валанжине. В связи с этим углубление бассейна полностью связать с прогибанием дна не представляется возможным. Эвстатические изменения, по-видимому, также сказывались в регионе (Захаров и др., 1998; Ершов, 2016). Стоит также отметить, что в пределах изученной нами территории наиболее глубоководная зона на протяжении поздней юры–первой половины раннего мела стабильно устанавливается в области Мансийской синеклизы (профиль 1) Центрального района (Конторович и др., 2013, 2014). Климат в конце юры–начале мела в Западной Сибири был субтропическим – семиаридным на юге и семигумидным на севере (Захаров, 2006 и др.).

Ранне-средневожское время (первая половина баженовского времени). В результате анализа различий литолого-геохимического состава пород георгиевского горизонта и баженовской свиты выявлено, что после углубления и расширения площади акватории и, как следствие, удаления источников сноса терригенного материала на обширной территории началось накопление биогенно-кремниевых илов, привнос глинистого материала сократился (рис. 8). Как отмечено ранее, основными продуцентами кремнезема являлись радиолярии и кремниевые губки (Брадучан и др., 1986; Амон и др., 2021). В Центральном районе и на некоторых структурах Юго-Восточного района (например, Лебяжская мезоседловина, Каймысовский и Александровский своды, Нюрольская мегавпадина) привнос глинистого материала был минимальным, на остальных структурах (Усть-Тымская мегавпадина, Обь-Васюганская гряда) доля терригенного глинистого материала, поступающего в осадок, была несколько повышена (25–30% от общего состава осадка). В Северном районе накопление кремнистых илов происходило лишь в короткие периоды; в целом преобладала седиментация, при которой доля терригенных глинистых осадков преобладала над биогенными кремниевыми. На крайних северных площадях (Медвежья пл.) происходила преимущественно терригенная седиментация.

Во всех изученных районах при переходе от георгиевского к баженовскому горизонту наблюдается смена глауконитовых аргиллитов, песчаников и алевролитов с прослоями карбонатов, обедненных ОВ (<1%), на преимущественно биогенно-кремниевые или кремнисто-глинистые породы с относительно более высоким содержанием ОВ (4–7%). При этом достаточно резко происходит изменение состава аутигенных минералов: фосфориты и глауконит в георгиевской свите сменяются на пирит в баженовской свите, одновременно наблюдается практически полное исчезновение следов жизнедеятельности организмов. Все это свидетельствует о начале смены окислительного режима придонных вод на восстановительный, который

способствовал сохранению ОВ. Лишь в некоторых разрезах баженовской свиты в ее нижней части присутствуют редкие зерна глауконита и фосфорита: по-видимому, смена физико-химической обстановки вследствие действия локальных факторов произошла здесь не столь резко.

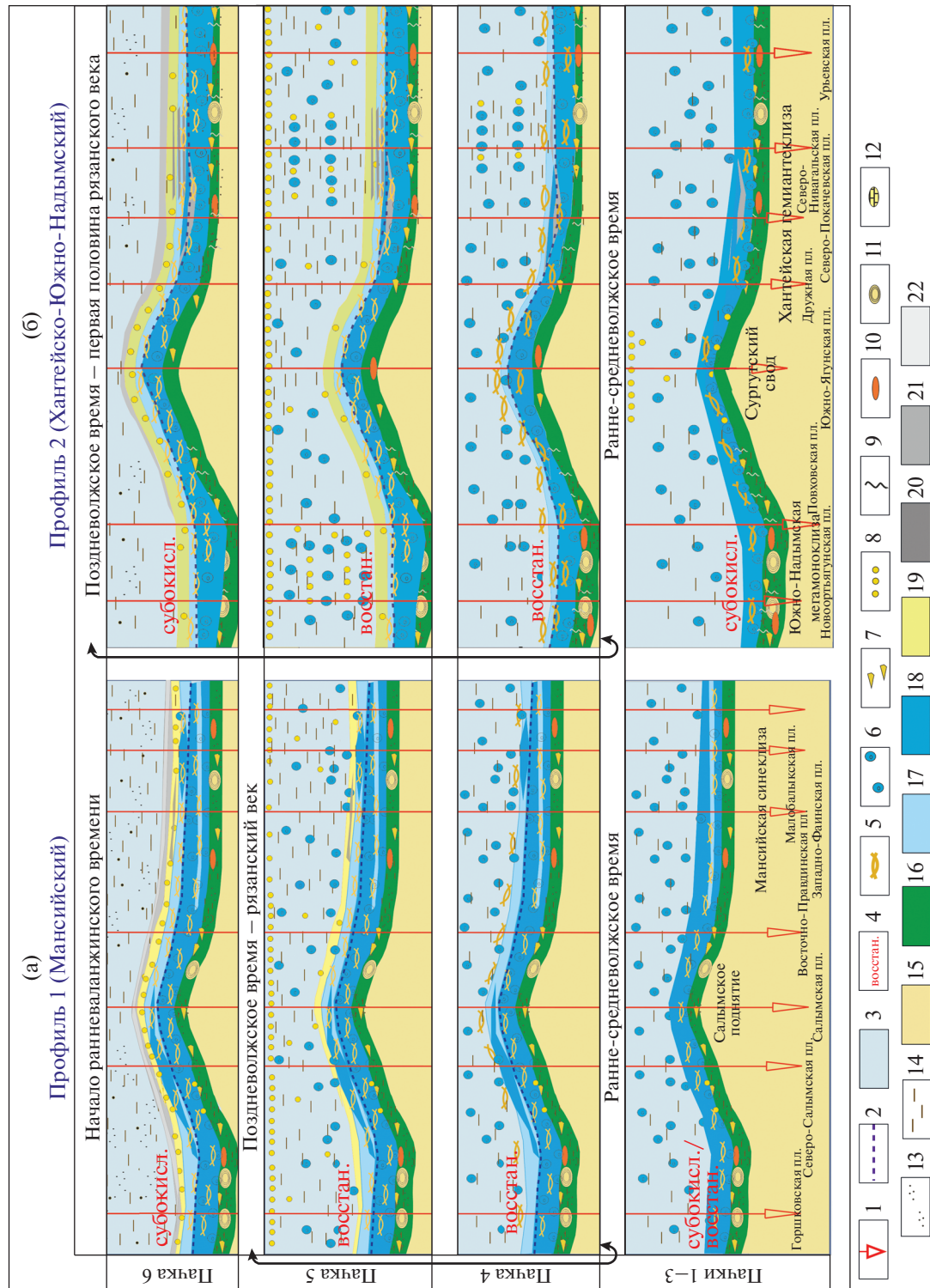
Согласно полученным редокс-показателям, в начале рассматриваемого этапа условия в придонных водах в Центральном районе были субокислительными, в Юго-Восточном и Северном районах — субокислительными, временами — окислительными. Ближе к концу этого этапа в Центральном и Юго-Восточном районах постепенно устанавливался восстановительный режим.

В средневожское время фиксируется периодическое распространение (в основном на возвышенных участках дна палеобассейна) бентоса, в частности двустворок (Бульникова и др., 1978; Захаров, Сакс, 1983; Панченко и др., 2016), свидетельствующее о временной аэрации придонных вод. Во второй половине этого времени примечательными событиями являются эпизоды интенсификации накопления биогенного кремниевого материала (до 80%). В интервале пачек 1–3 наблюдается несколько радиоляритовых прослоев мощностью от 0.5–1 до 3 м. Обычно они залегают в кровле пачек (рис. 3–7). Предположительно, эти горизонты отражают периоды массового распространения и/или гибели радиолярий, обусловленные влиянием разных факторов (редокс-обстановка, замутненности вод и пр.). По мнению В.Д. Немовой (2012), биогенные радиоляритовые слои фиксируют в разрезе баженовского горизонта периоды проникновения арктических вод в Западно-Сибирский бассейн, что, как предполагается, способствовало всплескам биопродуктивности планктона. Существование радиоляритового горизонта в нижней части баженовской свиты отмечалось ранее (Гурова, Казаринов, 1962; Панченко и др., 2015; Эдер и др., 2015; Калмыков, 2016). Этот горизонт характеризуется пониженным содержанием глинистого материала и, в ряде разрезов, ОВ по сравнению с вмещающими кремнистыми породами. Формирование “радиоляритовой” пачки 3

Рис. 8. Модели осадконакопления баженовской свиты на территории исследования.

(а) — Центральный район (профиль 1 Мансийский), (б) — Центральный район (профиль 2 Хантейско-Южно-Надымский), (в) — Юго-Восточный район (профиль 3 Колтогорско-Усть-Тымский), (г) — Юго-Восточный район (профиль 4 Нюрольско-Межовский), (д) — Северный район (профиль 5 Большехетско-Южно-Надымский).

Условные обозначения: 1 — разрезы скважин на профиле; 2 — граница между нижней и верхней толщами баженовской свиты; 3 — толща воды; 4 — окислительно-восстановительный режим придонных вод и верхней части осадка (окисл. — окислительный, восстан. — восстановительный, субокисл. — субокислительный); 5 — двустворчатые моллюски; 6 — радиолярии; 7 — роостры белемнитов; 8 — кокколитофориды; 9 — ходы инфавны; 10 — фосфатные конкреции; 11 — карбонатные онколиты с родохрозитом; 12 — карбонатные конкреции; 13 — алевролитовый материал; 14 — глинистый материал; 15 — терригенные осадки васюганского и доवासюганского времени; 16 — терригенные и терригенно-карбонатные осадки с глауконитом георгиевского времени; 17–22 — биогенные и терригенные осадки баженовского и куломзинского времени: 17–20 — преимущественно биогенные: 17 — глинисто-кремниевые, ОВ >10%; 18 — кремниевые, в различной степени обогащенные ОВ; 19 — карбонатно-кремнистые, ОВ >10%; 20 — глинисто-кремнистые, с близким соотношением глинистого материала и кремнезема, ОВ >10%; 21–22 — преимущественно терригенные: 21 — кремнисто-глинистые, ОВ <10%; 22 — преимущественно глинистые, ОВ <10%.



(по времени примерно отвечает фазе *Eriptaugites vogulicus* по (Панченко и др., 2015, 2016)), предположительно, увязывалось с максимумом затопления Западно-Сибирского бассейна (Панченко и др., 2015; Эдер и др., 2015; Калмыков, 2016). Однако

сопоставление возраста пачек и кривых изменения уровня моря (Наг, 2018; Gradstein et al., 2020) не подтверждает это предположение. Как можно видеть (рис. 2), заключительная фаза высокого стояния уровня моря приходится на начало обра-

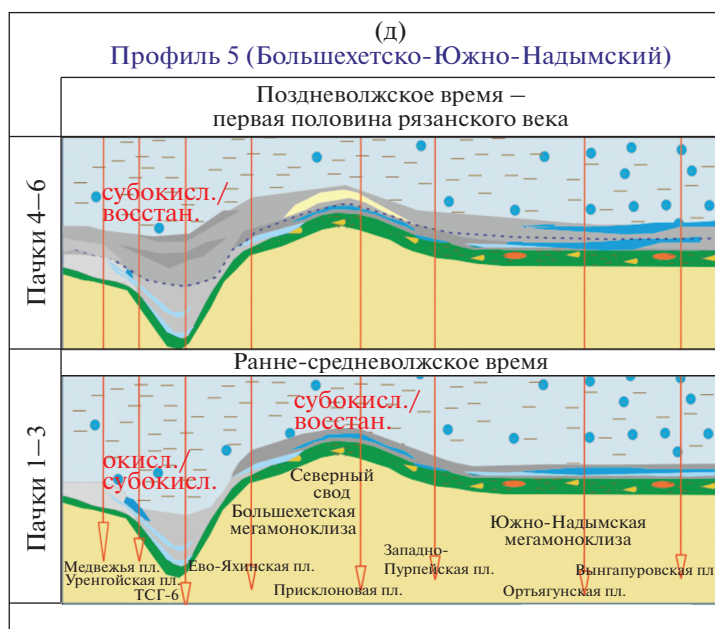


Рис. 8. Окончание

зования силицитово-радиоляритовой пачки 1 (ранневолжские слои с *Pectinatites*), после чего уровень Мирового океана начинает постепенно снижаться. Возможно, сформировавшиеся в ранневолжское время в Западно-Сибирском бассейне глубоководные обстановки некоторое время продолжали благоприятствовать интенсивному обмену водными массами с Арктическим бассейном, что, в свою очередь, могло способствовать подъему питательных веществ в более высокие слои воды (по модели Н.М. Страхова (1976) для Черного моря) и расцвету радиолярий.

Карбонатонакопление на начальном этапе образования баженовской свиты было пониженным (Гурова, Казаринов, 1962). Не исключается существование в поверхностных водах палеобассейна известкового наннопланктона, что подтверждается находками кокколитофоров, главным образом, в пачке 1 баженовской свиты на Северо-Салымской и Южно-Ягунской пл. (Эдер и др., 2019), а также на Полонской и Арчинской пл. (рис. 3–6). Сложно оценить масштабы распространения кокколитофорид в рассматриваемый период, так как карбонатный материал, слагающий наннофоссилии, возможно, не мог отложиться вследствие кислой среды. Такой средой являлись придонные воды и поровые воды донных осадков, насыщенные кремнеземом в растворенном виде. На некоторых площадях нижняя часть баженовской свиты характеризуется повышенным содержанием кальция. Это объясняется широким развитием процессов карбонатизации главным образом по радиоляритам. Источником карбонатного материала, с одной стороны, могли служить аммониты и дву-

створки, раковины которых, судя по частой встречаемости прослоев, содержащих лишь их отпечатки, подвергались растворению. С другой стороны, это мог быть уже упомянутый известковый наннопланктон.

Поздневолжское время—первая половина рязанского века (вторая половина баженовского времени). На этом этапе, фактически начавшемся с конца средневолжского времени, происходило некоторое уменьшение глубин палеобассейна, что наиболее выражено в Юго-Восточном районе, где увеличился привнос глинистого материала (содержание его в породах меняется с 10–15 до 30%). Это соотносится с кривой изменения уровня моря (Наг, 2014, 2018) и связано с большей близостью данной территории к источникам сноса по сравнению с Центральным районом, в котором доля поступавшего глинистого материала была незначительной. В то же время из анализа доли глинистости и кремнистости пород баженовской свиты Юго-Восточного и Северного районов можно сделать вывод, что Северный район был наиболее приближен к источникам сноса. Здесь, как и ранее, продолжало преобладать терригенное осадконакопление (рис. 8д).

В Центральном районе в конце волжского века отчетливо наблюдалась смена биогенной кремниевой седиментации (радиоляриевые или близкие к ним по составу осадки) на карбонатно-кремнистую (обогащенные кокколитами осадки) (рис. 2, 8а, 8б). Безусловное господство радиолярий на протяжении длительного периода времени в планктоне этой зоны палеобассейна закончилось, и далее здесь происходил расцвет кокколитофорид.

Только в районе Мансийской синеклизы на отдельных, возможно наиболее глубоководных, участках (Панченко и др., 2021) на протяжении всего рассматриваемого этапа продолжалось биогенное кремненакопление. Заметим, что кокколитофорида упоминались различными авторами с начала изучения баженовской свиты. Так, по мнению В.Н. Векшиной (1962а), М.Ю. Зубкова и М.Ю. Дорониной (1982), поставщиком кальцита, помимо макро- и микрофауны, были планктонные водоросли. Детальному изучению реликтов кокколитофорид в баженовской свите посвятили свои работы В.Н. Векшина (1962а, 1962б) и Ю.Н. Занин с соавторами (Zanin et al., 2012). Последние авторы описали шесть видов из четырех родов кокколитофорид (*Ellipsagelosphaera*, *Watznaueria*, *Cyclagelosphaera*, *Tetralithus*), установленных на гл. 2770 м в скв. 8155 Северо-Нивагальской пл. (рис. 4). Впервые массовое появление в Западно-Сибирском бассейне кокколитофорид вблизи волжско-рязанского рубежа было отмечено Г.С. Ясовичем и М.Д. Поплавской (1975), которые также указали на одновременное снижение численности радиолярий, широко распространенных во внутренней части палеобассейна с конца ранневолжского времени (Векшина, 1962а; Захаров, Сакс, 1983; Брадучан и др., 1986 и др.). Эти выводы были подтверждены и более поздними исследованиями (Предтеченская и др., 2006; Панченко и др., 2015, 2016). В мировом масштабе кризис в развитии радиолярий пришелся на конец юры (Afanasieva, Anton, 2006), в Западно-Сибирском бассейне происходила смена их ассоциаций (Вишневская и др., 2020).

Широкое распространение на рассматриваемом этапе получают двустворки (особенно иноцерамы) и аммониты (Брадучан и др., 1986; Занин и др., 2005; Захаров, 2006; Маринов и др., 2006; Предтеченская и др., 2006; Панченко и др., 2015; Калмыков, 2016). По мнению В.А. Захарова (2006), резко возросшая в бентосе роль бухий и иноцерамов может косвенно свидетельствовать о поступлении арктических водных масс и временном улучшении аэрации придонных вод. По-видимому, на возвышенных участках дна палеобассейна периодически возникали условия, благоприятные для существования бентоса. В целом же, согласно полученным значениям СП и U_a пород баженовской свиты, в придонных водах Центрального и Юго-Восточного районов преобладали высоковосстановительные или близкие к ним условия, что согласуется с захоронением в этот период значительных масс ОВ и с диффузией из осадка H_2S по модели Н.М. Страхова (1976). В Северном районе условия седиментации на Уренгойской, Тюменской, Ево-Яхинской пл. так же, как и в предыдущий период, оставались субокислительными, временами окислительными, на Прискло-

новой и Западно-Пурпейской пл. – восстановительными, периодами субокислительными.

В Центральном и Юго-Восточном районах на фоне преобладания биогенной седиментации осаждались сравнительно большие массы ОВ, что подтверждается его высоким содержанием в породах (15–25%). Благоприятными для его накопления в осадках являлись несколько факторов: 1) спокойный гидродинамический и тектонический режимы, обеспечивающие застойный режим придонных вод, что способствовало образованию восстановительных условий; 2) минимальный терригенный привнос вследствие нивелировки рельефа на суше; 3) вынос многих элементов с областей сноса в виде взвесей в период ослабленного привноса терригенного материала; 4) высокая биопродуктивность (Булынникова и др., 1978; Захаров, 2006 и др.). Поставщиком питательных веществ (азот, фосфор и др.), необходимых для развития организмов, а также кремниевого и карбонатного вещества для строительства их скелетов являлся Урал, где в это время отсутствовали возвышенности, рельеф был сглаженным и были обнажены марганец-, кремнезем-, железосодержащие формации, из которых эти элементы постепенно выносились в баженовский палеобассейн (Гурова, Казаринов, 1962; Занин и др., 2003).

Как известно, кульминационным среди кратковременных флуктуаций уровня моря в берриасе является эвстатическое событие КВе3 в конце фазы *Occitanica* (Gradstein et al., 2020) – одно из значимых и широко фиксируемых падений уровня моря. Это событие приходится на рязанскую фазу *Nectoroceras kochi*. В это же время началось климатическое похолодание в бореальных бассейнах (Dzyuba et al., 2013), а на Хантейско-Южно-Надымском участке Центрального района, а также в Северном и Юго-Восточном районах Западно-Сибирского бассейна завершилось накопление баженовских осадков (рис. 2).

Вторая половина рязанского века (куломзинское время). Согласно данным (Наг, 2018; Gradstein et al., 2020), вслед за эвстатическим событием КВе3 продолжилось постепенное глобальное падение уровня моря. Зона образования “кокколитофоридовой” пачки 5 в начале рассматриваемого этапа, вероятно, распространилась по всей территории Мансийской синеклизы Центрального района; в частности, в разрезах скважин Верхнесалымской пл. граница между пачками 4 и 5 примерно приходится на зону *Nectoroceras kochi* (Панченко и др., 2021). Как показывают исследования, доля поступающего на территорию Мансийской синеклизы терригенного материала, по сравнению с предыдущими этапами осадконакопления баженовской свиты, существенно не менялась, условия в придонных водах, по данным анализа СП и U_a , на протяжении всего времени

образования пачки 5 оставались высоковосстановительными (рис. 8а). Основными продуцентами ОВ и породообразующими организмами были кокколитофориды и радиолярии. В Юго-Восточном районе, где в рассматриваемом временном отрезке началось образование мегнионской и куломзинской свит, условия в придонных водах были субокислительными до окислительных (рис. 8в, 8г).

Начало раннего валанжина (окончание куломзинского времени) ознаменовалось на территории Мансийской синеклизы переходом от заключительной стадии седиментации баженовской свиты к началу накопления материала перекрывающих отложений (рис. 8а). Данный этап пришелся на регрессивную стадию развития Западно-Сибирского бассейна, начавшуюся ранее, однако в валанжине регрессия заметно усилилась (Контрович и др., 2014). По мере развития регрессии с проградацией береговой линии, в центральную часть Западно-Сибирского бассейна стало поступать больше глинистого материала. В пачке 6 его содержание возрастает до 35% по сравнению с 15–20% в пачке 5. По-видимому, увеличение приноса терригенного материала создало условия, неблагоприятные (предположительно замутненность вод) для существования золотистых водорослей (кокколитофориды исчезают). Снизилась продуктивность и другой группы планктонных организмов – радиолярий. Накопление ОВ несколько сократилось (<10%).

В последующем еще больше увеличился принос терригенного материала в Западно-Сибирский бассейн, что привело к полному прекращению седиментации баженовской свиты, в частности, на территории Мансийской синеклизы. Существенное сокращение концентрации ОВ в осадке (до 2–4%), по-видимому, было вызвано как его разубоживанием глинистым материалом, так и субокислительными условиями, способствовавшими его частичному окислению.

Феномен смены биогенной кремниевой седиментации на карбонатно-кремнистую в центральной части Западно-Сибирского бассейна в начале мела

Как было показано выше, в переходное волжско-рязанское время в центральной части Западно-Сибирского бассейна происходило изменение биогенной кремниевой седиментации на карбонатно-кремнистую, что было связано с расцветом кокколитофорид и снижением продуктивности радиолярий. Причины данного события давно интересуют исследователей баженовской свиты (Зубков, Доронина, 1982; Эдер и др., 2015 и др.). В частности, на основе исследования изменения соотношения количества минералов кремнезема и карбоната вверх по разрезу баженовской свиты и с учетом их преимущественно

биогенного происхождения замечено, что осадки несут в себе свидетельства влияния резкой перестройки геохимии среды, произошедшей приблизительно во второй половине периода седиментации баженовской свиты, в связи с чем предположено появление условий, наиболее благоприятных для осадения биогенных карбонатных осадков, а именно – повышение температуры морской воды и увеличение значений ее рН (Зубков, Доронина, 1982).

По имеющимся данным, в самом начале мела (переходное волжско-рязанское время) максимально высоких значений температура воды в Западно-Сибирском бассейне достигла в начале фазы *Subcraspedites maugynijensis* (= *Chetaites chetae*) поздневолжского времени и затем в фазу *Chetaites sibiricus* (= *Praetollia maunci*) рязанского века (Дзюба и др., 2018), после чего произошло снижение палеотемператур (Price, Mutterlose, 2004). Ввиду недостаточности палеонтологических датировок “кокколитофоридовой” пачки 5 в разрезах баженовской свиты строго увязать по времени расцвет кокколитофорид в Западно-Сибирском бассейне с изменением температурного фактора затруднительно. Исходя из имеющихся данных, можно лишь утверждать, что образование пачки 5 началось в поздневолжское время, но вряд ли с самого его начала. Кроме того, следует учитывать многокомпонентность обозначенного нами феномена. Так, немаловажным вопросом, касающимся уже меры кислотности вод в палеобассейне, является вопрос возможного существования на протяжении большей части волжского века агрессивной среды по отношению к карбонату кальция в придонном слое воды и поровых водах донных осадков вследствие высокой продуктивности радиолярий и, соответственно, больших объемов накапливаемого биогенного кремнезема. В связи с этим возникает другой вопрос – начался ли в конце волжского века расцвет кокколитофорид вследствие увеличения значений рН в поверхностном слое воды, или это все случилось ранее, а в конце волжского века и в рязанском веке лишь появилась благоприятная среда для захоронения кокколитофорид в осадке, что и предопределило массовые находки кокколитофов в соответствующих отложениях? Не исключая возможности последнего сценария событий, который на данный момент не доказуем, рассмотрим, имелись ли предпосылки для развития в центральной части Западно-Сибирского бассейна известкового наннопланктона в массовом количестве с конца волжского века и не ранее.

Похожая, но более резко выраженная смена типов биогенной седиментации отмечалась на северо-западных окраинах океана Тетис, где она пришлась на конец поздней юры (т.е. произошла немного ранее, чем фиксируется в Западно-Сибирском бассейне): в позднем титоне на фоне

теплого климата и высокого содержания CO_2 в атмосфере биогенное кремненакопление прекратилось и происходило формирование пелагических известняков, включая кокколитофоридовые. Увеличение численности известкового наннопланктона при этом связывалось как с опусканием глубины карбонатной компенсации ниже дна океана (Weissert, Channell, 1989; Weissert, Erba, 2004), так и с изменением географического положения средиземноморских и ближневосточных регионов вследствие перемещения тектонических плит (Muttoni et al., 2005). В связи с этим особый интерес представляют этапы смены характера седиментации, наблюдаемые в начале раннего мела в бореальном эпиконтинентальном Западно-Сибирском море.

Как известно, вулканическая деятельность именно в течение продолжительного периода времени вследствие присутствия повышенного количества частиц пеплового материала в воздухе способна заметно сократить степень нагрева поверхности Земли и вызвать похолодание климата (Tennant et al., 2017 и др.). По данным И.В. Панченко и соавторов (2021), в Западной Сибири туфитовые и туфовые прослои приурочены к двум стратиграфическим интервалам баженовской свиты: к верхам средневожского–низам верхневожского подъярусов, а также к верхам зоны Praetollia maunsi–низам зоны Surites analogus рязанского яруса. При этом предполагается, что источник вулканизма мог находиться в Закавказье. Ко времени начала формирования туфогенных прослоев в Западной Сибири близок и эпизод вулканической активности в Североморском регионе, датированный по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопным данным около 145 млн лет (Bergelin et al., 2011). Первый из отмеченных стратиграфических интервалов соотносим с кратковременным позднетитонским эпизодом похолодания (“cold snap”; Dera et al., 2011; Tennant et al., 2017 и др.), заметным и на сибирской изотопно-кислородной кривой по данным с п-ова Нордвик на отрезке для первой половины поздневожского времени (Dzyuba et al., 2013; Zakharov et al., 2014). Второй интервал близок к началу более продолжительного этапа похолодания, регистрируемого с фазы *Nectoceras kochi* рязанского века в арктических и субарктических регионах, что установлено по палинологическим данным в североморских разрезах (Abbink et al., 2001) и по О-изотопным данным в сибирских разрезах (Price, Mutterlose, 2004; Dzyuba et al., 2013), в частности на северо-западе Западной Сибири (рис. 2).

Позднетитонский “cold snap” предшествовал времени расцвета известкового наннопланктона в Западно-Сибирском бассейне, где на большей части Центрального района благоприятные обстановки для развития кокколитофорид (и/или сохранения кокколитов в осадке), наиболее веро-

ятно, сложились ближе к концу поздневожского времени, т.е. в самом начале раннего мела на финальной стадии потепления (рис. 2). Более поздняя смена биогенной кремниевой седиментации на карбонатно-кремнистую в начале рязанской фазы *Nectoceras kochi*, например, на территории современной Верхнесалымской пл. (Панченко и др., 2021), видимо, явление узлокальное. Можно предположить, что в конце поздней юры поверхностные воды бореального Западно-Сибирского моря благодаря существенно более низкому, чем в Тетис, температурам и, как следствие, более высокой способности поглощать CO_2 еще оставались агрессивными по отношению к карбонату кальция. Лишь на фоне климатического оптимума в самом начале раннего мела вслед за вероятным изменением динамики потоков CO_2 в системе океан–атмосфера степень насыщения поверхностных вод карбонатом кальция в центральной части Западно-Сибирского моря стала достаточной для массового развития кокколитофорид. К глобальному дисбалансу CO_2 в атмосфере, вплоть до усиленного парникового эффекта, потенциально могли приводить импактные события. По данным (Tennant et al., 2017), вблизи юрско-мелового рубежа известно по крайней мере три крупных импактных события, датированных 145 ± 2 (Южная Африка), 142.5 (Австралия) млн лет и началом рязанского века (Норвегия). В связи с этим не исключена роль парникового эффекта в финальной стадии потепления. В определенной мере на смене типов седиментации могли сказаться некоторое уменьшение глубин Западно-Сибирского бассейна (см. предыдущий раздел) и глобальный кризис в развитии радиолярий (Afanasieva, Amon, 2006).

По мере регрессии Западно-Сибирского бассейна и уменьшения его глубин зона массового распространения кокколитофорид оказалась ограниченной пелагиалью самой глубоководной зоны Центрального района (территория профиля 1 Мансийского), что наблюдается с начала фазы *Nectoceras kochi* рязанского века вплоть до наступления валанжина. Видимо, необходимый баланс благоприятных факторов для существования известкового наннопланктона сложился в рассматриваемый отрезок времени именно в этой зоне Западно-Сибирского бассейна. Примечательно, что по времени это совпадает с началом продолжительного этапа похолодания. Следует предположить, что степень прогрева поверхностных вод все же оставалась достаточной для продолжения массового развития кокколитофорид.

Необходимо отметить, что вышеописанные тенденции изменения седиментации с кремниевой на карбонатно-кремнистую наблюдаются именно в Центральном районе, а также, возможно, западнее — в районе сочленения Красноле-

нинского свода и Фроловской мегавпадины, где в пределах тутлеймской свиты отмечена смена глинисто-кремниевых отложений на карбонатно-глинисто-кремниевые (Немова, 2012). Для Северного и Юго-Восточного районов масштабное распространение кокколитофорид не характерно, остатки этих организмов встречаются лишь в редких прослоях и в малых концентрациях. Исключения представляют единичные случаи в Северном районе (Присклоновая пл.), где находки кокколитофов известны в верхах баженовской свиты (рис. 7).

ВЫВОДЫ

Одним из основных результатов представленной работы являются пять корреляционных профилей разрезов баженовской свиты, охватывающих 38 площадей глубокого бурения и построенных с использованием единой классификационной схемы пород и единых принципов выделения пачек в составе свиты. Данные профили отражают строевые баженовской свиты и ее литостратиграфическое подразделение в Центральном, Юго-Восточном и Северном районах Западно-Сибирского бассейна. Имеющиеся к настоящему времени определения макрофоссилий позволили в ряде разрезов скважин датировать выделенные пачки и с разной степенью условности провести корреляцию наиболее крупных геологических событий разной природы. Палеонтологические данные свидетельствуют в пользу того, что на большей части территории исследований кровля баженовской свиты вне зависимости от количества выделяемых в ее составе пачек устанавливается в пределах средней части рязанского яруса. Вместе с тем в западной зоне Широкого Приобья, в частности в районе Мансийской синеклизы, кровля баженовской свиты поднимается до низов валанжина.

В Центральном и отчасти Северном районах (при хорошей охарактеризованности керном) снизу вверх по разрезу баженовской свиты распознаются шесть пачек: пачка 1, сложенная силицитами и радиоляритами; пачка 2, представленная преимущественно силицитами; пачка 3 “радиоляритовая”; пачка 4 “высокоуглеродистая”; пачка 5 “кокколитофоридовая”; пачка 6 “пиритовая”. Установлено, что стратиграфическое положение подошвы пачки 5 меняется по латерали от верхов верхневолжского подъяруса до основания зоны *Nestoroceras kochi* рязанского яруса, а положение подошвы пачки 6 – от средней части рязанского яруса до низов валанжина. В Юго-Восточном районе прослеживаются только нижние пачки 1–4, которые выполняют весь объем развитой здесь баженовской свиты. Отсутствие пачек 5 и 6 в составе баженовской свиты этого района интерпретируется нами как результат фациального замещения, а распознавание этих пачек в ряде разрезов Северно-

го района требует дополнительных литолого-геохимических и биостратиграфических исследований. Границы территории распространения нетипичных по широте возрастного диапазона разрезов баженовской свиты (от волжского яруса до основания валанжинского яруса) еще нуждаются в уточнении.

Впервые разработаны седиментационные модели баженовской свиты, отражающие закономерности осадконакопления этой черносланцевой толщи на разных территориях и этапах седиментации в зависимости от особенностей палеорельефа, близости к источникам сноса, глобального изменения уровня моря, климатических флуктуаций.

Установлено, что на территории Мансийской синеклизы, северной части Хантейской гемиянтеклизы и юго-восточной части Южно-Надымской мегамоноклизы (Центральный район) на протяжении большей части волжского века (и локально до начала рязанского) преобладала биогенная кремниевая седиментация (радиоляриевые или близкие к ним по составу осадки). Это происходило на фоне относительно высокого стояния уровня моря и теплого климата. В переходное волжско-рязанское время преимущественное развитие здесь получила карбонатно-кремнистая седиментация (обогащенные кокколитами осадки), что пришлось на финальную стадию потепления и предполагаемое понижение уровня моря. С начала фазы *Nestoroceras kochi* рязанского века до начала раннего валанжина на фоне постепенного эвстатического снижения уровня моря, вступления Западно-Сибирского бассейна в регрессивную стадию развития и некоторого похолодания в арктических и субарктических районах накопление карбонатно-кремнистых осадков продолжилось только в районе Мансийской синеклизы Центрального района. Преимущественно биогенная седиментация в существенной мере сказалась на образовании обогащенных ОВ пород.

В районе Колтогорско-Нюрольского желоба и примыкающих к нему положительных структур (Юго-Восточный район) на начальном этапе также происходило накопление преимущественно биогенных кремниевых осадков. В конце средневолжского времени несколько увеличился привнос глинистого материала, что связывается с относительной близостью этого района к источникам сноса и согласуется с некоторым снижением уровня Мирового океана и особенностями рассеивания бентоса в Западно-Сибирском бассейне.

Район северо-восточной части Южно-Надымской мегамоноклизы и Большехетской синеклизы (Северный район) во время седиментации баженовской свиты был наиболее приближен к источникам сноса. Здесь происходило главным образом накопление относительно слабо обогащенных ОВ

кремнисто-глинистых осадков с преобладанием терригенной компоненты над биогенной.

Условия в Центральном и Юго-Восточном районах на начальном этапе образования баженовской свиты были субокислительными, далее вплоть до первой половины рязанского века в придонных водах преобладали высоковосстановительные условия, способствовавшие хорошему сохранению ОВ в осадках. Во второй половине рязанского века и начале валанжинского в Центральном районе (Мансийская синеклиза) эти условия сохранялись, а в Юго-Восточном районе сменялись на субокислительные, и накопление баженовских отложений в этом районе прекратилось. В Северном районе условия седиментации баженовской свиты были преимущественно субокислительными/окислительными, за исключением современной территории Присклоновой и Западно-Пурпейской пл., где были распространены условия, близкие к восстановительным, временами – субокислительные.

Массовое распространение известкового нанопланктона в Центральном районе в конце волжского века, которое в наиболее глубоководных зонах сохранилось вплоть до начала валанжина, нами связывается с изменением палеогеографических и климатических условий на более благоприятные для его развития, а именно с уменьшением глубин в Западно-Сибирском бассейне, пертурбациями атмосферного CO₂ и климата. Это, в свою очередь, могло привести к изменениям динамики потоков CO₂ в системе океан–атмосфера и насыщению поверхностных вод карбонатом кальция в центральной части Западно-Сибирского бассейна. В других частях Западно-Сибирского бассейна воздействие этих факторов нивелировалось более интенсивным привнесом терригенного материала, тогда как в центральной части в силу отсутствия разбавления карбонатной взвеси терригенной их воздействие на биоту проявилось более отчетливо. Вопрос изменения седиментации с кремниевой на карбонатно-кремнистую требует привлечения дополнительных данных и более подробного анализа. Авторы статьи приглашают заинтересованных коллег объединить усилия в его решении.

Благодарности. Авторы признательны И.В. Панченко за плодотворное сотрудничество при обсуждении критериев выделения пачек, А.Л. Бейзелю и С.В. Мелединой за оказанную помощь в поиске информации по определениям макрофоссилий, А.С. Алифирову, В.А. Захарову, А.Е. Игольникову и Б.Н. Шурыгину за предоставление палеонтологических заключений по ряду скважин. Отдельная благодарность Б.Н. Шурыгину за советы и замечания при обсуждении статьи. Авторы благодарны рецензентам В.С. Вишневской, М.А. Ро-

гову и Е.В. Щепетовой за ценные замечания, способствовавшие улучшению рукописи.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке проектов Минобрнауки России (госзадание) FWZZ-2022-0007 и FWZZ-2022-0004, а также является вкладом в проект UNESCO/IUGS/IGCP 679.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алифиров А.С.* Аммонитовая шкала волжского яруса Западной Сибири и ее палеонтологическое обоснование // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 6. С. 77–89.
- Алифиров А.С.* Аммониты, биостратиграфия и биогеография волжского яруса Западной Сибири. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2010. 200 с.
- Амон Э.О., Вишневская В.С., Гатовский Ю.А., Жегалло Е.А.* К вопросу о разнообразии микрофоссилий баженовского горизонта Западной Сибири (поздняя юра–ранний мел) // Георесурсы. 2021. Т. 23. № 3. С. 118–131.
- Бейзель А.Л., Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Ильина В.И., Лебедева Н.К., Левчук Л.К., Левчук М.А., Меледина С.В., Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н., Ян П.А.* Опорный разрез верхней юры и келловая севера Западной Сибири // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 9. С. 811–825.
- Белкин В.И., Ефремов Е.П., Каптелин Н.Д.* Строение и нефтеносность баженовского резервуара // Литология и полезн. ископаемые. 1985. № 2. С. 27–31.
- Брагин В.Ю., Дзюба О.С., Казанский А.Ю., Шурыгин Б.Н.* Новые данные по магнитостратиграфии пограничного юрско-мелового интервала п-ова Нордвик (север Восточной Сибири) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 3. С. 438–455.
- Брадучан Ю.В., Вячкилева Н.П., Лебедев А.И., Месежников М.С.* Палеонтологические данные для стратиграфии юры и мела Западной Сибири // Выделение и корреляция основных стратонев мезозоя Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1984. С. 111–141.
- Брадучан Ю.В., Гольберт А.В., Гурари Ф.Г., Захаров В.А., Бульникова С.П., Климова И.Г., Месежников М.С., Вячкилева Н.П., Козлова Г.Э., Лебедев А.И., Нальняева Т.И., Турбина А.С.* Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность). Новосибирск: Наука, 1986. 217 с.
- Бульникова С.П., Гольберт А.В., Климова И.Г., Которович А.Э., Полякова И.Д., Решетникова М.А., Турбина А.С.* Палеобиофаши нефтегазоносных волжских и неокотских отложений Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1978. 86 с.
- Векишина В.Н.* Кокколитофориды марьяновской формации Западно-Сибирской плиты // Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири. Л.: Гостоптехиздат, 1962а. С. 101–103.
- Векишина В.Н.* Элементы палеогеографии мезозоя и палеогена Западно-Сибирской низменности по данным анализа диатомовых водорослей, кокколитофорид // Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири. Л.: Гостоптехиздат, 1962б. С. 103–108.

- Вишневецкая В.С., Амон Э.О., Гатовский Ю.А. Радиолариевая биостратиграфия баженовского горизонта (верхняя юра—нижний мел) Западной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 6. С. 105–124.
- Вячкилева Н.П., Климова И.Г., Турбина А.С., Брадучан Ю.В., Захаров В.А., Меледина С.В., Алейников А.Н. Атлас моллюсков и фораминифер морских отложений верхней юры и неокома Западно-Сибирской нефтегазоносной области. В 2-х томах. Том 1. Стратиграфический очерк. Моллюски. М.: Недра, 1990. 286 с.
- Гольберт А.В., Гурари Ф.Г., Климова И.Г. О возрастной миграции неокомских свит Западной Сибири // Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1971. С. 4–9.
- Гуляева Л.А. Осадки сероводородных бассейнов геологического прошлого // Докл. АН СССР. 1953. Т. ХСII. № 5. С. 1019–1022.
- Гурари Ф.Г. Доманикиты и их нефтегазоносность // Сов. геология. 1981. № 11. С. 3–12.
- Гурова Т.И., Казаринов В.П. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью. М.: Гостоптехиздат, 1962. 350 с.
- Дзюба О.С. Белемниты (Cylindroteuthidae) и биостратиграфия средней и верхней юры Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “Гео”, 2004. 203 с.
- Дзюба О.С., Пещевицкая Е.Б., Урман О.С., Шурыгин Б.Н., Алифиров А.С., Игольников А.Е., Косенко И.Н. Разрез Маурынья как ключевой для приграничных юрско-меловых отложений мелководно-морского генезиса в Западной Сибири // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 7. С. 1075–1105.
- Ершов С.В. Палеобатиметрия позднеюрско-неокомского бассейна севера Западной Сибири и влияние на нее природных процессов // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 8. С. 1548–1570.
- Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Эдер В.Г. Роль верхнеюрского—нижнемелового выветривания Урала в формировании отложений георгиевского и баженовского горизонтов Западно-Сибирской плиты // Вестн. ТГУ. Сер. науки о Земле (геология, география, метеорология, геодезия). Прил. 2003. Т. II. № 3. С. 257–259.
- Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Эдер В.Г. Некоторые аспекты формирования баженовской свиты в центральных районах Западно-Сибирского осадочного бассейна // Литосфера. 2005. № 4. С. 118–135.
- Захаров В.А. Бухииды и биостратиграфия бореальной верхней юры и неокома. М.: Наука, 1981. 367 с.
- Захаров В.А. Условия формирования волжско-берриасской высокоуглеродистой баженовской свиты Западной Сибири по данным палеоэкологии // Эволюция биосферы и биоразнообразия. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2006. С. 552–568.
- Захаров В.А., Сакс В.Н. Баженовское (волжско-берриасское) море Западной Сибири // Палеобиогеография и биостратиграфия юры и мела Сибири. М.: Наука, 1983. С. 5–32.
- Захаров В.А., Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г. Первая находка следов жизнедеятельности в высокоуглеродистых черных сланцах баженовской свиты Западной Сибири // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 3. С. 402–405.
- Захаров В.А., Казаненков В.А., Богомолов Ю.И., Лебедева Н.К., Маринов В.А., Карогодин Ю.Н., Пещевицкая Е.Б. Биостратиграфия неокома Северного Приобья Западной Сибири // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 8. С. 1135–1148.
- Захаров В.А., Боден Ф., Дзюба О.С., Дю В., Зверев К.В., Ренард М. Изотопные и палеоэкологические свидетельства высоких палеотемператур в кимеридже Приполярного Урала // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 1. С. 3–20.
- Зубков М.Ю., Доронина Н.А. Геохимия пород баженовской свиты // Доманикиты Сибири и их роль в нефтегазоносности. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1982. С. 68–76.
- Калмыков Г.А. Строение баженовского нефтегазоносного комплекса как основа прогноза дифференцированной нефтепродуктивности. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Москва, 2016. 50 с.
- Конторович А.Э., Конторович В.А., Рыжкова С.В., Шурыгин Б.Н., Вакуленко Л.Г., Гайдебурова Е.А., Данилова В.П., Казаненков В.А., Ким Н.С., Костырева Е.А., Москвин В.И., Ян П.А. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 972–1012.
- Конторович В.А., Беляев С.Ю., Конторович А.Э., Красавчиков В.О., Конторович А.А., Супруненко О.И. Тектоническое строение и история развития Западно-Сибирской геосинеклизы в мезозое и кайнозое // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 11–12. С. 1832–1845.
- Конторович А.Э., Ершов С.В., Казаненков В.А., Карогодин Ю.Н., Конторович В.А., Лебедева Н.К., Никитенко Б.Л., Попова Н.И., Шурыгин Б.Н. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в меловом периоде // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 5–6. С. 745–776.
- Конторович А.Э., Ян П.А., Замирайлова А.Г., Костырева Е.А., Эдер В.Г. Классификация пород баженовской свиты // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 11. С. 2034–2043.
- Маринов В.А., Меледина С.В., Дзюба О.С., Урман О.С., Язикова О.В., Лучинина В.А., Замирайлова А.Г., Фомин А.Н. Биофациальный анализ верхнеюрских и нижнемеловых отложений центральных районов Западной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 4. С. 81–96.
- Маринов В.А., Меледина С.В., Дзюба О.С., Урман О.С. Биостратиграфия верхней юры и нижнего мела центральной части Западной Сибири // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 12. Геология и геофизика. Прил. 2009. Т. 50. С. 119–142.
- Немова В.Д. Условия формирования коллекторов в отложениях баженовского горизонта в районе сочленения Красноленинского свода и Фроловской мегавпадины // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012. Т. 7. № 2. С. 1–14.
- Панченко И.В., Балушкина Н.С., Барaboшкин Е.Ю., Вишневецкая В.С., Калмыков Г.А., Шурекова О.В. Комплексы палеобиоты в абалакско-баженовских отложе-

- ниях центральной части Западной Сибири // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2015. № 2. С. 1–29.
- Панченко И.В., Немова В.Д., Смирнова М.Е., Ильина М.В., Барабошкин Е.Ю., Ильин В.С.* Стратификация и детальная корреляция баженовского горизонта в центральной части Западной Сибири по данным литолого-палеонтологического изучения керн и ГИС // Геология нефти и газа. 2016. № 6. С. 22–34.
- Панченко И.В., Соболев И.Д., Рогов М.А., Латышев А.В.* Вулканические туфы и туффиты в пограничных отложениях юры и мела (волжский–рязанский ярусы) Западной Сибири // Литология и полезн. ископаемые. 2021. № 2. С. 144–183.
- Полякова И.Д., Кроль Л.А., Перозио Г.Н., Предтеченская Е.А.* Литолого-геохимическая классификация разрезов и седиментационная модель баженовской свиты // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 3. С. 240–251.
- Предтеченская Е.А., Кроль Л.А., Гурари Ф.Г., Сапьяник В.В., Перозио Г.Н., Малюшко Л.Д.* О генезисе карбонатов в составе баженовской свиты центральных и юго-восточных районов Западно-Сибирской плиты // Литосфера. 2006. № 4. С. 131–148.
- Региональные стратиграфические схемы триасовых, юрских и меловых отложений Западной Сибири, рассмотренные VI МРСС по мезозойским отложениям Западной Сибири 14–16 октября 2003 г. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2005. 168 с.
- Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (г. Новосибирск, 2003 г.). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. 114 с., прил. 3 на 31 листе.
- Решения V Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины (Тюмень, 1990 г.). Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1991. 54 с.
- Рогов М.А.* Аммониты и инфразональная стратиграфия кимериджского и волжского ярусов Панбореальной надобласти. М.: ГИН РАН, 2021. 732 с.
- 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.
- Рыжкова С.В., Буриштейн Л.М., Еришов С.В., Казаненков В.А., Конторович А.Э., Конторович В.А., Нехаев А.Ю., Никитенко Б.Л., Фомин М.А., Шурыгин Б.Н., Бейзель А.Л., Борисов Е.В., Золотова О.В., Калинина Л.М., Пономарева Е.В.* Баженовский горизонт Западной Сибири: строение, корреляция и толщины // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 7. С. 1053–1074.
- Рыжкова С.В., Замирайлова А.Г., Эдер В.Г., Костырева Е.А., Сотнич И.С.* Комплексная характеристика приграничных толщ баженовского и куломзинского горизонтов в центральном и юго-восточном районах Западной Сибири // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Материалы VIII Всероссийского совещания с международным участием. Онлайн-конференция (7–10 сентября 2020 г., г. Сыктывкар). Отв. ред. Захаров В.А. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. С. 204–207.
- Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. 96 с.
- Страхов Н.М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
- Филина С.И., Корж М.В., Зонн М.С.* Палеогеография и нефтеносность баженовской свиты Западной Сибири. М.: Наука, 1984. 36 с.
- Хабаров В.В., Барташевич О.В., Нелпченко О.М.* Геолого-геофизическая характеристика и нефтеносность битуминозных пород баженовской свиты Западной Сибири. М.: ВИЭМС, 1981. 41 с.
- Хоша В., Прунер П., Захаров В.А., Костак М., Шадима М., Рогов М., Шлехта С., Мазух М.* Борейально-тетическая корреляция пограничного юрско-мелового интервала по магнито- и биостратиграфическим данным // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 3. С. 63–76.
- Шурыгин Б.Н., Дзюба О.С.* Граница юры и мела на севере Сибири и борейально-тетическая корреляция приграничных толщ // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 4. С. 830–844.
- Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятов В.П., Ильина В.И., Меледина С.В., Гайдебурова Е.А., Дзюба О.С., Казаков А.М., Могучева Н.К.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “Гео”, 2000. 480 с.
- Эдер В.Г.* Пиритизация пород зон перехода черносланцевой толщи к вмещающим отложениям на примере баженовской свиты Западной Сибири // Литология и полезн. ископаемые. 2020. № 3. С. 257–271.
- Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Занин Ю.Н., Ян П.А., Хабаров Е.М.* Особенности формирования баженовской свиты на границе юры и мела в центральной части Западной Сибири // Литосфера. 2015. № 4. С. 17–32.
- Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Жигульский И.А.* Литология баженовской свиты в районах Хантейской гемиянтеклизы и Межовского мегамыса Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Геология нефти и газа. 2016. № 6. С. 87–96.
- Эдер В.Г., Костырева Е.А., Юрченко А.Ю., Балущкина Н.С., Сотнич И.С., Козлова Е.В., Замирайлова А.Г., Савченко Н.И.* Новые данные о литологии, органической геохимии и условиях формирования баженовской свиты Западной Сибири // Георесурсы. 2019. Т. 21. № 2. С. 129–142.
- Эдер В.Г., Рыжкова С.В., Костырева Е.А., Павлова М.А., Сотнич И.С., Замирайлова А.Г., Пономарева Е.В.* Литолого-геохимические и геофизические особенности приграничных толщ баженовского и куломзинского горизонтов (основание нижнего мела) центральных районов Западной Сибири // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 7. С. 943–961.
- Эдер В.Г., Балущкина Н.С., Замирайлова А.Г., Фомин А.Н.* Литолого-геохимические свидетельства катагенетических преобразований черных сланцев на примере баженовской свиты Западной Сибири // Вестн. МГУ. 2021. № 1. С. 58–71.
- Ясович Г.С., Поплавская М.Д.* К стратиграфии битуминозных отложений верхней юры и неокома Западно-

- Сибирской равнины // Материалы по геологии нефтегазоносных районов Западной Сибири. Тюмень: ЗапсибНИГНИ, 1975. С. 28–57.
- Abbinck O., Targarona J., Brinkhuis H., Visscher H. Late Jurassic to earliest Cretaceous palaeoclimatic evolution of the Northern Sea // *Glob. Planet. Change*. 2001. V. 30. P. 231–256.
- Afanasieva M.S., Amon E.O. Biotic Crises and Stages of Radiolarian Evolution in the Phanerozoic // *Paleontol. J.* 2006. Suppl. 4. V. 40. P. 453–467.
- Bergelin I., Obst K., Soderlund U., Larsson K., Johansson L. Mesozoic rift magmatism in the North Sea region: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Scanian basalts and geochemical constraints // *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*. 2011. V. 100. P. 787–804.
- Dera G., Brigaud B., Monna F., Laffont R., Pucéat E., Deconinck J.F., Pellenard P., Joachimski M.M., Durllet C. Climatic ups and downs in a disturbed Jurassic world // *Geology*. 2011. V. 39. № 3. P. 215–218.
- Dzyuba O.S., Izokh O.P., Shurygin B.N. Carbon isotope excursions in Boreal Jurassic–Cretaceous boundary sections and their correlation potential // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2013. V. 381–382. P. 33–46.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. (Eds.). *Geologic Time Scale 2020*. V. 2. Elsevier, 2020. P. 563–1280.
- Haq B.U. Cretaceous eustasy revisited // *Glob. Planet. Change*. 2014. V. 113. P. 44–58.
- Haq B.U. Jurassic sea-level variations: a reappraisal // *GSA Today*. 2018. V. 28. № 1. P. 4–10.
- Igolnikov A.E., Rogov M.A., Alifirov A.S. Ryazanian (Boreal Berriasian) ammonite succession of the Nordvik section (Russian Arctic): revision and new data // *Cretaceous ecosystems and their responses to paleoenvironmental changes in Asia and the Western Pacific*. Novosibirsk: IPGG SB RAS, 2016. P. 89–92.
- Ilyina V.I., Nikitenko B.L., Glinskikh L.A. Foraminifera and dinoflagellate cyst zonation and stratigraphy of the Callovian to Volgian reference section in the Tyumenskaya super-deep well (West Siberia, Russia). *Micropalaeontol. Soc. Spec. Publ.*, 2005. P. 109–144.
- Muttoni G., Erba E., Kent D.V., Bachtadse V. Mesozoic Alpine facies deposition as a result of past latitudinal plate motion // *Nature*. 2005. V. 434. P. 59–63.
- Price G.D., Mutterlose J. Isotopic signals from late Jurassic–early Cretaceous (Volgian–Valanginian) sub-Arctic belemnites, Yatria River, Western Siberia // *J. Geol. Soc.* 2004. V. 161. № 6. P. 959–968.
- Raiswell R., Buckley F., Berner R.A., Anderson T.F. Degree of pyritization of iron as a paleoenvironmental indicator of bottomwater oxygenation // *J. Sediment. Petrol.* 1988. V. 58. № 5. P. 812–819.
- Tennant J.P., Mannion P.D., Upchurch P., Sutton M.D., Price G.D. Biotic and environmental dynamics through the Late Jurassic–Early Cretaceous transition: evidence for protracted faunal and ecological turnover // *Biol. Rev.* 2017. V. 92. P. 776–814.
- Weissert H., Channell J.E.T. Tethyan carbonate carbon isotope stratigraphy across the Jurassic–Cretaceous boundary: an indicator of decelerated global carbon cycling? // *Paleoceanography*. 1989. V. 4. № 4. P. 483–494.
- Weissert H., Erba E. Volcanism, CO₂, and paleoclimate: a Late Jurassic–Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record // *J. Geol. Soc.* 2004. V. 161. № 4. P. 695–702.
- Wignall P.B., Myers K.J. Interpreting the benthic oxygen levels in mudrocks: a new approach // *Geology*. 1988. V. 16. P. 452–455.
- Zakharov V.A., Rogov M.A., Dzyuba O.S., Žák K., Košťák M., Pruner P., Skupien P., Chadima M., Mazuch M., Nikitenko B.L. Palaeoenvironments and palaeoceanography changes across the Jurassic/Cretaceous boundary in the Arctic realm: case study of the Nordvik section (north Siberia, Russia) // *Polar Res.* 2014. V. 33. 19714. <https://doi.org/10.3402/polar.v33.19714>
- Zanin Yu.N., Zamirailova A.G., Eder V.G. Some Calcareous Nannofossils from the Upper Jurassic–Lower Cretaceous Bazhenov Formation of the West Siberian Marine Basin, Russia // *Open Geol. J.* 2012. № 6. P. 25–31.

Рецензенты М.А. Рогов,
Е.В. Щенетова, В.С. Вишневецкая

Lithostratigraphy and Depositional Environments of the Bazhenovo Formation (Western Siberia) in the Central, Southeastern and Northern Regions of Its Distribution

V. G. Eder^{a, b, #}, S. V. Ryzhkova^{a, ##}, O. S. Dzyuba^a, and A. G. Zamirailova^a

^a Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics,
Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

^b Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

[#]e-mail: edervika@gmail.com

^{##}e-mail: rzhkovasv@ipgg.sbras.ru

On the basis of a comprehensive lithological and geochemical study, taking into account geophysical and paleontological data, a comparative analysis of the Jurassic–Cretaceous black shale (Bazhenovo Formation) sections of the West Siberian sedimentary basin are carried out for the conventionally identified Central, Southeastern and Northern regions. These studies are conducted using a unified classification scheme of rocks and unified principles for establishing members within the formation. Sedimentation models are developed, which reflect the spatio-temporal patterns of the deposition of the Bazhenovo Formation, depending

on the paleorelief, proximity to sediment sources, climatic fluctuations, and changes in sea level. It is established that the deposition of biogenic siliceous (radiolarian-rich) sediments predominated in the Central region during most of the Volgian (locally, up to the earliest Ryazanian). From the latest Volgian to the earliest Valanginian, calcareous-siliceous (coccolith-rich) sediments were predominately deposited here that contributed to the accumulation of a significant amount of organic matter. Within the Khantei hemianteclise and the southeastern part of the South Nadym megamonocline of the Central region, the accumulation of calcareous-siliceous sediments was completed by the mid-Ryazanian. In the Southeastern region, the deposition of organic-enriched sediments stopped at the stage of accumulation of biogenic siliceous silts, and since the mid-Ryazanian the deposition of organic-depleted clays of the Megion and Kulomzino formations took place here. In the Northern region, there was mainly the accumulation of siliceous-clayey sediments, relatively weakly enriched in organic matter, with a predominance of the terrigenous component over the biogenic component due to the increased input of clay material into this zone of paleobasin. The formation of the Bazhenovo deposits here, probably, was completed in the first half of the Ryazanian.

Keywords: Bazhenovo Formation, lithology, well-logging data, paleontological data, sedimentary environments, Upper Jurassic, Lower Cretaceous, Western Siberia