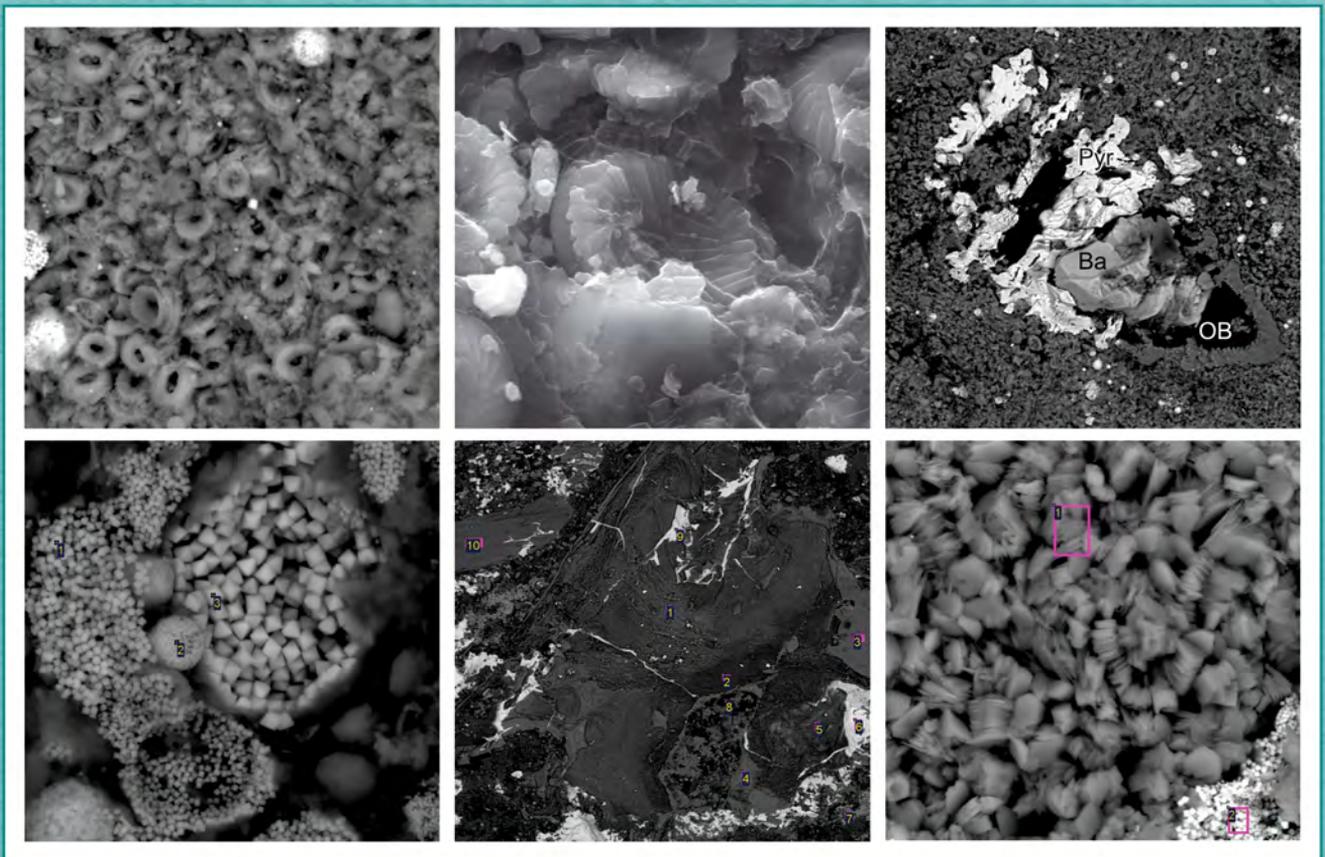


В.Г. ЭДЕР, А.Г. ЗАМИРАЙЛОВА

# ЛИТОЛОГИЯ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ им. А.А. ТРОФИМУКА

**В.Г. Эдер, А.Г. Замирайлова**

**ЛИТОЛОГИЯ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ  
ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

Ответственный редактор академик РАН *А.Э. Конторович*

НОВОСИБИРСК  
2023

УДК [552.143+552.144]551.76  
ББК 26.314  
319

**Эдер, В.Г. Литология баженовской свиты Западной Сибири** / В.Г. Эдер, А.Г. Замирайлова ; отв. ред. А.Э. Конторович ; Рос. акад. наук, Сиб. отд-ние, Ин-т нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука. – Новосибирск : СО РАН, 2023. – 243 с.  
ISBN 978-5-6048596-3-6

В монографии рассмотрены ключевые аспекты литологии и геохимии верхнеюрско-нижнемеловой баженовской свиты Западной Сибири, а также подробно изложен комплексный методический подход, применяемый в исследовании. Приведены данные об основных минеральных компонентах, микроэлементном составе, типах пород и разрезов, закономерностях их распространения. Большое внимание уделено особенностям седиментации этой высокоуглеродистой толщи, включая описание пространственно-временной модели осадконакопления, окислительно-восстановительного режима придонных вод и состава источников сноса. Обсуждаются вопросы постседиментационных преобразований пород баженовской свиты, в том числе механизмы аутигенного минералообразования (карбонатов и пирита).

Книга рассчитана на специалистов в области литологии, геохимии, стратиграфии и нефтегазовой геологии, изучающих баженовскую свиту и другие черносланцевые формации. Будет полезна геофизикам при интерпретации данных ГИС и поиске связей керн–ГИС, а также специалистам-разработчикам методов освоения этого нетрадиционного коллектора углеводородов. Является пособием по методам изучения вещественного состава и закономерностей образования высокоуглеродистых отложений.

УДК [552.143+552.144]551.76  
ББК 26.314

Рецензенты:

кандидат геолого-минералогических наук *Л.Г. Вакуленко*,  
доктор геолого-минералогических наук *Н.К. Фортунатова*,  
доктор геолого-минералогических наук *О.С. Чернова*

*Утверждено к печати Ученым советом  
Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН*

ISBN 978-5-6048596-3-6  
DOI 10.53954/9785604859636

© Сибирское отделение РАН, 2023  
© Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., 2023

*Посвящается нашим учителям  
профессору Ю.Н. Занину и академику А.Э. Конторовичу*

## *Предисловие*

---

Если нам удастся найти экономически выгодные  
методы освоения баженовской свиты,  
мы накормим не только Землю, но и космос!

*Академик А.Э. Конторович*

Высокоуглеродистые тонкозернистые породы преимущественно биогенного морского происхождения, так называемые черные сланцы («black shales» [Arthur, Sageman, 1994; Wignall, 1994]), распространены во многих регионах мира и образовывались на протяжении всей геологической истории, начиная с докембрия. По мнению большинства исследователей, они являются основными нефтематеринскими толщами и во многих случаях коллекторами углеводородов (УВ). По сравнению с вмещающими отложениями черные сланцы характеризуются повышенными содержаниями органического вещества (5–30 %), пирита, в некоторых случаях золота и меди, фосфоритов, а также многих микроэлементов, включая редкоземельные (РЗЭ). Известно, что осадконакопление этих отложений происходило при особых условиях седиментации (повышенный снос питательных веществ с континента, спокойный тектонический режим, существенно пониженный снос терригенного материала, стратификация водной толщи, застойный режим придонных вод, апвеллинг, теплый климат и др.), которые имели место в основном в периоды непосредственно после максимума трансгрессий, способствующих высокой биопродуктивности и сохранению органического вещества. До сих пор некоторые аспекты механизмов образования этих специфических по составу и условиям образования формаций являются предметом научных дискуссий.

В средней юре вследствие ускорения распада Пангеи и активизации процессов рифтогенеза, на фоне постепенного подъема уровня океанских вод в Северном полушарии, многие аллювиально-болотистые равнины превратились в эпиконтинентальные моря (Североморский, Норвежско-Гренландский, Волго-Уральский и Западно-Сибирский бассейны) [Конюхов, 2012]. Именно на этих территориях несколько позднее, в волжский и рязанский века, создались условия, благоприятные для накопления богатых органическим веществом осадков. По оценкам ряда специалистов, с верхнеюрскими черносланцевыми толщами связано порядка 25 % мировых запасов УВ [Klemme, Ulmishak, 1991; Berner, 2003].

В позднеюрско-раннемеловое время в Западной Сибири, в одном из крупнейших черносланцевых бассейнов мира (около 1 млн км<sup>2</sup>), происходило осадконакопление биогенных кремниевых и карбонатно-кремнистых илов баженовской свиты (10–70 м). Согласно А.Э. Конторовичу и соавторам [2014a], эта уникальная толща содержит колоссальные запасы углеводородов – порядка 20 млрд т. Она была выделена в 1959 г. Ф.Г. Гурари, который позднее (в 1961 г.) сделал предположение о ее нефтеносности. В 1967 г. на территории деятельности Правдинской нефтегазразведочной экспедиции под руководством Ф.К. Салманова был получен первый промышленный приток нефти из баженовской свиты. Несколько позже притоки нефти от малодобитных до высокодобитных получены в десятках разведочных скважин при испытании интервала этого объекта на Салымском и Правдинском месторождениях.

В связи с упомянутыми выше открытиями в период 1959–1980 гг. значительно возрос интерес геологов к баженовской свите (Т.Ф. Антонова, Ю.В. Брэдучан, Е.А. Гайдебурова, Ф.Г. Гурари, Т.И. Гурова, Н.П. Запивалов, В.А. Захаров, О.Г. Зарипов, В.П. Казаринов, Ю.Н. Карогадин, Т.Т. Клубова, А.Э. Конторович, Р.А. Конышева, Б.А. Лебедев, В.И. Москвин, И.И. Нестеров, Г.М. Парпарова, Г.Н. Перозио, И.И. Плуман, И.Д. Полякова, М.Д. Поплавская, Г.Э. Прозорович, В.Н. Сакс, Ф.К. Салманов, С.Г. Саркисян, Р.С. Сахибгареев, Г.П. Сверчков, В.А. Успенский, А.А. Трофимук, А.С. Фомичев, Э.М. Халимов, Г.С. Ясович и др.). С 1980 по 2005 г. на фоне общего экономического спада в стране объем работ по изучению позднеюрских отложений Западной Сибири заметно сократился. В это время литологические и геохимические особенности баженовских отложений изучали В.М. Гавшин, В.П. Данилова, Т.В. Дорофеева, Ю.Н. Занин, М.С. Зонн, М.Ю. Зубков, Т.Т. Клубова, А.Э. Конторович, М.В. Корж, Т.А. Коровина, А.В. Осыко, Г.Н. Перозио, И.Д. Полякова, С.В. Сараев, И.Н. Ушатинский, С.И. Филина и др. С 2005 г. по настоящее время, в связи с постепенным исчерпанием запасов в традиционных коллекторах и с учетом успешного опыта добычи «сланцевой» нефти в США, появилась необходимость более всестороннего и детального литолого-геохимического исследования баженовской свиты, в котором принимают участие специалисты различных организаций и научных школ – М.В. Дахнова, М.Ю. Зубков, Ю.Н. Занин, А.Г. Замирайлова, А.Э. Конторович, Е.А. Костырева, Т.А. Коровина, А.Г. Мухер, Е.А. Предтеченская, М.Б. Скворцов, Н.С. Балущкина, О.А. Важнина, Г.А. Калмыков, Н.И. Коробова, В.Д. Немова, Е.Е. Оксенойд, И.В. Панченко, С.В. Рыжкова, В.С. Славкин, М.В. Шалдыбин, Е.В. Щепетова, А.Ю. Юрченко и другие. Авторы настоящей работы с 1997 г. также всесторонне изучают вещественный состав этих отложений.

Как известно, латеральная изменчивость литологического состава баженовской свиты отмечается даже в соседних скважинах, поэтому для прогнозирования особенностей ее строения на значительной площади необходима систематизация вещественных характеристик, полученных в различных по строению разрезах. Несмотря на значительное количество публикаций, касающихся вещественного состава баженовской свиты, строения и условий формирования, до сих пор отсутствуют региональные работы по типизации разрезов и сравнительному анализу пород этой толщи, их определению в рамках единой классификационной схемы. Ученые, изучавшие литологию свиты преимущественно в отдельных районах территории ее распространения, использовали разные методики определения минерального состава пород и классификационные схемы, в связи с чем сопоставление полученных ранее и новых данных весьма затруднительно.

Оптимальный метод добычи УВ из баженовской свиты до сих пор не найден, и многие научные коллективы продолжают экспериментальные и теоретические исследования, направленные на решение этого вопроса [Литвин и др., 2018; Якуш и др., 2019; Маркин и др., 2020; Нуриев, 2022; и др.]. Для дальнейшего корректного планирования методов разработки свиты и повышения ее эффективности актуальным является анализ латеральных изменений в строении разреза и ее вещественном составе. Развитие представлений об условиях седиментации и закономерностях вторичных преобразований пород баженовской свиты является основой для решения фундаментальной проблемы – реконструкции условий образования черносланцевых отложений, а также для уточнения и прогноза закономерностей распространения коллекторов.

В настоящей работе основное внимание уделено закономерностям изменения литологических и геохимических характеристик баженовской свиты в разрезах и на площади ее распространения в Западной Сибири, уточнению условий седиментации и характера постседиментационных преобразований ее пород. Использованный для исследования каменный материал представляет собой полную коллекцию керн баженовской свиты, собранную в результате планомерных и целенаправленных литологических работ, проводимых в течение многих десятилетий в ИНГГ СО РАН.

Авторы глубоко признательны своим учителям – профессору Ю.Н. Занину, академику А.Э. Конторовичу – за полезные замечания и рекомендации. Выражаем отдельную признательность Л.Г. Вакуленко, Е.В. Щепетовой, О.С. Черновой, Н.К. Фортунатовой – за ценные советы по структуре и содержанию работы. Во время проведения исследований вопросы литологии и условий формирования баженовской свиты также активно обсуждались с Н.С. Балущкиной, О.В. Бурлевой, Ф.Г. Гурари, Ю.О. Гавриловым, О.С. Дзюбой, Г.А. Калмыковым, Е.А. Костыревой, М.А. Павловой, И.В. Панченко, С.В. Рыжковой, И.С. Сотнич, П.А. Яном, А.Ю. Юрченко, за это авторы им искренне благодарны.

## КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

По схеме структурно-фациального районирования келловя и верхней юры Западной Сибири территория исследования находится в Пурпейско-Васюганском и Фроловско-Тамбейском структурно-фациальных районах (рис. 1.1.1), относящихся к области морского седиментогенеза, а также к Сильгинскому району переходного седиментогенеза [Решение..., 2004]. В работе изучены отложения баженовского горизонта, которые на территории исследования представлены одноименной свитой (рис. 1.1.2, 1.1.3) [Решение..., 2004; Конторович и др., 2017].

Баженовская свита (БС) впервые выделена Ф.Г. Гурари в 1959 г. Свита получила название по с. Баженово на Саргатской площади, лежащей на левом берегу Иртыша к северо-западу от Омска. В качестве стратотипа принята толща, выделенная (первоначально как баженовская пачка) по Большереченской скв. 1-Р (интервал 2533–2506 м) [Гурари, 1959]. В качестве гипостратотипа часто рассматривается скв. Салымская-170 (интервал 2844–2881 м) [Брадучан и др., 1986]. Свита хорошо выдержана по латерали и прослежена в южных, центральных и северных, вплоть до Уренгоя, районах Западной Сибири на площади около 1 млн км<sup>2</sup> [Решение..., 2004]. Во многих публикациях она называется региональным репером в мезозойской толще Западной Сибири.

Согласно «Решению...» [2004], БС представлена аргиллитами битуминозными черными с коричневатым оттенком, с прослоями листоватых разностей радиоляритов, глинистых известняков, иногда в основании с глауконитом. Детальные литолого-геохимические исследования [Нестеров, Ушатинский, 1986; Занин и др., 2005; Эдер и др., 2015б; Конторович и др., 2016; Калмыков, Балушкина, 2017; и др.] показали, что аргиллиты не характерны для этой свиты, а лишь для ее возрастных аналогов, замещающих ее по направлению к периферии палеобассейна. Наиболее распространенными породами БС являются силициты и микститы (смешанные породы) – тонкокристаллические породы темно-бурого цвета, в которых содержание ни одного порообразующего компонента (кремнезема, глинистого материала, керогена, карбонатов) не превышает 50 % [Конторович и др., 2016]. Это породы преимущественно биогенного генезиса. Характерным для свиты является практически полное отсутствие следов жизнедеятельности донных организмов. В аномальных разрезах она содержит прослойки песчаников, алевролитов, низкоуглеродистых аргиллитов [Ясович, 1981; Нежданов, 1985; Зарипов, Сонич, 2001; Панченко и др., 2020; Бородкин и др., 2021; и др.], в рамках настоящей работы аномальные разрезы не рассматриваются. Мощность свиты в районе исследования меняется от 7 до 90 м [Решение..., 2004]. В качестве нефтеносного горизонта БС рассматривается как пласт Ю<sub>0</sub>.

Баженовская свита отличается от подстилающих и перекрывающих отложений повышенным содержанием кремнезема, пирита, ОВ (5–25 %), пониженным – глинистого материала (менее 20–30 %). Породы характеризуются повышенной радиоактивностью, высокими сопротивлениями, аномально высокими содержаниями органофильных элементов: урана, молибдена, цинка, кобальта, никеля, меди, сурьмы, марганца, бора, фосфора, ванадия, сульфидного железа и др. [Плуман, 1971; Конторович и др., 1975; Гавшин, Бобров, 1982; Условия формирования..., 1988; Занин и др., 2016а,б, 2017]. Среди морских пелагических организмов преобладают фитопланктон (диноцисты празиофиты, кокколиты), зоопланктон (радиолярии), нектон (головонogie моллюски – аммониты, теутиды – палеокальмары, белемниты и рыбы) [Козлова, 1983; Палеогеография..., 1983; Шурыгин и др., 2000, 2015; Захаров, 2006; Маринов и др., 2009; Важенина, 2010а,б; Амон, 2011; и др.]. Породы БС практически полностью лишены следов инфауны, за исключением единичных находок мелких следов нематод или *Chondrites* [Захаров и др., 1998; Эдер и др., 2003]. Согласно данным Г.М. Парпаровой [1966], А.Э. Конторовича, Г.М. Парпаровой, П.А. Трушкова [1967а], в составе рассеянного органического вещества верхнеюрского бассейна преобладает сапроколловидная масса преимущественно планктонного генезиса, часто встречаются обрывки водорослей. А.Э. Конторовичем с соавторами [2018а,б] определено, что источником аквагенного органического вещества баженовской свиты были преимущественно липиды архей, бактерий и простейших эукариот.

Подстиляется БС в Пурпейско-Васюганском и Сильгинском районах георгиевской свитой, во Фроловско-Тамбейском районе (см. рис. 1.1.1, 1.1.2) – верхней подсвитой абалакской свиты [Решение..., 2004], представленными главным образом аргиллитами и алевроглинистыми породами.

Перекрывается БС отложениями куломзинско-аганского или куломзинско-усть-балыкского горизонтов нижнего мела (см. рис. 1.1.2), представленными аргиллитами алевролитистыми с пластами песчаников и алевролитов [Постановления..., 2006]. Обычно БС непосредственно перекрывают отложения подачимовской толщи, которые представлены переслаиванием низкоуглеродистых и местами углеродистых аргиллитов, по возрасту соответствующие верхней части рязанского регионального яруса [Решение..., 2004]. На большей части территории своего распространения БС соответствует верхней части нижневолжского подъяруса до низов рязанского регионального яруса [Решение..., 2004; Постановления..., 2006; Шурыгин, Дзюба, 2015]. Ф.Г. Гулари с соавторами [1962] отмечали «скользящий» характер границ толщ, подстилающих и перекрывающих БС. В частности, кровля баженовской свиты скользит в пределах верхней части рязанского яруса – самых низов валанжина [Региональные... схемы..., 2005]. Позднее это утверждение было подтверждено результатами комплексных литологических и палеонтологических исследований И.В. Панченко с соавторами [2016] и авторами этой монографии совместно с О.С. Дзюбой и С.В. Рыжковой [Эдер и др., 2022]. В частности, в рамках последней из упомянутых научных работ была составлена принципиальная схема, отражающая особенности литостратиграфии баженовской свиты на территории исследования и корреляции волжских–нижневаланжинских отложений, совмещенная с глобальными эвстатическими событиями и вариациями  $\delta^{18}\text{O}$  в Западно-Сибирском бассейне (ЗСБ) (рис. 1.1.4).

Вопросами тектонического строения и классификации тектонических элементов платформенного чехла Западной Сибири занимались Н.Н. Ростовцев, И.И. Нестеров, Ф.Г. Гулари, К.И. Микуленко, А.Э. Конторович, В.А. Конторович, В.И. Шпильман и другие. В тектоническом плане ЗСБ является плитой (геосинеклизой), которая совместно с Уральским хребтом, Енисейским и Таймырским кряжами, Алтае-Саянской и Казахстанской складчатыми областями (щитами) входит в состав северной части Урало-Монгольской молодой эпигерцинской платформы, сформировавшейся в мезозое на месте Урало-Монгольского рифейско-палеозойского подвижного пояса [Конторович В.А. и др., 2001]. Западно-Сибирская геосинеклиза, являющаяся крупнейшей региональной структурой, условно разделяется на несколько тектонических элементов [Тектоническая схема..., 1968]. Согласно представлениям М.Я. Рудкевича [1969], в пределах ЗСБ (по терминологии автора) выделяются Внешний пояс и Внутренняя область. Изученные разрезы баженовской свиты расположены во Внутренней области, в которой широко распространены замкнутые положительные и отрицательные структуры I–III порядков. Моноклинали здесь имеют подчиненное значение, образуя вместе с седловинами и перемычками промежуточные (сочленяющие) структурные элементы [Конторович и др., 1994].

По данным В.А. Конторовича и соавторов [2001], выделяется два основных периода активизации тектонической активности доюрского основания: ранний мел – туронский и коньяк – кайнозойский. Первый из этих этапов характеризовался формированием изометричных структур, происходило активное погружение северной части геосинеклизы, были сформированы Ямало-Карская региональная депрессия и все осложняющие ее отрицательные надпорядковые структуры: Карская, Антипаютинско-Тадебеяхинская и Большехетская мегасинеклизы. На втором этапе происходило формирование линейных структур, зона активного прогибания, имевшая место в раннемеловое–туронское время, существенно расширилась на юге, в районе Среднепурского жлоба и особенно Южно-Надымской мегамоноклизы [Конторович В.А. и др., 2001]. Согласно В.А. Конторовичу [2002], выделяется два этапа активизации формирования разрывных нарушений в Западной Сибири: берриас – аптский и коньяк – кайнозойский. В раннем мелу, по данным В.А. Конторовича, произошла активизация только наиболее контрастных выступов доюрского основания, на этом этапе были образованы разломы, приуроченные к современным куполовидным поднятиям и валам; в коньяк-кайнозойское время в движение пришли значительные по размеру надрифтовые и межрифтовые блоки доюрского основания, образовались протяженные (до сотен километров) разрывные нарушения северного и северо-восточного простирания.

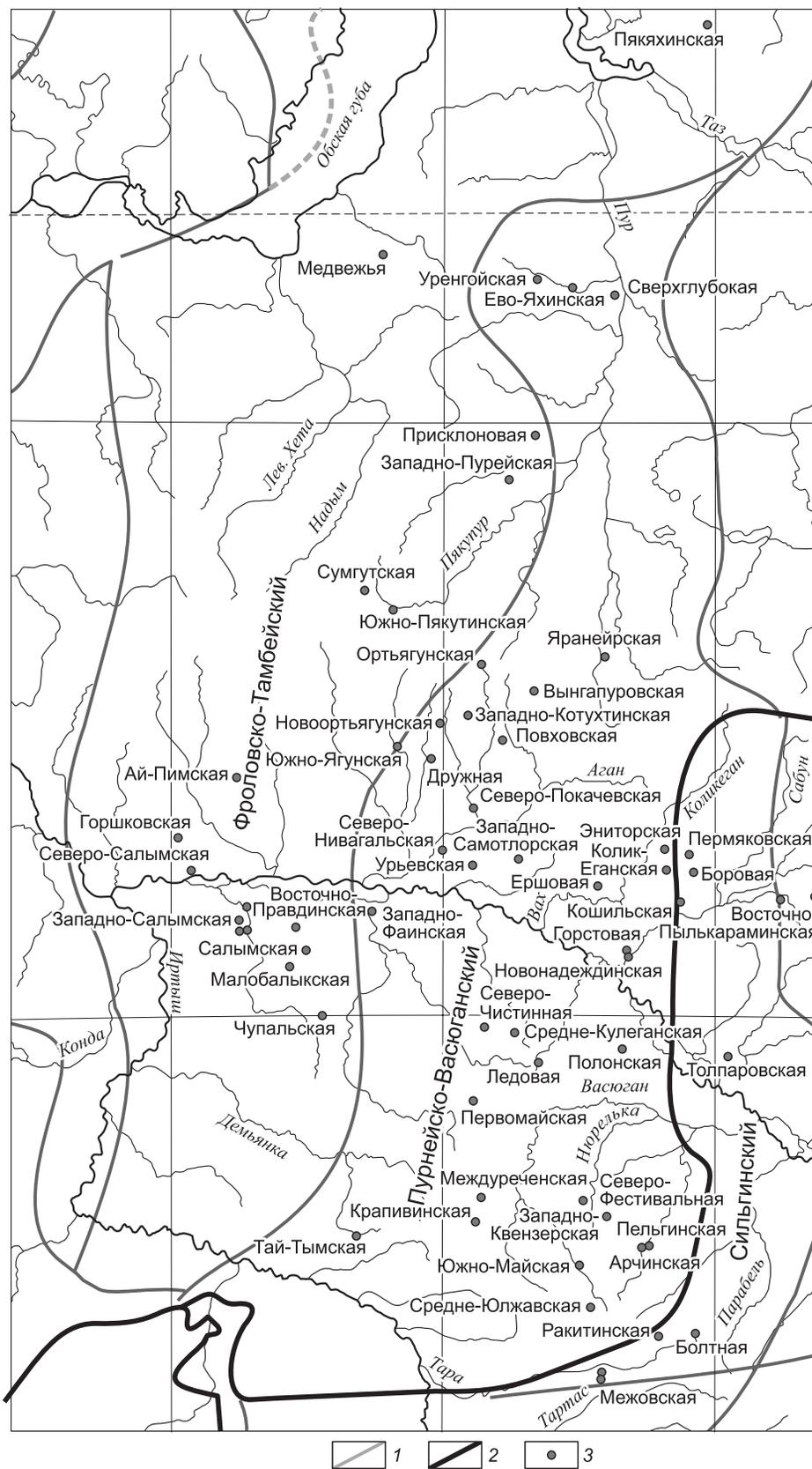


Рис. 1.1.1. Схема фациального районирования келловоя и верхней юры Западно-Сибирской геосинеклизы [Решение..., 2004] и расположения изученных разрезов.

1 – границы фациальных районов; 2 – границы фациальных областей; 3 – изученные разрезы скважин.

Общая шкала					Региярус Подъярус	Бореальный аммонитовый стандарт	Региональные стратиграфические подразделения									
Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Зона			Горизонт	Местная зона, подзона, слои								
							по аммонитам	по белемнитам	по двустворкам							
Меловая	Нижний	Берриасский	В.	Н.	Thurmanniceras otopeta	Куломзинский	lb	Neotollia klimovskiensis	Simobelus chetae	Buchia inflata						
			Subthurmannia boissieri	Рязанский	Tollia tolli	sb	Tollia spp.	Баженовский	Lag. gub. tolii, Actin. por. rectiformis	Simobelus curvulus	Buchia tolmatshovi					
					Bojarkia mesezhnikovi	Bojarkia mesezhnikovi	Buchia jasikovi									
					Surites analogus	Suite analogues	Buchia okensis									
					Hectoroceras kochi	Hectoroceras kochi	Buchia unshensis									
					Chetaites sibiricus	Chetaites sibiricus Praetollia maynci	Buchia unshensis									
			Subthurmannia occitanica	Chetaites chetae	S. maurnijensis	Simobelus compactus	B25									
			Berriasella jacobi	Craspedites taimyrensis	Craspedites taimyrensis	Lag. gub. tolii, Actin. por. rectiformis	Buchia obliqua									
			Юрская	Верхний	Титон	Верхний	Durangites spp.	Волжский	Средний	C. subditus	Craspedites okensis	Lidellus russiensis	Lagonibelus napaensis			
							Micracanthoceras micracanthum			Craspedites okensis	Buchia mosquensis Buchia russiensis					
Средний	Micracanthoceras ponti	Средний				Epilaugeites vogulicus	Нижний	Dorsoplanites maximus	Epilaugeites vogulicus	Simobelus mamillaris	Boreioleuthis explanata	Buchia mosquensis Buchia russiensis				
	Semiformiceras fallauxi					Laugeites groenlandicus		Dorsoplanites ilovaiskii	Dorsoplanites ilovaiskii							
	Semiformiceras semiforme					Crendonites spp.		Pavlovia iatriensis	Pavlovia iatriensis							
Нижний	Neochetoceras darwini	Нижний				Pectinatites pectinatus	Нижний	Pectinatites pectinatus	Subdichotomoceras subcrassum	Simobelus mamillaris	Boreioleuthis explanata	Buchia mosquensis				
	Hybonoticeras hybonotum					Subdichotomoceras subcrassum		Eosphinctoceras magnum					Eosphinctoceras magnum			
Климеридж	Верхний	Верхний				Aulacostephanus autissiodorensis	Георгиевский	Средний	Suboxydiscites taimyrensis	Simobelus lopsiensis	Boreioleuthis explanata	Buchia ex gr. tenuistriata				
						Aulacostephanus eudoxus			Aulacostephanus eudoxus							
						Aulacostephanus mutabilis			Aulacostephanus mutabilis							
			Нижний	Rasenia cymodoce	Нижний	Amoeboceras kitchini			Rasenia borealis				Rasenia evoluta	Amoeboceras kitchini	Lagonibelus ingens	Buchia concentrica
				Pictonia baylei		Pictonia involuta			Pictonia involuta							
						V. dividuum			B21							
						Aulacostephanus autissiodorensis			B22							
						Aulacostephanus eudoxus			B23							
						Aulacostephanus sosvaensis			B24							
						Rasenia evoluta			B25							
						Pictonia involuta			B26							
						Amoeboceras kitchini			B27							
									B28							

Рис. 1.1.2. Фрагмент актуализированного варианта региональной стратиграфической схемы георгиевского, баженовского и куломзинского горизонтов (верхи верхней юры и низы нижнего мела) Западной Сибири,

Корреляция местных стратиграфических подразделений					
Омско-Чулымская фациальная область			Обь-Ленская фациальная область		
Ажарминский район		Сильгинский район	Пурпейско-Васюганский район		Фроловско-Тамбейский район
<p><b>Куломзинская свита (нижняя часть).</b> Глины аргиллитоподобные, темно-серые до черных. С <i>Neotollia</i> cf. <i>mainmetschensis</i>, <i>Temnoptychites</i> cf. <i>insolutus</i>, <i>T.</i> cf. <i>Igowensis</i>; В.: <i>Buchia</i> cf. <i>keyserlingi</i> и др.</p> <p>50-120 м</p>	<p><b>Елогуйская свита (нижняя часть).</b> Песчаники серые, с подчиненными прослоями серых алевролитов и глин.</p> <p>90 м</p>	<p><b>Куломзинская свита (нижняя часть).</b> Глины аргиллитоподобные, темно-серые до черных. С <i>Neotollia</i> cf. <i>mainmetschensis</i>, <i>Temnoptychites</i> cf. <i>insolutus</i>, <i>T.</i> cf. <i>Igowensis</i>; В.: <i>Buchia</i> cf. <i>keyserlingi</i> и др.</p> <p>30-120 м</p>	<p><b>Мегионская свита (нижняя часть).</b> Толща 1. (Подачимовская). Переслаивание нефбитуминозных и слабобитуминозных глин с А.: ?Воярка (? <i>Neotollia</i>, <i>Tollia</i>) sp. ind / <i>Neotollia</i> cf. <i>mainmetschensis</i></p> <p>Толща 2 (ачимовская). Линзовидные песчаники серые, с прослоями глин, <i>Temnoptychites</i> cf. <i>insolutus</i></p> <p>Толща 1. Переслаивание нефбитуминозных и слабобитуминозных глин с А.: <i>Temnoptychites</i></p> <p><b>Сортымская свита (нижняя часть).</b></p> <p>3-10 м</p>	<p>Толща 2 (ачимовская). Алевроиты серые С. А.: <i>Polyptychites</i> sp. F1, KF3</p> <p>Толща 1 (подачимовская). Глины аргиллитоподобные, темно-серые F1, KF3</p> <p>10-20 м</p>	<p>Песчаники 100 м</p> <p><b>Ахская свита (нижняя часть)</b></p>
<p><b>Марьяновская свита</b> Глины аргиллитоподобные, темно-серые до черных, тонкоотмученные, с прослоями (на юго-востоке) песчаников и алевролитов серых, зеленовато-серых. С <i>Hectoroceras</i> cf. <i>kochi</i>, <i>Dorsoplanites</i> sp. ind., <i>Rasenia</i> sp., <i>Aulacostephaninae</i>, <i>Pictonia</i> sp., <i>Buchia</i> cf. <i>mosguensis</i>, <i>Trochammina rosaceaformis</i>, <i>Ammodiscus veteranus</i>, <i>Spiroplectamina vicinialis</i>, <i>Dorothia tortuosa</i>, <i>Pseudolamarckina lopsiensis</i>, <i>P. voliaensis</i>, <i>Trochammina omskensis</i>, <i>Verneuilinoides graciosus</i> и др.</p> <p>Ю<sub>М</sub></p>			<p><b>Баженовская свита</b> Аргиллиты битуминозные, черные, с коричневатым оттенком, с прослоями листоватых разностей, радиоляритов, глинистых известняков, иногда в основании глауконит. С <i>Surites</i> spp., <i>Hectoroceras</i> spp., <i>Dorsoplanites</i> spp., <i>Aulacostephanus</i> s. str., <i>Cylindroteuthis</i> sp., <i>Pachyteuthis</i> sp., <i>Lagonibelus</i> sp., <i>Simobelus</i> sp., <i>Buchia</i> spp., <i>Ammodiscus veteranus</i>, <i>Dorothia tortuosa</i> и др.</p> <p>Сейсмогоризонт Б</p> <p>Ю<sub>0</sub></p> <p>7-90 м</p>		
<p><b>Барабинская пачка</b> 30-120 м</p>			<p><b>Георгиевская свита</b> Глины аргиллитоподобные темно-серые, до черных, тонкоотмученные с неравномерным распределением глауконита, в верхах иногда слабобитуминозные разности. В кровле горизонт конкреций. На участках ряда сводов свита выпадает из разреза. С <i>Amoeboceras</i> spp., <i>Lagonibelus nordvikensis</i>, <i>Boreioteuthis absoluta</i>, <i>Simobelus</i> spp., <i>Buchia</i> spp., <i>Pseudolamarckina lopsiensis</i>, <i>Haplophragmoides canuifoms</i>, <i>Trochammina omskensis</i> и др.</p> <p>До 10 м</p> <p>0-50 м</p> <p><b>Барабинская пачка</b> Песчаники серые и зеленовато-серые, часто глауконитовые. С <i>Amoeboceras</i> spp., <i>Buchia</i> spp.</p> <p>1-80 м</p> <p>Ю<sub>1</sub></p>		
			<p><b>Верхняя подсвита (верхняя часть).</b> Глины аргиллитоподобные темно-серые, тонкоотмученные до алевроитовых, с глауконитом и карбонатными конкрециями. С <i>Amoeboceras</i> spp., <i>Aulacostephanus</i> spp., <i>Buchia</i> spp. и др.</p> <p>4-20 м</p> <p>Г?</p> <p>На севере территории (Медвежья площадь) происходит опесчанивание разреза, появляются прослой темно-серых, серых алевролитов и песчаных алевролитов</p> <p><b>Абалакская свита (верхняя часть)</b></p>		

составленной в ИНГГ СО РАН Б.Н. Шурыгиным, Б.Л. Никитенко, О.С. Дзюбой и др. [Решения..., 2004; Постановления..., 2006; Шурыгин, Дзюба, 2015].

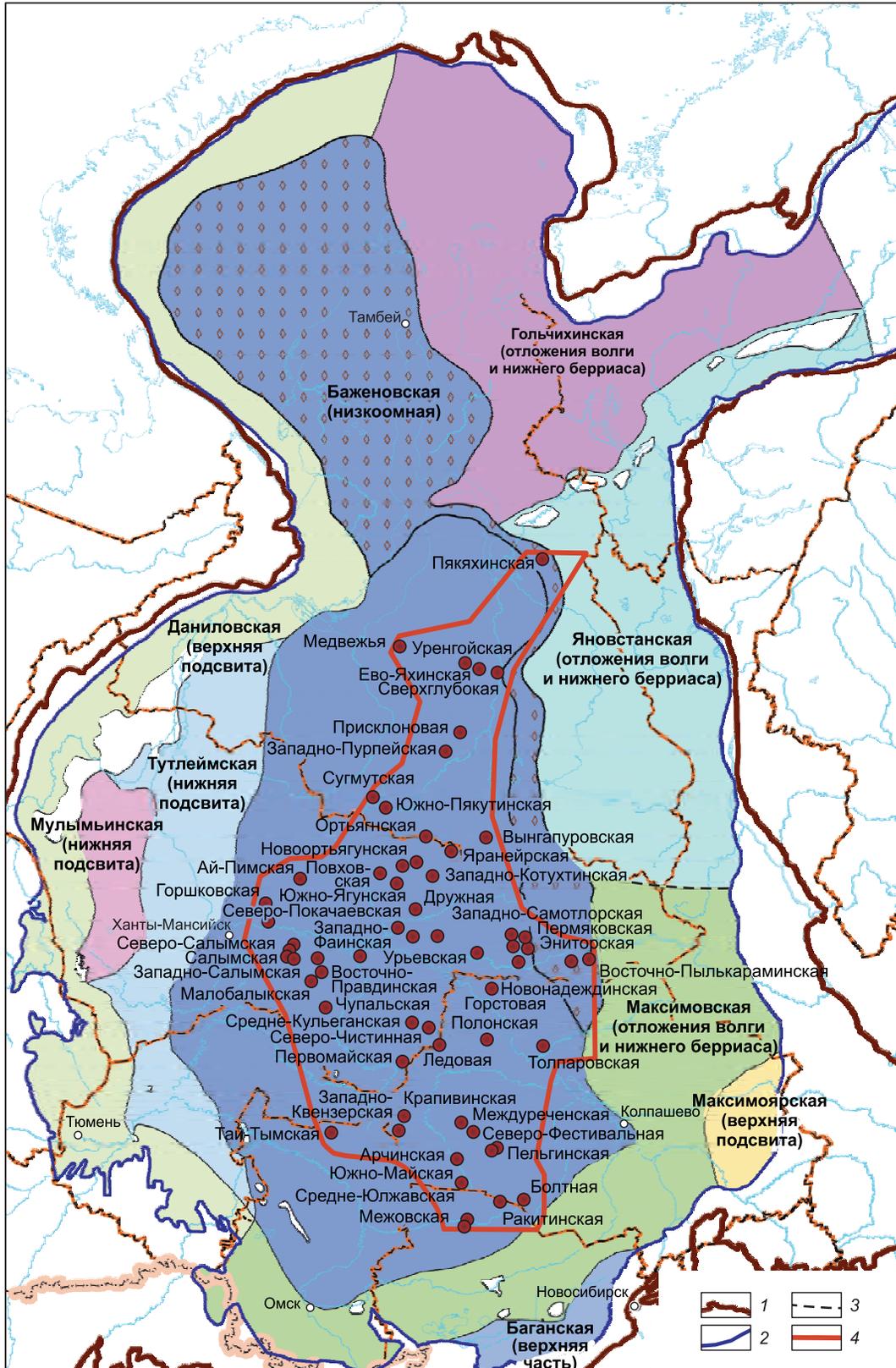


Рис. 1.1.3. Границы района исследования на схеме фациально-стратиграфического районирования баженовского горизонта [Конторович и др., 2017].

1 – граница отложений мезозоя; 2 – граница отложений баженовского горизонта; 3 – граница района исследований; 4 – условные границы между свитами.

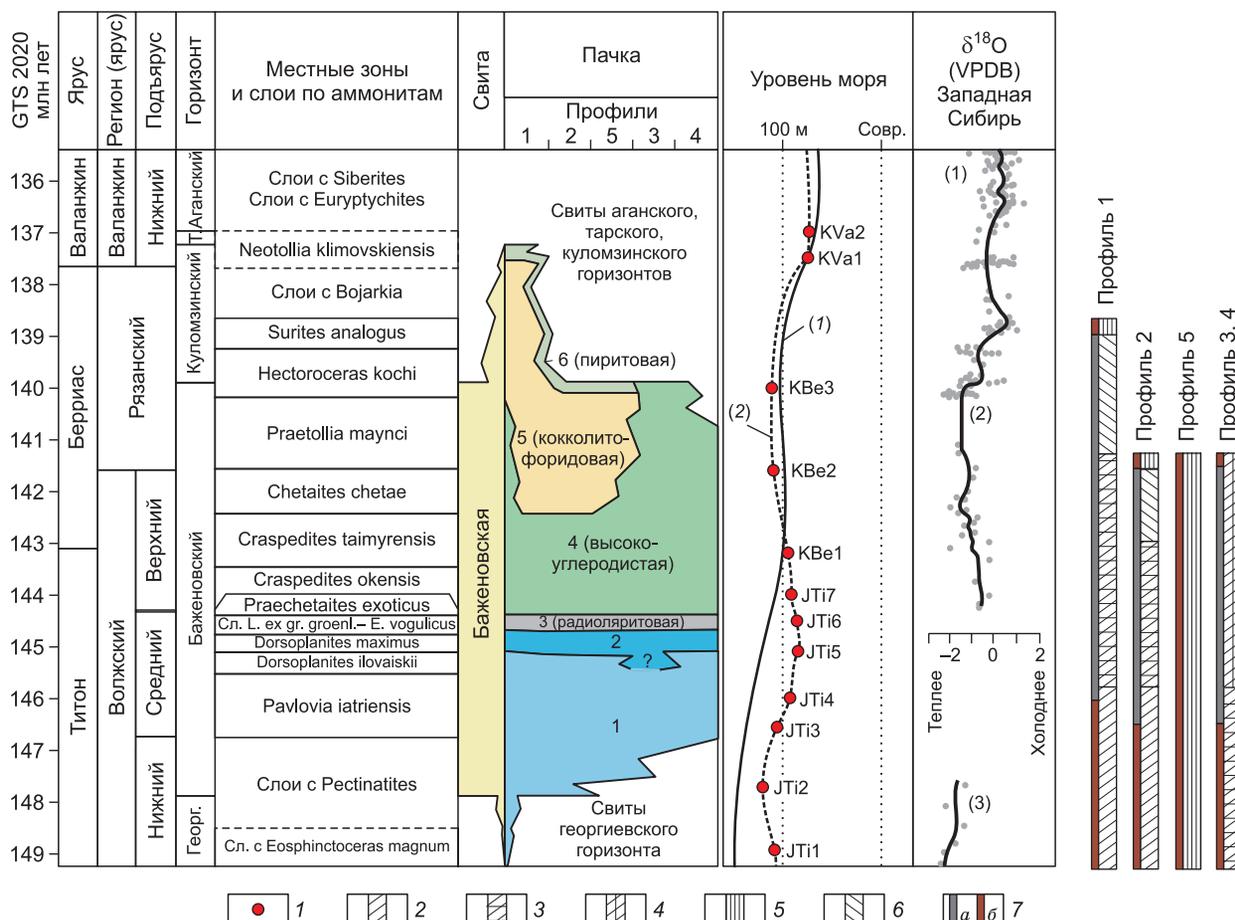
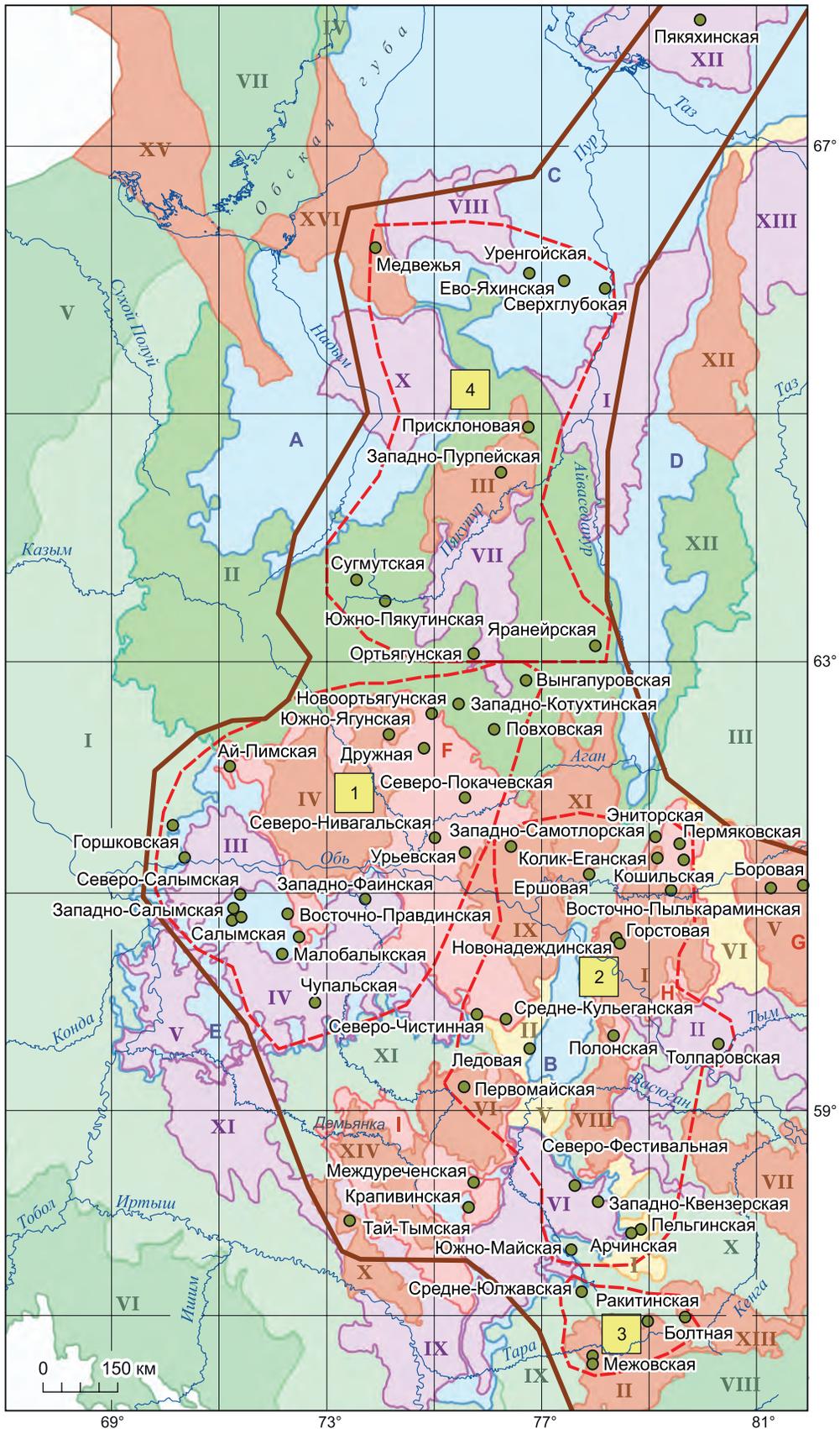
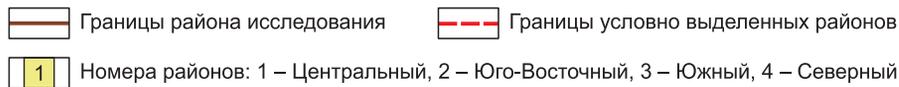


Рис. 1.1.4. Особенности литостратиграфии БС на территории исследований и схема корреляции волжских-нижневаланжинских отложений с глобальными эвстатическими событиями и вариациями  $\delta^{18}\text{O}$  в ЗСБ [Эдер и др., 2022].

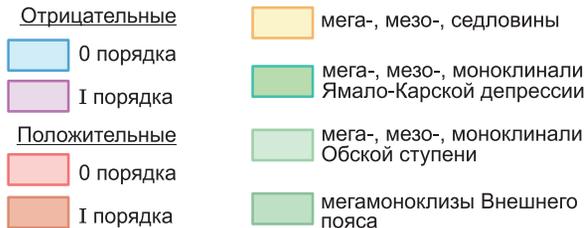
Нумерация и названия пачек БС приведены по [Панченко и др., 2016], возрастные диапазоны показаны с учетом установленного возрастного скольжения границ по площади. Литостратиграфические подразделения соотнесены с GTS 2020 [Gradstein et al., 2020] через биостратиграфическую шкалу по аммонитам [Алифинов, 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 *Nectoceras kochi* принято по [Шурыгин, Дзюба, 2015; Igolnikov et al., 2016]. Кривая (1) изменений относительного уровня моря приведена по [Наф, 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]. 1 – уровни широко фиксируемых кратковременных падений уровня моря (JTi1 ... KVa2) по [Gradstein et al., 2020]; 2–6 – преимущественно биогенных и терригенных пород в БС: 2 – преимущественно биогенные кремниевые («радиоляритовые») породы; 3 – то же, но с несколько повышенным содержанием терригенного глинистого материала; 4 – кремнисто-глинистые породы с преобладанием биогенного компонента; 5 – то же, но с преобладанием терригенного компонента; 6 – преимущественно биогенные карбонатно-кремнистые («кокколитофоридовые») породы; 7 – общее содержание ОВ: а – более 10 %, б – менее 10 %.



Условные обозначения к рис. 1.1.5



**Тектонические структуры**



Отрицательные

0 порядка

- A** Надымская гемисинеклиза
- B** Колтогорско-Нюрольский желоб
- C** Большехетская мегасинеклиза
- D** Среднепурский наклонный мегажелоб
- E** Мансийская синеклиза

I порядка

- I** Среднепурский наклонный мегапрогиб
- II** Усть-Тымская мегавпадина
- III** Тундринская мегавпадина
- IV** Юганская мегавпадина
- V** Нижнедемьянская мегавпадина
- VI** Нюрольская мегавпадина
- VII** Пякупурско-Ампутинский наклонный мегапрогиб
- VIII** Нерутинская мегавпадина
- IX** Муромцевско-Седельниковский наклонный мегапрогиб
- X** Верхнетанловская мегавпадина
- XI** Среднетобольский наклонный мегапрогиб
- XII** Северо-Тазовская мегавпадина
- XIII** Тазовский структурный мегазалив

Мега-, мезо-, седловины

- I** Чузикско-Чижапская мезоседловина
- II** Ледянская мезоседловина
- III** Северо-Часельская седловина
- IV** Шингинская мезоседловина
- V** Черемшанская мезоседловина
- VI** Караминская мегаседловина

Положительные

0 порядка

- F** Хантейская гемиантеклиза
- G** Куржинская гряда
- H** Обь-Васюганская гряда
- I** Верхневасюганская антеклиза

I порядка

- I** Александровский свод
- II** Межовский структурный мегамыс
- III** Северный свод
- IV** Сургутский свод
- V** Пыль-Караминский мегавал
- VI** Каймысовский свод
- VII** Парабельский наклонный мегавал
- VIII** Средневасюганский мегавал
- IX** Нижневартовский свод
- X** Пологрудинский мегавал
- XI** Варьеганско-Тагринский мегавыступ
- XII** Часельский наклонный мегавал
- XIII** Калгачский наклонный мегавал
- XIV** Верхнедемьянский мегавал
- XV** Ярудейский мегавыступ
- XVI** Медвежье-Нугинский наклонный мегавал

Промежуточные

Мега-, мезо-, моноклинали

- I** Красноленинская мегамоноклиза
- II** Южно-Надымская мегамоноклиза
- III** Красноселькупская моноклиза
- IV** Восточно-Пайхойская моноклиза
- V** Зауральская мегамоноклиза
- VI** Тюменская мегамоноклиза
- VII** Пайхойско-Новоземельская мегамоноклиза
- VIII** Барабинско-Пихтовская мегамоноклиза
- IX** Северо-Межовская мегамоноклираль
- X** Северо-Парабельская мегамоноклираль
- XI** Северо-Демьянская мегамоноклираль
- XII** Восточно-Пурская мегамоноклираль

Рис. 1.1.5. Фрагмент Тектонической карты юрского структурного яруса (под ред. А.Э. Конторовича [2001]) и расположение изученных разрезов.

Территория исследования условно разделена на Центральный, Юго-Восточный, Южный и Северный районы (см. рис. 1.1.1, 1.1.5). В тектоническом плане Центральный район включает Мансийскую синеклизу, Хантейскую гемиантеклизу, Сургутский свод, южную часть Южно-Надымской мегамоноклизы; Юго-Восточный – Колтогорско-Нюрольский желоб и примыкающие к нему положительные структуры: Александровский и Каймысовский своды, Средневасюганский мегавал, Усть-Тымская и Нюрольская мегавпадины, Средневасюганский мегавал; Южный – Северо-Межовская мегамоноклираль, Межовский мегамыс и др.; Северный – Большехетская мегасинеклиза, северная часть Южно-Надымской меганококлизы. Названия тектонических элементов даны в соответствии с Тектонической картой юрского структурного яруса [2001].

## МЕТОДИЧЕСКИЙ ПОДХОД К ИЗУЧЕНИЮ ЛИТОЛОГИИ И УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ

В рамках исследования выполнено описание и фотографирование керна 67 скважин, пробуренных на территории, охватывающей область распространения баженовской свиты (см. рис. 1.1.3). Суммарный объем исследованного керна составил 1320,9 м. На комплексные литолого-геохимические исследования было отобрано 1694 образца. Объемы выполненных литолого-геохимических исследований кернового материала приведены в табл. 2.1.1. Для изучения литологии пород было изготовлено 1435 петрографических шлифов стандартного и большого размера. С помощью сканирующего электронного микроскопа и микрозондового спектрометра было изучено 352 образца. Гамма-спектрометрия выполнена для 910 образцов, определение минералогического состава валовых проб и фракций <0,002 мм методом рентгеноструктурного анализа (РСА) сделано для 649 образцов. Содержание породообразующих оксидов определено методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) в 1636 образцах. Редкоземельные и рассеянные элементы определялись методами масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) для 457 образцов и атомной абсорбции для 148 образцов. В 1551 образце выполнено определение форм железа и серы методом «мокрой химии», в 1033 – содержания урана, тория и калия. Для 105 карбонатных и карбонатсодержащих образцов пород выполнен изотопный анализ  $^{13}\text{C}$  и  $^{16}\text{O}$ . Комплексное описание пород по результатам исследований в оптическом и электронном микроскопах, рентгеноструктурного анализа, а также пересчета химического состава пород выполнено для 1491 образца. Для определения  $\text{C}_{\text{орг}}$  и пиролитических характеристик в породах баженовского горизонта была отобрана коллекция из 1567 образцов баженовской свиты по 67 скважинам (Центральный, Юго-Восточный, Южный и Северный районы Западной Сибири).

Основными методами изучения литологии черносланцевых толщ, кроме описания кернового материала и изучения шлифов пород методом поляризационной микроскопии, является комплекс инструментальных методов анализа, которые более подробно будут рассмотрены ниже. Широкое комплексирование методов определяется спецификой полиминерального состава и тонкой структуры пород БС и является совершенно необходимым, поскольку ни один из них по отдельности не дает полного и объективного представления о вещественном составе и структурных особенностях пород.

Схема исследования состоит из следующих блоков: литолого-петрографического (2.1); физико-химического (2.2) и интерпретационного (2.3).

Более детально комплексы исследований по каждому блоку описаны ниже.

Таблица 2.1.1

Объем проведенных литолого-петрофизических и геохимических исследований керн

№ п/п	Скважина	Количество исследованного керна (м)	Образцы (шт.)	Изготовлено шлифов	Исследовано в сканирующем электронном микроскопе (обр.)	Гамма-спектрометрия (обр.)	Рентгеноструктурный анализ (обр.)	Рентгенофлуоресцентный анализ (обр.)	Атомно-абсорбционный анализ (обр.)	ИСП-МС (обр.)	Определение форм S и Fe методом «мокрой химии» (обр.)	Изотопный анализ <sup>13</sup> C, <sup>16</sup> O (обр.)	C <sub>орг</sub> (обр.)	Комплексное исследование, пересчет на минеральный состав (обр.)	U, Th, K (обр.)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
1	Айтимская 4008	34,7	39	39	31	39	11	40	-	-	36	-	34	34	34
2	Арчинская 47	52	118	81	32	116	46	118	-	-	107	12	73	73	73
3	Глуховская 4	20	25	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
4	Горстовая 91	23	26	26	17	26	10	26	-	26	26	5	20	20	26
5	Дружная 322	37	67	51	20	66	16	67	-	67	67	8	70	67	70
6	Западно-Квензерская 4	22	27	-	13	27	10	27	-	27	27	3	24	24	24
7	Ледовая 8	19,4	25	25	6	25	10	25	-	-	25	4	25	25	24
8	Межовская 11	25,5	30	23	9	30	11	28	15	14	28	-	19	19	30
9	Новоортьягунская 187	41,6	65	45	34	60	19	64	-	65	44	10	91	44	90
10	Пельгинская 2	26	29	29	15	28	9	29	-	-	11	-	21	11	15
11	Повховская 70	89,6	71	49	21	60	21	71	-	70	70	8	77	70	77
12	Полонская 1	26	29	16	12	29	12	29	-	-	24	5	20	24	27
13	Присклоновая 54П	39	38	38	21	32	15	38	-	-	38	-	38	38	38
14	Пяяхинская 2011	6,9	8	8	-	-	8	-	-	-	8	-	8	8	8
15	Ракитинская 4	32,4	35	28	17	35	13	34	18	19	34	-	34	34	34
16	Салымская 2	15	16	17	13	16	16	16	-	-	16	-	15	15	-
17	Северо-Покачевская 2368	26	37	39	-	35	15	38	-	-	36	-	33	33	33
18	Северо-Салымская 1183	30	47	47	7	44	24	47	-	-	47	-	46	46	46
19	Средне-Юлжавская 10	24,5	28	28	15	28	11	28	-	-	28	4	21	21	21
20	Тай-Тымская 5	20	29	28	-	32	15	32	-	-	-	-	27	27	27
21	Толпаровская 2	23,7	31	31	11	31	12	31	-	-	31	3	22	22	22
22	Торцовая 140	8	24	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
23	Урьевская 7016	13,9	31	29	-	29	10	29	-	-	29	-	31	29	31
24	Южно-Майская 413	24	44	-	20	44	16	44	-	44	44	3	44	44	44
25	Южно-Ягунская 306	29,2	82	65	38	78	39	82	22	82	82	11	107	82	107
26	Болтная 2	10	10	10	-	-	15	10	-	-	10	-	10	10	-
27	Боровая 8	8,8	11	11	-	-	-	11	-	-	11	-	11	11	-
28	Восточно-Правдинская 1305	13,9	14	14	-	-	14	14	-	-	14	-	14	14	-
29	Восточно-Пылькарминская 11	12,9	7	7	-	-	-	7	-	-	7	-	7	7	-

Окончание табл. 2.1.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
30	Вьнгапуровская 317	25	22	22	-	-	-	22	-	-	22	-	22	22	-
31	Горшковская 1017	23,8	26	26	-	-	24	26	-	-	26	-	0	26	-
32	Горшковская 1018	13,4	11	11	-	-	12	11	-	-	11	-	11	11	-
33	Ево-Яхинская 356	15,3	24	24	-	-	9	24	-	-	24	-	24	24	-
34	Ень-Яхинская 501	18,2	9	9	-	-	-	9	-	-	9	-	9	9	-
35	Ершовая 199	5,3	11	11	-	-	-	11	-	-	11	-	11	11	-
36	Западно-Котухтинская 123	26,6	17	17	-	-	13	17	-	21	17	-	17	17	17
37	Западно-Пурлейская 710	17,2	16	16	-	-	11	16	-	-	16	-	16	16	-
38	Западно-Самотлорская 181	9	14	14	-	-	-	14	-	-	14	-	14	14	-
39	Западно-Файнская 55	18,8	13	13	-	-	15	13	-	-	13	-	13	13	-
40	Колик-Еганская 148	17,5	21	21	-	-	-	21	-	-	21	-	21	21	-
41	Кошильская 211	2,5	8	8	-	-	-	8	-	-	8	-	8	8	-
42	Крапивинская 201	13,9	23	23	-	-	11	23	-	-	23	-	23	23	-
43	Малобальская 1	13,1	12	12	-	-	10	12	-	-	12	-	12	12	-
44	Малобальская 901	17,84	29	29	-	-	-	29	-	-	29	-	29	29	-
45	Медвежья 1001	5,4	5	5	-	-	5	5	-	-	5	-	5	5	-
46	Междуреченская 11	2,9	12	12	-	-	11	12	-	-	12	-	12	12	-
47	Межовская 4	15,8	10	10	-	-	-	10	-	11	10	-	10	10	11
48	Новонадеждинская 1	12,9	16	16	-	-	15	16	-	-	16	-	16	16	-
49	Ортыгунская 15	21	15	15	-	-	-	15	-	-	15	-	15	15	-
50	Первомайская 2287	22,4	36	36	-	-	20	36	-	11	36	-	36	36	11
51	Пермяковская 59	5,8	8	8	-	-	-	8	-	-	8	-	8	8	-
52	Пермяковская 64	3,8	8	8	-	-	-	8	-	-	8	-	8	8	-
53	Западно-Салымская 1	24,1	22	22	-	-	25	22	-	-	22	-	22	22	-
54	Салымская 2802	22,2	34	34	-	-	-	34	-	-	34	20	34	34	-
55	Сверхлубокая 6	56	22	22	-	-	-	22	-	-	22	-	22	-	-
56	Северо-Нивагальская 8155	12	29	29	-	-	11	29	33	-	29	-	29	29	33
57	Северо-Фестивальная	9,7	23	23	-	-	-	23	-	-	23	-	23	33	-
58	Северо-Чистинная 482	6,5	7	7	-	-	-	7	-	-	7	-	7	7	-
59	Средне-Кульеганская 520	10,5	14	14	-	-	-	14	-	-	14	-	14	14	-
60	Сугмутская 423	5,4	9	9	-	-	10	9	-	-	9	-	9	9	-
61	Сыхтинская 500	6,7	5	5	-	-	-	5	-	-	5	-	5	5	-
62	Уренгойская 673	13	8	8	-	-	-	8	-	-	8	-	8	8	-
63	Харасавейская 103	13,2	17	17	-	-	17	17	-	-	17	-	17	17	-
64	Чупальская 67	15,4	32	32	-	-	-	32	-	-	32	-	32	32	-
65	Эниторская 971	24,5	40	40	-	-	32	40	60	-	40	-	40	40	60
66	Южно-Пякутинская 17	6	6	6	-	-	-	6	-	-	6	-	6	6	-
67	Ярайнерская 12	13,3	17	17	-	-	-	17	-	-	17	-	17	17	-
	ВСЕГО:	1320,9	1694	1435	352	910	649	1636	148	457	1551	105	1567	1491	1033

## 2.1. ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ БЛОК

### *Описание кернa, увязка образцов*

Преимущественно пелитоморфная структура и высокое содержание органического вещества в изучаемых породах определяют необходимость использования широкого комплекса всех доступных методов полевой диагностики. Послойное изучение, описание и фотографирование горных пород проводились последовательно с детальным отображением особенностей структурно-вещественного состава, первичных седиментационных текстур и текстурных нарушений, биогенных и минеральных включений, трещиноватости, характера границ слоев и внутренних последовательностей и т. д. Далее результаты изучения кернa сопоставлялись с данными ГИС на основе результатов гамма-спектрометрического каротажа. Поскольку такой вид геофизических исследований проводился не во всех скважинах, для увязки кернa с ГИС были учтены результаты гамма-спектрометрии образцов кернa, которые сопоставлялись с данными гамма-каротажа.

### *Петрографические исследования*

Изучение структурно-минералогических особенностей пород осуществлялось методом поляризационной микроскопии (Olympus BX51). Матрица пород, насыщенных органическим веществом, часто непрозрачна, и ее петрографический анализ методом оптической микроскопии становится недостаточно информативным. В этой связи классические петрографические исследования пород сочетались с исследованиями методом сканирующей электронной микроскопии (микроскопы TEXSCAN MIRA и LEO-1430VP, оснащенные энергодисперсионными спектрометрами INCAEnergy 350). Это исследование было направлено на установление наличия в породах реликтов известковых нанофоссилий (кокколитофорид), уточнение морфологии основных компонентов пород, а также аутигенных минералов (пирит, барит и др.), характера заполнения порового пространства и т. д.

### *Используемая классификация пород*

Многие авторы при классификации пород БС использовали треугольную диаграмму Г.И. Теодоровича [1954], на крайних точках которой располагались 100%-е содержания кремнезема, глинистого материала и карбонатов [Предтеченская и др., 2006; Важенина, 2010a]. С.В. Сараев [1987] при изучении минерального состава БС применял методику А.Н. Неелова [1980]. В классификации пород БС А.Э. Конторовича и соавторов [2016] используется разделение пород по четырем основным компонентам (кремнезем, глинистый материал, карбонаты и кероген). Г.А. Калмыков и Н.С. Балущкина [2017], О.М. Макарова и соавторы [2017] также предложили использовать четыре указанных выше компонента пород БС. Подобную четырехкомпонентную классификацию тонкозернистых пород описали О.Р. Лазар с соавторами [Lazar et al., 2015]. В табл. 2.1.2 приведены названия пород, используемые в публикациях по литологии БС.

О.Р. Лазар и соавторы [Lazar et al., 2015] предлагают использовать термин «mudstone» для тонкозернистых или криптокристаллических (fine-grained) пород, уточняя состав (кремнистый, глинисто-кремнистый, карбонатно-кремнистый и т. д.). Второй вариант описания предыдущими исследователями пород БС как преимущественно глинистых – это завышение содержания глинистого компонента из-за специфики методики пересчета химических анализов на минералогический состав.

Рассмотрим более подробно основные принципы классификации А.Э. Конторовича и соавторов [2016], соразработчиком которой являлись и авторы настоящей монографии. Как известно, породы БС имеют преимущественно биогенное происхождение [Ушатинский, 1981; Конторович и др., 2016; и др.]. Основными их компонентами являются кремнезем, глинистое вещество, карбонатный материал, пирит и кероген. Содержание алевритовой примеси в породах не превышает 5 %. Изначально осадки БС – это кремнистые или кремнисто-карбонатные илы с разной степенью примеси глинистого материала, содержание которого в центральных районах часто не превышает 10–20 %.

Для деления пород на классы и подклассы были выбраны граничные значения концентраций 25 и 50 % для минеральных фаз и 10 % для органического вещества (керогена). Выделены четыре основных класса пород (силициты, микститы, карбонаты и аргиллиты), разделенные на

**Типы пород баженовской свиты,  
выделенные разными исследователями**

Авторы	Метод изучения состава	Название пород БС
Ясович, Поплавская, 1975; Брадучан и др., 1986; Решение..., 2004 Филина и др., 1984	Описание кернового материала	Аргиллиты битуминозные, аргиллиты слабобитуминозные (уточн.), известково-кремнистые
Зубков, Мормышев, 1987	Описание керна, шлифов, РФА, РСА	Аргиллиты (наиболее распространены в БС), известняки, мергели, радиоляриты
Сараев, 1987	Описание керна, шлифов, РФА, РСА	Глинистые, глинисто-карбонатно-кремнистые, глинисто-кремнистые, карбонатные, кремнисто-карбонатно-глинистые, пиритовые
Ушатицкий, 1981	Описание керна, шлифов, РФА, РСА	Силициты, субсилициты, смешанные породы
Перозио, Предтеченская [Условия формирования..., 1988]	Описание керна, шлифов, РФА, РСА	Силициты (слабоглинистые и глинистые, глинисто-кремнистые и известково-кремнистые), глины, мергели и известняки
Мухер и др., 2013	Описание кернового материала	Кремнистые породы или силициты, кремнисто-карбонатные породы, известковые глины, глинистые и глинисто-кремнистые породы
Коровина, 2004	Описание керна, шлифов, РФА, РСА, пиролиз	Силициты слабоглинистые, глинистые, известково-глинистые, аргиллиты кремнистые, аргиллиты кремнисто-известковые, мергели, известняки
Занин и др., 2005	Описание керна, шлифов, РФА, РСА, метод «мокрой химии», пиролиз	Глинисто-кремнистые, глинисто-карбонатно-кремнистые, радиоляриты кремнистые, радиоляриты кремнисто-карбонатные
Предтеченская и др., 2006	Описание керна, шлифов, РФА, РСА, пиролиз	Силициты, глинисто-кремнистые и кремнисто-глинистые породы, аргиллиты
Важенина, 2010а	Описание кернового материала	Глины алевролитистые, кремнистые или углеродистые
Калмыков, Балушкина, 2017; Макарова и др., 2017	Описание керна, шлифов, РФА, РСА, пиролиз	Битуминозный известняк, битуминозный глинистый силицит, кремнистый битуминозный известняк, кремнистый аргиллит, аргиллит
Перечнева и др., 2022	Описание керна, шлифов, РСА, пиролиз	Известняки, доломиты, силициты, карбонатизированные и керогеновые силициты, глинистые, карбонатно-глинистые, кероген-глинисто-карбонатные силициты, кремнисто-глинистые породы
		Слабокарбонатная глинисто-кремнистая порода, слабоглинистая карбонатно-кремнистая порода, слабокремнистая карбонатная порода и др.

16 подклассов (табл. 2.1.3). Термин «микстит» (биогенный) введен в классификацию для обозначения пород, в которых содержание ни одного из компонентов не достигает 50 %. Этот тип пород по классификации В.Н. Шванова и соавторов [1998] (для осадочных пород в целом) отвечает классу смешанных пород.

Схема литолого-петрографических исследований пород баженовской свиты приведена на рис. 2.1.1.

## Классификация пород баженовской свиты [Конторович и др., 2016]

Класс пород	Подкласс	Минералогический состав, мас. %																										
		Критерий				Классификация																						
		кремнистые минералы	глинистые минералы	карбонатные минералы	кероген	Кремнистые минералы			Глинистые минералы			Альбит			Карбонаты			Кероген			Пирит			Апатит				
1	2	3	4	5	6	7	8	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	
Общая характеристика выборки							0,8	88,6	37,1	1,1	51,6	22,3	0,0	23,9	8,4	0,0	92,3	14,3	0,2	27,8	10,8	0,0	23,5	6,2	0,1	17,5	0,8	
Силициты		>50	-	-	-	50,1	88,6	61,3	3,2	26,5	14,5	0,5	16,8	5,6	0,0	27,5	2,4	1,7	20,9	10,3	1,2	11,4	5,1	0,1	16,9	0,8	19,9	
Силициты		>50	-	-	<10	50,1	88,6	67,3	3,2	22,9	13,2	1,0	16,8	5,1	0,0	27,5	3,6	1,7	9,5	6,1	1,2	9,9	3,3	0,1	16,9	1,3	8,1	
Силициты керогеновые		>50	-	-	>10	50,2	76,0	57,3	3,2	26,5	15,4	0,5	10,5	5,9	0,0	8,5	1,6	10,1	20,2	13,1	2,8	11,4	6,3	0,2	1,9	0,5	11,9	
<b>Аргиллиты</b>		>50																										
Аргиллиты кремнистые		>25	>50	-	-	29,1	29,2	29,2	51,5	51,6	51,5	11,9	12,3	12,1	1,6	1,7	1,6	1,5	1,9	1,7	2,6	2,8	2,7	1,2	1,3	1,2	0,5	
<b>Карбонаты</b>		-	-	>50	-	0,8	36,2	9,5	0,7	27,5	6,7	0,0	5,9	2,5	50,6	92,3	74,2	0,2	14,2	3,8	0,0	10,6	2,5	0,2	2,5	0,8	9,8	
Карбонаты		-	-	>50	<10	0,8	36,2	8,6	0,7	27,5	6,5	0,0	5,9	2,4	50,6	92,3	76,5	0,2	9,4	2,9	0,0	10,6	2,2	0,2	2,5	0,8	8,8	
Карбонаты керогеновые		-	-	>50	>10	15,2	19,3	16,9	4,4	15,2	8,5	2,9	4,9	3,9	50,7	57,7	53,6	10,0	14,2	11,6	2,9	6,9	4,9	0,3	0,9	0,5	1,0	
<b>Микститы</b>		<50	<50	<50	-	9,3	49,5	34,1	1,1	49,7	26,4	0,0	23,9	10,0	0,0	49,4	9,6	1,3	27,8	12,0	1,5	23,5	7,1	0,2	17,5	0,9	69,7	
Микститы кремнистые		25-50	<25	<25	<10	34,8	48,7	43,4	11,4	24,8	21,6	4,4	13,2	9,7	1,4	20,9	10,4	5,2	9,9	7,9	2,4	6,9	3,6	0,9	10,6	3,4	1,8	
Микститы глинистые		<25	25-50	<25	<10	19,6	23,8	21,8	38,7	45,6	41,9	11,4	17,1	14,3	2,2	15,3	9,5	1,7	7,8	5,4	5,5	7,6	6,4	0,3	1,5	0,7	1,0	
Микститы карбонатные и карбонатно-глинистые		<25	-	25-50	-	13,1	23,3	18,6	13,0	33,0	23,2	5,5	6,6	6,3	26,1	45,3	38,2	3,8	9,2	6,1	5,1	8,9	7,1	0,2	1,1	0,6	1,0	

Окончание табл. 2.1.3

1	2	3	4	5	6	7	8	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
Микститы	керогеновые	<25	<25	<25	>10	10,7	22,5	16,5	16,4	22,7	19,8	6,0	9,9	8,2	9,2	24,0	16,1	15,7	27,8	21,5	9,4	23,5	16,9	0,6	1,7	1,1	1,3
Микститы	кремнисто-глинистые	25-50	25-50	<25	<10	25,7	47,4	33,6	25,2	49,7	37,6	4,5	18,3	13,4	0,0	15,0	3,9	1,3	9,9	6,1	1,5	9,5	4,6	0,2	3,6	0,7	19,7
Микститы	карбонатно-кремнистые	25-50	<25	25-50	<10	32,9	45,4	38,9	6,6	19,2	11,2	1,5	3,5	2,6	26,1	41,2	34,8	5,1	9,8	7,9	2,6	5,8	4,2	0,3	0,5	0,4	1,0
Микститы	кероген-кремнистые	25-50	<25	<25	>10	25,8	49,5	41,4	2,5	24,9	19,9	2,9	23,9	8,6	0,0	24,1	4,5	10,0	27,5	16,2	3,0	15,1	8,5	0,2	17,5	0,9	17,9
Микститы	кероген-глинистые	<25	25-50	<25	>10	10,1	22,2	17,3	26,5	39,5	32,1	7,0	13,4	9,3	2,2	20,0	9,4	11,3	25,2	17,1	5,5	21,2	14,2	0,3	1,2	0,7	1,8
Микститы	кероген-карбонатные	<25	<25	25-50	>10	9,3	23,8	17,4	1,1	23,7	13,3	0,0	10,9	6,6	25,8	49,4	36,8	10,3	19,3	14,4	2,3	16,6	10,1	0,2	12,7	1,3	6,3
Микститы	кероген-глинисто-кремнистые	25-50	25-50	<25	>10	27,5	49,0	37,6	25,0	38,8	28,9	5,6	14,5	10,2	0,0	9,5	3,2	10,2	20,8	13,7	1,8	11,1	5,9	0,2	2,0	0,6	14,9
Микститы	кероген-кремнисто-карбонатные	25-50	<25	25-50	>10	25,8	37,2	30,1	1,9	16,5	11,3	3,2	8,3	5,5	25,9	36,3	30,7	10,3	16,0	12,7	6,0	16,7	8,9	0,3	2,8	0,9	3,0



Рис. 2.1.1. Схема литолого-петрографических исследований баженовской свиты.

## 2.2. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЙ БЛОК

В лаборатории литологии ИНГГ СО РАН осуществлялся отбор единых образцов на комплексные исследования для достижения максимальной сопоставимости результатов, полученных разными аналитическими методами. Частота их отбора зависела от однородности разреза, обычно составляя один образец на 0,2–0,4 м керна (в новой коллекции 2005–2017 гг.). В отдельных случаях, когда породы обладали разнородными по составу участками, для получения детальной литологической характеристики производилось деление образца на прослой с присвоением им дополнительного буквенного обозначения. Таким образом, химический состав всех литологических разновидностей (включая линзы, конкреции, прослой) проанализирован отдельно, что позволило повысить достоверность полученных результатов. В разрезах БС, отобранных в более ранний период (1995–2005 гг.), в среднем отбирался один образец на 1 м.

Лабораторные геохимические исследования и пробоподготовка осуществлены сотрудниками ИНГГ СО РАН (А.Н. Фоминым, В.Н. Меленевским, Е.А. Костыревой, Г.П. Турковой, Н.В. Аксеновой (лаб. геохимии нефти и газа), Г.М. Писаревой, Т.Н. Меняйло (лаб. седиментологии)), ИГМ СО РАН (И.В. Аборневой, Л.А. Горчуковой, Н.Г. Кармановой, И.А. Никитиным, А.В. Николаевой, Н.А. Пальчик, И.М. Фоминых), изотопный анализ карбонатных пород выполнен А.Ю. Юрченко (МГУ) и В.А. Пономарчук (ИГМ СО РАН).

### *Комплекс анализов для определения минерального состава пород*

Для определения содержаний основных породообразующих оксидов применялся метод рентгенофлуоресцентного анализа, который широко использовался в работах литологов, изучавших рассматриваемые отложения [Ушатинский, 1981; Условия формирования..., 1988; Занин и др., 2005; Предтеченская и др., 2006; и др.]. Рентгеноструктурный анализ также применялся многими коллективами ученых для изучения состава глинистого компонента пород БС и для определения состава пород в целом. К сожалению, в публикациях предыдущих лет отсутствуют описания методики пересчета результатов химических анализов, в частности РФА, на минеральный состав пород. Предположительно пересчет производился вручную, посредством расчета содержания минералов по их молекулярным весам. Ранее для этих целей использовались таблицы с расчетными коэффициентами. Этот вид пересчета применялся для некоторых разрезов БС в ла-

боратории седиментологии ИНГГ СО РАН, но показал существенное завышение содержания глинистого компонента на 10–20 % по сравнению с данными РСА. В ИНГГ СО РАН с 1995 г. используется методика [Розен, Нистратов, 1984; Розен и др., 2000] пересчета результатов комплекса химических анализов – РФА, «мокрой химии» (определение форм железа и серы) и весового полумикрометода (определение содержания  $C_{орг}$ ) – на минеральный состав. Далее приводится описание физико-химических методов, результаты которых использовались для пересчета на минеральный состав пород, после чего более подробно рассмотрена суть программы пересчета.

*Определение основных породообразующих оксидов* ( $SiO_2$ ,  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $MnO$ ,  $K_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $P_2O_5$ ,  $BaO$ ) выполнялось методом РФА на спектрометре ARL-9900-XP. Для этого анализируемая проба сушилась при 105 °С в течение 1 ч, затем прокаливалась при 1000 °С в течение 2,5 ч. После этого прокаленная проба смешивалась с флюсом (66,67 % тетрабората лития, 32,83 % метабората лития и 0,05 % лития бромистого) в соотношении 1:9 (общий вес смеси составляет 5 г). Далее смесь плавилась в платиновых тиглях в индукционной печи Lifumat-2.0-0x (Linn High Therm GmbH). Полученные таким образом стекла анализировались на рентгенофлуоресцентном спектрометре ARL-9900-XP (Thermo Electron Corporation). Погрешность определения содержания основных породообразующих оксидов отвечает второй категории точности по ОСТ 41-08-212-82. Исследования проводились аналитиками ИГМ СО РАН.

*Анализ содержания в породах серы сульфидной, сульфатной и форм железа* осуществлялось химическими методами. Для определения содержания серы в породах ( $S_{общая}$ ) навеска породы (500 мг) спекается в муфельной печи со смесью «Эшка» при температуре 800 °С в течение 2 ч. Полученную спекшуюся смесь переносят в коническую колбу и кипятят 5 мин в 150 г воды. Затем содержимое колбы фильтруется в стакан, в фильтрат добавляется  $BaCl_2$ . Далее этот раствор кипятят. При этом образуется сульфат бария  $BaSO_4$ , не растворимый в воде. После кипячения раствор с взвесью сульфата бария фильтруется. Оставшийся на фильтре осадок  $BaSO_4$  прокаливают в муфельной печи при температуре 800 °С в течение 20 мин для того, чтобы удалить воду, и взвешивают. Далее содержание  $S_{общая}$  рассчитывается с учетом молекулярной массы  $BaSO_4$ . Для определения  $S_{сульфат}$  навеска (500 мг) разлагается путем кипячения в 10%-й  $HCl$ , затем фильтруется. Перешедшая при этом в раствор сульфатная сера при добавлении  $BaCl_2$  осаждается в виде  $BaSO_4$  и отфильтровывается. Оставшийся на фильтре осадок  $BaSO_4$  прокаливается и взвешивается. Содержание  $S_{сульфид}$  определяется так:  $S_{сульфид} = S_{общая} - S_{сульфат}$ . Исследования осуществлялись лаборантами аналитического центра ИГМ СО РАН.

*Определение содержания органического углерода* выполнялось также весовым полумикрометодом с помощью экспресс-анализатора (АН-7529) на углерод (при температуре 1000–1100 °С в токе кислорода) из нерастворимого остатка (НО) породы после ее обработки 10%-й соляной кислотой. Метод анализа обеспечивает следующие пределы относительных ошибок: 30 % при содержании  $C_{орг}$  0,03–0,09 %, 10 % при 0,1–0,2 %, 7 % при 0,3–1,0 %, 5 % при 1,0–3,0 % и 3 % при более чем 3,0 %. Содержание керогена (органического вещества) должно определяться по количеству органического углерода в породе с последующим пересчетом по коэффициентам, полученным по результатам выделения и исследования керогенов [Богородская и др., 2005]. Определение содержания  $C_{орг}$  осуществлялось также пиролитическим методом. Метод пиролиза основан на физическом процессе десорбции углеводородов (УВ) с поверхности твердого тела при повышении температуры в соответствии с температурами кипения индивидуальных органических соединений, присутствующих в исходной смеси [Лопатин, Емец, 1987; Меленевский, 1991; и др.]. Навеску породы (до 100 мг) закладывают в тигель и по порядку регистрации устанавливают на рабочем столе прибора SR Analyzer – POPI (Pyrolytic Oil Productivity Index). В автоматическом режиме контейнер с пробой направляют в печь, где он нагревается при постоянной температуре 250 °С в течение 5 мин. Затем, согласно заданной программе, со скоростью 2 °С/мин разогрев пробы продолжается до 650 °С, при этой температуре образец остается еще 1 мин. Продукты пиролиза выносятся потоком газа-носителя (гелия) из области нагрева и на выходе из реактора поступают в ПИД, регистрирующий УВ-компонент. Исследования проведены аналитиками ИНГГ СО РАН.

#### *Пересчет результатов химических анализов на минералогический состав*

Как отмечено выше, для пересчета химического состава пород на минеральный в настоящей работе использовалась программа MINLITH, которая построена на использовании последовательности команд типа «macros» в системе Excel 5.0 Microsoft, разработанная О.М. Розеном с соавто-

рами [Розен, Нистратов, 1984; Розен и др., 2000]. Последовательность операций этого пересчета – последовательное решение отдельных задач. В первую очередь вычисляются содержания акцессорных и второстепенных компонентов по стехиометрическим составам, затем производится расчет алюмосиликатов и гиббсита на основании распределения алюминия между соответствующими минералами. По остаточным значениям химических компонентов вычисляются содержания силикатов, окислов и карбонатов в соответствии с избытком или недостатком компонентов. По результатам пересчета химических анализов на минеральный каждому образцу присвоено литологическое название, согласно принятой в ИНГГ СО РАН классификации (см. табл. 2.1.3).

Проверка сходимости результатов пересчета, в частности, содержания глинистого компонента (с трудностями определения которого мы столкнулись при пересчете «вручную»), по этой методике и данным РСА (определение валового состава породы) показала относительно высокую достоверность расчетов (табл. 2.1.4).

В связи с тем что в результате пересчета вручную получается значительное завышение содержания глинистого компонента, а результаты пересчета по О.М. Розену с соавторами [2000] имеют хорошую сходимость с данными РСА и доля отбракованных образцов невелика, было принято решение использовать именно эту программу пересчета результатов химических анализов на минеральный состав пород баженовской свиты. Такой метод пересчета применялся главным образом в ИНГГ СО РАН, в значительно меньшей степени в НАЦ им. В.И. Шпильмана, где позднее предложили альтернативную схему пересчета [Волков и др., 2016]. В кратком виде эта методика выглядит следующим образом. Расчет кремнистого компонента пород по данным РФА:

(КрВ):  $KpB = SiO_2 - 1,427 \cdot Al_2O_3$ ;

глинистого компонента (ГлВ):  $3,133 \cdot Al_2O_3$ ;

$OB = 1,2 \cdot C_{орг}$ ;

карбонатное вещество = кальцит + доломит + сидерит (по данным РСА);

пирит (по данным РСА).

Согласно данным [Волков и др., 2016], установлена высокая степень сходимости (по 1182 обр.) содержания кремнистого и глинистого компонентов, рассчитанных по данным РФА и полученных после изучения методом РСА.

На наш взгляд, применение схемы, используемой в ИНГГ СО РАН, имеет следующие преимущества: 1) методика основана на результатах физико-химических анализов (РФА, «мокрая химия» и весовой полумикрометод), которые дают результаты в абсолютных величинах, в отличие от метода РСА, применение которого подразумевает определение относительных содержаний компонентов пород; 2) в результате этого пересчета определяются содержания полевого шпата, в частности альбита, а также кальцита и доломита, а не карбонатов в целом; 3) схема включает определение форм железа и серы, что является необходимым для расчета редокс-показателя (степени пиритизации железа и отношения C/S), которые необходимы для интерпретации постседиментационной истории формирования пород и установления свидетельств изменений физико-химических условий на разных этапах литогенеза.

#### *Исследование состава и генезиса глинистого материала и карбонатов*

Изучение минералогического состава валовых проб и глинистой фракции (<0,002 мм) пород БС в рамках данного проекта проводилось фазовым рентгенографическим методом на дифрактометрах ДРОН-3 и ДРОН-4. Особое внимание уделялось определению общего содержания глинистого компонента в породах. Результаты РСА использовались для оценки закономерностей изменения состава глинистой фракции в районе исследования. Исследования проводились аналитиками ИГМ СО РАН.

Изотопный анализ карбонатных пород проводился для уточнения их генезиса на комплексе оборудования для анализа стабильных изотопов легких элементов Delta V Advantage. Высушенные, измельченные образцы подвергались обработке 105%-й полифосфорной кислотой на линии пробоподготовки Gas Bench II, подключенной непосредственно к масс-спектрометру. Анализиро-

Таблица 2.1.4

#### **Содержания глинистого компонента (Гл) в породе по данным пересчета и РСА**

Образец	Содержание Гл в породе, %	
	по данным пересчета	по данным РСА
P-4-3	34,5	35–40
P-4-7	30,8	30–35
P-4-11	28,0	30–35

вался состав стабильных изотопов углерода ( $\delta^{13}\text{C}$ ) и кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$ ) углекислого газа, выделившегося в результате реакции карбонатов с кислотой. Точность измерений контролировалась по международному стандарту NBS-19. Изотопные значения указаны в промилле (‰) относительно VPDB. Для расчета палеотемператур для кальцита использовалась формула [Kim, O'Neil, 1997], отражающая зависимость фракционирования стабильных изотопов кислорода между водой и осаждающимся кальцитом от температуры, при которой происходит осаждение. Значение  $\delta^{18}\text{O}$  морской воды принималось  $-1$  ‰ VPDB – среднее значение, рассчитанное с учетом изотопного состава кислорода неизменных рифов белемнитов, строящих свой скелет с использованием углерода и кислорода из окружающей морской воды. Исследования изотопного состава осуществлялись аналитиками ИГМ СО РАН и МГУ.

#### *Исследование геохимических особенностей пород*

Содержания U, Th, K определялись методом сцинтилляционной гамма-спектрометрии. Полученные результаты совместно с данными спектрального гамма-каротажа керна использовались в дальнейшем для детализации привязки керна к результатам ГИС и при поиске зависимости содержания органического вещества от содержания урана и общей радиоактивности. Данные о содержании в породах U использовались при оценке окислительно-восстановительных условий, что более подробно будет рассмотрено ниже. Исследования проводились в ИГМ СО РАН.

#### *Исследование микроэлементного состава пород*

Широко известный факт, что обогащенные аквагенным органическим веществом породы и «черные сланцы», баженовская свита в частности, являются аномальными геохимическими объектами, обогащенными P, U, V, Mo, Re, Se, Zn, Cu, Hg и рядом других элементов-примесей [Конторович, 1965; Колганова, Конторович, 1966; Плуман, 1971; Доманикиты Сибири..., 1982; Ушатинский, Ибрагимов, 1982; Юдович, Кетрис, 1988, 1994; и др.]. В этой связи были выполнены определения редкоземельных и так называемых высокозарядных элементов (Hf, Nb, Ta, Zr), а также Ba, Rb, Sr, Th, U, Y методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП–МС). Отличительной чертой метода является полное переведение в раствор анализируемых элементов.

Для переведения в раствор анализируемых образцов измельченную до 200 меш пробу массой 0,08–0,10 г смешивали с метаборатом лития в соотношении 1:3, сплавление вели в течение 15 мин при температуре 1050 °С в муфельной печи в платиновых тиглях [Николаева и др., 2008, 2012]. Полученные сплавы растворяли в разбавленной  $\text{HNO}_3$  с добавлением следовых количеств HF в полипропиленовых стаканах с магнитными мешалками без нагрева и количественно переносили в мерные стеклянные колбы объемом 100–250 мл. Непосредственно перед выполнением измерений ИСП–МС растворы разбавляли в 10–25 раз в одноразовых полипропиленовых пробирках с добавлением внутреннего стандарта. Необходимый уровень кислотности при растворении плава и выполнении всех стадий разбавления был установлен экспериментально и поддерживался на уровне 4%-й  $\text{HNO}_3$ .

Все измерения выполнены на ИСП-масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT фирмы Finnigan Mat (Germany). Для введения анализируемого раствора в виде аэрозоля использовался ультразвуковой распылитель U-5000AT+, на порядок повышающий чувствительность по сравнению с традиционно используемым пневматическим распылителем Майнхарда. Перед измерениями проводили настройку прибора и оптимизацию инструментальных параметров для получения максимального и хорошо воспроизводимого аналитического сигнала при минимальном вкладе оксидных ионов и низком фоновом уровне. Для измерения интенсивностей сигналов были выбраны наиболее распространенные изотопы анализируемых элементов, свободные от изобарных наложений. Образование в плазме оксидов, вызывающих интерференции пиков РЗЭ, оценивается при данных операционных параметрах на уровне 0,1 % и не требует специальной коррекции, кроме образцов с соотношением концентраций Ba/Eu > 1000 из-за наложения данных оксидов бария на изотопы европия.

Для уменьшения эффекта «памяти» ультразвукового распылителя и масс-спектрометра, выражающегося в долговременном снижении интенсивности проанализированного сигнала до фонового уровня, между измерениями производилась промывка системы 4%-м раствором  $\text{HNO}_3$  и водой в течение нескольких минут. Исследования проводились аналитиками ИГМ СО РАН.

Схема физико-химических исследований пород баженовской свиты приведена на рис. 2.1.2.

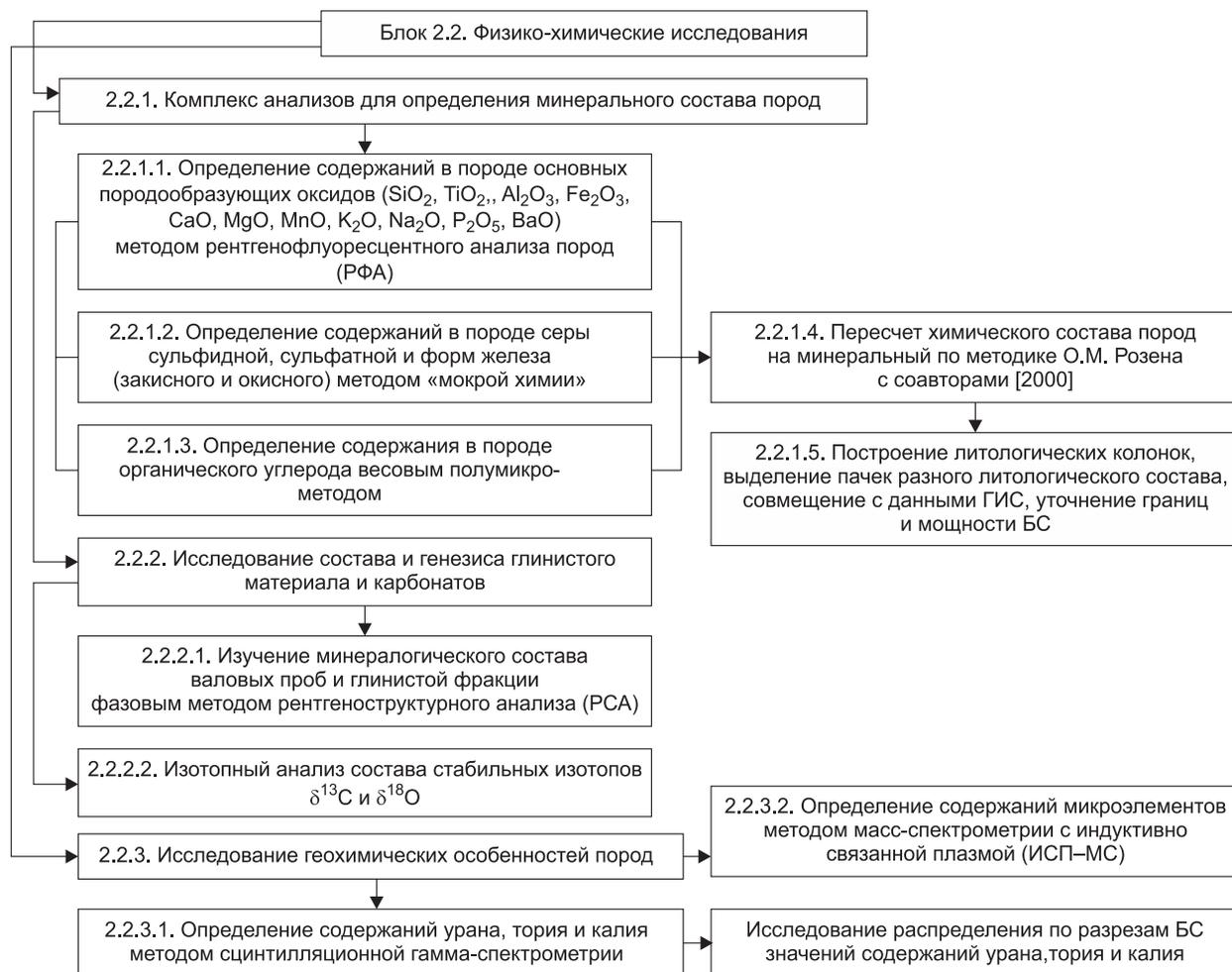


Рис. 2.1.2. Схема физико-химических исследований пород баженовской свиты.

## 2.3. СИСТЕМАТИЗАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ, ПОЛУЧЕННЫХ ИЗ ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

### 2.3.1. ИССЛЕДОВАНИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОД И УСЛОВИЙ ИХ СЕДИМЕНТАЦИИ

#### Типизация разрезов

При анализе особенностей строения разрезов БС широко применялся сравнительный анализ распределения основных породообразующих компонентов (кремнезем, глинистый материал, карбонаты, пирит, кероген) по разрезу и по площади исследования (в разных районах ЗСБ). Особое внимание уделялось типизации разрезов, включающей построение гистограмм распределения средних содержаний основных компонентов пород, исследования закономерностей расположения в разрезе основных пачек пород, характеристик ГИС и др. Основным преимуществом проведенной типизации являлось то, что определение состава разрезов на разных площадях производилось в рамках единой методической схемы, изложенной выше, и по единой классификации, разработанной в ИНГГ СО РАН [Конторович и др., 2016], что позволяет провести сравнительный анализ разрезов на разных площадях. Это является крайне важным, так как вследствие применения разных методических подходов и классификаций предыдущими авторами для названия пород БС практически невозможно использовать данные о составе разрезов из этих публикаций.

Типизация разрезов основана на исследовании литолого-геохимических особенностей БС, включая сравнительный анализ мощностей и положение в разрезе пачек основных типов пород, а также геофизические характеристики толщи. Пачки пород были выделены в соответствии с ра-

ботой И.В. Панченко и соавторов [2016]. Для каждого типа разреза построен сводный планшет литологических и геофизических характеристик БС, включающий диаграммы средних основных породообразующих компонентов (кремнезем, глинистый материал, кальцит, доломит, пирит, ОВ) для преобладающих типов пород каждой пачки. Осуществлена корреляция геофизических и литологических характеристик изученных разрезов БС по пяти корреляционным профилям для Центрального, Юго-Восточного, Южного и Северного районов. После типизации пород проводилось построение карт-схем распространения разных типов разрезов по площади Западной Сибири, предварительно выделялись области седиментации.

На основе типизации разрезов и анализа их корреляционных профилей построена пространственно-временная модель седиментации БС в разных районах территории исследования. Стратиграфическая привязка пачек БС осуществлялась по работе И.В. Панченко с соавторами [2016]. Для контроля корректности выделения пачек использовались единичные разрезы, возраст палеонтологического материала которых определен в лаборатории палеонтологии и стратиграфии мезозоя и кайнозоя ИНГГ СО РАН.

Для установления соотношения биогенной и терригенной составляющих в породах БС и определения в разрезе некоторых типов пород (силициты, аргиллиты, микститы глинистые и микститы глинисто-карбонатные) использовалось отношение  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ . В рассматриваемых отложениях содержание мелкого алевритового материала обычно не превышает 5 %. Таким образом, кремнистый материал в БС рассматривается как преимущественно биогенный, а глинистый – как преимущественно аллотигенный. Этот показатель (или обратная его величина –  $\text{Al}/\text{Si}$ ) использовался ранее для изучения литологии БС в работах И.Н. Ушатинского [1981], Т.Д. Коровиной [2004], Е.А. Предтеченской с соавторами [2006] и др.

#### *Построение карт-схем распространения основных компонентов БС*

Исследование распространения кремнистого, карбонатного и глинистого материалов осуществлялось путем построения карт-схем их распределения на исследуемой площади. Все разрезы сопоставлены с данными ГИС, таким образом происходила фиксация полноты ядерного материала. Изучаемые разрезы, полностью охарактеризованные ядром, разделены на три равные по мощности части. В случае отсутствия верхней или нижней частей свиты – на две равные части. В базу данных были включены данные о составе БС, где имелся ядерный материал по одной из трех частей разреза. Таким образом, количество используемых разрезов для анализа распределения основных породообразующих компонентов для каждой части разреза различно. В целом для БС и для каждой ее части посчитаны средние содержания основных породообразующих компонентов, значения которых получены по описанной ранее методике (пересчет в программе О.М. Розена и др. [2000] содержания породообразующих оксидов (РФА), керогена и разных форм железа и серы (мокрая химия)). В случае присутствия карбонатов в БС в единичном виде такие образцы были исключены из выборки.

Построение карт проводилось средствами GridBuilder–GridMaster ИНГГ СО РАН, Surfer Golden Software и ArcGIS ESRI. Положение скважин задавалось и отображалось в географических координатах (проекция Меркатора). Данные, оцененные в скважинах, интерполировались в узлы регулярной прямоугольной сетки с горизонтальными и вертикальными размерами ячеек сетки 0,1°. Интерполяция выполнялась с помощью двумерного кригинга с линейной вариограммой, независимо для каждого компонента.

После построения карт всех литологических компонентов они проверялись и при необходимости редактировались на основе обязательного выполнения двух условий: 1) никакой из компонентов состава не может принимать отрицательных значений. Хотя в исходных данных таких величин, понятно, быть не может, но использование универсального кригинга допускает возникновение отрицательных значений при удалении от наблюдений; 2) сумма всех компонентов состава не может превышать единицы.

#### *Анализ данных по редкоземельным элементам с целью палеореконструкций условий образования БС*

Для подтверждения выводов предыдущих исследователей о характере климата во время осадконакопления БС в настоящей работе проанализированы индексы химического выветривания (CIA, CIW), а также титанового модуля ( $\text{Ti}/\text{Al}$ ),  $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ . В рамках настоящего исследования

предварительно оценен состав источников сноса. Для этого использовались отношение  $La/Yb$  [Тейлор, МакЛеннан, 1988; Yang et al., 1998], европиевая аномалия ( $Eu/Eu$ ) и распределения значений  $Hf$ ,  $Th$  и  $Co$ ,  $Th$ ,  $La$  и  $Sc$  на треугольных диаграммах в породах БС [Wronkiewicz, Condie, 1987]. Отношения нормализованных по хондриту значений  $La$  к  $Yb$  более 8 указывают на кислый состав источников сноса, менее 4 – основной, от 4 до 8 – промежуточный (средний) [Тейлор, МакЛеннан, 1988; Yang et al., 1998]. Европиевая аномалия, рассчитываемая как  $Eu/Eu^* = Eu_N / (0,5 \cdot (Sm_N + Gd_N))$ , где индекс  $N$  обозначает нормированные значения по хондриту или по стандартным составам глинистых сланцев (NASC, PAAS и др.) [Шатров, Войцеховский, 2009]. Для кислых магматических пород характерны значения  $Eu/Eu^* < 0,85$ , в отличие от базальтоидов ( $Eu/Eu^* > 0,85-0,90$ ) [Taylor, McLennan, 1985; McLennan, Taylor, 1991]. По данным ряда исследователей [Wronkiewicz, Condie, 1987; Cullers, 2002], кислые породы характеризуются повышенными содержаниями  $La$  и  $Th$  и пониженными  $Co$ ,  $Sc$ ,  $Cr$ ,  $Th$  по сравнению с основными.

Для установления свидетельств участия в составе пород эксгалационного материала анализировались модуль Страхова  $(Fe + Mn)/Ti$  [Страхов, 1974], отношение  $Ce/La$  [Дубинин, Волков, 1986; Стрекопытов и др., 1999] и отношение  $Zr/Hf$  [Стрекопытов и др., 1995]. По данным С.В. Стрекопытова и соавторов [1995], значения отношения  $Zr/Hf$  более 50 свидетельствует о наличии в породах гидротермального материала. А.В. Дубинин, И.И. Волков [1986] и С.В. Стрекопытов с соавторами [1999] полагают, что отношение  $Ce/La$  является более чувствительным индикатором присутствия в осадках эксгалационного материала, чем модуль  $(Fe + Mn)/Ti$ . По данным этих авторов, значения рассматриваемого показателя менее 2 указывают на влияние гидротермального источника. Согласно [Страхов, 1974], значения отношения  $(Fe + Mn)/Ti$  более 25 указывают на участие в составе пород материала подводных эксгалаций. Влияние эксгалационного фактора на породы также оценивалось при помощи анализа распределения РЗЭ, нормированных по хондриту и цериевой аномалии ( $Ce/Ce^{*NASC}$ ).

#### *Построение пространственно-временных моделей седиментации БС*

Для этой цели, кроме результатов восстановления минералогического состава пород и построения на их основе литологических колонок, 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 были выделены пачки в ее составе и построены субширотные и субмеридиональные корреляционные профили разрезов. 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 содержания основных компонентов пород (рост/снижение показателей), выраженные также в вариациях каротажных кривых. При прослеживании пачек по латерали 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.

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. На территории исследования 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.

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: по [Наг, 2014, 2018] и по [Gradstein et al., 2020]. 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].

### 2.3.2. ИССЛЕДОВАНИЕ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД В ДИАГЕНЕЗЕ И КАТАГЕНЕЗЕ

#### Реконструкция окислительно-восстановительного режима

Для уточнения окислительно-восстановительных условий формирования осадка и установления вторичной пиритизации пород использовался модуль отношения органического углерода и серы сульфидной (C/S) [Bernier, Raiswell, 1983; Bernier, 1984; Leventhal, 1995; и др.]. Согласно [Bernier, 1984], отношение C/S может быть использовано для определения пород, претерпевших вторичную пиритизацию. В осадках, образовавшихся в нормально-морских условиях, значение C/S около 3 [Bernier, Raiswell, 1983]. В этих осадках основная масса пирита была образована в раннем диагенезе в результате бактериальной деятельности. Дж.С. Левенталь [Leventhal, 1995] определил, что породы с отношением C/S = 1 претерпели вторичную сульфидизацию. Таким образом, по данным этого автора, отношение C/S может быть использовано для установления постседиментационных процессов, происходящих в породе в диа- и катагенезе.

Для всех изучаемых разрезов БС построены диаграммы коррелятивной зависимости C/S, проанализированы значения коэффициента корреляции и отклонения от зависимости, а также распределение по разрезу кремнезема и глинистого материала, кальцита, доломита, пирита, органического углерода, показателя C/S и степени пиритизации железа (СП), отношения марганца к алюминию (Mn/Al) и молибдена к марганцу (Mo/Mn), урана аутигенного (U<sub>a</sub>). Указанные показатели были использованы для реконструкции окислительно-восстановительных условий формирования пород.

Согласно Л.А. Гуляевой [1953], Н.М. Страхову [1956, 1960], Н.М. Страхову, Э.С. Залманзону, М.А. Глаголевой [1959], А.Э. Конторовичу с соавторами [19716] и Р. Райсвеллу с соавторами [Raiswell et al., 1988], степень пиритизации железа определяется как

$$СП = Fe_{\text{пир}} / (Fe_{\text{пир}} + Fe_{\text{реактив}}).$$

Р. Райсвеллом с соавторами [Raiswell et al., 1988] были предложены следующие граничные значения и соответствующие им обстановки: СП < 0,45 указывает на окисные условия, 0,45 < СП < 0,75 – «застойные» дизоксические условия, СП > 0,75 – эвксинские.

Очень низкие значения отношения Mn/Al < 0,005, согласно П. Хофману [Hofmann et al., 1999], указывают на бескислородные условия седиментации. В бескислородных условиях марганец находится в растворенной форме (Mn<sup>2+</sup>), а при смене режима на более кислородный – выпадает в осадок [Pratt et al., 1991; Холодов, 2006; и др.].

Для определения редокс-условий образования отложений используется анализ значений урана аутигенного U<sub>a</sub> [Wignall, Myers, 1988]. Как известно, уран приносится в бассейн седиментации как в твердой фазе, так и в растворе (в виде уранил-карбонатных комплексов) [Langmuir, 1978]. Уран может быть осажден в восстановительной обстановке при наличии сорбентов (ОВ или фосфатов) [Коченов и др., 1977; Holland, 1984; и др.]. Как правило, в иловых (тонкозернистых) породах отношение тория к урану равно 3 [Wignall, Myers, 1988]. Таким образом, содержание в породе урана аутигенного определяется следующим образом:

$$U_a = U_{\text{общ}} - Th/3.$$

По данным этих авторов, U<sub>a</sub> < 2 определяет окислительные условия, 2 < U<sub>a</sub> < 10 – субокислительные, 10 < U<sub>a</sub> < 15 – аноксидные (бескислородные), U<sub>a</sub> > 15 – эвксинские.

Е.А. Предтеченская с соавторами [2006] для определения окислительно-восстановительных условий использовали отношение V/Cr. В настоящей работе этот показатель, так же как и ряд других показателей (V/(V + Ni), Ni/Co, V/Cr, U/Th), применялся для определения редокс-условий формирования БС. В окислительных обстановках V и Cr не накапливаются в осадках, тогда как в восстановительных условиях оба элемента связываются органикой, и концентрация их в породах

Таблица 2.1.5

**Значения геохимических окислительно-восстановительных индексов  
для разных по насыщенности кислородом обстановок придонного слоя воды  
[Jones, Manning, 1994; Маслов, 2005]**

Обстановка	U <sub>a</sub>	СП (DOP)	V/(V + Ni)	Ni/Co	V/Cr	U/Th
Бескислородная	>10	>0,75	>0,7	>7,0	>4,25	>1,25
Дисокисная (переходная)	2-10	0,5-0,75	0,55-0,7	5,0-7,0	2,0-4,25	0,75-1,25
Окисная	<2	<0,5	<0,55	<5,0	<2,0	<0,75

*Примечание.* СП – степень пиритизации; U<sub>a</sub> – уран аутигенный (U<sub>a</sub> = U<sub>общ</sub> – Th/3).

увеличивается [Маслов, 2005]. Б. Джонс и А. Мэннинг [Jones, Manning, 1994] на примере ряда литостратиграфических подразделений верхней юры грабена Викинг в Северном море и формации Кимеридж Клэй (Kimmeridge Clay) рассмотрели возможность использования некоторых геохимических индексов и установили количественные границы между бескислородной, дисокисной и окисной зонами, которые приведены в табл. 2.1.5.

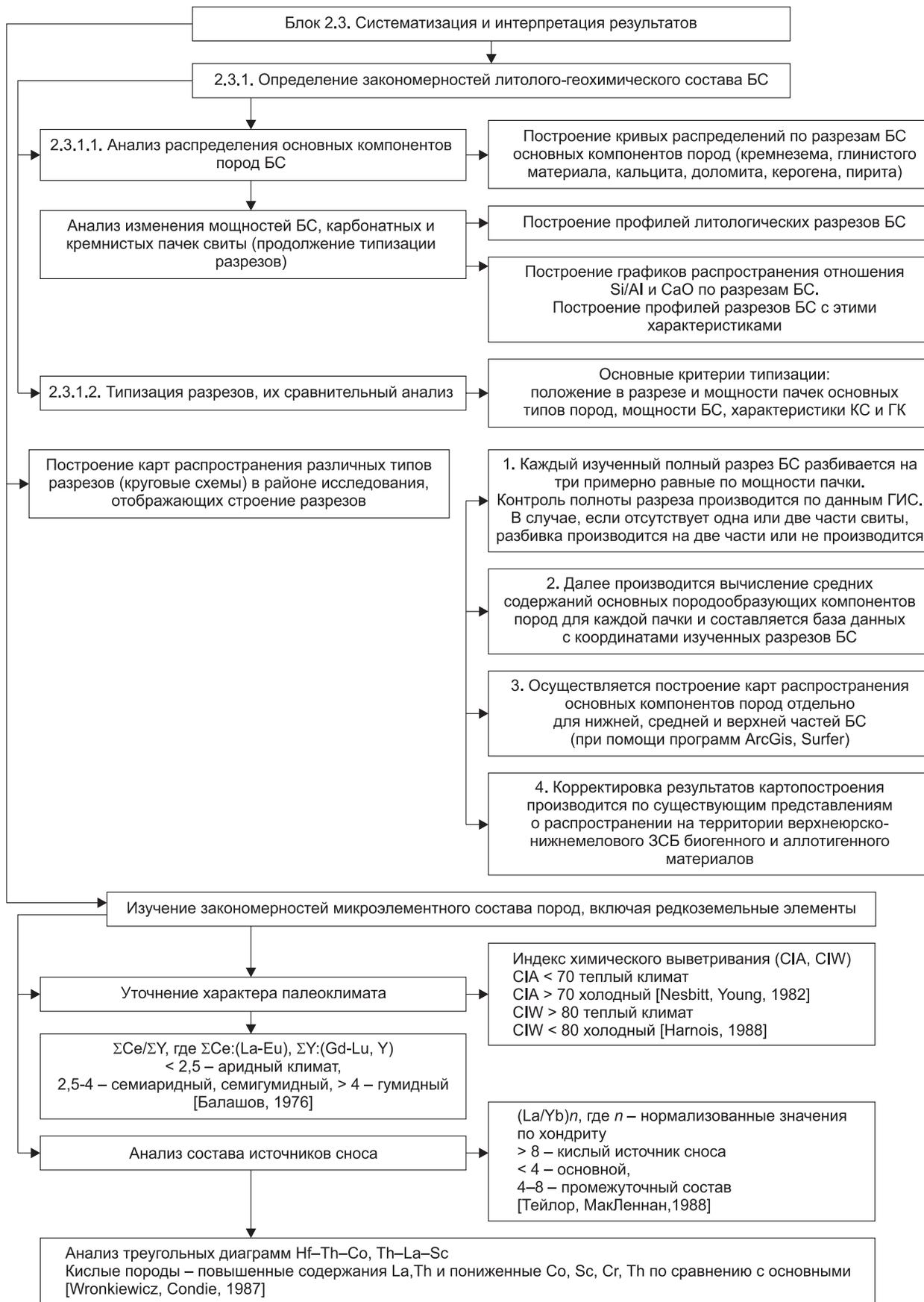
*Поиск геохимических барьеров,  
на которых происходило аутигенное минералообразование*

Отдельным этапом исследования являлся поиск интервалов, на которых в диа- или катагенезе происходило изменение физико-химических условий и концентрировались такие аутигенные минералы, как пирит, карбонаты (кальцит, доломит) и барит. Для всех изучаемых разрезов БС построены диаграммы коррелятивной зависимости C/S, проанализированы значения коэффициента корреляции и отклонения от зависимостей, а также распределение по разрезу кремнезема и глинистого материала, кальцита, доломита, пирита, органического углерода, показателя C/S и степени пиритизации железа, отношения марганца к алюминию (Mn/Al), урана аутигенного (U<sub>a</sub>). На интервалах залегания карбонатных, пиритовых и барийсодержащих пород проанализировано изменение содержания в них кремнистого, глинистого материала и СП с целью уточнения палеоусловий в эти периоды.

*Изучение изменения литологического состава БС  
с ростом катагенетической преобразованности ОВ*

Для определения изменения литологического состава БС с ростом катагенетической преобразованности ОВ [Фомин и др., 2014] проведены оценка и сравнительный анализ распределения по разрезам БС содержания доломита, кальцита, керогена, пирита, отношения C/S.

Схема физико-химических исследований пород баженовской свиты приведена на рис. 2.1.1–2.1.3.



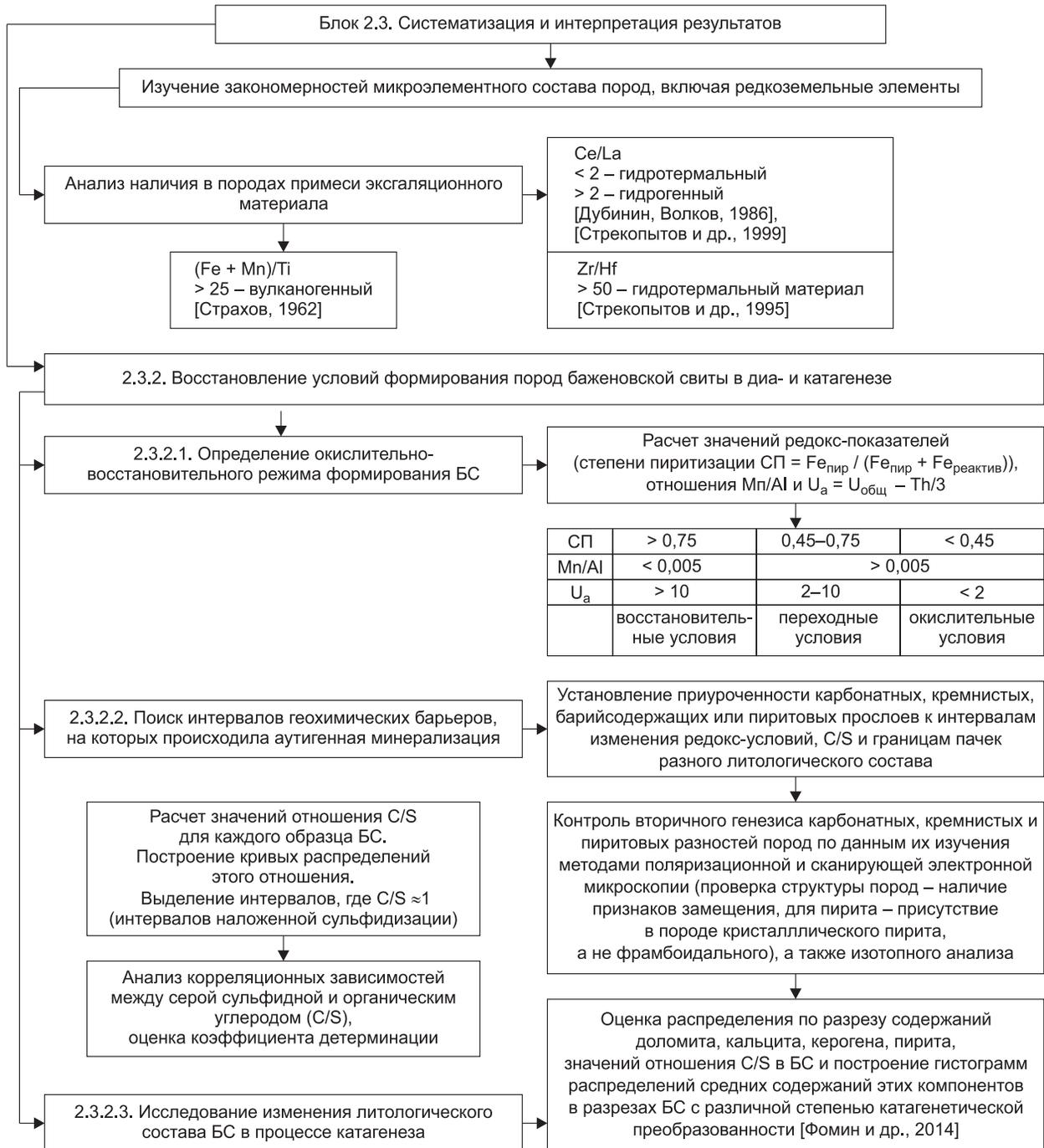


Рис. 2.1.3. Схема исследований по интерпретации полученных результатов литолого-петрографических и физико-химических анализов.

## ЛИТОЛОГИЯ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ

### 3.1. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

После выделения баженовской свиты в отдельное стратиграфическое подразделение в начале в виде пачки в составе марьяновской свиты в 1959 г. (Ф.Г. Гурари), а затем в качестве отдельной свиты в 1967 г. началось активное изучение ее литологии. Главные особенности геологии и палеогеографии верхней юры выявлены еще в конце 50-х и в 60-е годы прошлого века [Казаринов, 1958а; Гурари, 1959; Гурова, Казаринов, 1962; Конторович и др., 1967а, 1972, 1975; Гольберт и др., 1968; Нестеров, 1980]. В 1970–1980-е годы изучению вещественного состава пород БС также посвящены работы многих исследователей [Лебедев и др., 1979; Гурари, 1981; Ушатинский, 1981; Дорофеева и др., 1983; Филина и др., 1984; Условия формирования..., 1988]. В настоящее время, в связи с возросшим интересом нефтяных компаний к возможностям добычи нефти БС, значительно увеличился объем исследований ее литологического состава и условий образования по всей площади Западной Сибири [Занин и др., 2005; Предтеченская и др., 2006; Важенина, 2010а; Балущкина и др., 2013; Мухер и др., 2013; Эдер и др., 2015а,б; Бумагина и др., 2020; Хотылев и др., 2021; Перечнева и др., 2022; и др.].

Литология БС наиболее изучена в Салымском и Красноленинском районах, что связано с полученными в них притоками нефти из этой толщи. По сравнению с подстилающими и перекрывающими породами БС обогащена пиритным железом, ОВ и обеднена окисным железом, что связано с условиями накопления и преобразования осадков (морской бассейн, обилие ОВ, восстановительная обстановка, воздействие углеводородов и др.) [Конторович и др., 1967а, 1972; Ушатинский, 1981].

Прежде чем перейти к описанию типов пород БС и закономерностям их распространения на территории исследования, необходимо рассмотреть минералогические особенности основных компонентов пород изучаемой толщи (кремнезем, глинистый и карбонатный материалы, органическое вещество), а также особенности аутигенной минерализации.

#### 3.1.1. КОМПОНЕНТЫ ПОРОД

##### ОСНОВНЫЕ КОМПОНЕНТЫ ПОРОД

###### *Кремнезем*

Кремнистый биогенный материал существенно преобладает в БС над терригенным кварцем, содержание которого не превышает первых процентов. Аутигенный кремнезем в свите выполняет реликты раковин радиолярий, линзочки, присутствует в микро- и скрытокристаллическом виде. Основным минералом в силицитах является халцедон, возникший за счет опала кремне-скелетных организмов [Ушатинский, 1981]. Сохранность радиолярий различна – от прекрасно сохранившихся до сильно деформированных, переходящих затем в микролинзовидные выделения кварца без признаков биогенного строения [Сараев, 1987]. С.И. Филина и соавторы [1984] описали различные стадии перекристаллизации скелета радиолярий вплоть до полного исчезновения их форм и образования линзовидных прослоев тонкокристаллического кремнезема.

По данным изучения пород в сканирующем электронном микроскопе (СЭМ), кремнезем в изученных разрезах БС присутствует преимущественно в скрытокристаллическом виде (рис. 3.1.1, а–з). В единичных случаях в породах наблюдаются участки перекристаллизации кремнезема с образованием микрокристаллов кварца и пустотного пространства (см. рис. 3.1.1, б). В породах Центрального района содержание этого компонента в большей части пород составляет 40–60 %, к периферии бассейна содержание кремнезема сокращается до 20–30 %.

###### *Глинистый материал*

Изучение глинистых минералов БС проводилось многими авторами, среди которых следует отметить Т.И. Гурову и В.П. Казаринова [1962], Т.Ф. Антонову [1966], И.Н. Ушатинского [1981, 1987], Г.Н. Перозио и М.Ф. Соколову [Доманикиты..., 1982; Условия формирования..., 1988], С.И. Фи-

лину и др. [1984]. Все авторы называют следующий комплекс глинистых минералов в составе БС: диоктаэдрическая гидрослюда (иллит), смешанослойные минералы ряда гидрослюда-монтмориллонит, каолинит, хлорит. В составе глинистых минералов встречаются также аутигенный галлазит и монтмориллонит [Нефтегазоносность..., 1987]. С.И. Филина с соавторами [1984] привели карту распределения ассоциаций минералов глин в породах БС на площади ее развития.

По данным РСА, глинистые минералы пород БС изученных разрезов представлены преимущественно слюдой мусковитового типа 2М1 (рис. 3.1.2–3.1.5), в меньшей степени смешанослойными минералами ряда иллит-сметит при незначительном содержании каолинита и хлорита (в большинстве случаев не более 10–15 % каждого). Как можно видеть на приведенных гисто-

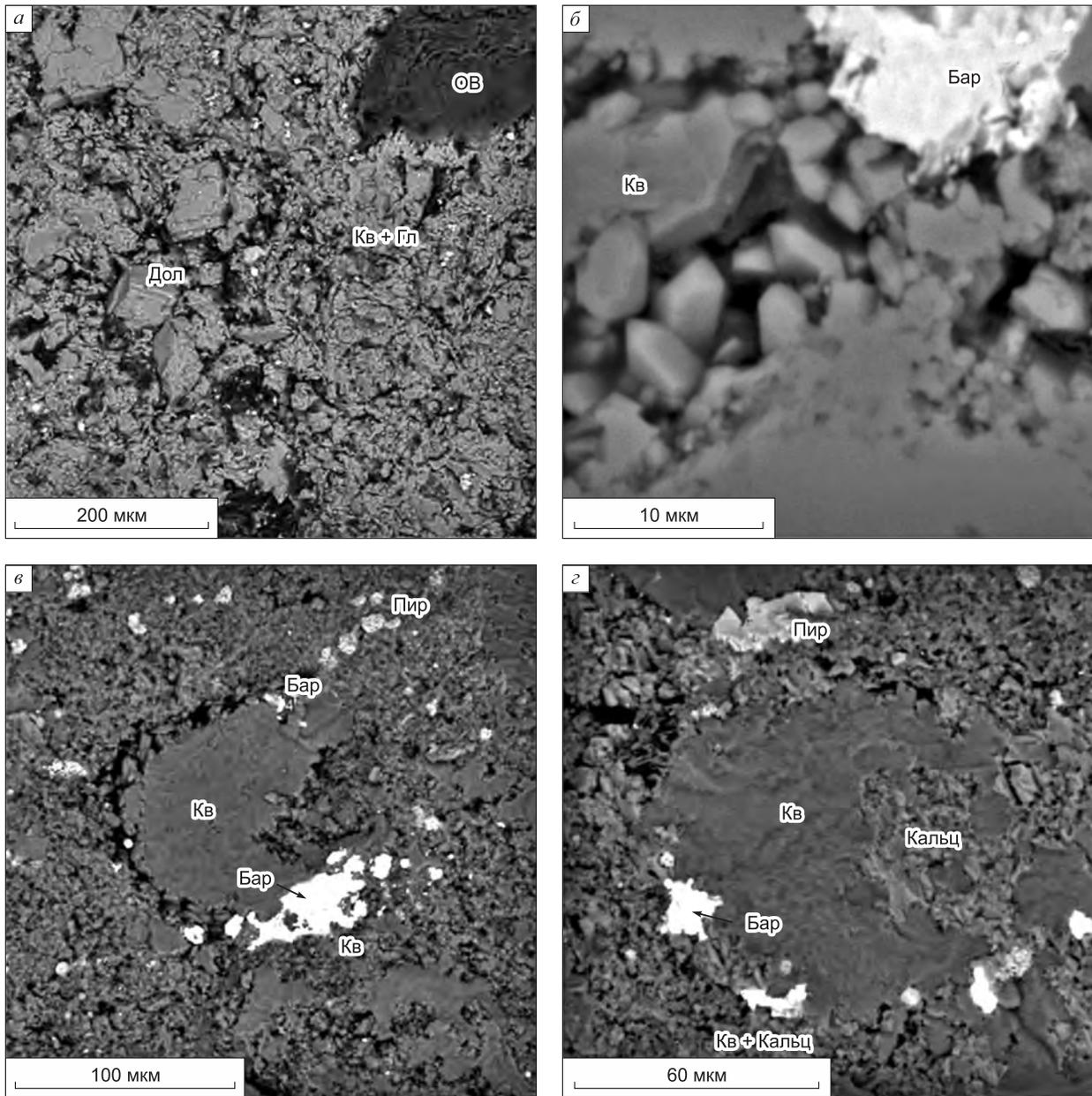


Рис. 3.1.1. Кремнистый биогенный материал БС.

а – кремнезем в скрытокристаллическом виде, микрокристаллы доломита (Дол), скопление ОВ в силиците керогеновом. Дружная площадь. Обр. 322-Д-233а. Глубина 2858,5 м; б – микрокристаллы кварца (Кв) и образования барита (Бар) в силиците скрытокристаллическом. Малобалыкская площадь. Обр. М-901-35. Глубина 2909,99 м; в, г – образования барита и пирита (Пир) в окаймлении кремнистых реликтов радиоларий в силиците керогеновом. Дружная площадь. Обр. 322-Д-233б. Глубина 2858,5 м.

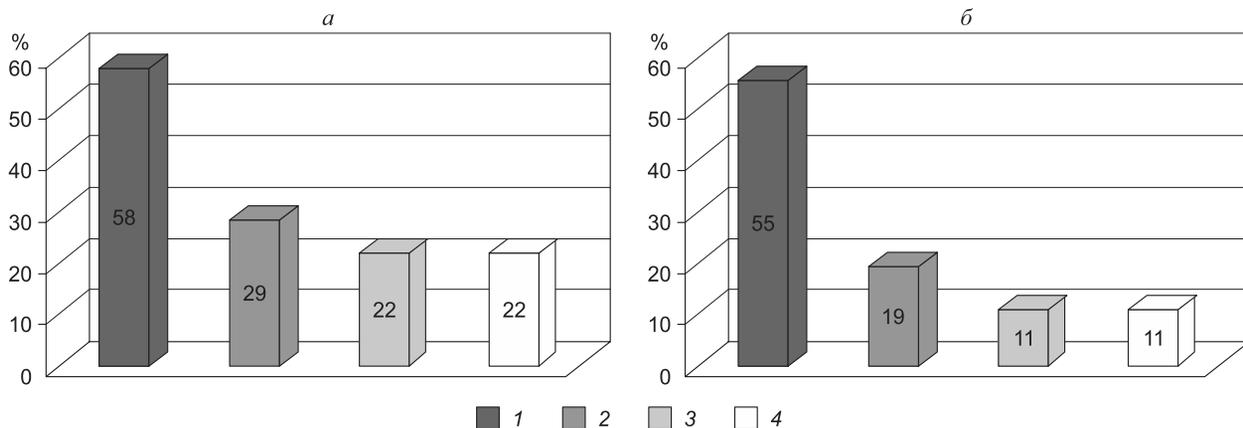


Рис. 3.1.2. Средний состав глинистой фракции пород баженовской свиты Центрального района.

а – скв. 306, Южно-Ягунская, б – скв. 70, Повховская. 1 – гидрослюда (слюда мусковитового типа 2М1), 2 – иллит-сметтит, 3 – каолинит, 4 – хлорит.

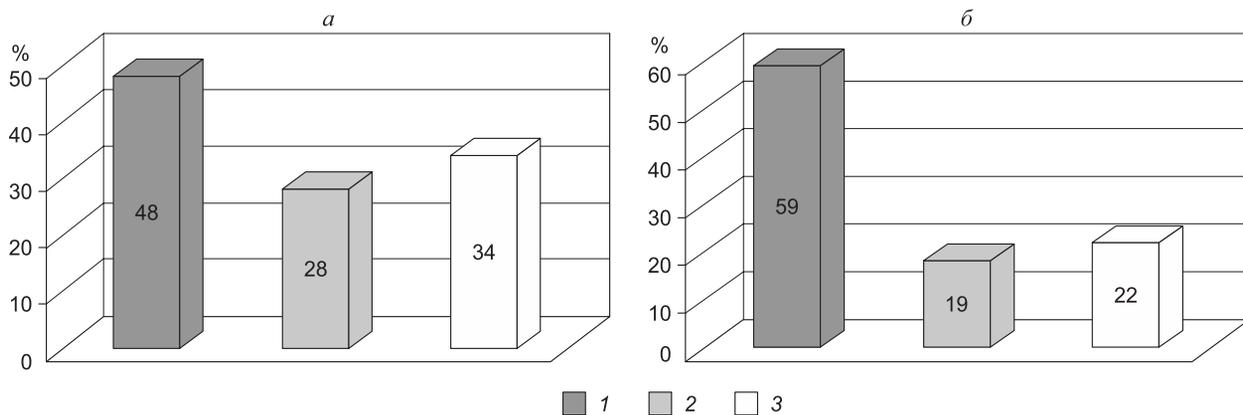


Рис. 3.1.3. Средний состав глинистой фракции пород баженовской свиты Юго-Восточного района.

а – скв. 2287, Первомайская, б – скв. 1, Новонадеждинская. 1 – гидрослюда (слюда мусковитового типа 2М1), 2 – каолинит, 3 – хлорит.

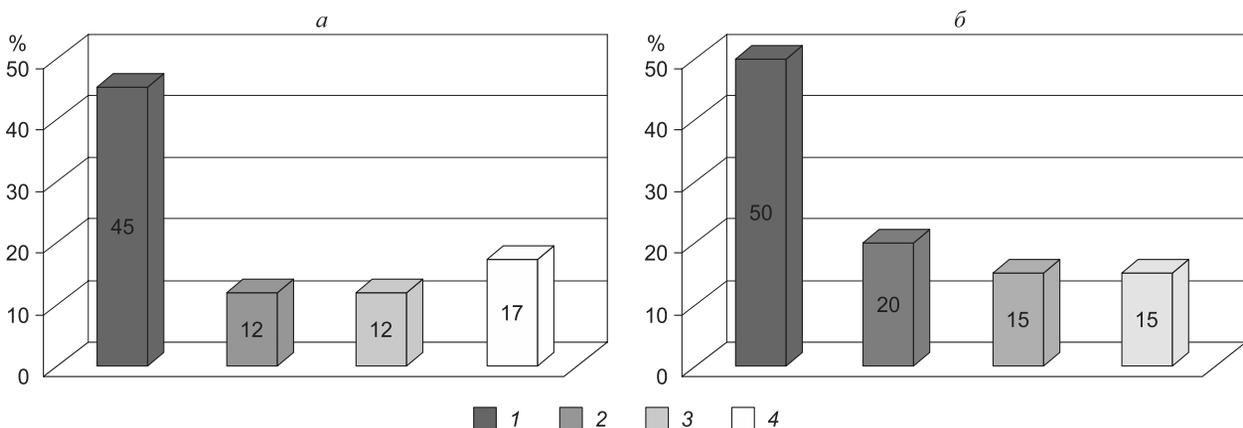


Рис. 3.1.4. Средний состав глинистой фракции пород баженовской свиты Южного района.

а – скв. 11, Межовская, б – скв. 4, Ракитинская. 1 – гидрослюда (слюда мусковитового типа 2М1), 2 – иллит-сметтит, 3 – каолинит, 4 – хлорит.

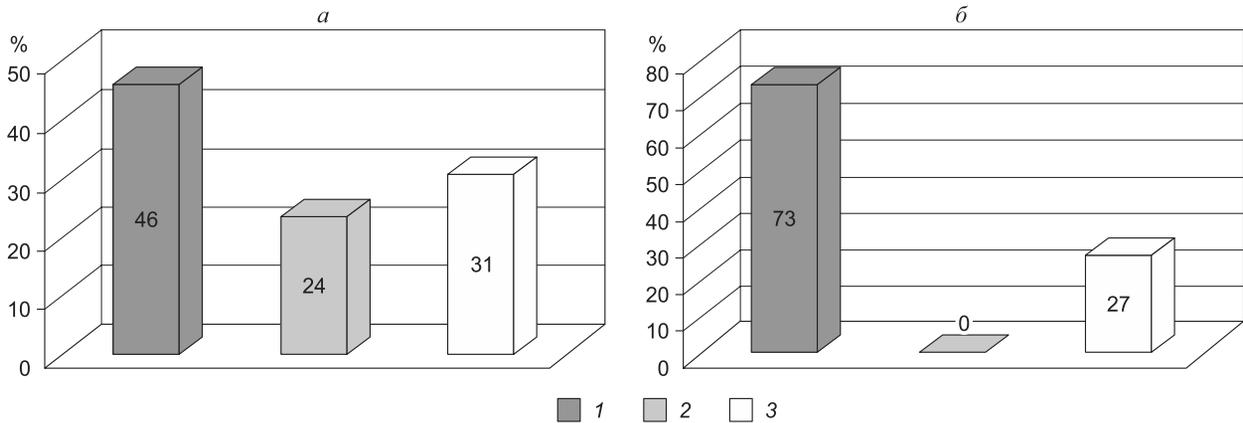
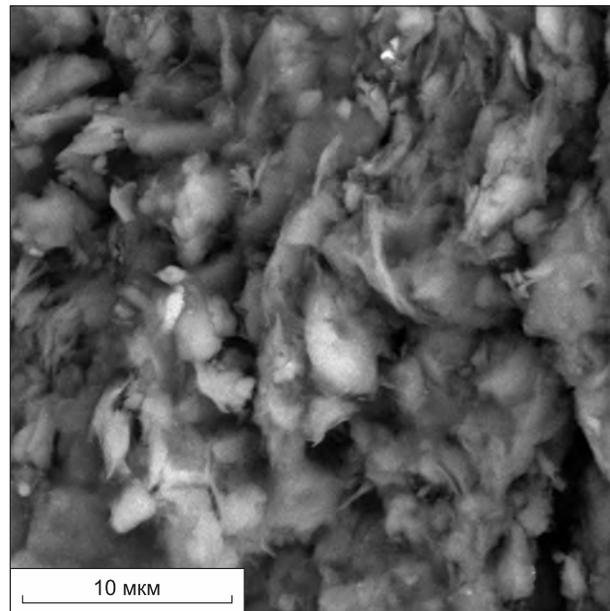


Рис. 3.1.5. Средний состав глинистой фракции пород баженовской свиты Северного района.

а – скв. 710, Западно-Пурпейская, б – скв. 356, Ево-Яхинская. 1 – гидрослюда (слюда мусковитового типа 2М1), 2 – каолинит, 3 – хлорит.

Рис. 3.1.6. Иллит-сметтит. Баженовская свита.

Скв. 2802, Салымская. Обр. Салым-2802-Я14. Глубина 2789,90 м.



граммах, состав глинистой фракции по районам существенно не различается. Некоторые разрезы БС Северного и Юго-Восточного районов характеризуются повышенными содержаниями каолинита и хлорита (см. рис. 3.1.3, 3.1.5). Суммарные значения содержания каолинита и хлорита в БС в Центральном районе не превышают 2–3 %, в Юго-Восточном и Северном районах – 25–30 %. Роль каолинита и хлорита возрастает (5–10 %) в некоторых разрезах Центрального района в зоне перехода от БС к подачимовской пачке.

Иллит-сметтитовые образования имеют волокнистую форму и распределены по всему пространству породы (рис. 3.1.6). Пластинчатая форма частиц сокращает сечение поровых каналов и снижает их проницаемость.

#### Карбонаты

Присутствие известковых и в меньшей степени доломитовых прослоев в БС упоминалось многими исследователями [Ушатинский, Зарипов, 1978; Зубков, Доронина, 1982; Предтеченская и др., 2006; Немова, 2015; и др.].

Согласно Т.И. Гуровой, В.П. Казаринову [1962], кальцит БС представлен двумя генерациями: сингенетичной в виде мелких (0,008–0,02 мм) кристалликов, беспорядочно расположенных в основной глинистой массе, и диагенетичной – до 0,5 мм с весьма расплывчатыми контурами при-

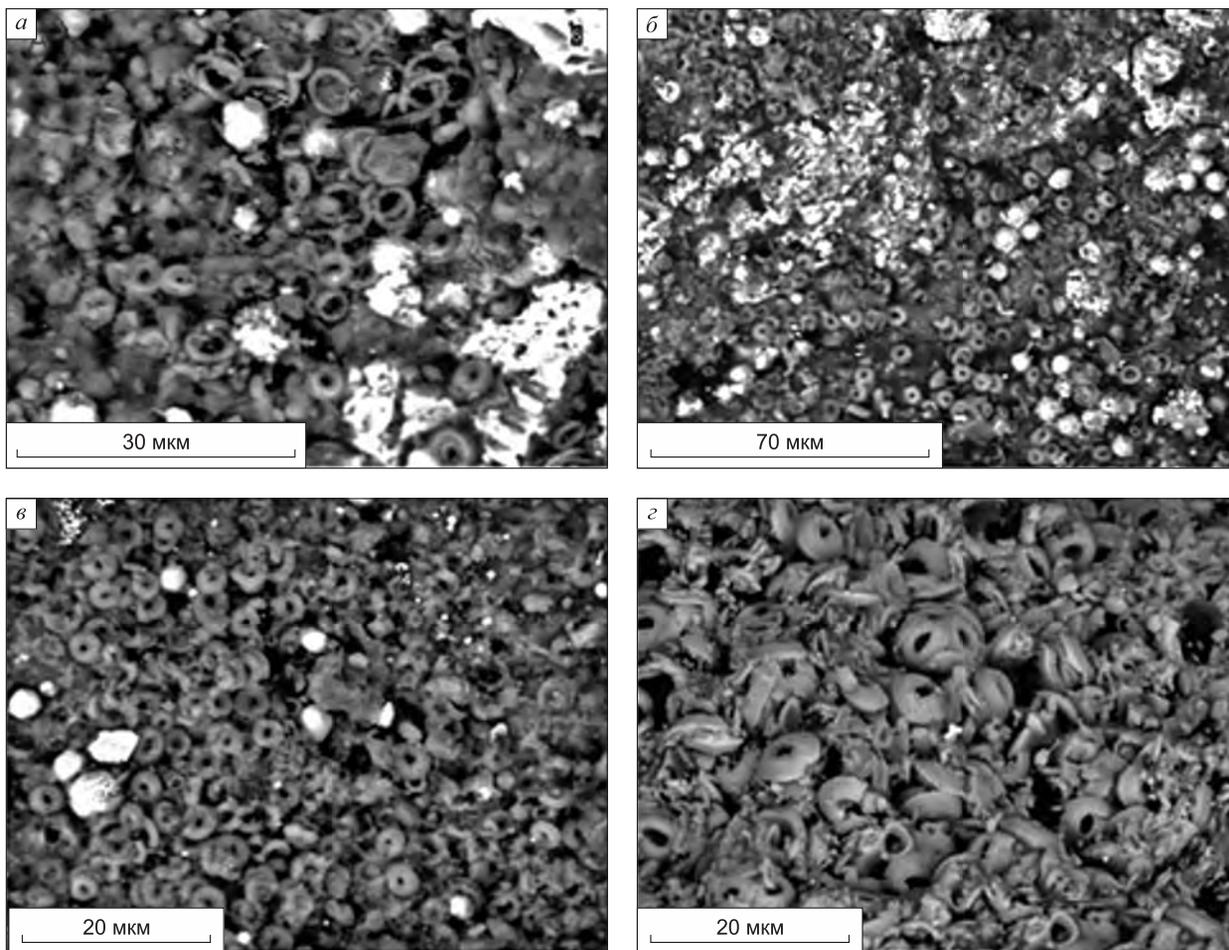


Рис. 3.1.7. Остатки кокколитофорид кольцеобразной формы (кокколиты), представленные кальцитом в микститах кероген-карбонатных баженовской свиты Юганской мегавпадины и Хантейской гемиянтеклизы.

чудливых очертаний. Кальцит и доломит слагают отдельные слои, а также замещают минералы кремнезема в скелетах радиолярий, образуя по ним псевдоморфозы. К вторичным известнякам относятся также карбонатные конкреции, более подробно описанные ниже. Содержание карбонатных минералов в большинстве пород БС невелико (в среднем 10 %). С.И. Филина и соавторы [1984] отмечали, что при кальцитизации пород БС, сопровождающейся раскристаллизацией кальцита, наблюдается перераспределение рассеянного ОВ. Это заключение соотносится с низкими содержаниями керогена в карбонатных породах БС в большинстве случаев (1–3 %).

Источником первичного кальцита являлись: 1) известковый нанопланктон (главным образом кокколитофориды), что установлено по результатам исследований многочисленных образцов в сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) и подтверждает выводы предыдущих исследователей [Гурова, Казаринов, 1962; Ясович, Поплавская, 1975; Филина и др., 1984; Захаров, 2006; Zanin et al., 2012; Балушкина и др., 2013; Панченко и др., 2015а; Эдер и др., 2015а,б; и др.] (рис. 3.1.7, а–г); 2) раковины двустворок, образующие послойные скопления, преимущественно в верхней половине свиты, упоминались многими исследователями [Брадучан и др., 1986; Захаров, 2006; Предтеченская и др., 2006; Панченко и др., 2015а; и др.]. Особенности их распределения рассмотрены наиболее подробно в работе Е.А. Предтеченской и соавторов [2006]. И.В. Панченко и соавторы [2015а] в нижней и средней частях баженовской свиты центральной части ЗСБ выделяют две пачки с многочисленными известковыми микропрослоями, представленными остатками двустворок. По результатам изучения пород в СЭМ определено, что кальцит и доломит в карбонатных и карбонатсодержащих породах БС находятся в скрыто- и микрокристаллическом виде, на некоторых участках породы наблюдаются различные генерации кальцита, ранние (с меньшим размером микрокристаллов) и более поздние (с относительно большим размером индивидов)

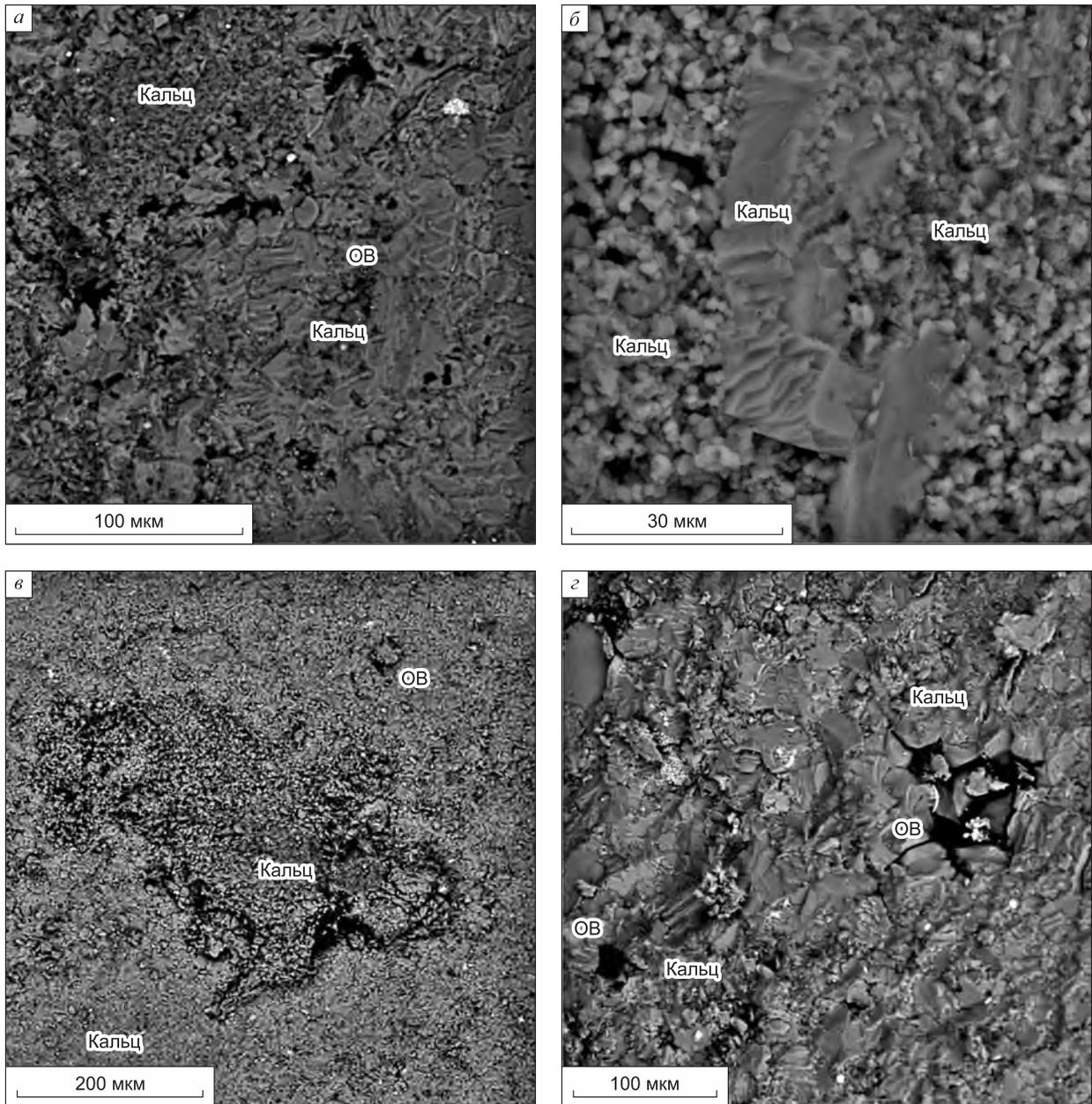


Рис. 3.1.8. Карбонатные породы баженовской свиты.

*a, б* – две генерации кальцита (Кальц) в БС Южно-Ягунской площади; *a* – микстит кероген-карбонатный. Обр. 306-ЮЯ-266. Глубина 2808,33 м; *б* – известняк. Обр. 306-ЮЯ-290. Глубина 2815,07 м; *в, г* – заполнение порового пространства в местах раскристаллизации кальцита органическим веществом (ОВ); *в* – известняк. Обр. 306-ЮЯ-301. Глубина 2817,64 м; *г* – микстит керогеновый. Дружная площадь. Обр. Д-322-Д-192. Глубина 2848,05 м.

(рис. 3.1.8, *a, б, г*). В некоторых случаях в зонах перекристаллизации карбонатного материала наблюдается заполнение пустотного пространства органическим веществом (см. рис. 3.1.8, *в, г*). Микроскопические исследования показали, что доломит присутствует в виде мелких ромбоэдрических кристалликов или в скрытокристаллическом виде.

#### *Органическое вещество*

Органическое вещество является важнейшим компонентом пород БС, поскольку именно с ним связано формирование основной массы залежей нефти в Западной Сибири. Н.Б. Вассоевич и А.Э. Конторович уже на ранних этапах исследований БС обратили внимание, что кероген являет-

ся в этой толще породообразующим компонентом (5–25 %). По мнению многих исследователей, источником ОВ были преимущественно планктонные организмы, радиолярии и водоросли, бактерии. По данным С.В. Сараева [1987], органическое вещество БС образует самостоятельные сгустки и пленки, а также полимерные микро- и коллоидно-зернистые смеси с кремнистым, глинистым и карбонатным материалом. Аквагенный генезис ОВ баженовской свиты подтверждается данными об изотопном составе керогена, его элементным составом (водород) и материалами по геохимии углеводородов биомаркеров [Конторович и др., 1967а; Конторович и др., 1991, 2009; Peters et al., 1993; и др.].

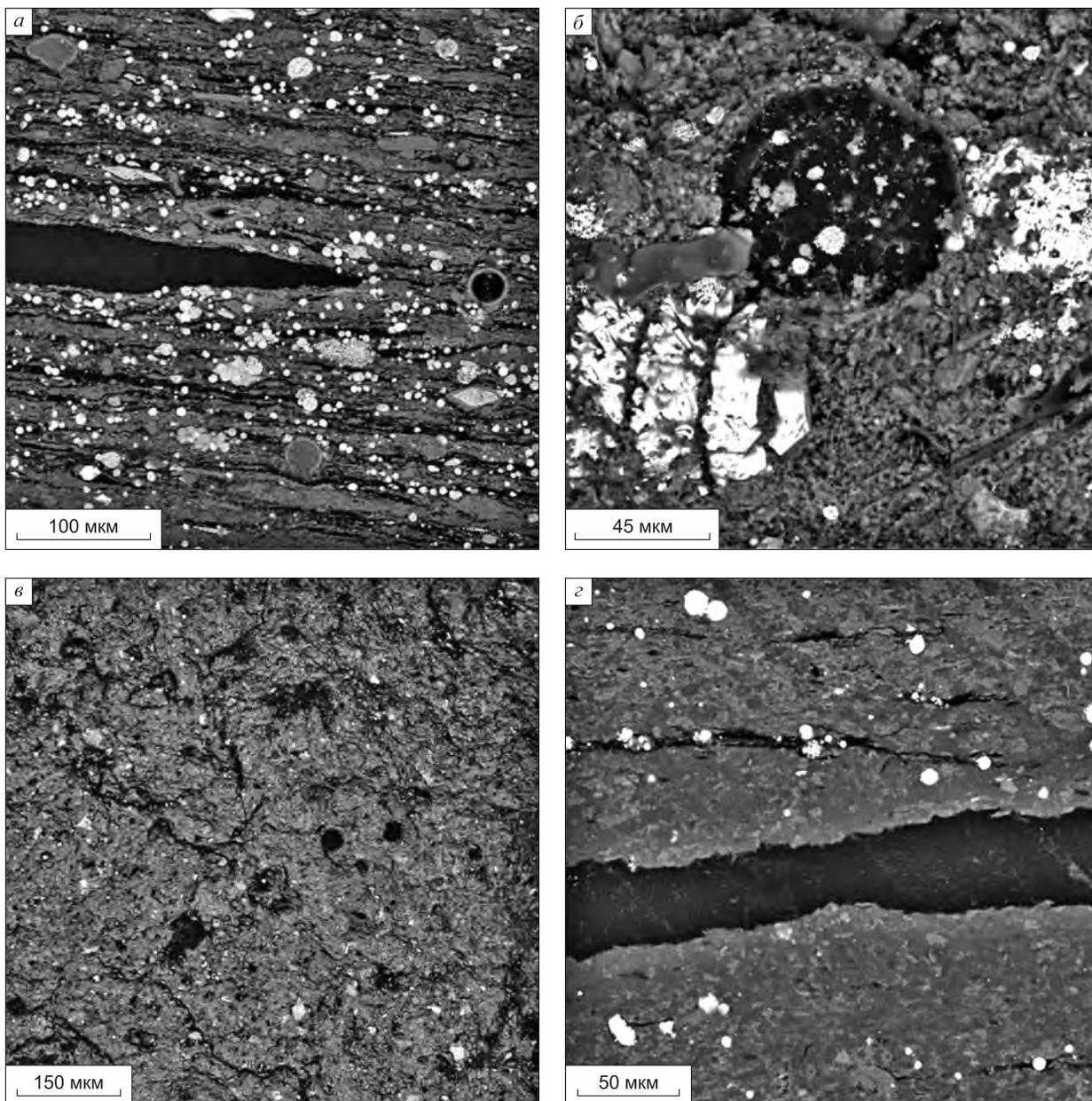


Рис. 3.1.9. Органическое вещество (черное) в породах баженовской свиты и переходной толщи Малобалыкской площади.

*а* – распределение ОВ в виде тонких линзочек-прослоев, линза и остаток кальцисферы (круглый), заполненные ОВ. Обр. МБ-901-14. Глубина 2896,91 м; *б* – пустотное пространство в пределах остатка кальцисферы, заполненное ОВ в микстите кероген-карбонатном. Обр. МБ-901-19. Глубина 2899,2 м; *в* – заполнение полостей растворения кальцисфер в аргиллите переходной зоны к подачимовской пачке. Обр. МБ-901-8. Глубина 2890,91 м; *г* – заполнение трещины ОВ в аргиллите переходной толщи. Обр. МБ-901-7. Глубина 2889,91 м.

Согласно результатам настоящего исследования, органическое вещество в БС наблюдается в нескольких модификациях: 1) в виде бурых микролинзочек (в некоторых случаях линз-прослоев), удлиненной формы толщиной 0,01–0,03 мм, длиной 0,05–0,07 мм, до 1 мм (рис. 3.1.9, *а*); 2) в микродисперсном виде, заполнение микропустот, придающее темно-бурый до черного цвет породе (см. рис. 3.1.9, *а, в, г*); 3) заполнение трещин толщиной около 50 мкм (см. рис. 3.1.9, *г*); 4) в виде углеродистых обломков удлиненной или неправильной формы размером 50–400 мкм (рис. 3.1.10, *б*); 5) внутреннее выполнение кальцитизированных остатков радиолярий или кальцисфер (см. рис. 3.1.9, *а–в*). По данным А.Э. Конторовича с соавторами [2019], если учесть, что значительная часть органического вещества была утеряна (вода, диоксид углерода, аммиак, сероводород, газообразные и жидкие углеводороды, гетероциклические соединения), то к началу катагенеза максимальные концентрации органического вещества в породах могли достигать 40–45 %.

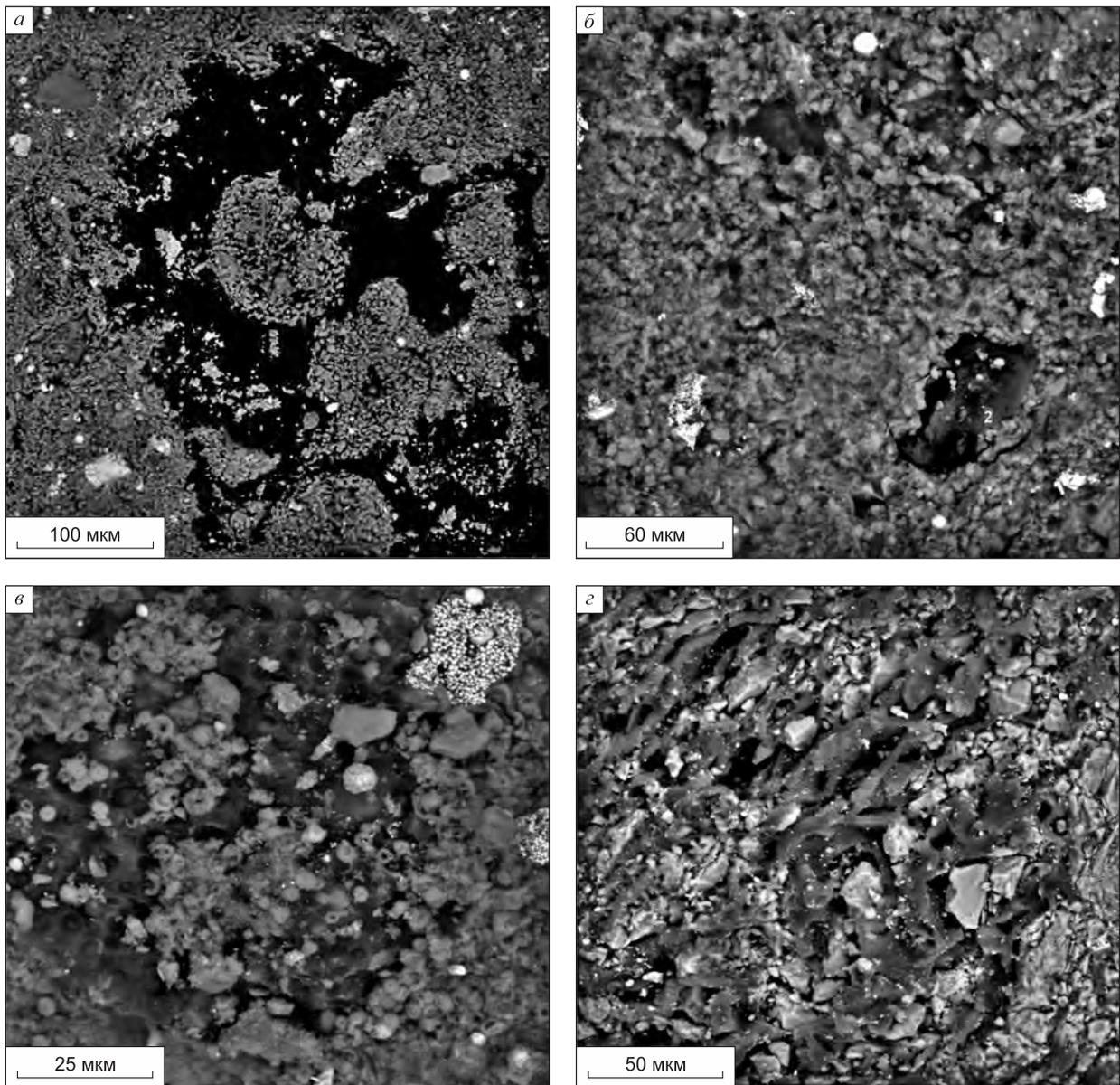


Рис. 3.1.10. Органическое вещество (черное) в породах баженовской свиты Чупальской площади.

*а* – заполнение порового пространства ОВ вокруг остатка радиолярии в силиците. Обр. Ч-67-К9. Глубина 2896,91 м; *б* – углеродистый обломок в силиците керогеновом. Обр. Ч-67-30. Глубина 2958,0 м; *в* – заполнение порового пространства ОВ в микстите кероген-кремнистом. Обр. Ч-67-20. Глубина 2952,1 м; *г* – скопления ОВ в микстите кероген-глинистом. Обр. Ч-67-К14а. Глубина 2959,89 м.

### Пирит

Пирит в БС является одним из породообразующих компонентов. В большинстве случаев повышенное содержание пирита в породах отвечает повышенному содержанию органического вещества. Содержание пирита в породах свиты меняется в пределах от первых процентов до 20–25 %, в большинстве образцов – 5–10 %. Встречаются прослои или линзы (1–2 см) с содержанием пирита 50–65 %. Многими авторами [Сараев, 1987; Зубков, 2001б; Занин и др., 2005; и др.] отмечалось, что пирит встречается в виде тонкой вкрапленности (рассеянный фрамбоидальный

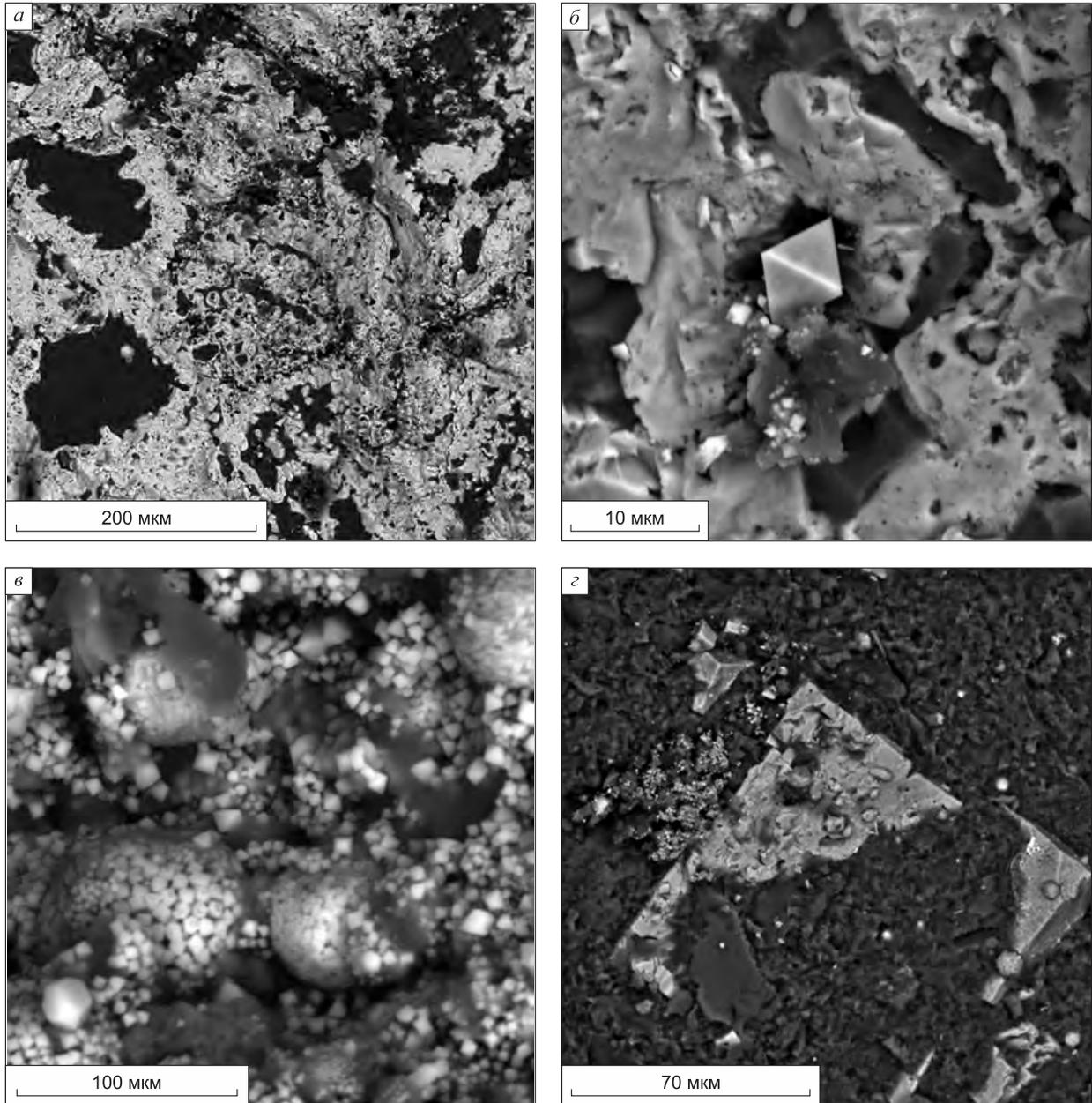


Рис. 3.1.11. Различные морфологические типы пирита в породах баженовской свиты.

*а* – скрытокристаллический пирит, частично замещающий реликты радиоларий; *б* – микрокристаллик пирита в ассоциации со скрытокристаллическим пиритом; *а, б* – микстит кероген-кремнистый. Повховская площадь. Обр. П-70-291. Глубина 2990,61 м; *в* – фрамбоиды пирита в микстите глинистом. Дружная площадь. Обр. 322-Д-186. Глубина 2846,89 м; *г* – относительно крупный кристалл пирита кубической формы в микстите глинистом. Салымская площадь. Обр. 2802-С-Я17. Глубина 2789,5 м.

пирит), микролинзочек и, так же как карбонатные минералы, образует псевдоморфозы по радиоляриям.

В изученных разрезах пирит образует несколько модификаций и встречается в виде:

- разнообразных псевдоморфоз, образованных по реликтам радиолярий (рис. 3.1.11, *a*), в одних случаях наблюдается замещение только оторочки скелета радиолярии, в других - пирит полностью замещает их остатки. Ранее псевдоморфозы пирита по радиоляриям отмечались в работах многих авторов [Сараев, 1987; Ушатинский и др., 1980; Доманикиты..., 1982; Условия формирования..., 1988; и др.];

- скрытокристаллическом и микрокристаллическом виде (см. рис. 3.1.11, *б, г*);

- скоплений и отдельных фрамбоидов (сфероидальных агрегатов микрокристаллов) (рис. 3.1.12, *a-e*). Встречаются довольно крупные (до 400 мкм) участки, выполненные скоплениями этих образований пирита. Размеры отдельных фрамбоидов варьируют от 2 до 12 мкм (до 30 мкм в подстилающих и перекрывающих породах). Даже в пределах одного образца в разных генерациях фрамбоидов наблюдается различная форма микрокристалликов, слагающих их: кубическая, октаэдрическая или пентагон-додекаэдрическая (см. рис. 3.1.12, *a-e*). В ряде случаев при изучении пород в СЭМ обнаруживаются предположительно остатки бактериальной оболочки, окружавшей фрамбоид (см. рис. 3.1.12, *г*).

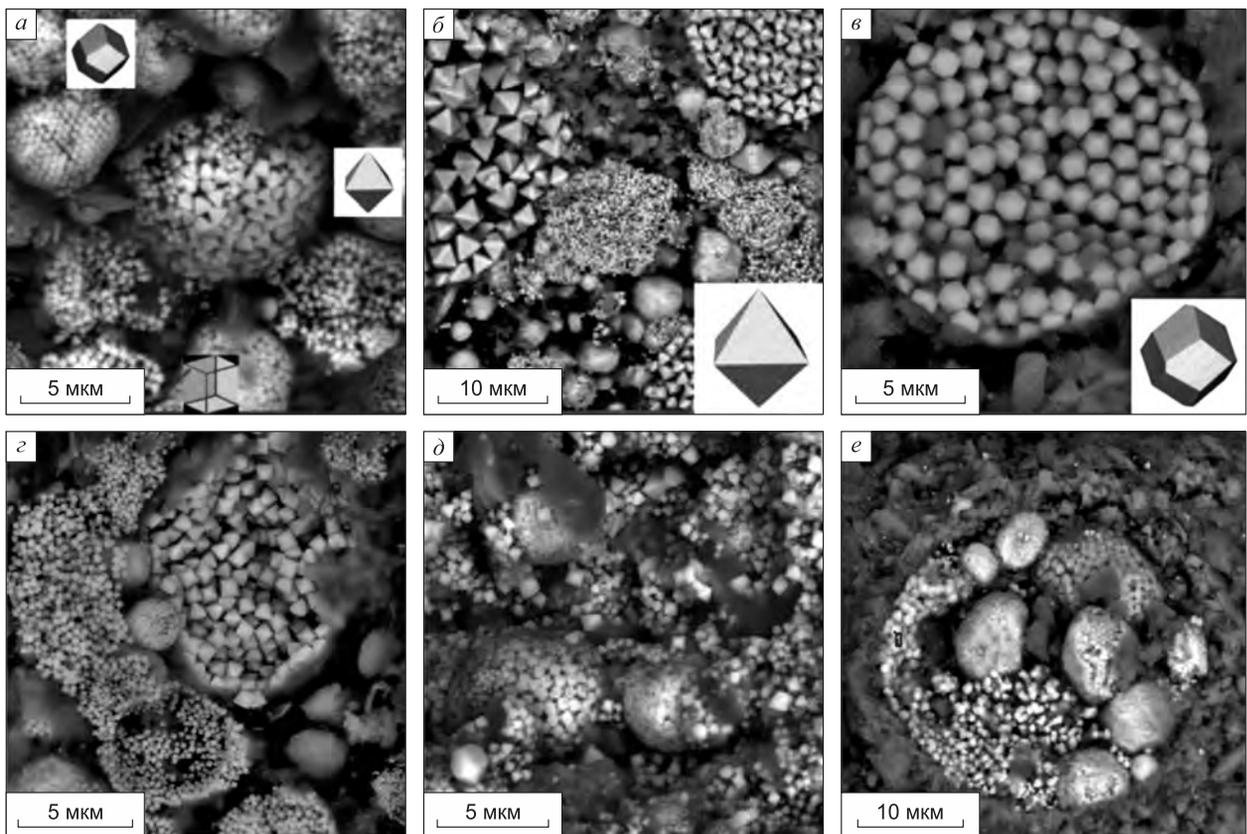


Рис. 3.1.12. Фрамбоиды пирита в породах баженовской свиты.

*a, б* - фрамбоиды с различными видами микрокристалликов (октаэдрической, кубической и пентагон-додекаэдрической формы) в микстите керогеновом. Южно-Ягунская площадь. Обр. 306-ЮЯ-207а. Глубина 2793,59 м; *в* - фрамбоид пирита с микрокристаллами пентагон-додекаэдрической формы в микстите керогеновом. Южно-Ягунская площадь. Обр. 306-ЮЯ-209а. Глубина 2793,74 м; *г* - фрамбоид пирита, окаймленный реликтом бактериальной оболочки в микстите керогеновом. Повховская площадь. Обр. 70-П-263а. Глубина 2981,51 м; *д, е* - фрамбоиды пирита в микстите глинистом (*д* - фрамбоиды с реликтами оболочки; *е* - заполнение полости фрамбоидами пирита). Дружная площадь. Обр. 322-Д-186. Глубина 2846,89 м.

### ВТОРОСТЕПЕННЫЕ КОМПОНЕНТЫ ПОРОД БС

#### Барит

В породах БС встречаются образования барита ( $BaSO_4$ ), значительно реже – виверита ( $BaCO_3$ ), в виде следующих модификаций:

- отдельных мелких кристалликов (2–20 мкм) (рис. 3.1.13, б);

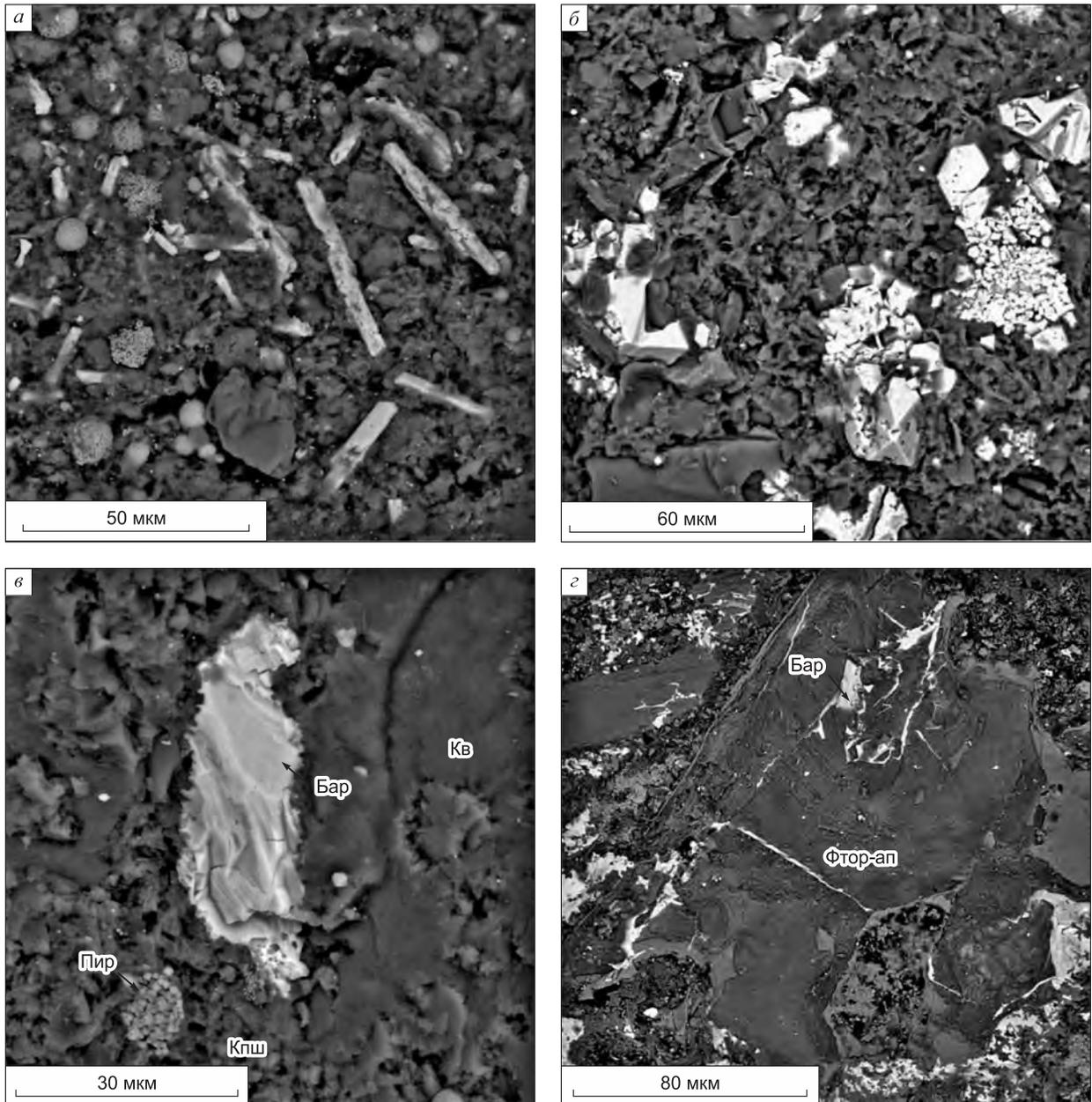


Рис. 3.1.13. Барит в породах баженовской свиты.

а – микрокристаллы барита удлиненной формы в микстите керогеновом. Южно-Ягунская площадь. Обр. 306-ЮЯ-210. Глубина 2794,17 м; б – скопления барита (белые) в микстите глинистом. Южно-Ягунская площадь. Обр. 306-ЮЯ-193. Глубина 2790,04 м; в – барит в скрытокристаллическом виде. Обр. ЮЯ-3-6-212. Глубина 2794,78 м; г – барит, заполняющий трещины в фосфатном костном обломке рыб, представленном карбонатпатитом (Фтор-ап). Чупальская площадь. Обр. Ч-67-К12. Глубина 2957,01 м.

- образований удлиненной формы (см. рис. 3.1.13, а, 3.1.14, а) толщиной 3–20 мкм, длиной 10–60 мкм, скоплений различной формы (рис. 3.1.14, в, 3.1.15, в). В ряде случаев удлиненные образования барита расположены по напластованию (см. рис. 3.1.15, б);  
 - относительно крупных (30–50 мкм) линз микро- и скрытокристаллического барита.

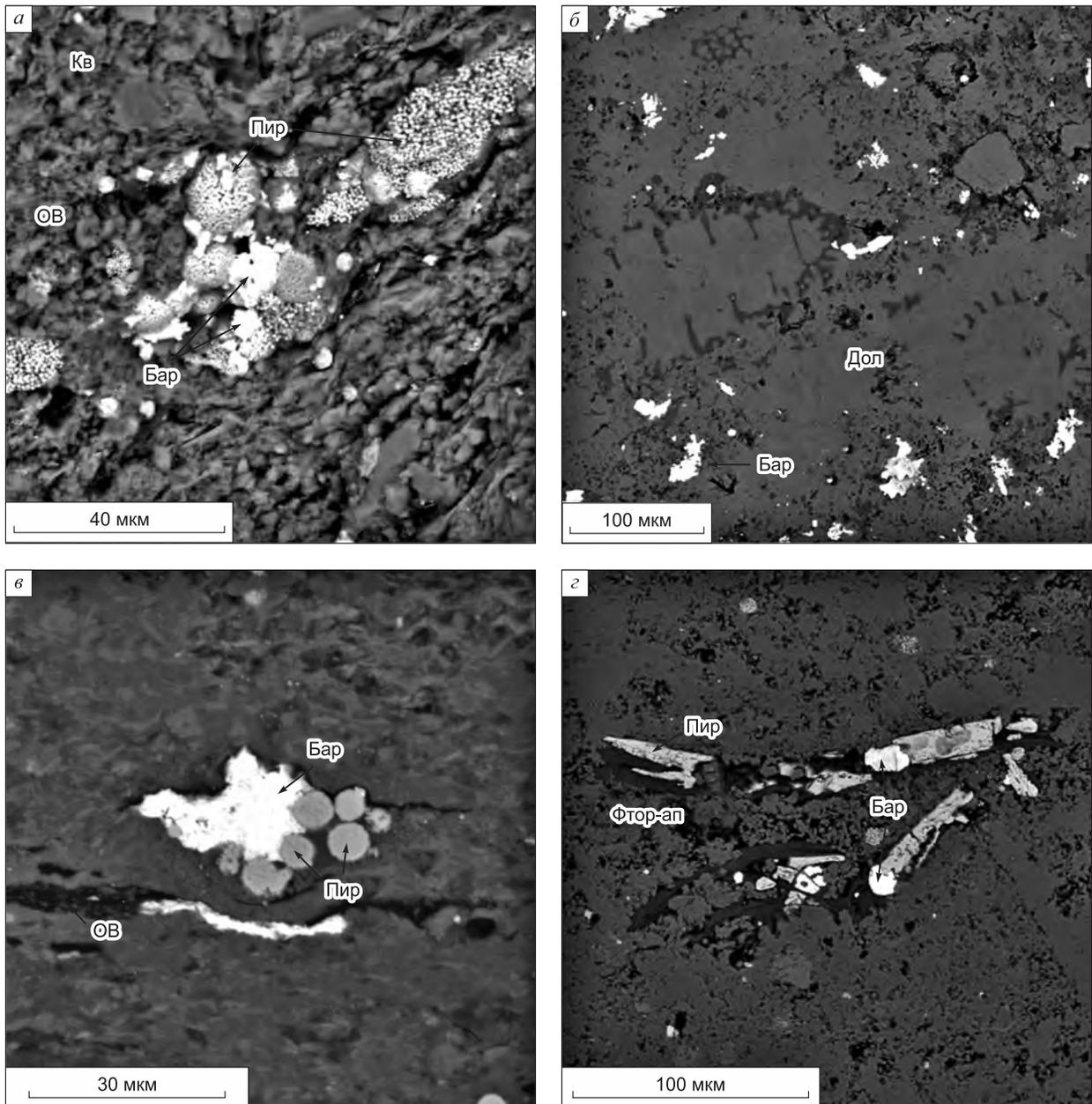


Рис. 3.1.14. Барит в породах баженовской свиты.

а - мелкие образования барита в ассоциации с фрамбоидами пирита (Пир) в микстите кероген-глинисто-кремнистом. Южно-Ягунская площадь. Обр. 306-ЮЯ-266. Глубина 2808,33 м; б - образования барита (белые) в силиците-радиолярите. Малобалыкская площадь. Обр. М-901-25. Глубина 2903,77 м; в - скопление барита в ассоциации с фрамбоидами пирита в аргиллите. Малобалыкская площадь. Обр. М-901-7. Глубина 2889,91 м; г - барит, частично замещающий фосфатные костные обломки рыб. Малобалыкская площадь. Обр. М-901-35. Глубина 2909,99 м.

В некоторых случаях отмечается совместное нахождение пирита и барита, образованных, по всей видимости, в разные периоды времени, главным образом на стадии диа- и катагенеза (см. рис. 3.1.15, а, в). В ряде случаев барит заполняет пустотное пространство между фрамбоидами пирита (см. рис. 3.1.14, а). Отмечается приуроченность барита к фаунистическим остаткам: реликтам радиолярий (см. рис. 3.1.1, в, г) и фосфатным обломкам (заполнение трещин (см. рис. 3.1.9, г) или частичное замещение совместно с пиритом (см. рис. 3.1.15, г).

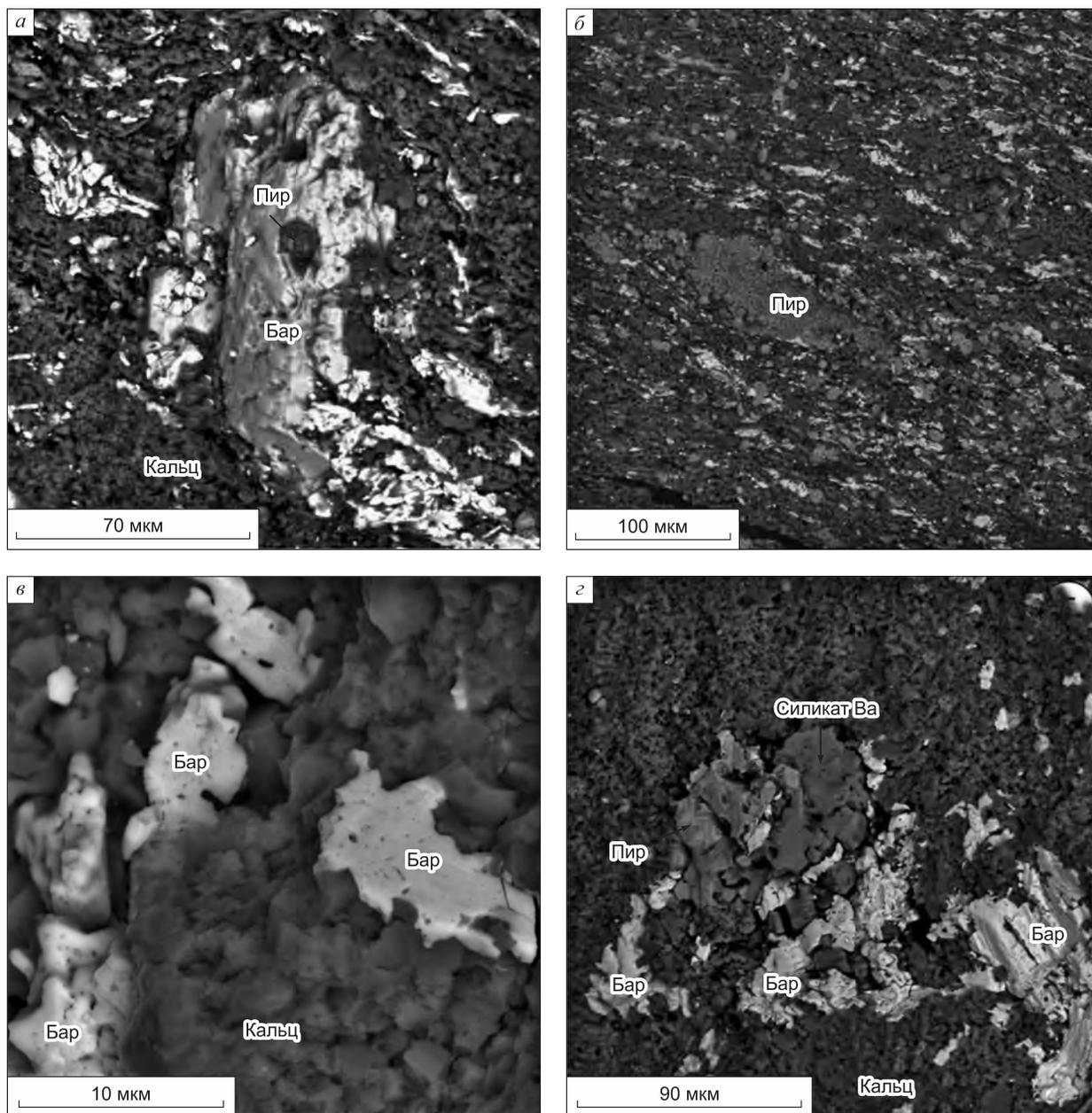


Рис. 3.1.15. Барит в породах баженовской свиты.

а – скопление барита (Бар), в полости которого фрамбоид пирита (Пир) в микстите кероген-карбонатном. Салымская площадь. Обр. С-2802-13. Глубина 2804,13 м; б – частые образования барита удлиненной формы (светло-серые), расположенные по напластованию в микстите кероген-карбонатном. Салымская площадь. Обр. С-2802-15а. Глубина 2801,16 м; в – образования барита неправильной формы в известняке доломитовом; г – ассоциация пирита, барита и силиката бария(?); в, г – Южно-Ягунская площадь. Обр. 306-ЮЯ-212. Глубина 2794,78 м.

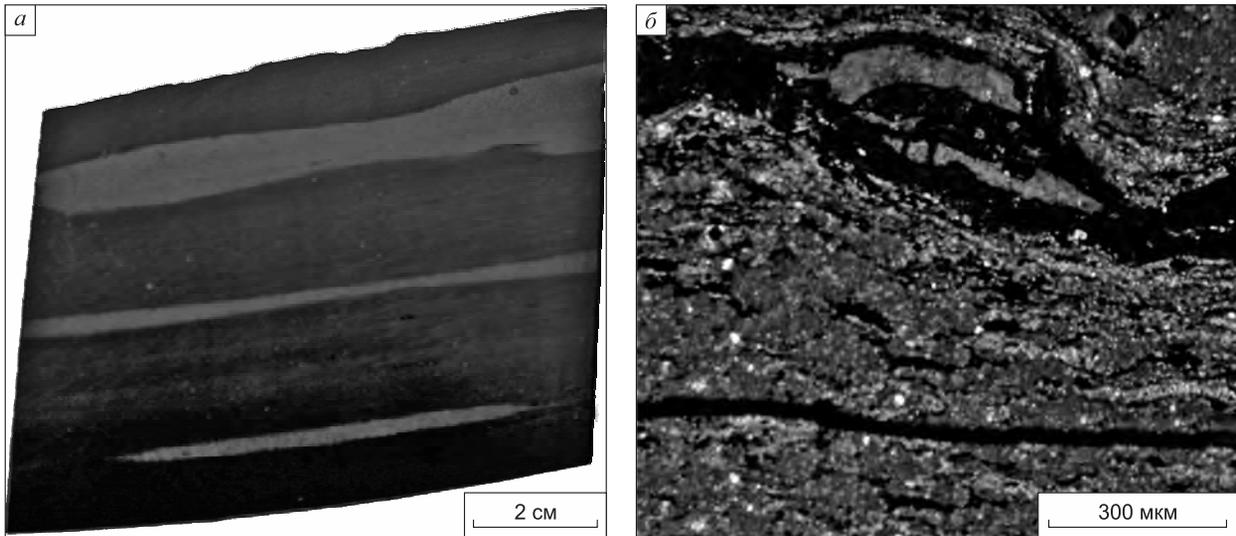


Рис. 3.1.16. Линзы микро- и скрытокристаллического барита в баженовской свите Южно-Ягунской площади.  
а – фото керна, б – фото шлифа. Глубина 2794,17 м.

В редких случаях совместно с баритом присутствует силикат или карбонат бария (см. рис. 3.1.15, з).

Разрезы БС Центрального района характеризуются наличием, преимущественно в верхней части свиты, сантиметровых прослоев или линз с содержанием скрытокристаллического барита 10–60 % (рис. 3.1.16). Эти образования приурочены к «кокколитовой» пачке верхней части свиты. В некоторых разрезах Юго-Восточного района (Средне-Юлжавская, Западно-Квензерская площади) содержание бария не превышает 0,2 %, в других (Толпаровская пл.) повышенные содержания этого элемента (4 %) отмечаются лишь в кровле БС, в остальной части разреза содержание этого минерала не превышает 1–2 %. Баженовская свита Горстовой площади характеризуется присутствием нескольких пиков содержания барита (4–6 %) в верхней половине свиты, на Полонской площади в верхней половине свиты фиксируются единичные прослои с содержанием барита 12–15 %. В БС Южного района (Межовская пл.) содержание бария не превышает 0,2 %, за исключением единичных образцов в кровле свиты, где его содержание в одном случае составляет около 0,3 %, в другом – 1 %.

Таким образом, изучение в СЭМ показало, что барит часто находится в ассоциации с фрамбоидами пирита и во многих случаях приурочен к остаткам фауны – реликтам радиолярий, костным обломкам. Такие свидетельства подтверждают выводы предыдущих исследователей о двух видах барита в БС: биогенный, что предполагалось ранее для других толщ [Dymond et al., 1992]; абиогенный (гидротермальный).

#### *Сфалерит*

Сфалерит в породах БС (главным образом центральных районов) встречается:

- в скрытокристаллическом виде более крупных скоплений неправильной формы размером 40–100 мкм (рис. 3.1.17, в, з, 3.1.18, б) и в виде единичных мелких образований (рис. 3.1.18, з); в некоторых случаях заполняет пустотное пространство совместно с керогеном (см. рис. 3.1.18, Б);
- в виде микрокристалликов, в ряде случаев окаймляющих фрамбоиды пирита (см. рис. 3.1.17, б, 3.1.18, в);
- как заполнение трещинок в фосфатных обломках костей рыб (см. рис. 3.1.17, а).

Таким образом, изучение в СЭМ показало, что в некоторых случаях сфалерит развивается по пириту и приурочен к остаткам фауны, в других случаях образует самостоятельные скопления.

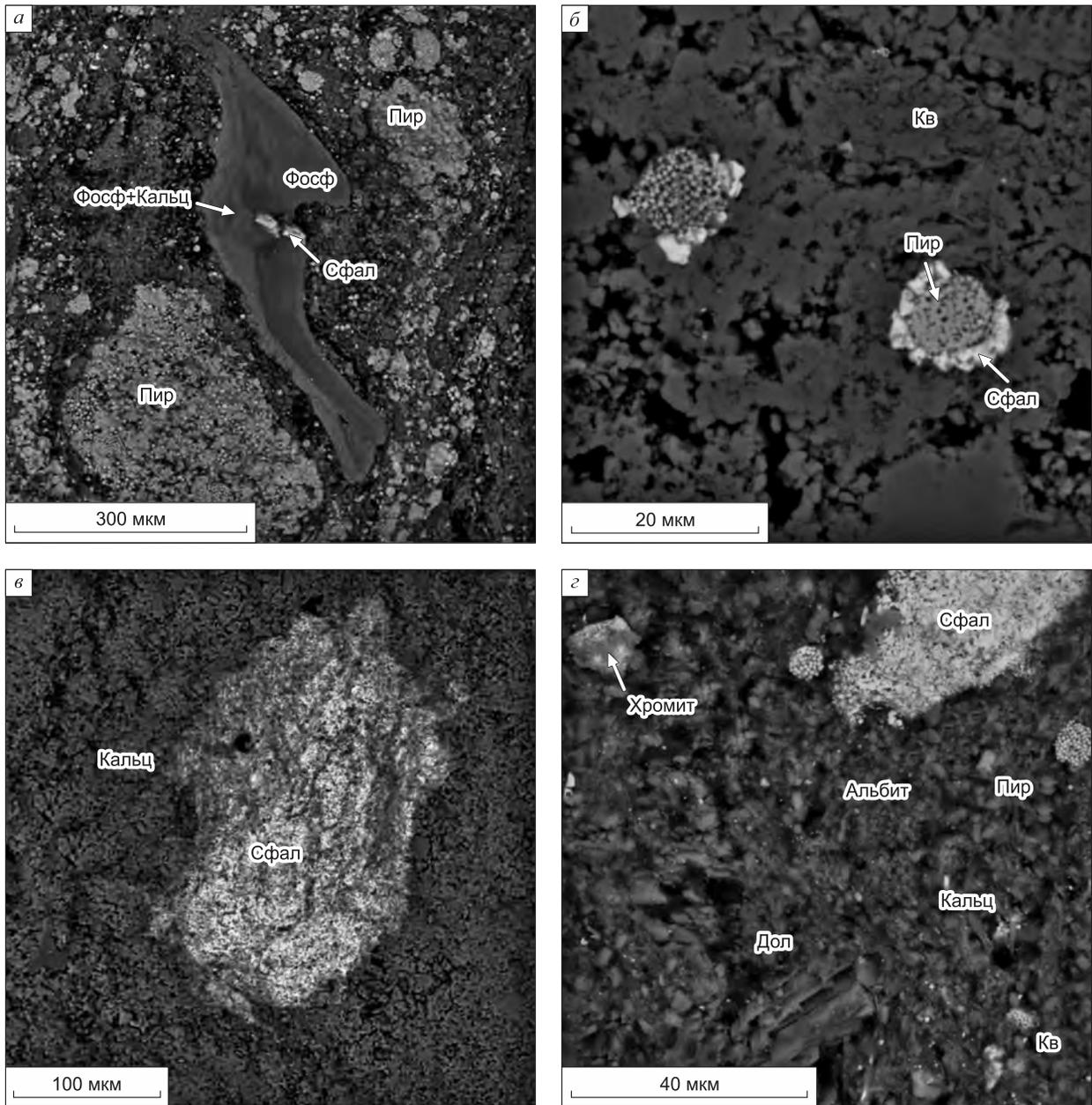


Рис. 3.1.17. Сфалерит в породах баженовской свиты.

*а* – сфалерит заполняет трещину в фосфатном (Фосф) костном обломке в микстите керогеновом. Дружная площадь. Обр. 322-Д-1926. Глубина 2848,05 м; *б* – микрокристаллы сфалерита (Сфал) окаймляют фрамбоиды пирита в силиците. В породе встречаются микрокристаллы галенита. Малобалыкская площадь. Обр. М-901-35. Глубина 2909,99 м; *в* – скопление сфалерита в известняке. В пределах скопления наблюдается зона с повышенным содержанием кадмия. Южно-Ягунская площадь. Обр. 306-ЮЯ-305. Глубина. 2818,24 м; *г* – скопление сфалерита и обломки хромита(?) в микстите кероген-карбонатном. Салымская площадь. Обр. 2802-С-Я5. Глубина 2803,2 м.

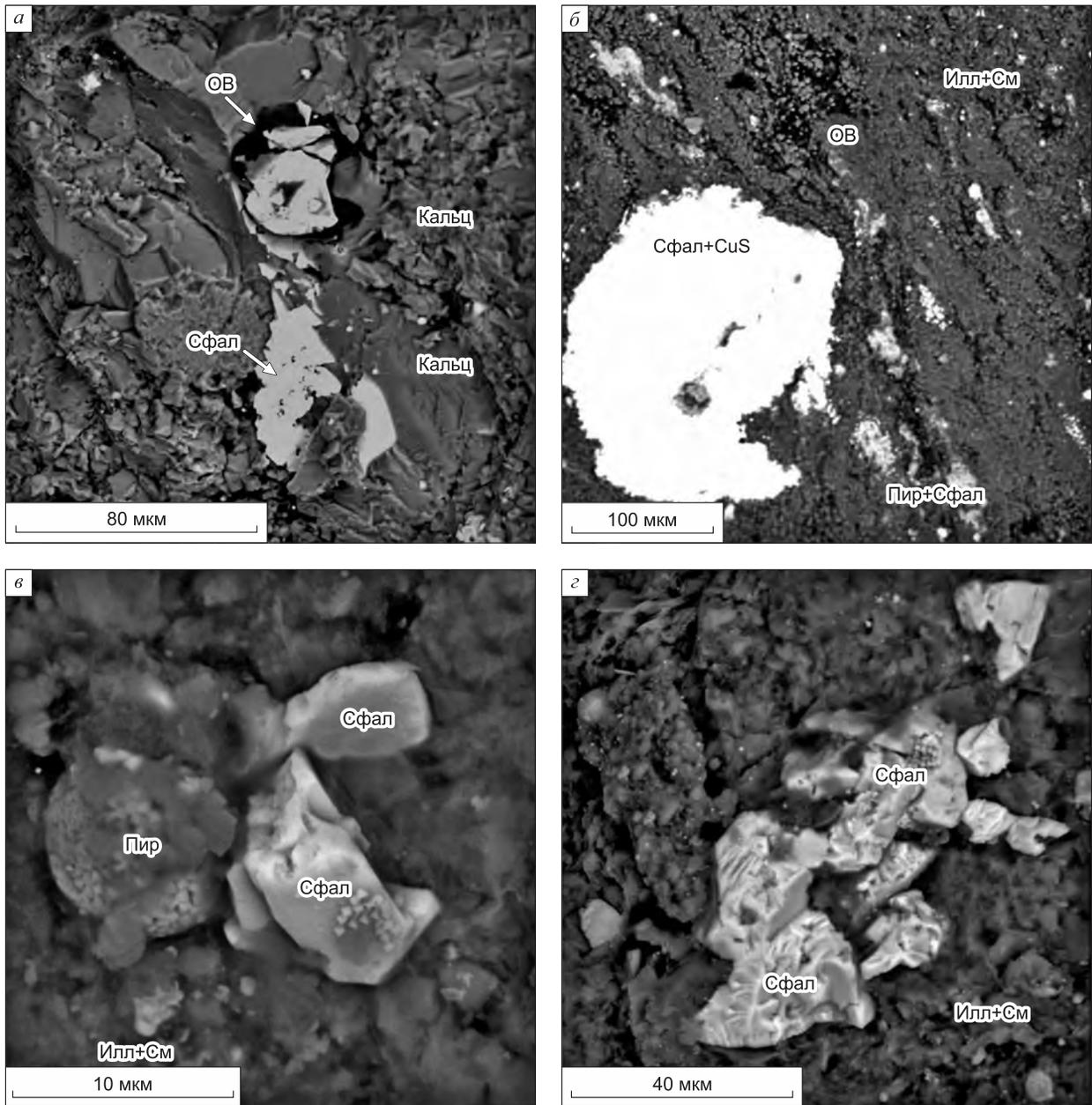


Рис. 3.1.18. Сфалерит в породах баженовской свиты.

*a* – сфалерит (Сфал) в карбонатной полости в ассоциации с керогеном в микстите керогеновом. Дружная площадь. Обр. Д-322-192а. Глубина 2848,05 м; *б* – скопление сфалерита с участками, обогащенными медью, в известняке доломитистом. Южно-Ягунская площадь. Обр. 306-ЮЯ-297. Глубина 2816,93 м; *в* – сфалерит в ассоциации с фрамбоидом пирита, *г* – скопление сфалерита; *в, г* – микстит кероген-глинисто-кремнистый. Дружная площадь. Обр. Д-322-223. Глубина 2856,15 м.

## Каолинит

По данным изучения в СЭМ в микститах кероген-кремнисто-карбонатных, кероген-карбонатных, кероген-глинисто-кремнистых, кероген-кремнистых и в карбонатах БС установлены гнезда неправильной формы, заполненные каолинитом, размером 30–100 мкм (рис. 3.1.19, 3.1.20, а, в) и пустоты субокруглой формы, образованные на месте растворения остатков радиолярий (см. рис. 3.1.19, а, 3.1.20, б, г), отмеченные ранее в работе Р.А. Конышевой и Р.С. Сахибгареева [1976], которые при изучении емкостных особенностей БС Салымского месторождения выделяли высокеемкие микроучастки, связанные с трещинами и межформенными и межзерненными порами (гнездами), заполненными глинистым материалом.

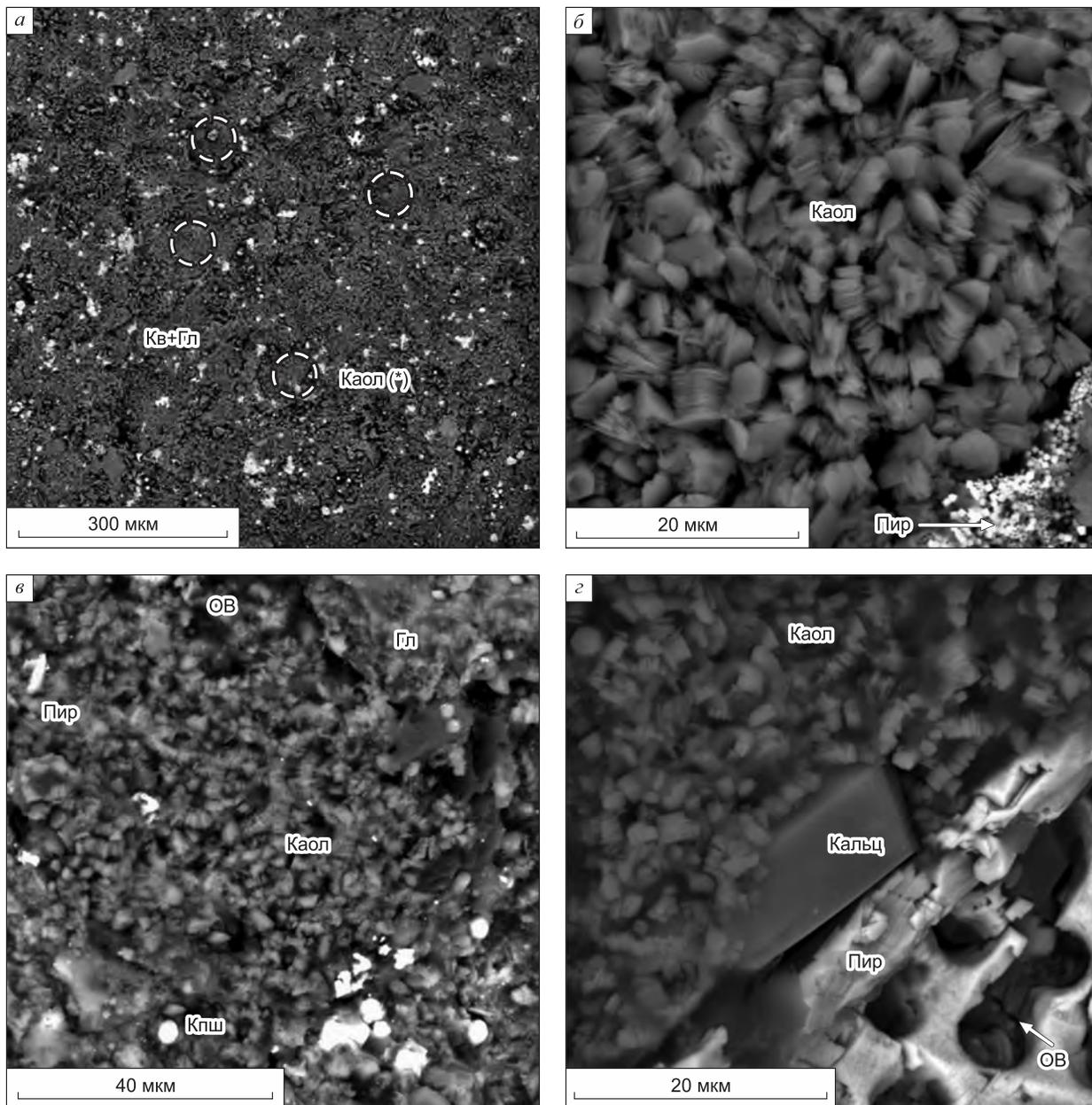


Рис. 3.1.19. Аутигенный каолинит в породах баженовской свиты.

а, б – каолинит, заполняющий пустотное пространство (пунктир) на месте растворения остатков радиолярий в силиците. Чупальская площадь. Обр. Ч-67-К9; в, г – каолинит в ассоциации с пиритом (Пир), кальцитом (Кальц), ОВ. Южно-Ягунская площадь. Обр. ЮЯ-306-227 (в), ЮЯ-306-230 (г).

Каолинит, по данным Т.В. Дорофеевой с соавторами [1983], в БС является преимущественно аутигенным, образовавшимся при диагенезе в кислой среде. С.И. Харченко [2003] отмечает, что каолинит по сравнению с другими глинистыми минералами меньше влияет на снижение проницаемости пород. В некоторых случаях аутигенный каолинит наблюдается в ассоциации с калиевым полевым шпатом (рис. 3.1.21, а, б).

Таким образом, в результате изучения пород БС в СЭМ обнаружены свидетельства каолинитизации порового пространства. Часто эти процессы приурочены к кремнистым породам – силицитам и микститам, близким к ним.

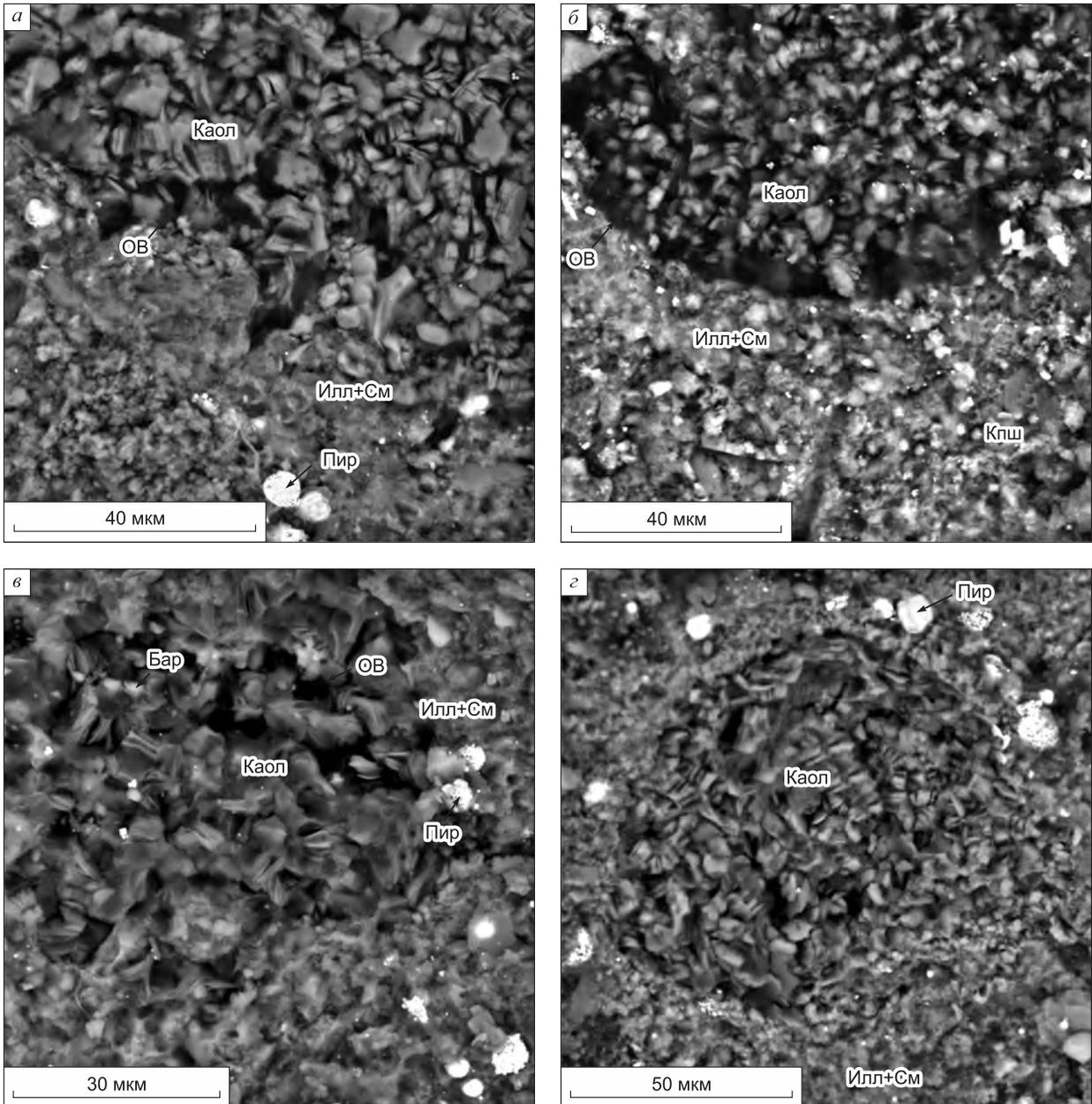


Рис. 3.1.20. Заполнение порового пространства аутигенным каолинитом в ассоциации с ОВ (черное), пиритом и баритом в породах баженовской свиты.

а, г – пустоты, образованные на месте растворения остатков радиолярий; а – микстит кероген-глинисто-кремнистый. Салымская площадь. Обр. 2802-С-5; б – микстит кероген-кремнистый. Салымская площадь. Обр. 2802-С-10; в – силицит. Дружная площадь. Обр. 322-Д-233в; г – силицит. Дружная площадь. Обр. 322-Д-249.

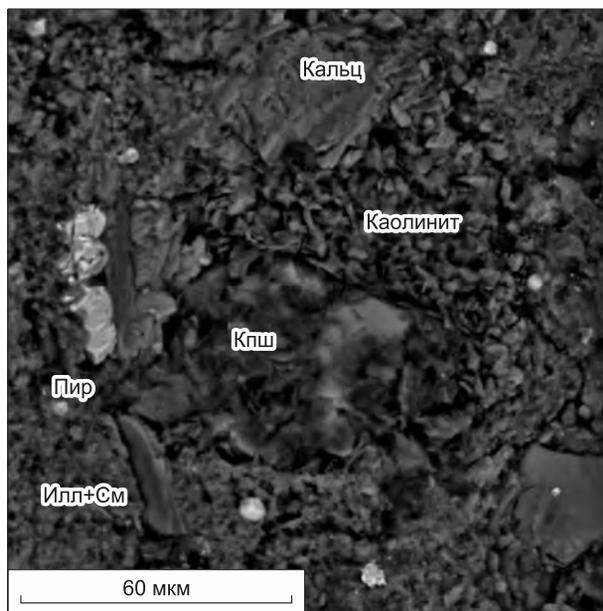


Рис. 3.1.21. Аутигенный каолинит в ассоциации с калиевым полевым шпатом в породах баженовской свиты.

Дружная площадь. Обр. Д-322-249.

### 3.1.2. Типы пород

Долгое время считалось, что БС сложена преимущественно аргиллитами, дальнейшие более детальные литологические исследования опровергли это положение, что обсуждено в главе 2. Одними из первых авторов, охарактеризовавших вещественный состав отложений Западно-Сибирской плиты, были Т.И. Гурова и В.П. Казаринов [1962], которые выделили в верхнеюрских отложениях два горизонта: верхний – кокколитофоридовый и нижний – радиоляриевый. При детальном литологическом изучении пород БС многими авторами особое внимание уделено типизации пород.

Согласно Т.В. Дорофеевой с соавторами [1983], БС представлена 10 типами пород, различающимися в основном по количественным соотношениям между четырьмя явно преобладающими компонентами: аутигенным кремнеземом, сапропелевым органическим веществом, глинистыми минералами и карбонатным материалом. Наряду с вещественным составом Т.В. Дорофеевой было предложено разделение по структуре: содержанию алевритового материала и характеру распределения карбонатов. Авторы также предложили разделить 10 типов пород по физическим свойствам и близкому составу на отдельные группы пород [Дорофеева и др., 1983]:

I. Типы 1–4, наиболее обогащенные рассеянным кремнеземом, богатые органическим веществом.

II. Тип 5, сероцветные разновидности, преимущественно глинистые.

III. Тип 6, с максимальным содержанием видимых радиолярий.

IV. Типы 7–10, с наибольшим или наименьшим содержанием карбонатов.

И.И. Нестеров, И.Н. Ушатинский [1985] описали четыре основных типа пород рассматриваемой свиты: силициты, глины, мергели и известняки. Позднее И.Н. Ушатинский [1989] добавил в классификацию следующие типы силицитов: слабоглинистые и глинистые, глинисто-кремнистые и известково-кремнистые.

Изучению минерального состава пород БС посвящена работа С.В. Сараева [1987]. На основе петрохимического метода А.Н. Неелова [1980], микроскопических и рентгеноструктурных исследований автор определил количественное соотношение тонкодисперсных компонентов пород БС. Согласно [Сараев, 1987], к глинистым породам отнесены усредненные составы пород БС периферических частей ЗСБ, породы центральных частей попадают в поле силицитов и субсилицитов.

М.Ю. Зубков и В.В. Мормышев [1987] выделили восемь типов пород в районе Салымского месторождения: глинистый, карбонатный, глинисто-карбонатный, кремнисто-карбонатно-глинистый, глинисто-кремнисто-карбонатный, глинисто-карбонатно-кремнистый, глинисто-кремнистый, пиритовый. Позднее М.Ю. Зубков [20016] предложил разделение типов пород баженов-

ской и абалакской свит с использованием литологического треугольника и выделением полей, объединяющих группы точек, соответствующих одному типу пород. В вершинах литологического треугольника: глинистые минералы, карбонаты, суммарное содержание кварца (биогенного и терригенного) и полевых шпатов. Всего автором было выделено девять разновидностей пород БС в центральной части Красноленинского свода.

Г.Н. Пероззио и соавторы [Условия формирования..., 1988] при классификации пород рассматриваемых отложений также использовали соотношения основных породообразующих компонентов: хемогенный и биогенный кремнезем, глинистый и карбонатный материалы. Этими исследователями выделены следующие четыре типа пород:

1. Кремнистые породы или силициты ( $\text{SiO}_2 > 50 \%$ ). Среди них выделяются две разновидности: сложенная целыми радиоляриями и их обломками, образованная линзочками кварца.
2. Кремнисто-карбонатные породы ( $10-25 \% < \text{SiO}_2 < 50 \%$ ). По генезису различаются две разновидности: ракушечники и пеллетовые известняки.
3. Карбонатно-глинистые и глинистые породы ( $\text{SiO}_2 < 33 \%$ ).
4. Кремнисто-глинистые породы ( $25 \% < \text{SiO}_2 < 50 \%$ ).

Вышеупомянутые авторы среди карбонатных прослоев выделяют: первичные, представленные ракушечниками и пеллетовыми известняками, и вторичные, сформированные при замещении силицитов-радиоляритов.

Е.А. Предтеченская с соавторами [2006] детально изучили карбонатные породы рассматриваемых отложений, среди которых описали первичные и вторичные карбонаты, а также закартировали «ракушняковые» банки в Каймысовской акватории баженовского моря.

О.А. Важенина [2010а] выделила в БС Широного Приобья пять следующих литотипов пород: известняк битуминозный (в терминологии этого автора), силицит битуминозный кремнистый, известняк кремнистый битуминозный, глина кремнистая, глина массивная. Положение в разрезе и мощность разных литотипов пород не являются постоянными на разных площадях исследуемой территории и во всех скважинах, даже в пределах одной площади.

Н.С. Балущкина, Г.А. Калмыков, Т.А. Кирюхина и другие [2013] при макроскопическом изучении пород разделили их по текстурным признакам на массивные и тонкослоистые, а литотипы объединили по ряду признаков: долевого и морфологического соотношения породообразующих минералов, способности к деформационному разуплотнению, концентрации и типу органического вещества. В результате этими авторами были выделены следующие группы литотипов:

- монокомпонентные (одного из компонентов  $>75 \%$ , других  $<10 \%$ ): известняки и доломиты, силициты;
- бикомпонентные низкоглинистые (глинистых минералов  $<10 \%$ ): карбонатизированные и керогеновые силициты;
- поликомпонентные глинистые (глинистых минералов  $>10 \%$ ): глинистые, карбонатно-глинистые, кероген-глинистые и кероген-глинисто-карбонатные силициты, кремнисто-глинистые породы.

В.Д. Немова и соавторы [2013а] выделили две группы пород с различным генезисом: 1) терригенно-биогенным (породы смешанного глинисто-кремнистого состава); 2) биогенным (радиоляриты и вторичные известняки и доломиты, заместившие их). В.Т. Литвин и соавторы [2015] провели ранжирование отдельных литотипов БС по емкостным характеристикам с учетом специфики минерального состава.

О.М. Макарова и соавторы [2017] провели классификацию пород БС на Сургутском своде и сопредельных территориях. Согласно этой классификации выделено 24 типа, различающихся по компонентному составу и структурным признакам; к силицитам отнесены породы с содержанием кремнезема более  $70 \%$ , к карбонатам – с содержанием карбонатов более  $70 \%$ . В общепринятых классификациях осадочных пород, как, например, в классификации В.Н. Шванова и соавторов [1998], для выделения чистых разновидностей пород используется граничное значение  $50 \%$ . Таким образом, не совсем понятно, чем обусловлено повышение этого граничного значения до  $70 \%$ .

С 1995 г. за время изучения литологии БС коллективом лаборатории седиментологии ИНГГ СО РАН (Ю.Н. Занин, А.Г. Замирайлова, В.Г. Эдер) получены следующие результаты. Ю.Н. Занин с соавторами [1999] выделили два основных типа пород БС – баженовиты (глинисто-кремнистые породы и силициты) и аргиллиты; авторы рассмотрели характер распределения основных ком-

понентов их состава. Установлено, что в баженовитах распределение кварца, глинистого материала и органического углерода – нормальное, в то время как в аргиллитах распределение, более или менее приближающееся к нормальному, отвечает лишь кварцу. Для баженовитов характерны близкий к черному цвет с коричневым оттенком, ровный гладкий скол по напластованию, «нефтяной» запах, повышенная твердость в связи с высоким содержанием кремнистого материала. У аргиллитов все эти признаки отсутствуют. Цвет их серый, скол неровный, прочность невысокая, «нефтяной» запах не проявлен. Баженовиты и аргиллиты не имеют переходных разновидностей [Занин и др., 2005].

В составе БС выявлены уголь, сапропелит [Замирайлова и др., 2000] и изучены твердые битумы [Конторович и др., 1999], наблюдаемые в свите в виде тонких прослоек, линз и заполнений онихитес. Твердые битумы по комплексу признаков отнесены к керитам, аналогом которых в схемах западных авторов является альбертит. Описаны ихнофоссилии баженовской и георгиевской свит [Эдер и др., 2003].

Проведена классификация пород БС Среднего Приобья и Юго-Восточного района с использованием кластерного анализа методом Уорда по содержанию основных породообразующих компонентов; среди бескарбонатных пород выделено 11 подгрупп пород, карбонатных и карбонатсодержащих – 4 [Эдер, 2002]. В бескарбонатных породах четко выделяются две группы, различающиеся по содержанию глинистого материала (более и менее 40 %).

Серия исследований посвящена описанию, типизации разрезов БС и сравнению их литологии в разных районах [Занин и др., 2005; Эдер, 2006; Эдер и др., 2015а,б, 2016, 2017]. Показаны принципиальные различия их состава и условий формирования, которые будут рассмотрены ниже. Описаны литологические свидетельства смены седиментации на заключительном этапе в баженовском палеобассейне [Эдер и др., 2015а]. Описаны типы карбонатных пород БС Хантейской гемиантеклизы и рассмотрен их генезис [Эдер и др., 2019б].

Цикл работ посвящен рассмотрению закономерностей распределения урана, тория, калия, а также микроэлементов в разных генетических типах пород [Занин и др., 2016а,б, 2017]. Последние исследования посвящены изучению особенностей аутигенной минерализации (пирит, карбонаты, барит, кремнезем) в БС.

На основе детального изучения литологии и геохимии пород БС разных районов Западной Сибири под руководством А.Э. Конторовича проведена классификация пород БС [Конторович и др., 2016]. Определено, что аргиллитов в ней практически нет и основная масса пород, слагающих свиту, представлена микститами, в меньшей степени силицитами. Выделены четыре основных класса пород, разделенных на 16 подклассов. В последние годы отдельной задачей исследований является разработка методов восстановления вещественного состава БС по данным ГИС, этой теме посвящен цикл работ [Павлова и др., 2015; Темникова и др., 2021, 2022; Фомин и др., 2022]. На отдельных структурах подобные методики, в том числе и применение нейросетей, успешно опробованы.

Как можно видеть, за годы изучения литологии БС существенно расширена информация о ее составе и строении. За многолетнюю историю изучения баженовской свиты И.Н. Ушатинский был единственным, кто описал распространение разных типов пород в разных районах ЗСБ. К сожалению, сопоставить результаты исследований этого автора, кроме данных по распространению и мощностям силицитов, не представляется возможным, так как в его работах остальные типы пород названы как глины различного типа, а описание используемой классификации не приведено.

Представляет интерес исследование закономерностей латерального распространения типов пород БС в разных районах ЗСБ на основе классификационной схемы, разработанной в ИНГГ СО РАН [Конторович и др., 2016].

### *Силициты*

Присутствие силицитов (пород с содержанием аутигенного кремнезема более 50 %) в средней части разреза БС отмечали многие авторы [Ушатинский, 1981; Нестеров, 1985; Сараев, 1987; Условия формирования..., 1988; Занин и др., 1999, 2005; Павлова и др., 2015; Важенина, 2010а; Эдер и др., 2013; Коробова и др., 2015; Немова, Панченко, 2017; и др.].

По составу и структуре силициты БС подразделяются на следующие группы:

1. *Силициты* присутствуют в разрезах в виде сантиметровых прослоев (0,5–4 см), часто они переслаиваются с силицитами керогеновыми (рис. 3.1.22, а, б, 3.1.23, в, г, 3.1.24, в). Как правило, структура пород биоморфная. В то же время встречаются прослои, представленные скрыто-

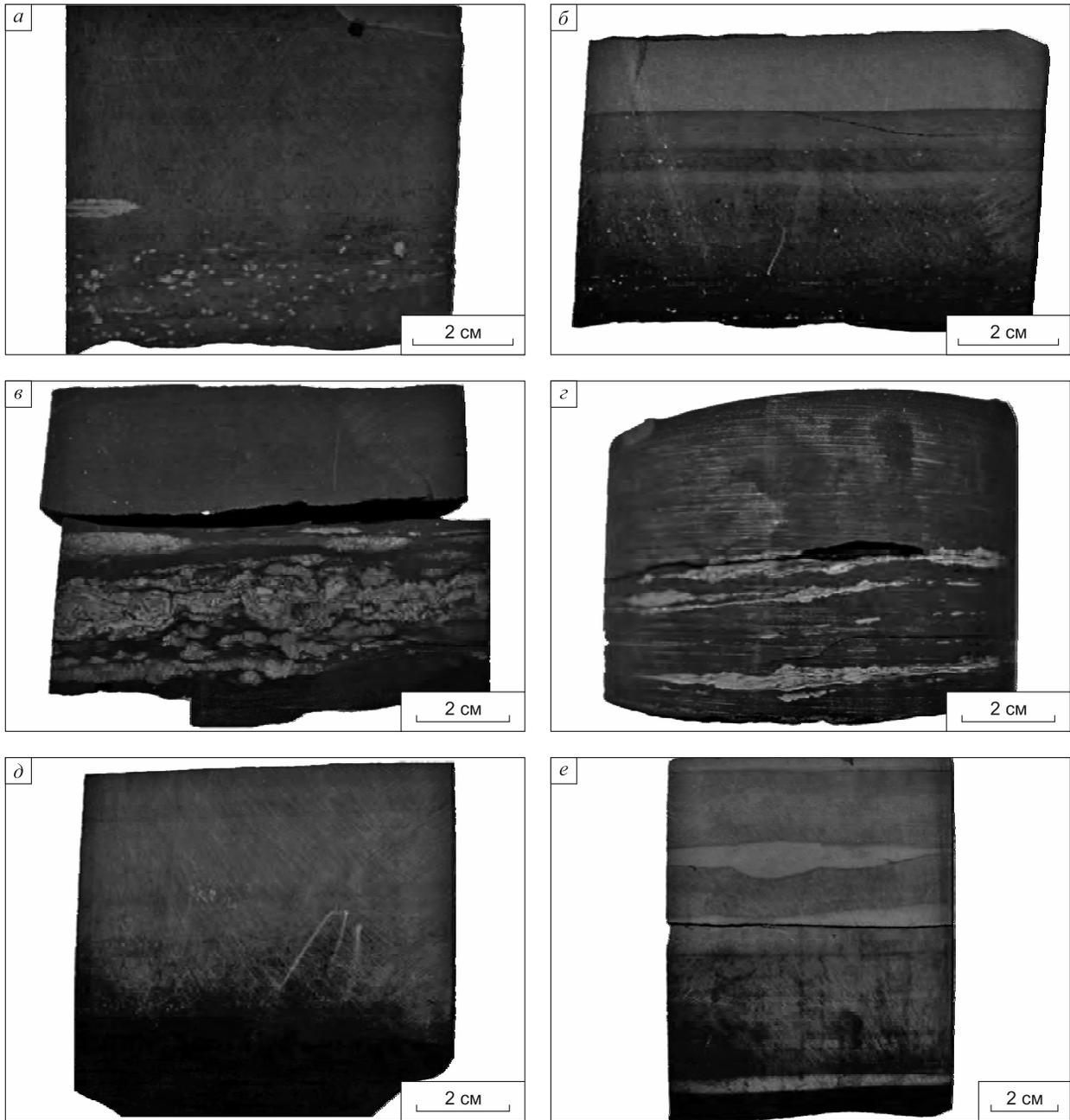


Рис. 3.1.22. Образцы пород баженовской свиты.

*a* – силицит с пиритизированным и глауконитовым прослоями (приграничной зоны с подстилающими отложениями георгиевской свиты). Повховская площадь. Обр. П-70-345. Глубина 3002,62 м; *б* – силицит керогеновый с прослоем силицита. Дружная площадь. Обр. Д-322-258. Глубина 2865,42 м; *в* – микстит керогеновый с известковыми прослоями остатков раковин двустворок. Южно-Ягунская площадь. Обр. ЮЯ-306-239. Глубина 2801,71 м; *г* – микстит кероген-кремнистый с тонкими прослоями остатков раковин двустворок, представленных кальцитом. Дружная площадь. Обр. Д-322-216; *д* – микстит кероген-глинисто-кремнистый массивный. Новоортьягунская площадь. Обр. НО-187-179. Глубина 2900,23 м; *е* – силицит с фосфатными линзами удлиненной формы, расположенными по напластованию (приграничной зоны с подстилающими отложениями георгиевской свиты). Новоортьягунская площадь. Обр. НО-187-193. Глубина 2900,28 м.

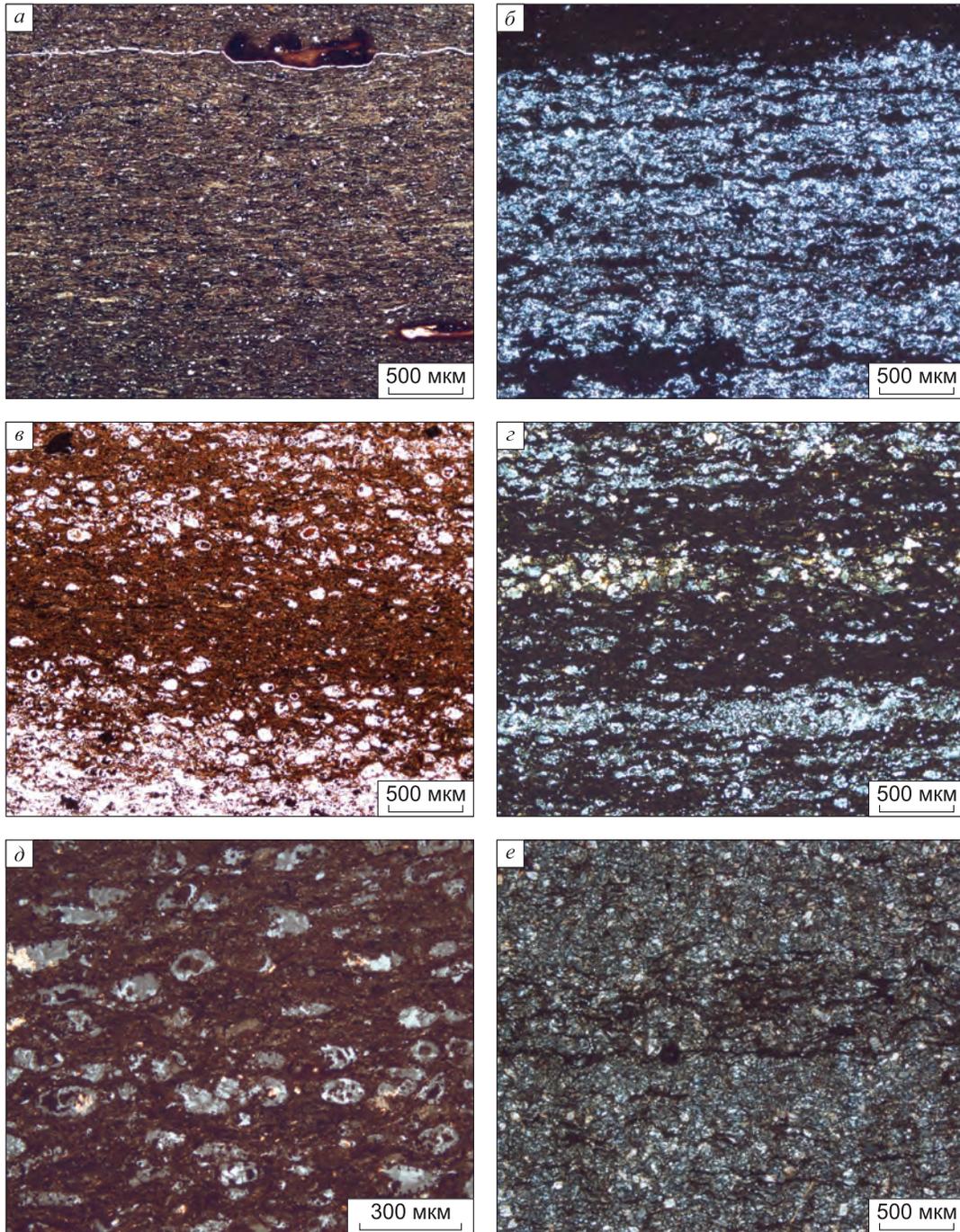


Рис. 3.1.23. Силициты и силициты керогеновые баженовской свиты по скв. 322 Дружной площади.

*a* – силицит керогеновый микрокристаллический с прослоем силицита-радиолярита. Микротекстура породы неясно линзовидная, за счет линзовидного распределения керогена и глинистого материала. Обр. Др-322-221. Глубина 2855,53 м; *б* – скрытокристаллический кремнистый прослой в силиците керогеновом. Обр. Др-322-221. Глубина 2855,53 м. Николи+; *в* – силицит керогеновый скрытокристаллический с прослоем силицита-радиолярита. Обр. Др-322-228. Глубина 2857,89 м; *г* – переслаивание силицита керогенового скрытокристаллического и силицита-радиолярита, в различной степени карбонатизированного. Обр. Др-322-233. Глубина 2859,4 м. Николи+; *д* – реликты радиолярий в силиците керогеновом. Обр. Др-322-238. Глубина 2861,2 м; *е* – прослой силицита скрытокристаллического. Обр. Др-322-233. Глубина 2859,4 м.

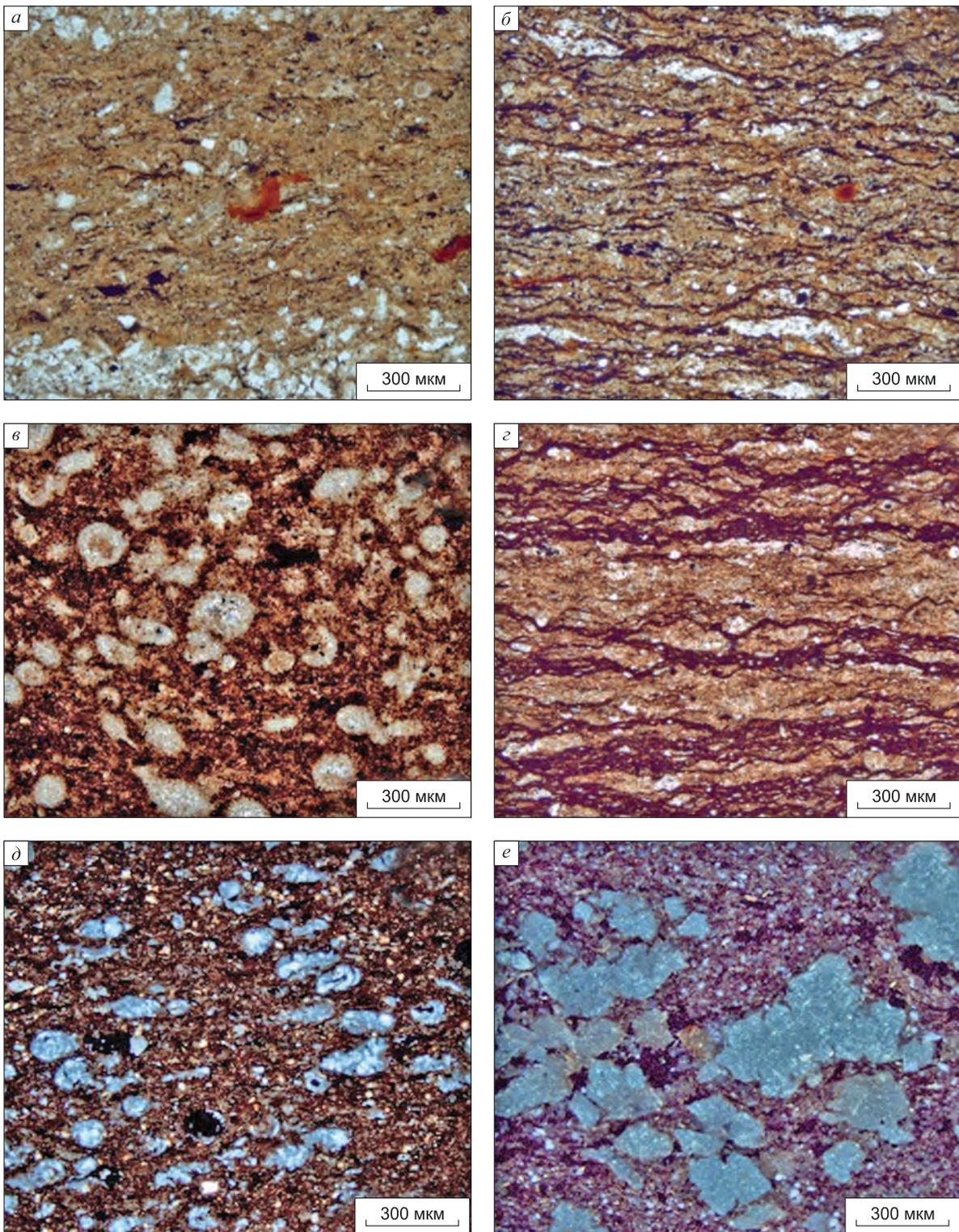


Рис. 3.1.24. Силициты разных типов баженовской свиты породы скв. 306 Южно-Ягунской площади (а, б) и скв. 70 Повховской площади (в-е).

а – силицит массивный. Обр. ЮЯ-306-252. Глубина 2805,67 м; б – силицит керогеновый линзовидно-слоистый с микролинзочками керогена удлиненной формы. Обр. ЮЯ-306-256. Глубина 2806,24 м; в – силицит-радиолярит. Обр. П-70-304. Глубина 2994,57 м; г – силицит линзовидно-слоистый с линзочками керогена и кремнистого состава. Обр. П-70-341а. Глубина 3002,04 м; д – силицит керогеновый массивный с прослоем, состоящим из кремнистых остатков радиолярий, некоторые из них частично пиритизированы. Обр. П-70-304. Глубина 2994,57 м; е – силицит массивный приграничной зоны с подстилающими отложениями георгиевской свиты с образованиями глаукогнита неправильной и субокруглой формы. Обр. П-70-345. Глубина 3002,62 м.

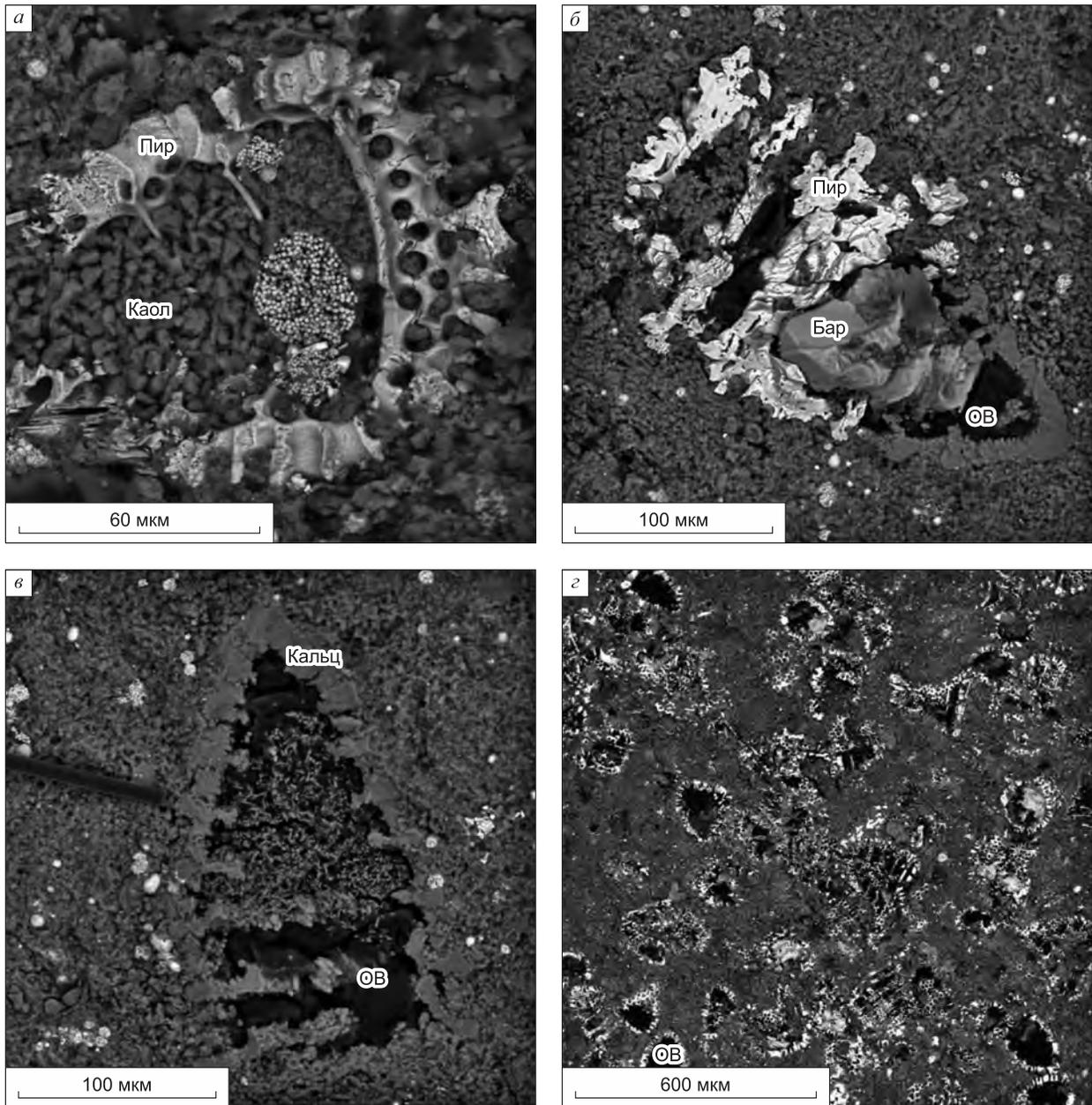


Рис. 3.1.25. Реликты радиолярий в баженовской свите.

*а* – пиритизированный (Пир) скелет радиолярии с сохранением ячеистой структуры, внутренняя полость заполнена каолинитом (Каол). Новоортьягунская площадь. Глубина 2896,12 м; *б* – частичное замещение пиритом и баритом (Бар), заполнение пустотного пространства органическим веществом (ОВ); *в* – внешняя оболочка замещена кальцитом (Кальц), внутренняя полость заполнена органическим веществом. Повховская площадь. Глубина 2995,01 м; *г* – пиритизированные реликты радиолярий, внутренняя полость которых заполнена ОВ. Салымская площадь. Глубина 2793,47 м.

кристаллическим кремнеземом (см. рис. 3.1.23, б, е, 3.1.24, а). Силициты биоморфные более чем на 50 % представлены кремнистыми образованиями правильной округлой или субокруглой, слегка деформированной формы (0,05–0,07 мм), рассматривающимися как остатки радиолярий (см. рис. 3.1.23, а, б). Пространство между ними заполнено скрытокристаллическим кремнеземом и керогеном бурого цвета. Некоторые из остатков имеют бурое ядро керогенистого состава, другие – полностью или частично пиритизированы. В ряде прослоев силицитов остатки радиолярий сильно деформированы или частично растворены. В некоторых случаях в силицитах, залегаю-

щих у подошвы БС, наблюдаются фосфатные конкреции (см. рис. 3.1.22, е) или глауконит (см. рис. 3.1.22, а).

Исследования пород в сканирующем электронном микроскопе показали, что в силицитах-радиоляритах свидетельства вторичных преобразований пород проявлены наиболее четко по сравнению с другими типами пород БС. В случае растворения остатков радиолярий при разных физико-химических условиях среды в дальнейшем пустотные пространства заполнялись каолинитом, коллоидообразным органическим веществом, пиритом, баритом, халцедоном или кальцитом (рис. 3.1.25). В то же время масштабно развитых признаков растворения силицитов-радиоляритов, описанных ранее Н.С. Балускиной и соавторами [2013] на Красноленинском своде, в рассматриваемых разрезах свиты не обнаружено. По данным О.В. Хотылева и соавторов [2019], формирование радиоляриевых слоев происходило в зонах динамической тени течений, они локализованы, в частности, на склонах и вершинах поднятий.

Силициты характеризуются содержанием кремнистого материала от 50 до 88 % и керогена от 1,0 до 9,5 %. Средние содержания основных породообразующих компонентов таких силицитов приведены на рис. 3.1.26.

2. *Силициты керогеновые* встречаются в основном в Центральном районе ЗСБ, образуют пачки мощностью 5–10 м. Как правило, это породы скрытокристаллические, абиоморфные с равномерным распределением рассеянного в породе скрытокристаллического кремнезема или с линзами аутигенного кремнезема (см. рис. 3.1.19, б). Макроскопически это породы темно-серого цвета с раковистым изломом, органогенным детритом. Они характеризуются массивной (см. рис. 3.1.22, а, 3.1.24, д) или линзовидно-слоистой микротекстурой (см. рис. 3.1.24, б, г).

Основная масса породы состоит из кремнистого скрытокристаллического материала при подчиненном количестве глинистого, в которой присутствуют скопления аутигенного кремнезема в виде линз шириной 0,03–0,05 мм, длиной 0,05–0,1 мм. В породе наблюдаются редкие бурые линзы удлиненной формы шириной 0,01–0,02 мм, длиной 0,1–0,4 мм. В некоторых случаях наблюдаются прослои с высокой концентрацией бурых линз керогена шириной 0,02 мм, длиной 0,2–0,4 мм, которые образуют крупнополосчатую текстуру. Алевритовая примесь присутствует в виде неокатанных зерен кварца и полевого шпата размером 0,01–0,05 мм, встречаются единичные лейсточки слюды шириной 0,01 мм, длиной 0,05 мм, пиритные образования округлой и неправильной формы (0,01–0,05 мм) и единичные обломки костей скелетов рыб, представленные карбонат-апатитом, размером 0,1–0,2 мм. От силицитов-радиоляритов породы этого типа отличаются более низким содержанием кремнезема (50–65 %) и более высоким содержанием глинистого материала (10–20 %).

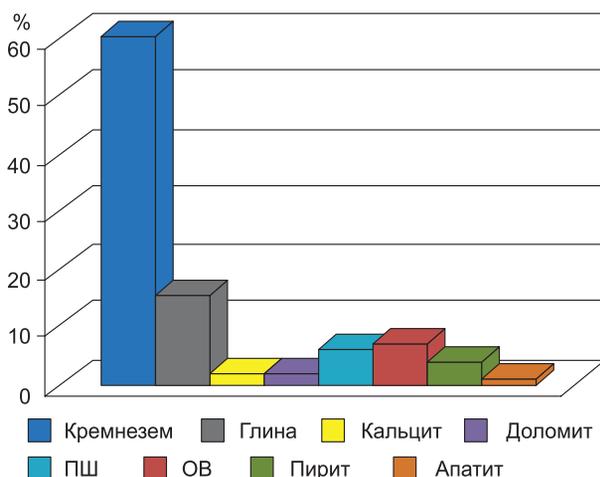


Рис. 3.1.26. Гистограмма распределения средних содержаний основных породообразующих компонентов силицитов баженовской свиты ( $n = 140$ ).

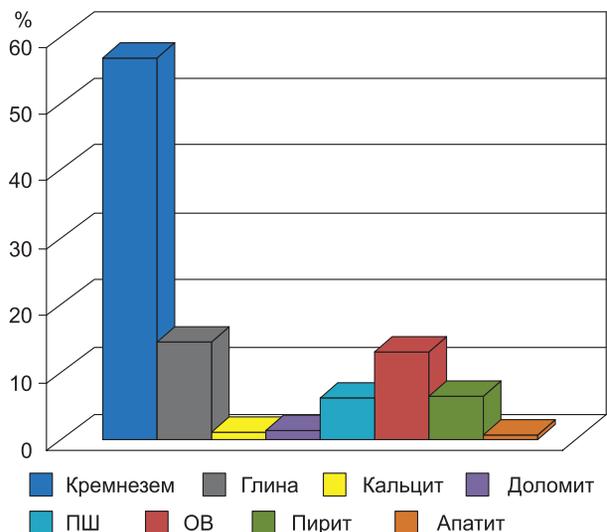


Рис. 3.1.27. Гистограмма распределения средних содержаний основных породообразующих компонентов силицитов керогеновых баженовской свиты ( $n = 116$ ).

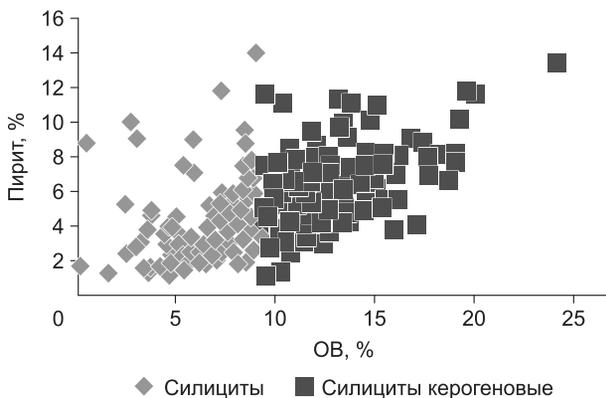


Рис. 3.1.28. Соотношения содержаний пирита и ОВ в двух типах силицитов баженовской свиты на примере Салымского района.

65 %, в единичном случае до 70 %, и керогена от 10 до 20 %. Средние содержания основных порообразующих компонентов приведены на рис. 3.1.27. Необходимо отметить, что силициты биоморфные характеризуются значительно меньшими содержаниями ОВ (менее 5 %) и пирита, чем силициты абиоморфные (10–25 %) (рис. 3.1.28).

#### Микститы

В этот крупный класс обособляются породы, в которых содержание ни одного из компонентов не достигает 50 %. Он является самым многочисленным (75 % от изученной выборки) и самым разнообразным. По соотношению порообразующих компонентов выделено 11 подклассов (см. табл. 2.1.3), которые по количеству преобладающих минеральных фаз с содержанием от 25 до 50 % можно условно разделить на однокомпонентные (кремнистые, глинистые, карбонатные), двухкомпонентные (кремнисто-глинистые, кремнисто-карбонатные, кероген-кремнистые, кероген-глинистые и кероген-карбонатные) и трехкомпонентные (кероген-глинисто-кремнистые и кероген-кремнисто-карбонатные) микститы.

Отдельно стоит подкласс керогеновых микститов, в которых фиксируется близкое соотношение кремнистого, глинистого материала и органического вещества, при этом концентрации всех минеральных компонентов менее 25 %, а керогена более 10 %.

Более двух третей образцов смешанных пород относятся к трем подклассам из одиннадцати: глинисто-кремнистым (20 % от общей выборки), кероген-кремнистым (18 % от выборки) и кероген-глинисто-кремнистым (16 % от выборки) микститам. Основными составляющими кремнисто-глинистых микститов, как следует из названия, являются глинистый и кремнистый материал (25–49 % каждого), остальные компоненты имеют подчиненные концентрации.

Внешне микститы БС – это темно-серые и коричнево-серые породы, массивные с ровным сколом (см. рис. 3.1.22, д). Основная масса породы состоит из скрытокристаллического кремнистого и глинистого материала темно-бурого цвета (рис. 3.1.29, 3.1.30). Кероген распространен преимущественно в виде линзочек удлиненной формы толщиной 0,01–0,03 мм, длиной 0,1–0,3 мм. Среди биогенных компонентов наблюдаются фосфатные обломки костей скелетов рыб удлиненной формы длиной 0,1–0,9 мм, толщиной 0,02–0,15 мм, некоторые из них замещены микрокристаллическим кальцитом. В породе также встречаются субокруглые образования размером 0,05–0,1 мм, предположительно являющиеся реликтами радиолярий, содержание 1–2 %. Большая их часть пиритизирована или имеет пиритовую оторочку, а сами они замещены микрокристаллическим кремнеземом. Также наблюдаются маленькие (размером 0,03–0,05 мм) образования правильной округлой формы, представленные керогеном, некоторые из них имеют кальцитовую оторочку. Эти образования предположительно являются реликтами кальцисфер, их содержание около 1 %. Карбонатное вещество представлено редкими удлиненными и угловатыми обломками размером 0,01–0,03 мм. В породе присутствует мелкоалевритовая примесь (1–2 %), представленная угловатыми обломками кварца и плагиоклаза, размером 0,01–0,02 мм. Пирит встречается в основной массе породы в виде линз толщиной 0,05–0,2 мм, длиной 0,1–0,3 мм. Также пирит наблюдается в виде мелких скоплений неправильной и округлой формы (размерами 0,02–0,05 мм).

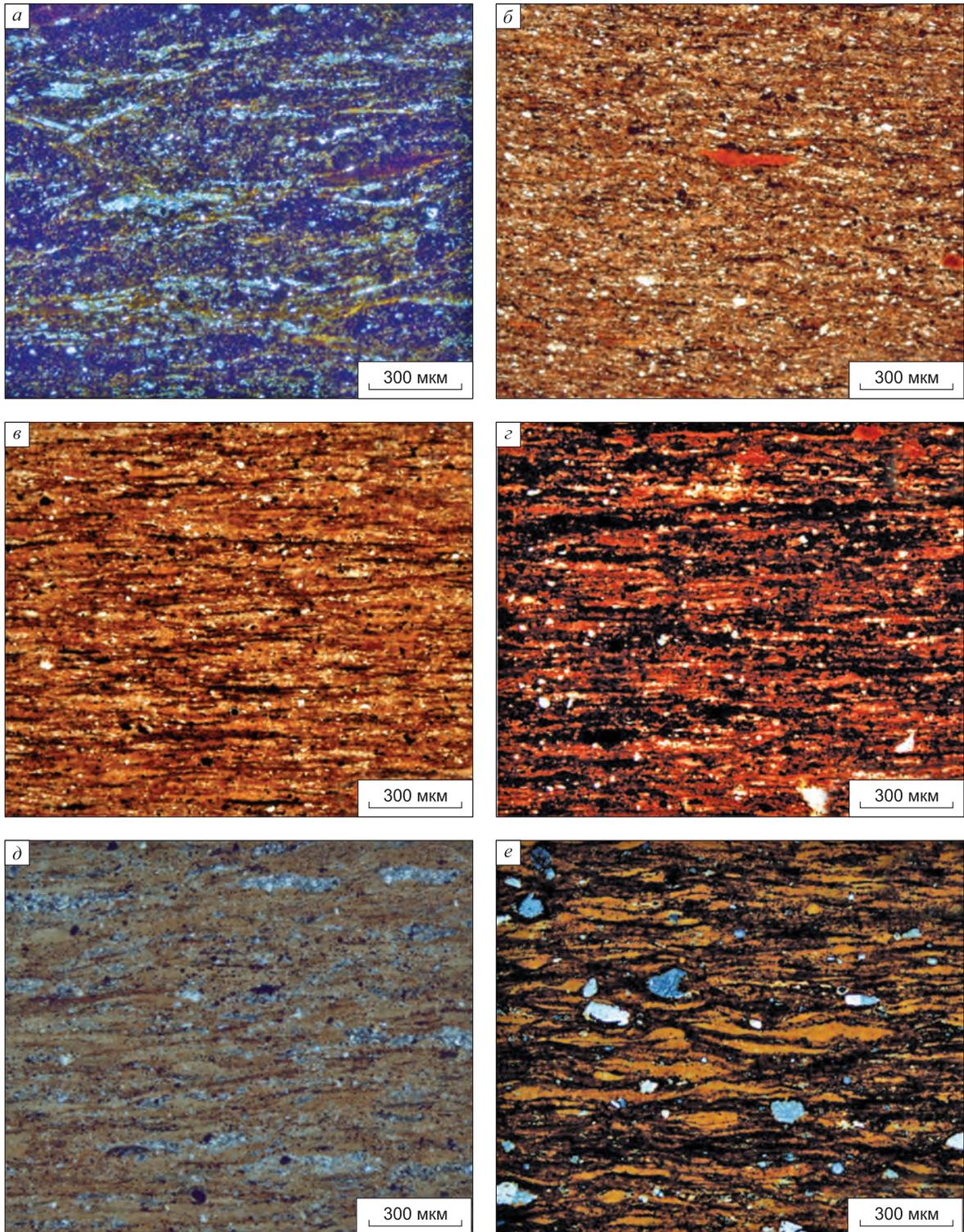


Рис. 3.1.29. Микститы разных типов баженовской свиты скв. 306 Южно-Ягунской площади.

*a* – микстит кероген-кремнистый линзовидный с линзочками кремнезема удлинённой формы. Обр. ЮЯ-306-246. Глубина 2805,04 м. Николи+; *б* – микстит кероген-кремнистый неясно линзовидно-слоистый. Обр. ЮЯ-306-281. Глубина 2811,90 м; *в* – микстит кероген-глинистый линзовидно-слоистый с линзочками удлинённой формы углеродистого и кремнистого состава. Обр. ЮЯ-306-204. Глубина 2792,58 м; *г* – микстит пирит-керогеновый линзовидно-слоистый. Обр. ЮЯ-306-209; *д* – микстит кероген-карбонатный. Обр. ЮЯ-306-215а. Глубина 2795,17 м. Николи+; *е* – микстит кероген-карбонатный. Обр. ЮЯ-306-230. Глубина 2798,7 м. Николи+.

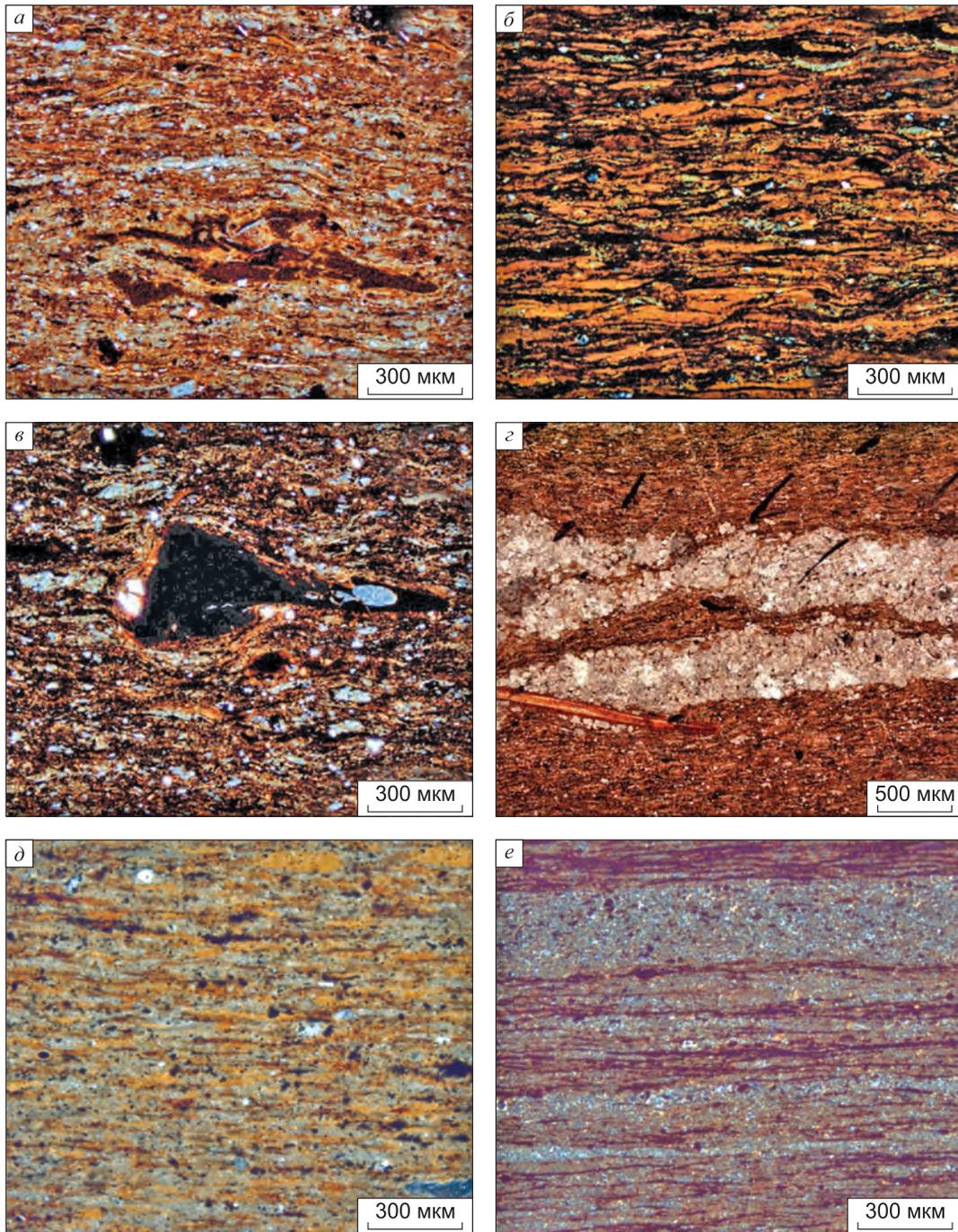


Рис. 3.1.30. Микститы разных типов и аргиллит баженовской свиты скв. 306 Южно-Ягунской площади (а, б, д), скв. 322 Дружной площади (в, з), скв. 1183 Северо-Салымской площади (е).

а – микстит кероген-кремнистый неясно линзовидно-слоистый. Обр. ЮЯ-306-227. Глубина 2798,34 м. Николи+;  
 б – микстит кероген-карбонатный с известковыми линзочками удлиненной формы (кокколитовыми). Обр. ЮЯ-306-231. Глубина 2799,5 м. Николи+; в – микстит кероген-кремнистый массивный с фосфатным обломком, частично замещенным аутигенным кремнеземом. Обр. Др-322-213. Глубина 2853,26 м. Николи+; з – микстит кероген-кремнистый с прослоями реликтов раковин двустворок, представленными микрокристаллическим кальцитом. Обр. Др-322-216б. Глубина 2854,16 м; д – микстит глинистый линзовидно-слоистый. Обр. ЮЯ-306-200. Глубина 2791,23 м. Николи+; е – аргиллит тонкослоистый. Обр. СС-1183-40. Глубина 2845,2 м. Николи+.

*Микститы кероген-кремнистые и кероген-глинисто-кремнистые*

В керне породы темно-бурые, массивные (см. рис. 3.1.22, *д*). В целом микститы этого типа схожи с описанием внутренней структуры микститов, приведенной выше. В некоторых случаях отличаются присутствием реликтов радиолярий до 20 %. Часто содержат известковые прослои раковинного детрита (см. рис. 3.1.22, *в, г*, 3.1.29, *г*) или фосфатные обломки рыбных костей (см. рис. 3.1.25, *в*). Микротекстура пород неясно линзовидно-слоистая (см. рис. 3.1.29, *б*, 3.1.30, *а*), линзовидная (за счет присутствия линзочек керогена или микрокристаллического кремнезема) (см. рис. 3.1.24, *в*).

Микститы кероген-глинисто-кремнистые содержат кремнистые минералы от 25 до 49 % (рис. 3.1.31).

В разрезах Центрального и Юго-Восточного районов в кровле БС присутствуют породы с повышенными и примерно равными содержаниями керогена и пирита (по 15–25 % каждого). При оценке распределения пирита и керогена породы этого типа рекомендуется выделять в отдельную подгруппу – пирит-керогеновых микститов. Эти породы отличаются более темным (до темно-бурого) цветом основной массы, в целом сходны с микститами, описанными выше (см. рис. 3.1.29, *г*).

*Микститы карбонатсодержащие*

Микститы описанных выше типов (кероген-глинисто-кремнистые, кероген-кремнистые, глинисто-кремнистые) могут содержать 5–25 % карбонатного материала (кальцита и/или доломита). При этом в используемой классификации [Конторович и др., 2016] они попадают в группу с низкокарбонатными породами. При оценке распределения кальцита и доломита в БС рекомендуется к породам с содержанием карбонатов 5–25 % добавлять термин карбонатсодержащие.

Породы темно-серые, черные, участками с коричневатым оттенком, преимущественно известковые с неравномерной нечеткой мелкой, средней, участками тонкой горизонтальной слоистостью за счет чередования темных и более светлых коричневатых слоев с резкими и постепенными границами. Микротекстура пород – линзовидно-слоистая, за счет неравномерного распределения ОВ и карбонатного материала. Основная масса представлена скрытокристаллическим кремнеземом и кальцитом при подчиненном содержании доломита, глинистого материала и пирита. Кероген распространен равномерно в микродисперсном виде.

Наблюдаются многочисленные тонкие светло-бурые линзочки известкового состава толщиной 0,03–0,1 мм, длиной 0,1–0,7 мм, содержащие реликты кокколитофорид. Содержание известковых линз 10–50 %. При изучении в сканирующем микроскопе в породах в значительном количестве обнаружены фаунистические остатки кольцеобразной или овальной формы размером 3–5 мкм, диагностированные как реликты кокколитофорид (см. рис. 3.1.7). Эти организмы упоминались ранее в составе верхней части баженовской свиты Т.И. Гуровой [1960], Т.Т. Клубовой [1988], Ю.Н. Заниным [Zanin et al., 2012] и др.

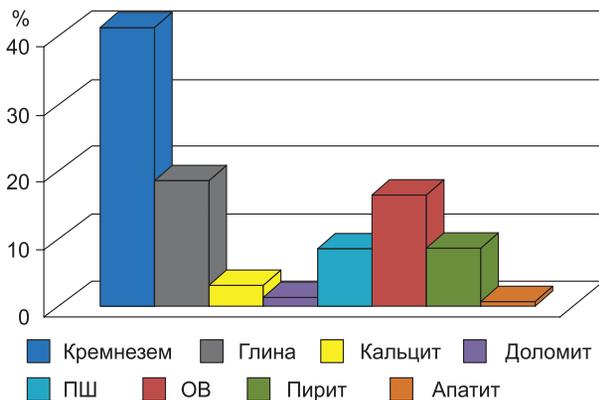


Рис. 3.1.31. Гистограмма распределения средних содержаний основных породообразующих компонентов в микститах кероген-кремнистых баженовской свиты ( $n = 191$ ).

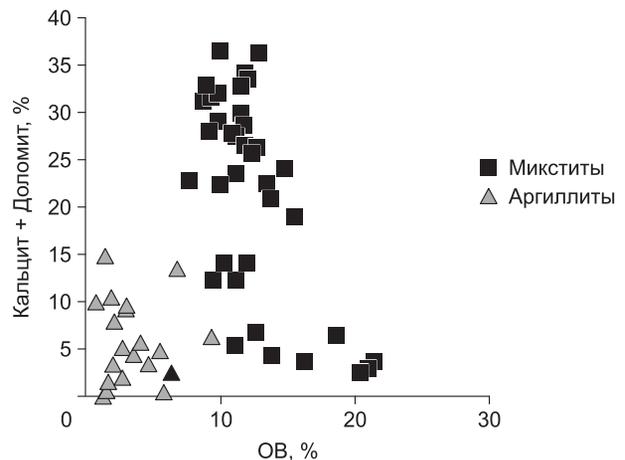


Рис. 3.1.32. Соотношение содержаний карбонатного материала и органического вещества в породах баженовской свиты.

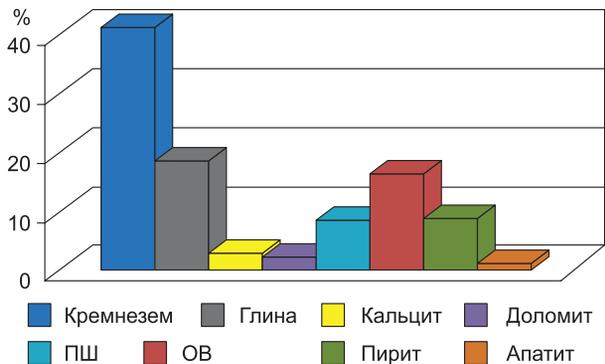


Рис. 3.1.33. Гистограмма распределения средних содержаний основных породообразующих компонентов баженновской свиты в микститах кероген-карбонатных ( $n = 54$ ).

В породе распространена мелкоалевритовая примесь (1–2 %), представленная угловатыми обломками кварца и плагиоклаза, размером 0,01–0,02 мм. Пирит встречается в основной массе породы в виде линз толщиной 0,02–0,05 мм, длиной 0,1–0,3 мм и мелких ско-

плений неправильной и округлой формы (размерами 0,02–0,05 мм).

Большая часть микститов карбонатных и карбонатсодержащих характеризуются высокими содержаниями керогена (рис. 3.1.32).

К микститам кероген-карбонатным (5,2 % от общей выборки) отнесены породы с содержанием карбонатного материала от 25 % и органического вещества от 10 %. Средние содержания основных породообразующих компонентов микститов кероген-карбонатных приведены на рис. 3.1.33.

#### *Микститы глинистые и кремнисто-глинистые*

Наиболее глинистыми породами в большинстве изученных разрезов БС являются микститы глинистые и кремнисто-глинистые с содержанием глинистого материала более 35 %, кремнезема около или менее 25 %, карбонатного материала – менее 5 % (см. рис. 3.1.30, д), т. е. породы, близкие к аргиллитам. Они характерны для Северных и Южных районов, реже встречаются в кровле Центрального района.

Внешне это темно-серые и коричнево-серые породы, массивные с ровным сколом. Часто встречаются типичные для пород БС остатки крючков теутид (онихитес). На микроскопическом уровне глинисто-кремнистые породы имеют тонковолнистослоистую микротекстуру и пелитовую структуру (см. рис. 3.1.30, д).

Нередко они приобретают слабополосчатый характер вследствие появления слоев толщиной в первые миллиметры, обогащенных обломками кварца и полевых шпатов мелкоалевритовой размерности. Основная масса породы представлена глинистым материалом с эффектом агрегатного погасания и скрытокристаллическим аутигенным кварцем. Присутствующее в породе ОВ довольно четко обособлено в нитевидные волнистые слои толщиной 0,01–0,03 мм. В результате уплотнения при диагенезе они повторяют форму близлежащих более твердых частиц (остатков раковин и костей рыб). Пирит выделяется в виде мелкой сыпи, а также образует каемки вокруг сферических реликтов раковин радиолярий, внутренние части которых выполнены кальцитом, но иногда – аутигенным микрокристаллическим кварцем. В породах этого типа присутствует незначительное количество терригенного обломочного материала (менее 2 %). Это окатанные и слабоокатанные обломки кварца и полевых шпатов (0,03–0,1 мм). Присутствует небольшое количество (менее 1 %) чешуек мусковита, ориентированных субпараллельно поверхностям напластования. Фосфатный рыбный детрит (2 %) имеет удлиненную форму, бурого цвета, размером до 0,2 мм.

Присутствие смешанных кремнисто-глинистых пород в составе БС отмечали Ю.Н. Занин и др. [2005], О.А. Важенина [2010а], М.А. Павлова и др. [2013, 2015], Н.С. Балужкина и др. [2013], В.Г. Эдер и др. [2013]. По данным М.А. Павловой и др. [2013] и Н.С. Балужкиной и др. [2013], кремнисто-глинистые породы характерны для переходной зоны контакта БС с подстилающими отложениями абалакской свиты.

В группу глинистых микститов (частота встречаемости 2,6 % от общей выборки) объединяются породы с содержанием глинистого компонента от 25 до 50 %. Средние содержания основных породообразующих компонентов микститов кремнисто-глинистых и глинистых приведены на рис. 3.1.34 и 3.1.35 соответственно.

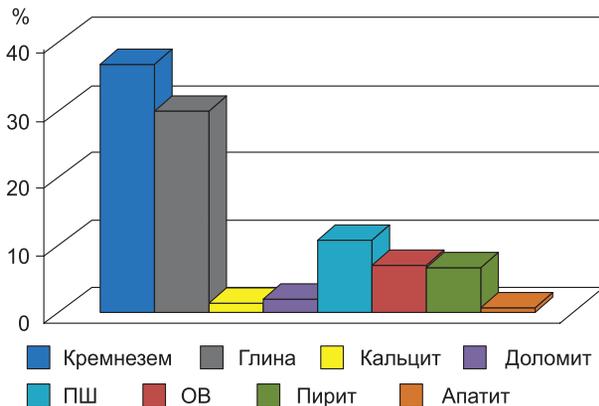


Рис. 3.1.34. Гистограмма распределения средних содержаний основных породообразующих компонентов баженовской свиты в микститах глинисто-кремнистых ( $n = 54$ ).

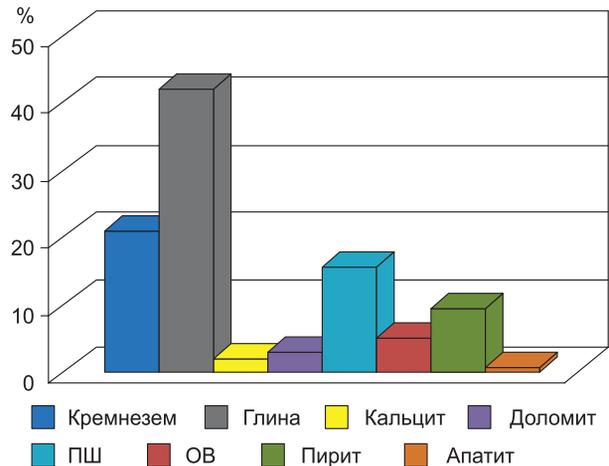


Рис. 3.1.35. Гистограмма распределения средних содержаний основных породообразующих компонентов баженовской свиты в микститах глинистых ( $n = 53$ ).

По содержанию пирита в зоне перехода от БС к выше- и нижележащим отложениям часто наблюдаются *пиритовые породы* – с низким содержанием ОВ (менее 5 %) и повышенным содержанием пирита (15–25 %). По используемой классификации [Конторович и др., 2016] в названия пород включены наименования компонентов, содержание которых в породе составляет более 25 %. Для оценки распределения латерального и вертикального распространения пирита в БС рекомендуется выделять этот тип пород в отдельную подгруппу, добавляя термин «пиритовые».

#### Аргиллиты

Как отмечено в главе 2, ранее в обзорных работах по всей площади ЗСБ все породы БС обычно называли аргиллиты битуминозные, карбонатные и др. [Ясович, Поплавская, 1975; Брадучан и др., 1986; и др.]. Как известно, к аргиллитам относятся породы с содержанием глинистого материала более 50 % (рис. 3.1.36). Породы этого типа встречаются в основном в Северном районе.

По микротекстуре выделяются следующие типы аргиллитов.

*Аргиллиты слоистые.* В породе, представленной главным образом глинистым материалом, наблюдается чередование слоев двух типов (см. рис. 3.1.30, e). В одном случае материал слоев совершенно однородный, почти без следов линзовидности, с небольшим содержанием пирита. В слоях второго типа наблюдается тонкая линзовидность, повышенное содержание пирита, нередко развивающиеся по тончайшим линзочкам, обогащенным ОВ. В целом слои второго типа более темные, по-видимому, за счет более высокого содержания ОВ. В слоях обоих типов встречаются мелкие (0,01–0,05 мм) алевритовые зерна кварца и плагиоклаза.

*Аргиллиты с мелкой линзовидной слоистостью.* Этот тип аргиллитов является наиболее распространенным среди низкоуглеродистых аргиллитов и встречается в обоих изучаемых районах. В основной глинистой массе наблюдаются бурые линзы шириной 0,01 мм, длиной 0,03 мм. В породе практически отсутствует алевритовая примесь. Наблюдаются образования пирита в виде мелкой сыпи размером 0,01–0,03 мм.

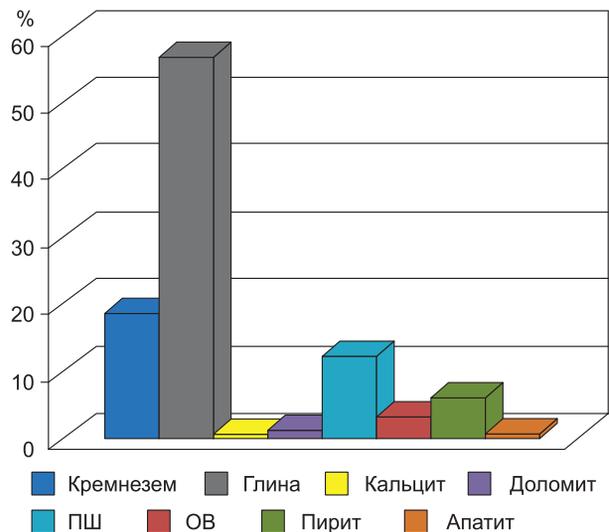


Рис. 3.1.36. Гистограмма распределения средних содержаний основных породообразующих компонентов аргиллитов баженовской свиты ( $n = 54$ ).

Породы от темно-серого до черного цвета, в керна массивные, с раковистым изломом, с органическим детритом (3–5 мм), раскалываются по плоскостям напластования. Микротекстура породы линзовидно-полосчатая, ориентированная. Основная масса породы сложена глинистым материалом, чешуйки которого имеют субпараллельную ориентировку. В большом количестве наблюдаются темно-бурые линзочки углеродистого состава, ориентированные параллельно друг другу, длиной 0,1–1,2 мм, шириной 0,01 мм. Алевритовые зерна кварца плохо окатанные. Включения пирита имеют округлую и неправильную форму; размером от 0,01 до 0,1 мм. В нижней части пачки встречаются редкие лейсточки слюды, карбонатные сгустки неправильной формы, размером 0,05 мм, при содержании 2–3 % и редкие линзочки аутигенного кремнезема. В некоторых случаях встречаются пиритизированные псевдоморфозы по радиоляриям округлой формы (0,05 мм).

*Аргиллиты массивные, серые* с раковистым изломом, без карбонатных прослоев (см. рис. 3.1.25), с редкими слабоизвестковыми прослоями. Окраска породы в шлифе неравномерная – наблюдаются бурые пятна, микротекстура массивная. Основная масса породы представлена глинистым материалом, в котором присутствует мелкая алевритовая примесь неокатанных зерен кварца размером 0,01 мм, содержание менее 1 %, мелкие карбонатные образования размером 0,01–0,02 мм, содержание 1 %, единичные удлиненные лейсточки слюды (0,01–0,03 мм) и пиритные образования округлой и неправильной формы, размером 0,01–0,05 мм, содержание 3–5 %.

#### *Карбонаты*

Группа карбонатных пород (карбонаты) объединяет породы с содержанием карбонатных минералов (преимущественно кальцит, реже – доломит) не менее 50 %. В изученной выборке частота встречаемости карбонатов составляет 8,4 %. В их составе по содержанию органического вещества выделено два подкласса: собственно карбонаты и керогеновые карбонаты. Последний весьма малораспространенный – встречаемость менее 1 %. В собственно карбонатах содержание карбонатных минералов обычно составляет от 56,3 до 92,3 % (в среднем 79,3 %), в единичном случае – 50,6 %. Все остальные компоненты присутствуют в подчиненных концентрациях. Минералы кремнезема – от 0 до 18,3 % (в среднем 6,6 %); глинистые минералы – от 1,3 до 14,8 % (в среднем 6,3 %); органического вещества обычно от 0,9 до 6,1 % (в среднем 3,0 %), в единичном случае – до 9,4 %; пирита обычно от 0,6 до 7,4 % (в среднем 2,2 %), в единичном случае – до 10,6 %; альбита – от 0 до 5,9 % (в среднем 2,3 %); апатита – от 0,2 до 2,5 % (в среднем 0,7 %).

Керогеновые карбонаты отличаются от собственно карбонатов пониженными суммарными содержаниями карбонатных минералов (51,1–54,8 %), повышенными – кремнистого (15,1–19,3 %, в среднем 17,0 %) и глинистого материала (6,0–15,4 %, в среднем 10,6 %), органического вещества (10,0–11,2 %) и пирита (2,9–6,1 %, в среднем 4,1 %). Содержание альбита изменяется от 2,9 до 4,6 % (в среднем 3,8 %), апатита – от 0,4 до 0,9 % (в среднем 0,6 %).

По минеральному составу карбонаты в соответствии с классификацией В.Н. Шванова и соавторов [1998] делятся на известняки (содержание кальцита более 50 %) практически без доломитовой примеси или с различным содержанием доломита (более 25 % – доломитовый, менее 25 % – доломитистый) и доломиты (содержание доломита более 50 %) чистые – практически без известковой примеси или с различным содержанием кальцита (более 25 % – известковый, менее 25 % – известковистый).

По структуре известняки и доломиты БС делятся на биоморфные (главным образом радиоляриевые) и абиоморфные скрыто- и микрокристаллические (рис. 3.1.37, 3.1.38).

Проведенный микротекстурный анализ аргиллитов и микститов глинистых баженовской свиты позволил подтвердить предыдущие выводы [Занин и др., 1999] об их турбидитной природе. Здесь имеются в виду наиболее дистальные турбидитные затухающие потоки низкой плотности и скорости, некоторые из них могут распространяться на большие расстояния в пределах бассейна вдоль пикноклина (рис. 3.1.39) [Wignall, 1994]. Необходимо отметить, что вместе с преимущественно глинистыми осадками этого генезиса, во время седиментации осадков зоны перехода БС в вышележащие отложения, продолжалось накопление кремнистой биогенной составляющей в подчиненном количестве, которое постепенно сократилось во время осадконакопления материала подачимовской толщи.

В микститах кероген-глинисто-кремнистых и силицитах наблюдаются массивные и тонко-линзовидно-слоистые микротекстуры, характерные для фоновых осадков. В породах этого типа присутствуют слоистые текстуры, включающие два типа слоистости: 1) чередование прослоев, в

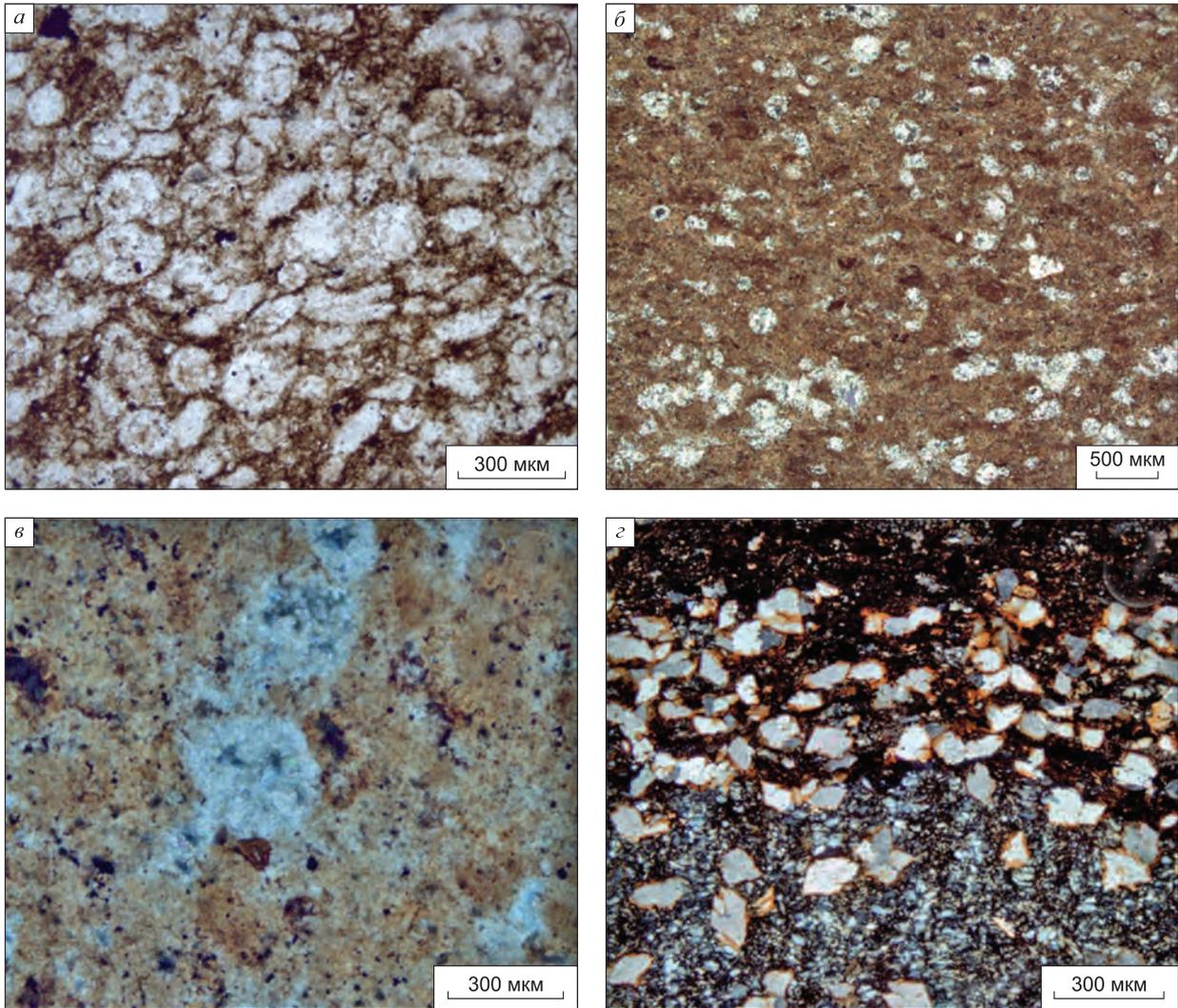


Рис. 3.1.37. Карбонатные и карбонатсодержащие породы баженовской свиты скв. 70 Повховской площади (а), скв. 1183 Северо-Салымской площади (б, г), скв. 1183 Северо-Салымской площади (в).

а – известняк биоморфный (радиоляриевый). Обр. П-70-328. Глубина 2999,48 м; б – известняк массивный скрытокристаллический с остатками радиолярий. Обр. СС-1183-38. Глубина 2846,57 м. Николи+; в – известковый (баритсодержащий) врез. Округлые образования (светло-серые), представленные кальцитом, частично замещенные баритом. Обр. ЮЯ-306-212. Глубина 2794,78 м. Николи+; г – ромбовидные кристаллы доломита у границы силицита керогенового и силицита. Обр. Др-322-233. Глубина 2859,4 м. Николи+.

той или иной степени насыщенных бурыми углеродистыми линзами; 2) чередование прослоев, представленных главным образом кремнистыми радиоляриями, с одной стороны, и глинисто-кремнистыми с бурыми линзочками углеродистого состава – с другой.

Подобные различия в характере слоистости предположительно связаны с изменениями поступления с суши растворенных продуктов выветривания – питательных веществ, определявших интенсивность развития биогенных форм в морском бассейне и опосредованно – поступление органического материала в осадок. В то же время в них не выявлена градационная турбидитная последовательность, описанная выше для аргиллитов. Большая часть терригенного материала транспортируется в бассейны седиментации в виде золотой пыли и взвешенных нефелоидных потоков – очень низкоплотных суспензий осадка, распространяющихся практически по всей площади бассейна [Ewing, Thordinke, 1965; McCave, 1972]. Таким образом, глинистый материал и мелкая алевритовая примесь (3–5 %) преимущественно кремнистых пород БС гемипелагического генезиса, вероятно, имеет подобное происхождение, что и предполагалось ранее [Занин и др., 2005].

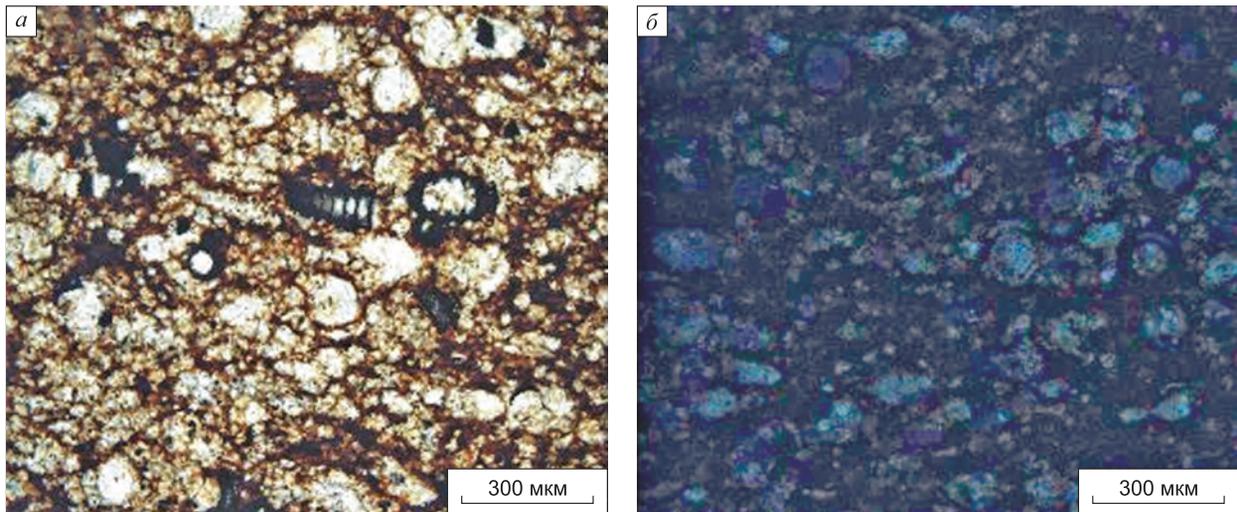


Рис. 3.1.38. Доломит в баженовской свите Западно-Квензерской площади. Реликты радиоларий округлой и конусообразной формы, сложенные доломитом.

а – Николи ||, б – Николи+.

ПРОЦЕСС		ПРОДУКТ	
ГЕМИПЕЛАГИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ		Хорошо уплотненные образования, максимальная ширина которых 0,1–0,2 мм (фекальные пеллеты зоопланктона). Обычная пелагическая фауна (аммониты, граптолиты). Повсеместное распространение	
СУСПЕНЗИОННЫЙ ШТОРМ		Тонкие слои с плохой градационной слоистостью, постоянной мощности	
ТУРБИДИТНЫЕ ПОТОКИ НИЗКОЙ ПЛОТНОСТИ		Сочетание алевритовых и глинистых слоев с градацией уменьшения зернистости вверх по разрезу. Мощность отдельных алевритовых прослоев изменяется от 0,5 до 10 мм. В отсутствие алевритового материала – глинистые слои с градацией вверх по разрезу, возможны эрозионные поверхности в основании слоев	
СУСПЕНЗИОННЫЙ ПОТОК «ОБОСОБЛЕННОГО» ТУРБУЛЕНТНОГО СЛОЯ		Тонкие, хорошо сортированные слои с градацией уменьшения зернистости вверх, с резкими нижними и верхними границами. Повсеместное распространение на площади	
КОНТУРИТЫ		Отдельные алевритовые линзы и небольшие эрозионные размывы, не заполненные алевритовым материалом	
ШТОРМОВЫЕ ТЕЧЕНИЯ		Высокоэнергетические темпеститы с эрозионными поверхностями, с формами канавок и аллохтонными обломками. Более низкоэнергетические образования представлены тонкими, градационными слоями с эрозионным основанием	
ВНУТРЕННИЕ ВОЛНЫ		Отдельные концентрации пиритовых и фосфоритовых обломков	

Рис. 3.1.39. Сводная схема осадочных процессов и микротекстурных характеристик тонкозернистых осадков [Wignall, 1994].

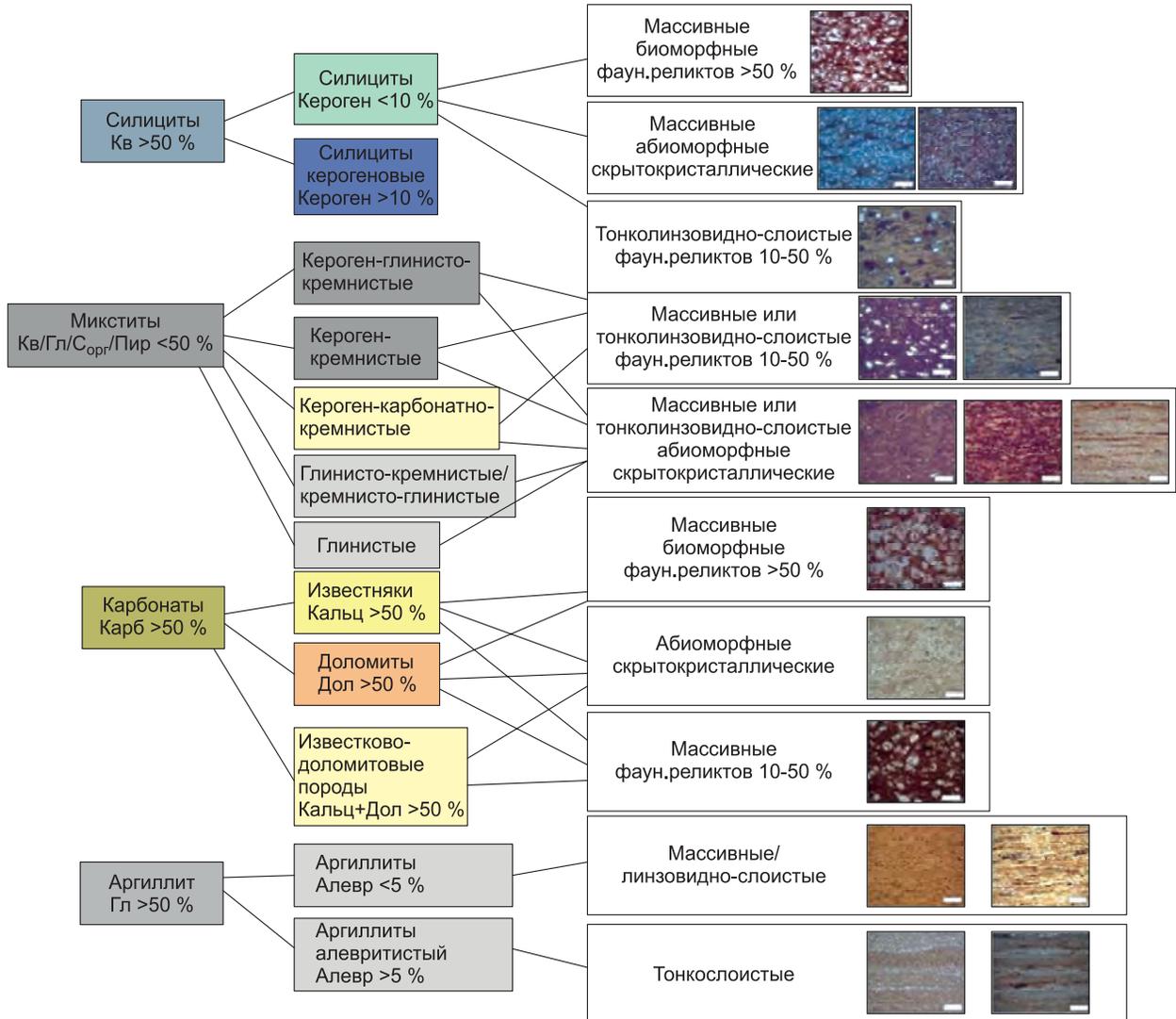


Рис. 3.1.40. Схема основных типов пород баженовской свиты с микротекстурными характеристиками.

В результате проведенного исследования особенностей литологии БС с целью уточнения классификации А.Э. Конторовича и соавторов [2016] составлена схема типов пород, включающая их микротекстурные характеристики и генетическую принадлежность (рис. 3.1.40). Более подробно разновидности карбонатных пород будут рассмотрены в главе 4.

### 3.1.3. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОСНОВНЫХ КОМПОНЕНТОВ И ТИПОВ ПОРОД

Анализ распределения средних значений кремнезема и глинистого материала в баженовской свите разных районов показал, что породы свиты Северного района являются наиболее глинистыми, Центрального и Юго-Восточного – наиболее кремнистыми. Наименьшие значения содержаний глинистого материала в породах БС характерны для Центрального района. Породы БС Южного района характеризуются пониженными содержаниями кремнезема и несколько повышенными (по сравнению с Центральным и Юго-Восточным районами) содержаниями глинистого материала (рис. 3.1.41). Преобладание повышенных концентраций ОВ (15–25 %) в породах БС отмечается в Центральном и большинстве разрезов Юго-Восточного района. Наименее углеродистыми являются разрезы БС Северного района (в основном менее 5 %).

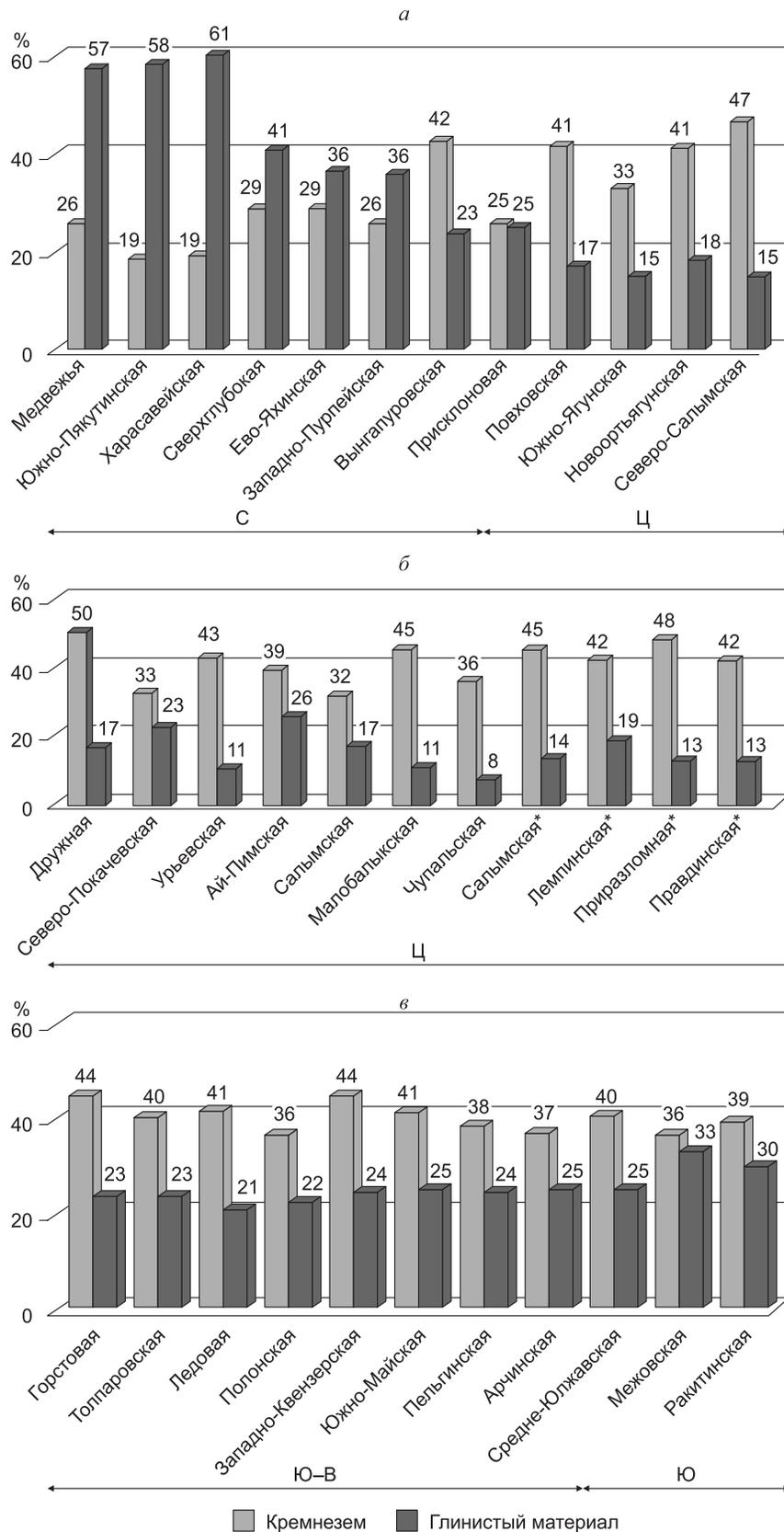


Рис. 3.1.41. Средние содержания кальцита и доломита в БС Северного (а), Центрального (а, б), Юго-Восточного (в) и Южного (в) районов.

\* Обозначение скважин, данные по которым предоставлены МГУ.

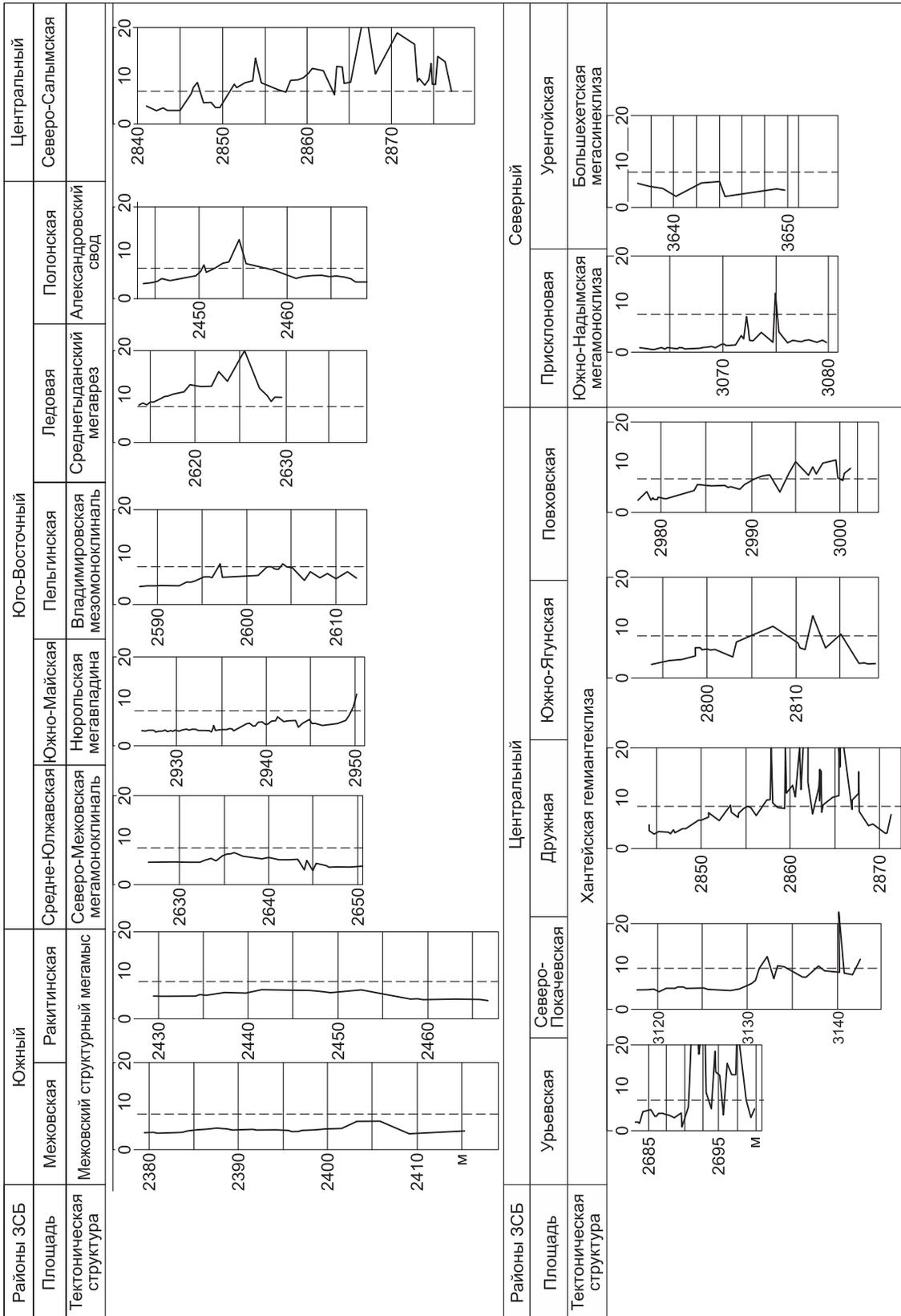


Рис. 3.1.42. Распределение значений отношения  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  в баженовской свите изученных районов. Слева от штриховой линии – силициты. Пики значений  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  соответствуют силицитам-радиоляритам.

**Содержание основных породообразующих компонентов и значения модуля  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  в разных типах пород баженовской свиты**

Показатель	Силициты- радиоляриты (биоморф- ные)	Силициты керогеновые (абиоморф- ные)	Микститы кремнистые и кероген- кремнистые	Микститы кероген- карбонатные и кероген- кремнисто- карбонатные	Микститы кероген- глинистые и глинистые	Микститы глинисто- кремнистые	Микститы кероген- глинисто- кремнистые
Среднее содержание кремнезема и стандартное отклонение	67 ± 12	58 ± 7	41 ± 6	22 ± 7	22 ± 3	35 ± 3	38 ± 6
Среднее содержание глинистого материала и стандартное отклонение	13 ± 6	16 ± 5	20 ± 5	13 ± 6	41 ± 6	31 ± 3	29 ± 4
Среднее значение отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	21	10	7	6	3	4	6
Стандартное отклонение	15	3	2	2	1	0,3	1
Диапазон значений	>9	>8	5–8	5–7	2–3	4–5	4–7
Количество образцов (n)	63	95	135	44	37	20	108

Для определения особенностей распространения разных типов пород БС по территории исследования построены кривые распределения значений отношений оксида кремнезема к алюминию ( $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ) по изученным разрезам (рис. 3.1.42), проанализированы мощности пачек пород разного типа и подсчитана их относительная доля (в %) от общего количества образцов в каждом изученном разрезе свиты (табл. 3.1.1).

В результате анализа установлено, что для силицитов биоморфных (пород со средним содержанием кремнезема 67 %) характерны средние значения этого отношения, равные или больше 21, для силицитов керогеновых абиоморфных (среднее содержание кремнезема 60 %) этот показатель около 10, в целом не превышает 8 (см. табл. 3.1.1). Среднее содержание глинистого материала для указанных типов пород составляет 13–15 %. Определено, что в микститах глинистых и кероген-глинистых, среднее содержание глинистого материала в которых более 40 %, а кремнезема около 20 %, отношение  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  составляет не более 3. В микститах остальных типов значение  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  изменяется от 4 до 8. Таким образом, по значениям рассматриваемого модуля при анализе пород БС можно уверенно выделить наиболее кремнистые породы (силициты) и наиболее глинистые (микститы глинистые и кероген-глинистые). Микститы кремнистые, карбонатные и прочие имеют близкие значения  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ , и выделить отдельные группы по ним не представляется возможным. Микститы карбонатсодержащие с достаточной точностью выделяются в разрезе по содержанию СаО. Полученные результаты делают возможным расчленение разрезов БС на пачки, соответствующие этим группам литотипов, по данным РФА.

На основе анализа установлено, что в Центральном районе в БС мощность силицитов заметно повышена и составляет 3–4 м, в изучаемых отложениях Хантейской гемиантеклизы и севера Южно-Надымской мегамоноклизы – от единичных до частых сантиметровых прослоев, в некоторых разрезах мощность слоев достигает 2–4 м. И.Н. Ушатинский также отмечал, что силициты чаще приурочены к срединной части разреза БС и распространены в центральной, более глубоководной зоне бассейна, что связано с областями обитания и захоронения кремнескелетного планктона. В Юго-Восточном районе мощности слоев пород этого типа несколько понижены, в частности, на Александровском своде, Ледянской мезоседловине, Усть-Тымской и Нюрольской мегавпадинах силициты наблюдаются в виде прослоев толщиной от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров.

В Центральном районе мощность силицитов керогеновых существенно повышена и составляет порядка 9–15 м. В единичных разрезах Хантейской гемиантеклизы (Южно-Ягунская, Северо-Покачевская площади) наблюдается пониженная мощность слоев пород этого типа 1–3 м. В разрезах БС Юго-Восточного района силициты керогеновые присутствуют в основном в средней части разреза в виде слоев мощностью 4–5 м. В некоторых разрезах Северо-Сургутского подрайона (Повховская пл.) в основании свиты залегает слой карбонатизированных радиоляритов мощностью 2 м, который вверх по разрезу сменяется силицитами абиморфными (7 м). В Северном районе на Присклоновой и Пякяхинской площадях встречаются лишь единичные сантиметровые прослои силицитов керогеновых. В некоторых разрезах Юго-Восточного района, расположенных в пределах Нюрольской мегавпадины (Западно-Квензерская пл.), мощность слоев пород этого типа составляет 6–7 м, а в разрезах, расположенных в приграничных районах вышеупомянутой тектонической структуры – в пределах Чузикско-Чижапской мезоседловины (Арчинская, Пельгинская площади), Лавровском наклонном мезовалу (Южно-Майская пл.) – встречаются в виде редких прослоев мощностью 0,2–0,5 м.

Определено, что силициты и силициты керогеновые не характерны для Северного (Большехетская мегасинеклиза) и Южного районов (Северо-Межовская мезомоноклиналь, Межовский структурный мегамыс) (см. табл. 3.1.1). Исключение из северной группы разрезов представляет БС Присклоновой площади, где силицит встречен в единичном образце. Полученные результаты соотносятся с данными И.Н. Ушатинского и В.С. Харина [1985], которые отмечали, что соотношение аутигенного к терригенному кремнезему изменяется от Салымского района к Тазовскому почти в 10 раз (от 2,45 до 0,27).

С целью уточнения информации о распространении по разрезу и латерали карбонатсодержащей «кокколитовой» пачки БС построены профили, включающие кривые распределения оксида кальция (СаО) по разрезам скважин. Как следует из рис. 3.1.43, «рассматриваемая» пачка наблюдается в верхней части БС в Центральном районе и отмечается в единичных разрезах сводовых структур Северного района (центральная часть Южно-Надымской мегамоноклизы, Присклоновая площадь). Микститы кероген-кремнисто-карбонатные и кероген-карбонатные («кокколитовая» пачка) встречаются в верхней части БС (2–6 м) в Центральном районе и единичных разрезах сводовых структур Северного района. По содержанию карбонатных прослоев лидируют разрезы Присклоновой и Южно-Ягунской площадей, приуроченные к сводовым структурам. В большей части Юго-Восточного, Южного и Северного районов рассматриваемая пачка БС отсутствует.

Микститы кероген-глинисто-кремнистые с содержанием кремнезема более 40 % распространены в Центральном, Юго-Восточном и Южном районах. Наибольшие мощности слоев этих пород фиксируются в разрезах юга Южно-Надымской мегамоноклизы (Повховская и Новоортьягунская площади), в некоторых разрезах северной части Хантейской гемиантеклизы (Дружная пл.), Мансийской синеклизы (Северо-Салымская, Восточно-Правдинская площади), Юганской мегавпадины (Малобалыкская пл.). В Юго-Восточном районе микститы высококремнистые преобладают на Горстовой, Ледовой, Пельгинской, Западно-Квензерской, Северо-Чистинной площадях.

Микститы (кероген-глинисто-кремнистые, кероген-кремнистые, кероген-кремнисто-глинистые) с содержанием кремнезема менее 40 %, т. е. породы с относительно пониженным содержанием кремнезема, встречаются на некоторых площадях Северного (Тюменская, Западно-Пурпейская площади) и Юго-Восточного (Ершовая пл.) районов и характерны для Южных районов (Южно-Майская, Ракитинская, Средне-Юлжавская площади). В Центральном районе и остальных разрезах Юго-Восточного района они присутствуют в виде маломощных редких прослоев преимущественно у зоны перехода БС в подстилающие и перекрывающие отложения или отсутствуют.

Определено, что аргиллиты характерны в основном для Северного района, также присутствуют в виде тонких слоев в единичных разрезах Центрального (Северо-Нивагальская) и Южного (Межовская) районов. Для Центрального и Юго-Восточного районов эти породы, как правило, не характерны (см. табл. 3.1.1). Это подтверждается результатами предыдущих исследований БС,

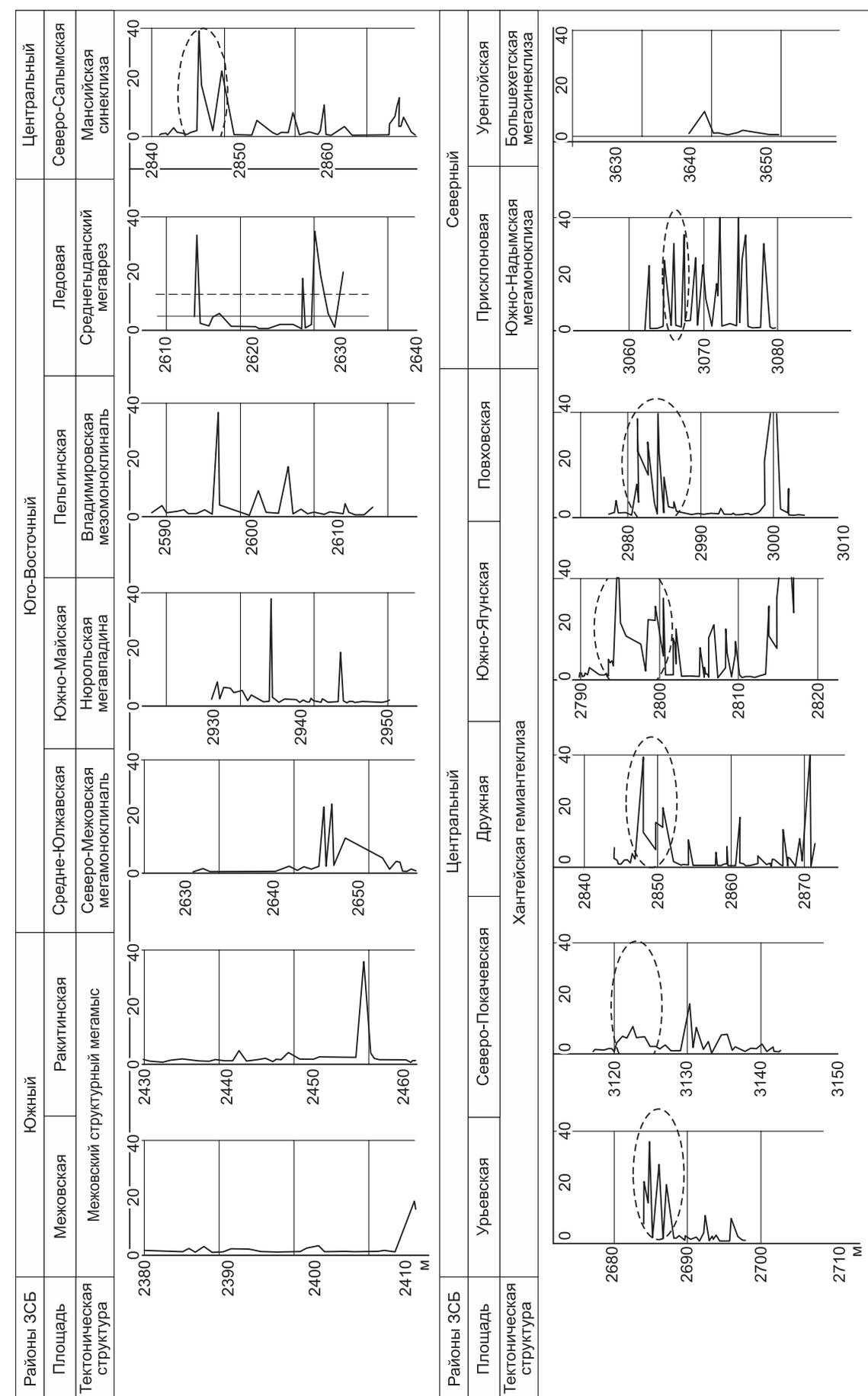


Рис. 3.1.43. Распределение значений СаО в баженовской свите изученных районов. Штриховой линией обозначена «кокколитовая» пачка.

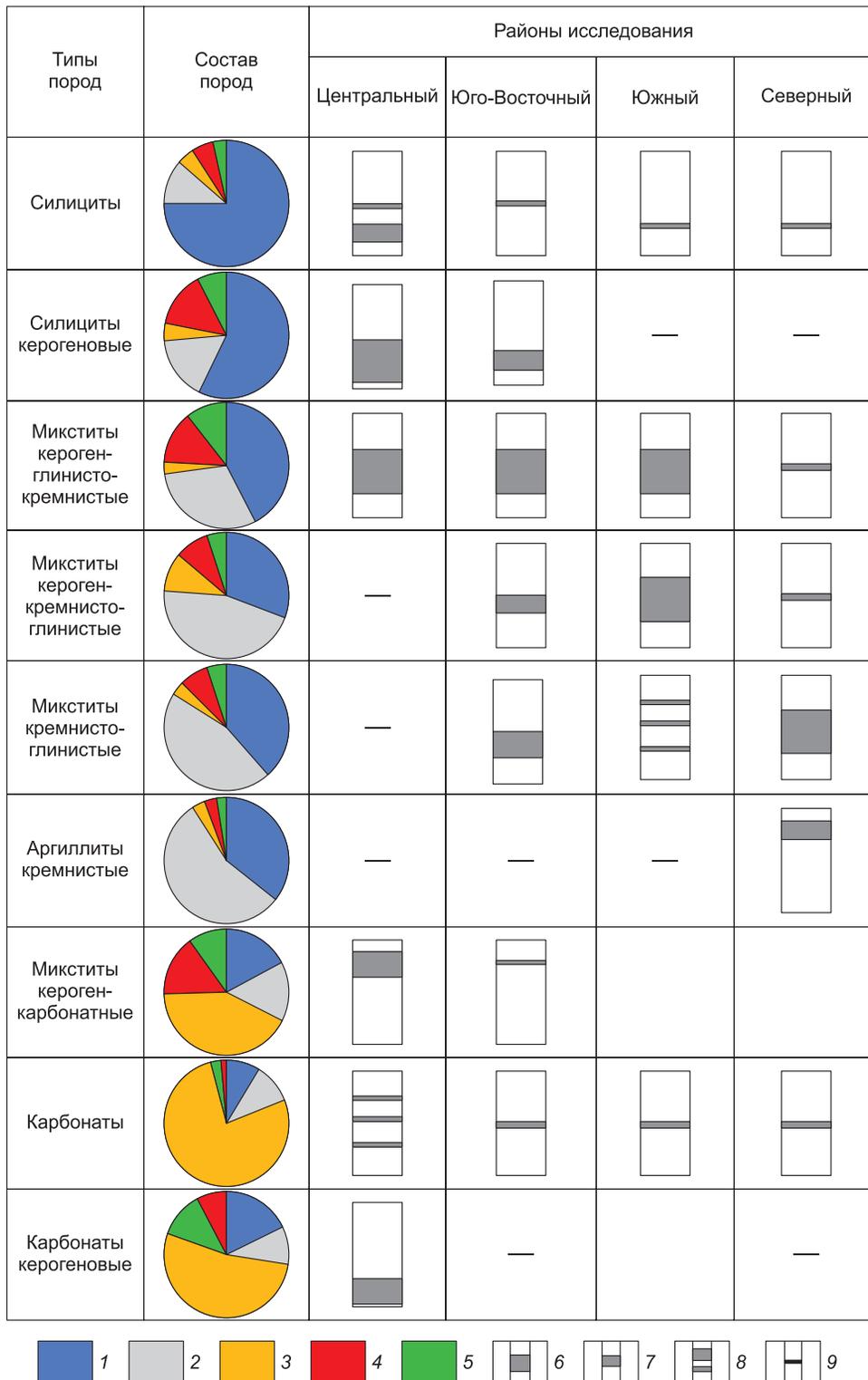


Рис. 3.1.44. Схема распространения основных типов пород баженовской свиты в условно выделенных районах.

1-5 – усредненный состав пород на круговых диаграммах: 1 – кремнезем, 2 – глинистый материал, 3 – карбонаты (кальцит/доломит), 4 – ОВ, 5 – пирит; 6-9 – схематическое изображение относительной мощности и положения в разрезе слоев разных типов пород БС (названия указаны): 6 – слои мощностью 10-15 м, 7 – слои мощностью от 1-2 до 10 м, 8 – маломощные прослои и слои (от нескольких сантиметров до метра) в количестве 2 и более, 9 – маломощные единичные прослои.

проводимых литологами в отдельных районах Западной Сибири [Ушатинский и др., 1980; Занин и др., 2005; Предтеченская и др., 2006; Эдер, 2006; Балущкина и др., 2013; Немова и др., 2013а,б; Эдер и др., 2015а; и др.], которые показали, что в большинстве разрезов аргиллиты отсутствуют, а основную часть разреза составляют кремнистые породы – силициты и микститы кероген-кремнистые и кероген-кремнисто-карбонатные.

Микститы глинистые – породы, близкие к аргиллитам по содержанию глинистого материала, практически не присутствуют в разрезах Центрального района (см. табл. 3.1.1), часто встречаются в зоне перехода БС в вышележащие отложения подачимовской пачки (1–3 м). Микститы глинистые и кремнисто-глинистые широко распространены в Северном и Южном районах.

Известняки и доломиты присутствуют в разрезах в виде прослоев и конкреций мощностью 2–20 см в Центральном районе и в единичном виде – в Юго-Восточном и Северном районах (см. табл. 3.1.1).

Ранее А.Э. Конторовичем с соавторами [1975] составлены карты распространения ОВ баженновской свиты, позднее в [Конторович и др., 2018а] было уточнено распространение этого компонента в нижней, средней и верхней частях свиты с использованием результатов восстановления его содержания по данным геолого-геофизических исследований. Карты распространения кремнезема и органического вещества в целом для БС по всей территории ЗСБ были составлены И.Н. Ушатинским [1981] и коллективом авторов СНИИГиМС [Условия формирования..., 1988]. Более подробные исследования распределения основных компонентов на юго-востоке ЗСБ в районе Каймысовского свода (Томская область) по данным ГИС проведены Е.А. Предтеченской с соавторами [2006], которые создали подобные карты для разных частей этой толщи. В.А. Волков и соавторы [2016] построили карты распространения ОВ в пяти пачках БС на территории Ханты-Мансийского автономного округа (ХМАО), а также распространения кремнезема и глинистого материала в целом для свиты.

Целью проведенного исследования было установление особенностей состава БС по разрезу и по площади (в нижней, средней и верхней ее частях). Принимая во внимание, что основные породообразующие компоненты БС могли быть образованы не только на стадии седиментогенеза, но и в результате вторичных преобразований пород, рассмотрим, какую информацию можно получить в результате этого исследования. Генезис глинистого материала БС принимается как преимущественно терригенный. Проявления аутигенного каолинита являются незначительными, и их содержание не превышает в большинстве случаев первых процентов. Кремнистый материал в рассматриваемой толще имеет в основном биогенное происхождение (радиолярии, диатомеи), хотя и подвергся интенсивной переработке в постседиментационный период.

В БС присутствуют два генетических типа карбонатов – седиментационные, частично перекристаллизованные, находящиеся на месте своего образования, и постседиментационные (диа- и катагенетические). К первому типу относится карбонатный материал остатков кокколитофорид, наблюдаемых в верхней части свиты («кокколитовая» пачка), и раковин двустворок. Второй тип представлен главным образом карбонатизированными радиоляритами и карбонатными конкрециями.

Ниже приводится описание карт распределений кремнезема, глинистого материала и кальция в целом для БС на территории исследования для нижней, средней и верхней ее частей.

#### *Кремнезем*

**Нижняя часть БС.** Наибольший объем кремненакопления приходится на Центральный район и некоторые площади Юго-Восточного района (Ледовая пл.) (рис. 3.1.45, А). Среднее содержание кремнезема в этой части интервала на вышеупомянутых площадях составляет 50–60 %. Второй эпицентр кремненакопления (среднее содержание кремнезема 50 %) в этот период расположен в Юго-Восточном районе и включает Восточно-Пылькарминскую, Горстовую, Колик-Еганскую, Ледовую площади. На других площадях этого района (Полонская, Толпаровская, Северо-Фестивальная площади) среднее содержание кремнезема в нижней части БС понижается до 35–40 %. В Южном (Ракитинская, Межовская, Болтная площади) и Северном районах (Медвежья, Уренгойская, Ево-Яхинская, Сверхглубокая площади) этот показатель составляет 20–30 %.

**Средняя часть БС.** При накоплении этого интервала БС происходит некоторое сокращение объема накопления кремнезема (см. рис. 3.1.45, Б). На большей части Центрального района среднее содержание кремнезема составляет 40–50 %. На некоторых площадях Юго-Восточного района (Первомайская, Ледовая, Западно-Фаинская площади) значения рассматриваемого показателя уменьшаются до 25–35 %, в Северном и Южном районах они несколько возрастают (в некоторых – до 35–40 %).

**Верхняя часть БС.** В период осадконакопления этой части разреза в Центральном районе наблюдается большее сокращение накопления кремнезема, особенно в районе Среднего Приобья – на Малобалыкской, Горшковской, Ай-Пимской и Салымской площадях (рис. 3.1.46, А). Среднее содержание кремнезема в верхней части БС здесь составляет 20–25 %. На некоторых площадях Центрального района (Западно-Котухтинская, Вынгапуровская, Повховская, Дружная), а также Юго-Восточного района (Полонская, Толпаровская, Пельгинская, Арчинская, Ракитинская) среднее содержание кремнезема в верхней части свиты несколько повышено по сравнению с площадями Среднего Приобья и составляет 30–35 %. В Северном районе содержание кремнезема снижено и составляет 10–20 %.

Максимальные средние содержания кремнезема (35–50 %) в целом в БС фиксируются в Центральном районе (см. рис. 3.1.46, Б), в Южном и Северном районах они уменьшаются до 20–30 %.

#### *Глинистый материал*

**Нижняя часть БС.** Во время седиментации свиты в Центральном районе накапливалось относительно небольшое количество глинистого материала (среднее содержание глинистого материала 15–25 %) (рис. 3.1.47, А). Этот показатель в Южном и Северном районах увеличивается до 40–50 %.

**Средняя часть БС.** В распределении среднего содержания глинистого материала в этом интервале по сравнению с нижней частью БС существенных изменений не происходит, лишь на некоторых площадях Северного и Южного районов отмечено некоторое его увеличение (55–60 %) (см. рис. 3.1.47, Б).

**Верхняя часть БС.** На ряде площадей Центрального района (Урьевская, Северо-Покачевская, Повховская и др.) сохраняются пониженные значения (20–30 %) среднего содержания глинистого материала в рассматриваемой части разреза. На некоторых площадях Центрального и Юго-Восточного районов (Западно-Фаинская, Первомайская, Ледовая, Арчинская, Южно-Майская) наблюдаются повышенные значения этого показателя (35–40 %) (рис. 3.1.48, А).

В целом БС Центрального района характеризуется пониженными средними значениями содержания глинистого материала (15–30 %), в Северном и Южном районах происходит его увеличение до 35–55 % (см. рис. 3.1.48, Б).

#### *Кальцит*

**Нижняя часть БС.** В этой части свиты на большей части исследуемой территории среднее содержание кальцита не превышает 2–4 % (рис. 3.1.49, А). Исключение представляют некоторые площади Центрального района, где содержание этого компонента достигает 6–8 % (Новоортыгунская, Южно-Ягунская, Ай-Пимская) и 8–18 % (Западно-Котухтинская, Вынгапуровская, Повховская площади).

**Средняя часть БС.** На этом интервале БС на некоторых площадях Центрального района (Северо-Салымская, Западно-Фаинская, Южно-Ягунская) и Северного района (Присклоновая пл.) происходит увеличение содержания кальцита (см. рис. 3.1.49, Б). В целом на большей части исследуемой территории среднее содержание кальцита в средней части БС не превышает 2–4 %.

**Верхняя часть БС.** В этой части БС в большинстве изученных разрезов существенно увеличивается среднее содержание кальцита (8–14 %) (рис. 3.1.50, А). Низкокарбонатными являются Юго-Восточный и Северный районы (Пякяхинская, Яранейрская, Эниторская, Толпаровская, Пельгинская, Арчинская, Ракитинская, Межовская и другие площади). В целом наиболее карбонатными являются разрезы БС Центрального района (см. рис. 3.1.50, Б), что было описано выше.

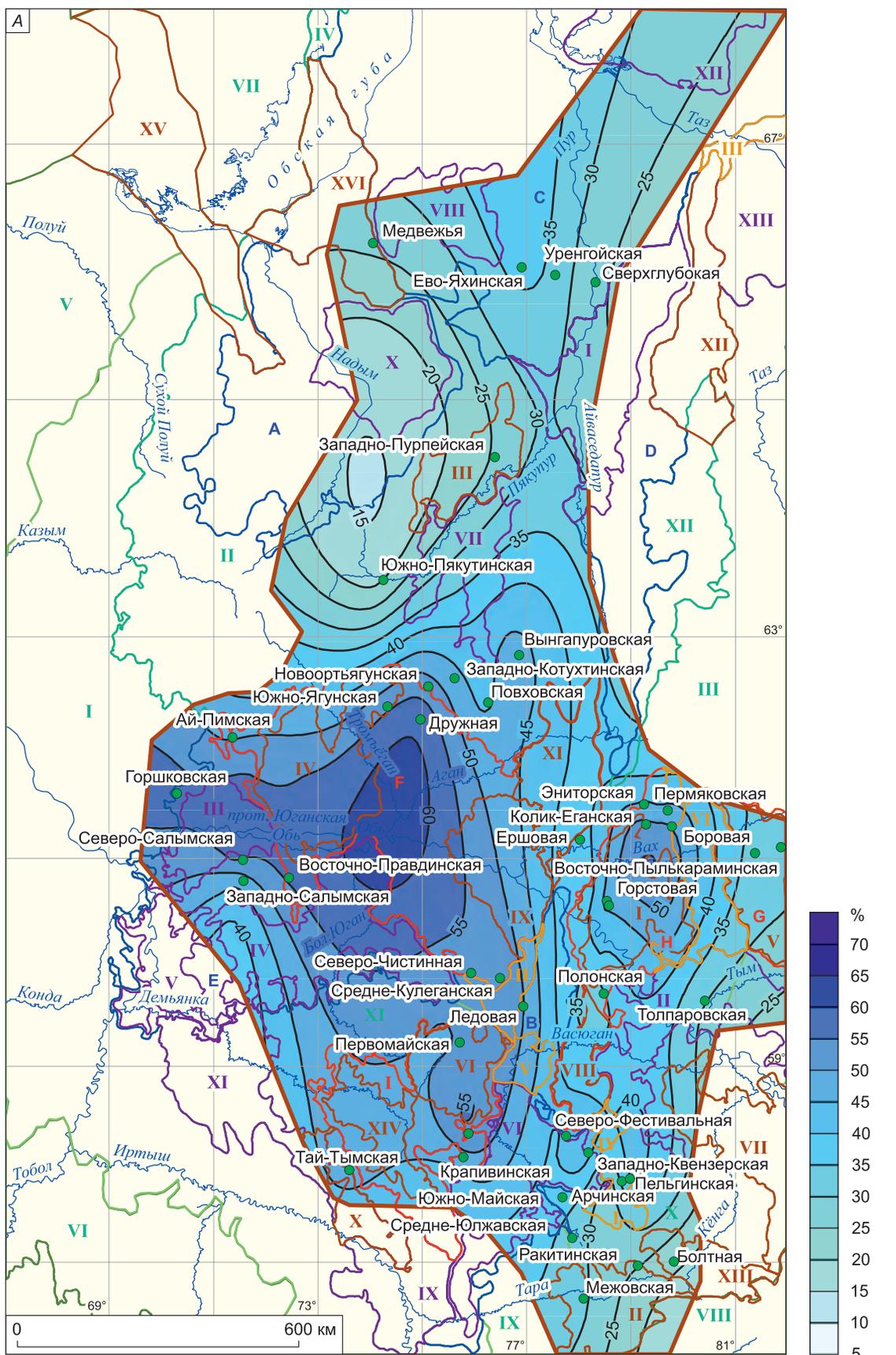


Рис. 3.1.45 (начало). Карта-схема распределения кремнезема на территории исследования в нижней (А) и средней (Б) частях баженовской свиты.

Условные обозн. для тектонических элементов см. на рис. 1.1.5.

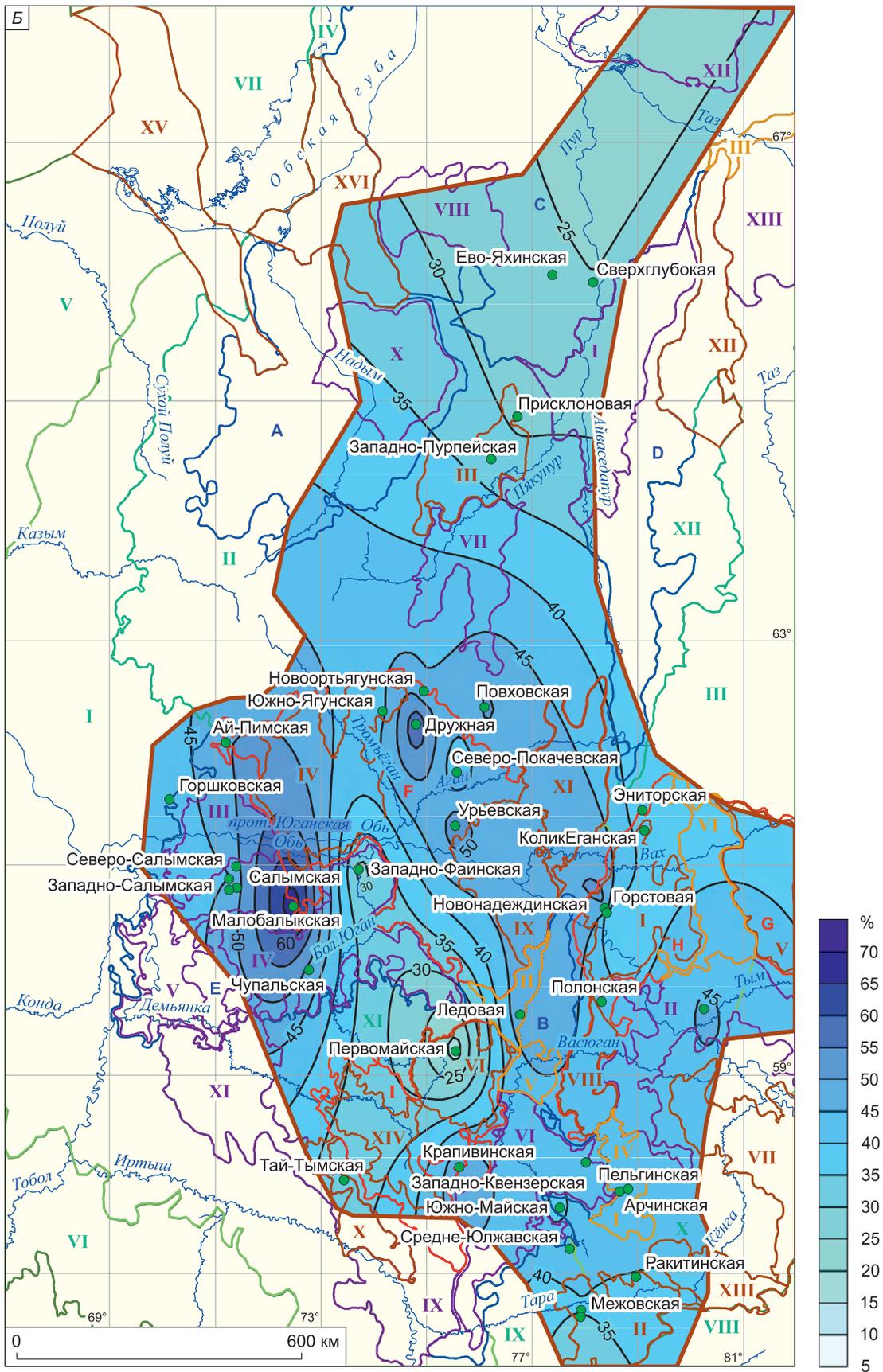


Рис. 3.1.45 (окончание).

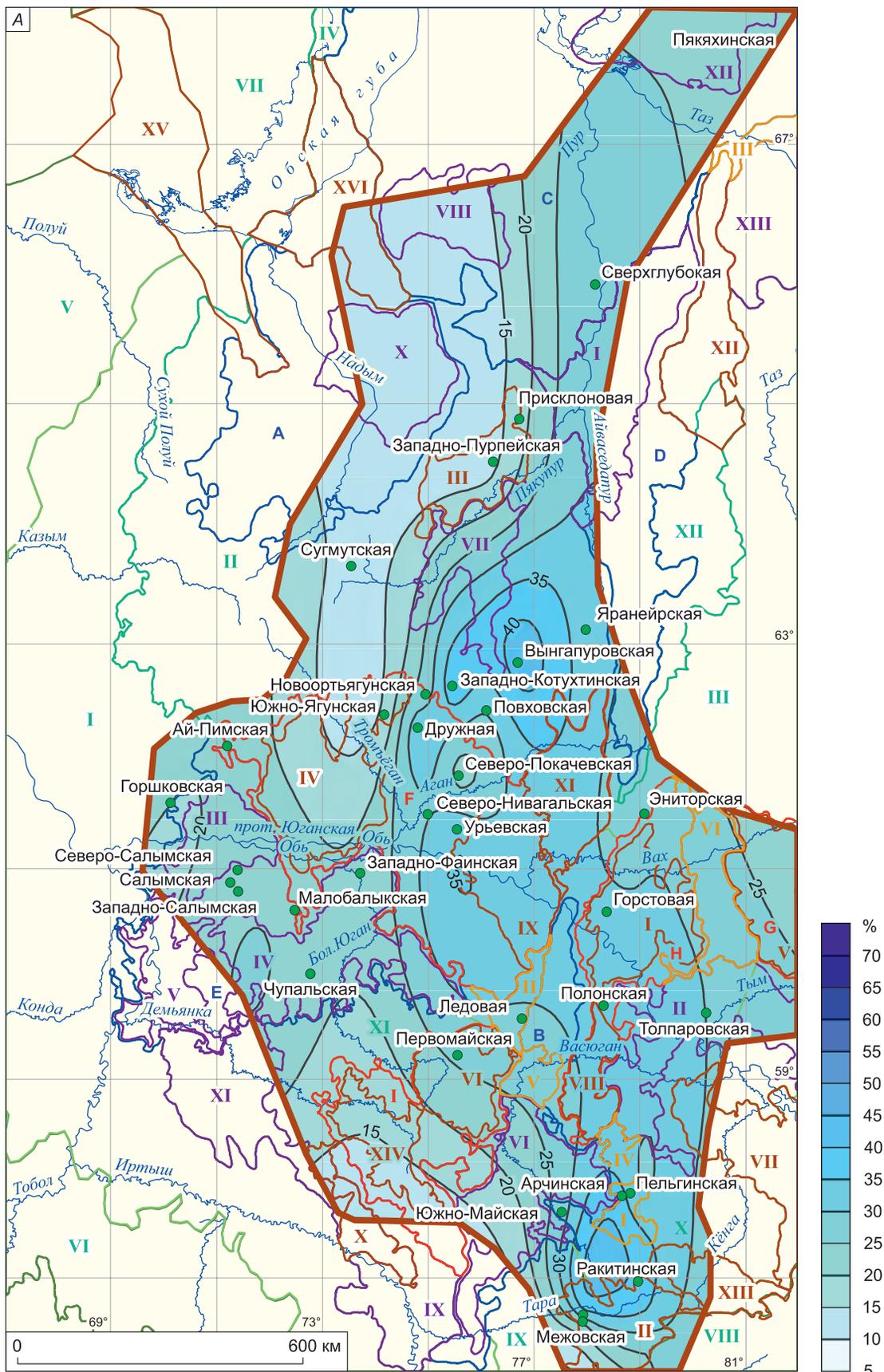


Рис. 3.1.46 (начало). Карта-схема распределения кремнезема на территории исследования в верхней части (А) и в целом (Б) для баженовской свиты.

Условные обозн. для тектонических элементов см. на рис. 1.1.5.

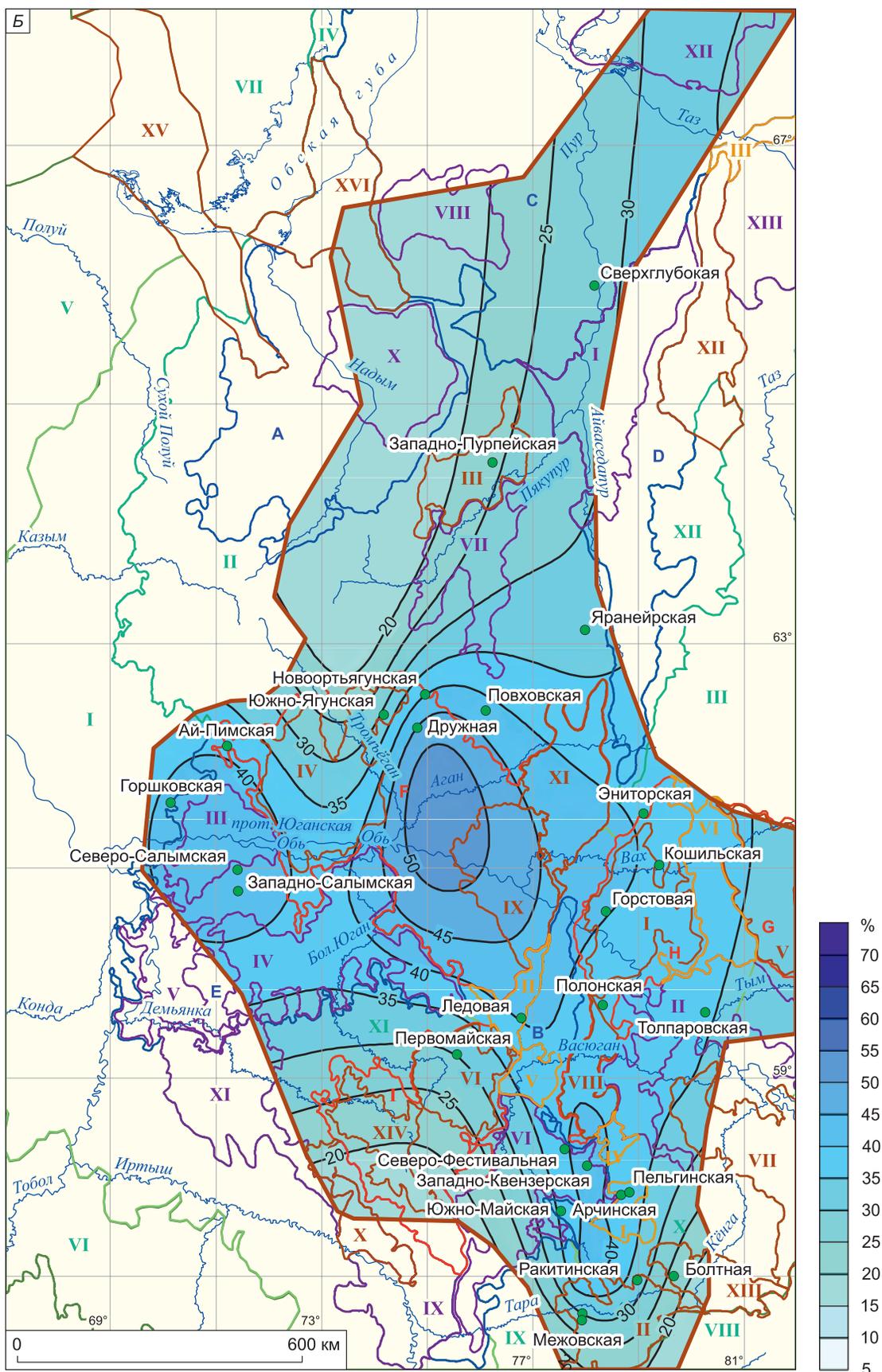


Рис. 3.1.46 (окончание).

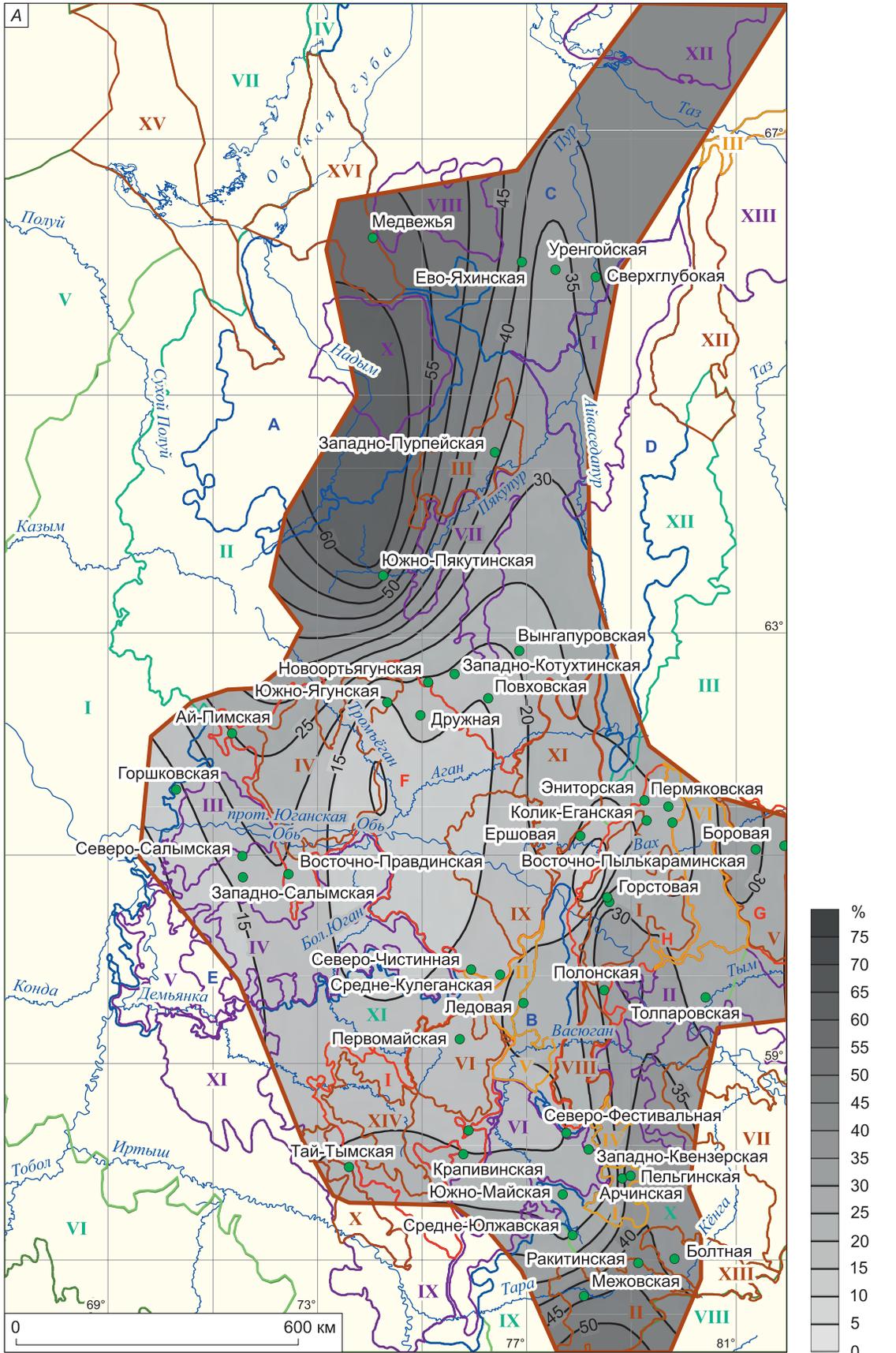


Рис. 3.1.47 (начало). Карта-схема распределения глинистого материала на территории исследования в нижней (А) и средней (Б) частях баженовской свиты.

Условные обозн. для тектонических элементов см. на рис. 1.1.5.



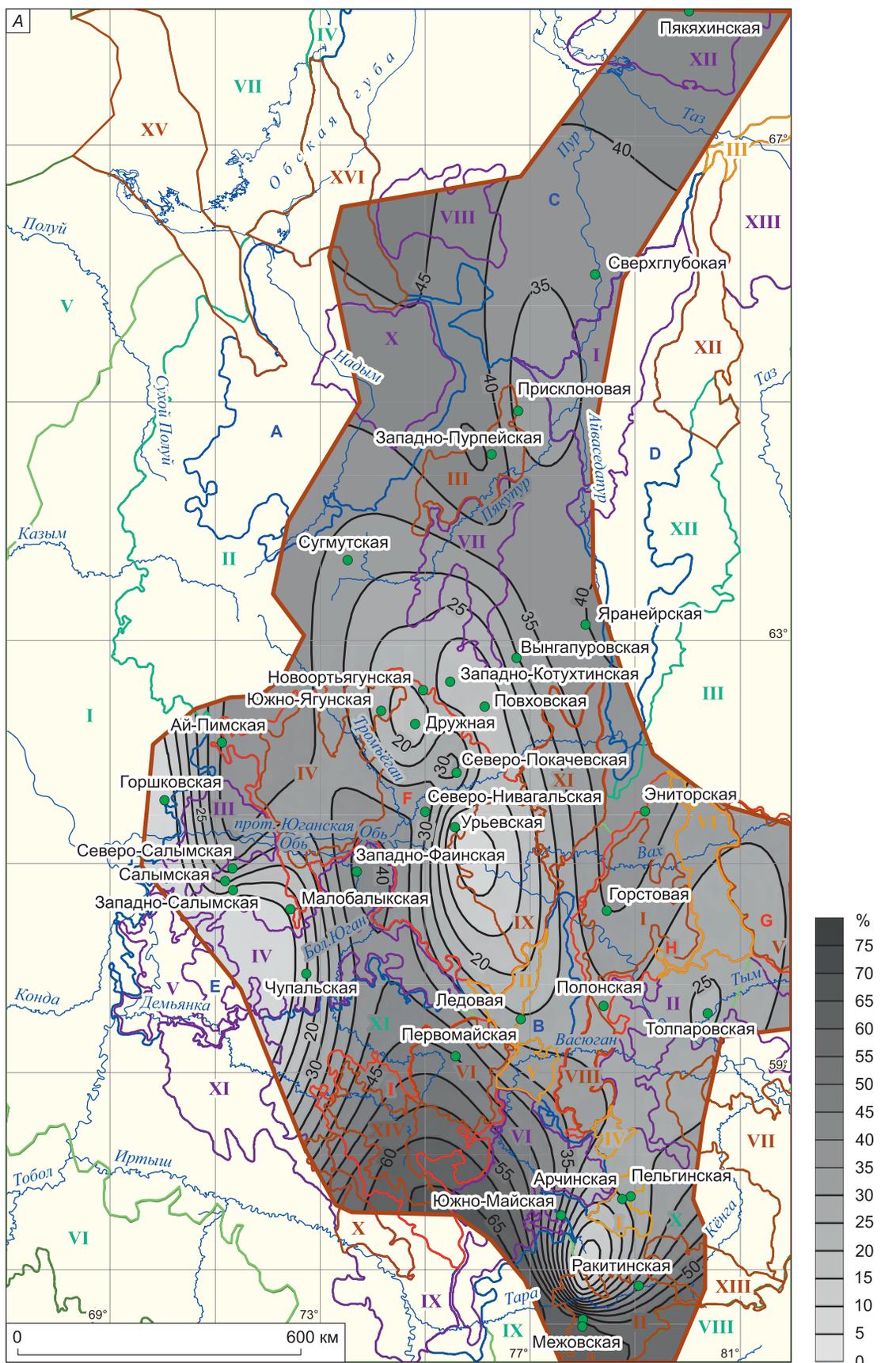


Рис. 3.1.48 (начало). Карта-схема распределения глинистого материала на территории исследования в верхней части (А) и в целом (Б) для баженовской свиты.

Условные обозн. для тектонических элементов см. на рис. 1.1.5.

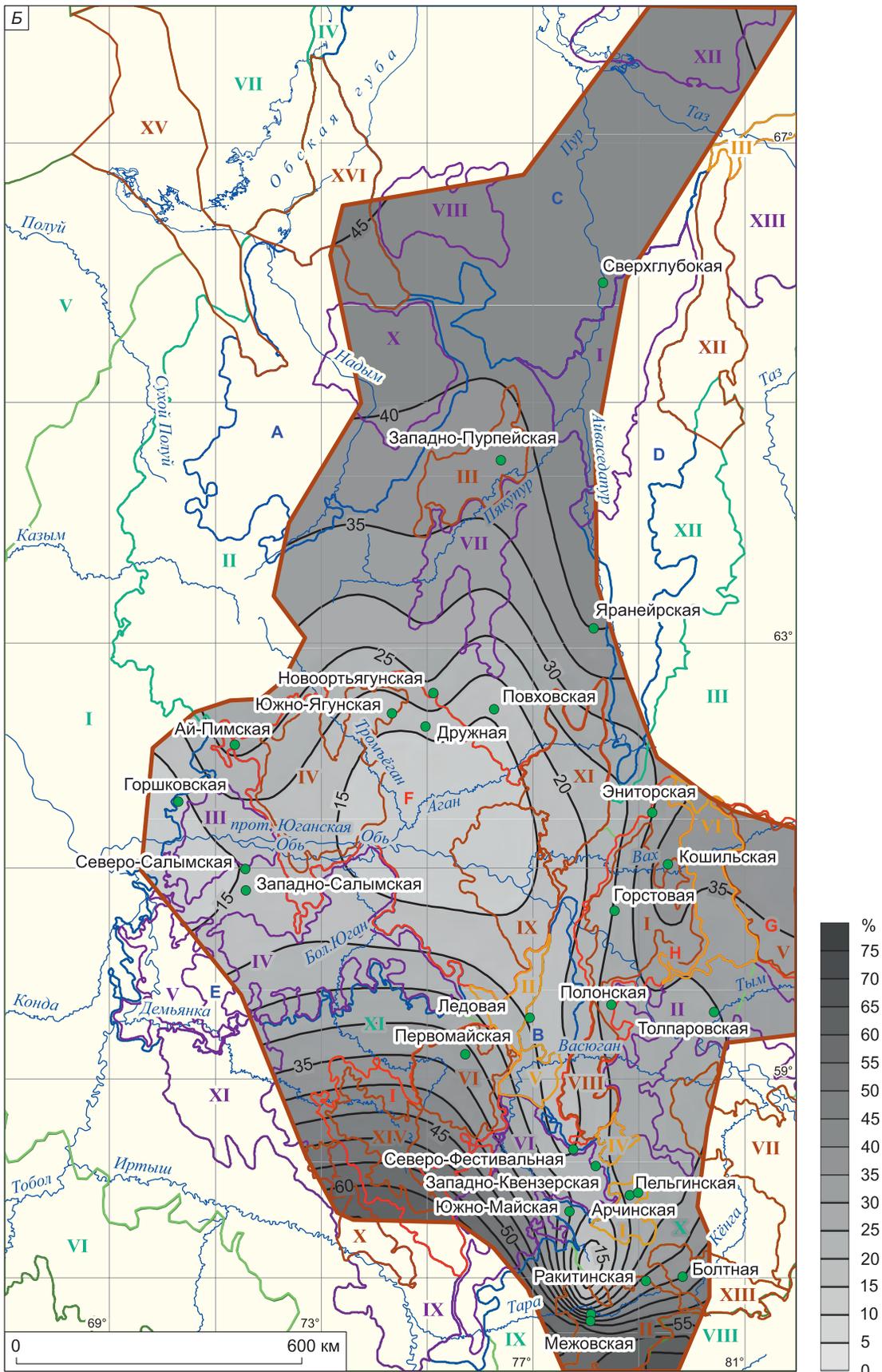


Рис. 3.1.48 (окончание).

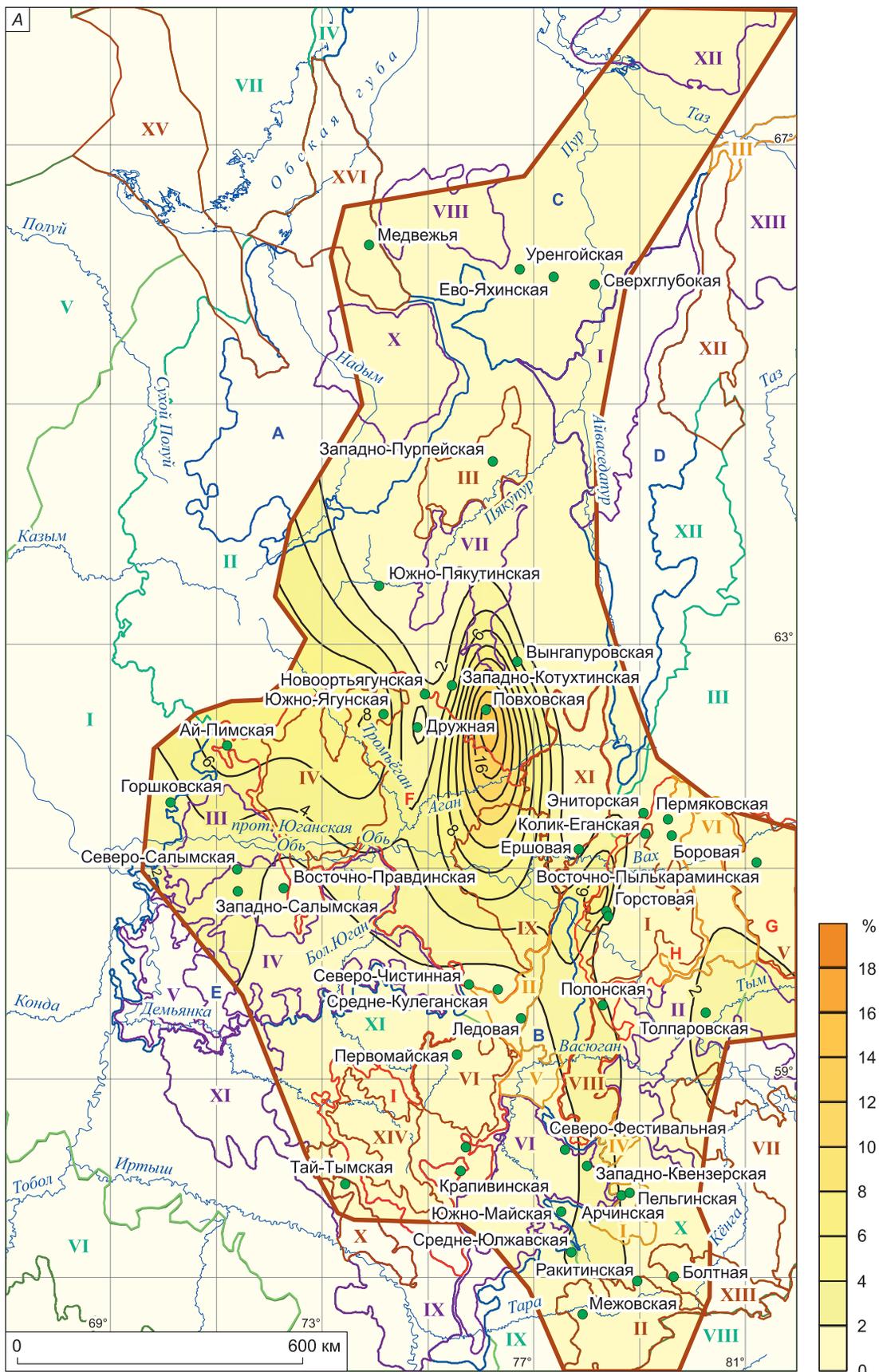


Рис. 3.1.49 (начало). Карта-схема распределения вторичного кальцита в нижней (А) и средней (Б) частях баженовской свиты.

Условные обозн. для тектонических элементов см. на рис. 1.1.5.

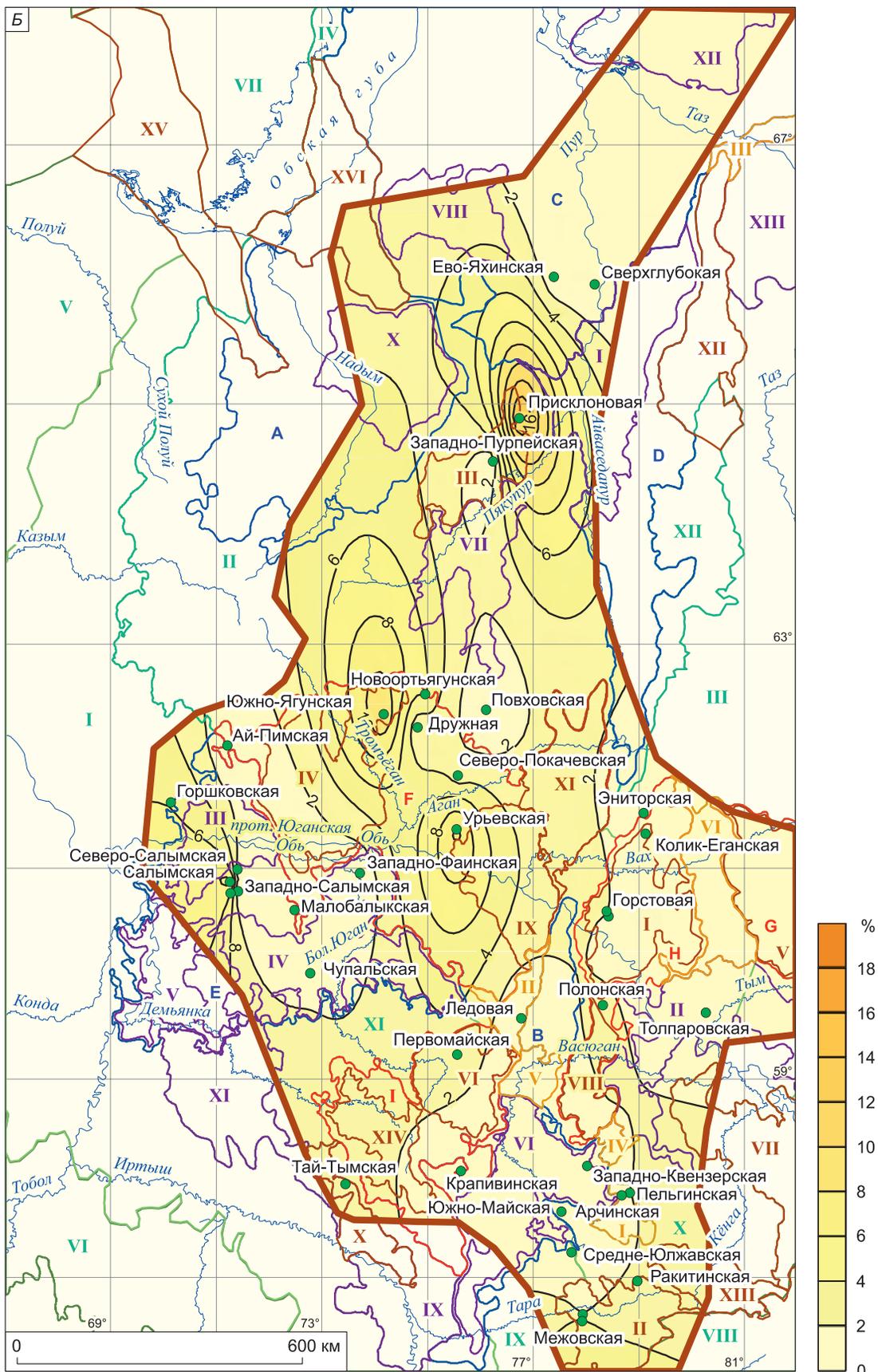


Рис. 3.1.49 (окончание).

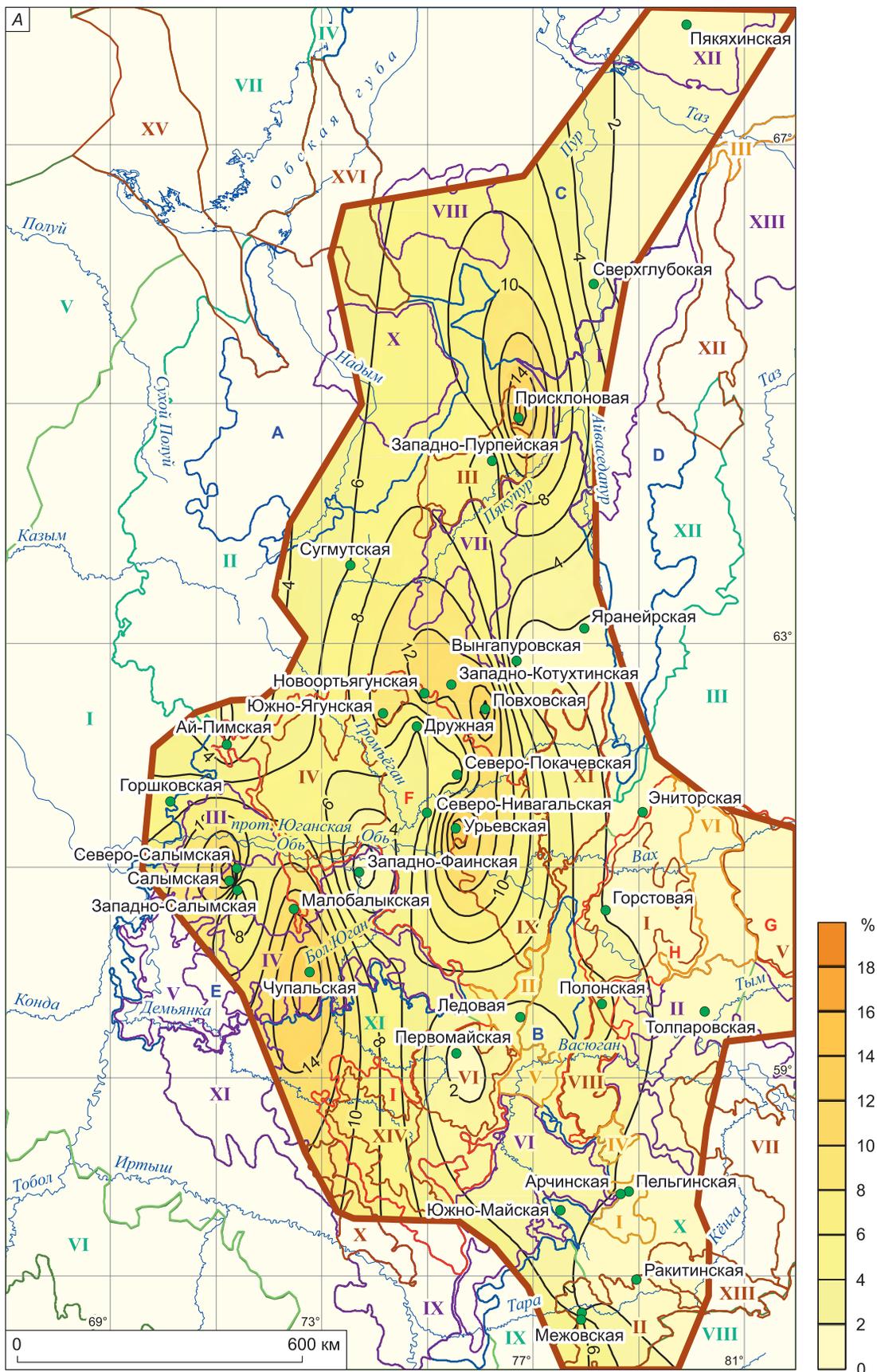


Рис. 3.1.50 (начало). Карта-схема распределения кальцита на территории исследования в верхней части (А) и в целом (Б) для баженовской свиты.

Условные обозн. для тектонических элементов см. на рис. 1.1.5.

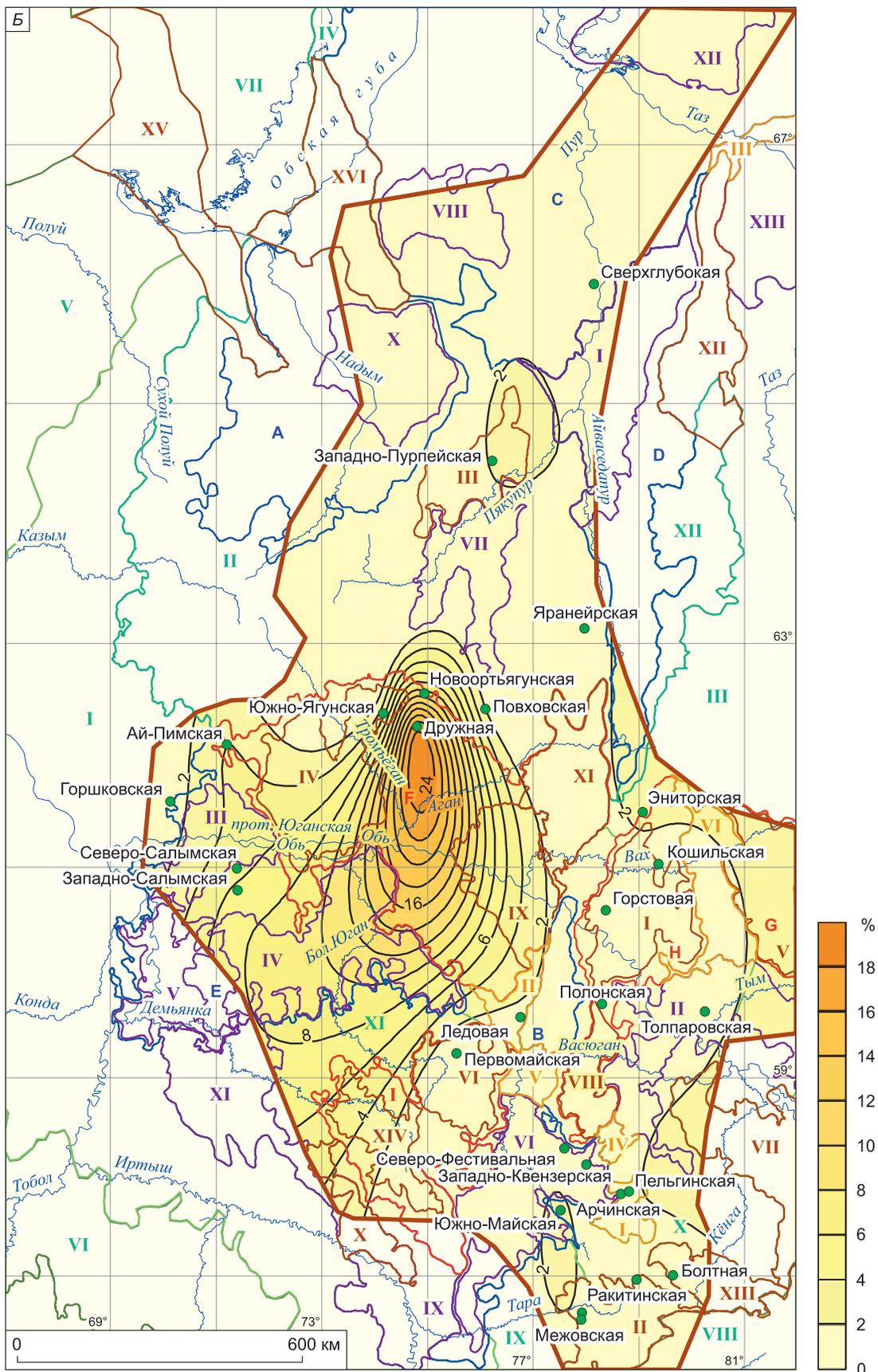


Рис. 3.1.50 (окончание).

### 3.2. ТИПИЗАЦИЯ РАЗРЕЗОВ

Многие исследователи баженовской свиты описывали строение разрезов и предлагали их типизации [Ясович, Поплавская, 1975; Ушатинский, 1981; Гайдебурова, 1982; Брадучан и др., 1986; Полякова и др., 2002; Предтеченская и др., 2006; Важенина, 2010а; Мухер и др., 2013; Коробова и др., 2015; Эдер и др., 2015б; и др.].

По величине территории исследования работы по типизации и расчленению разрезов БС подразделяются на две группы. В первой группе изучаются отдельные районы (Салымский, Красноленинский и др.), а вторая группа – это обобщающие работы по всему ЗСБ.

Т.И. Гурова и В.П. Казаринов [1962] выделили в верхнеюрских отложениях два горизонта: верхний – кокколитофоридовый и нижний – радиоляриевый. Г.С. Ясович и М.Д. Поплавская [1975] также отмечали в кровле БС пласт высоких сопротивлений, насыщенный кокколитофоритами. Подобное строение свиты в Салымском районе описано М.Ю. Зубковым и Н.А. Дорониной [1982], В.Г. Эдер и др. [2015а], И.В. Панченко [2015] и др. О.Г. Зарипов и И.И. Нестеров [1977] в этом районе установили трехчленное строение свиты. Нижняя часть, согласно исследованиям авторов, представлена преимущественно известковистыми глинами с маломощными прослоями мергелей и линзами известняков. В средней части наблюдаются массивные высокоуглеродистые грубодисперсные глины; в верхней – преимущественно тонкоотмученные глины. Ю.В. Брадучан с соавторами [1986] позднее на рассматриваемой территории выделили четыре пачки БС снизу вверх по разрезу: 1) карбонатно-кремнистая, представленная аргиллитами высокоуглеродистыми (до 16 м); 2) плитчатые аргиллиты с многочисленными отпечатками аммонитов и бухий (3–8 м); 3) кремнисто-известковая (10–15 м); 4) глинистая (2–5 м). Г.М. Таруц и Е.А. Гайдебурова [1978], используя методику А.А. Трофимука и Ю.Н. Карогодина [Карогодина, 1974], определили в БС пачки с относительно пониженной радиоактивностью, которые соответствуют более грубозернистым породам, и с повышенной радиоактивностью – максимально тонкодисперсные породы. Авторы выделили элементарные циклиты и семь пачек, объединяющих то или иное их количество. По заключению исследователей, элементарные циклиты хорошо выделяются в разрезе и прослеживаются на значительные расстояния. Это означает, по их мнению, что микроцикличность не локальное образование, а отражение одного и того же закономерного процесса.

Изучив вещественный состав баженовской и абалакской свит Красноленинского свода, М.Ю. Зубков и соавторы [1999, 2001б] установили в вертикальном разрезе в первой из них три, во второй – пять зон, которые коррелируются в пределах рассматриваемой территории. Первая зона БС (БЖ<sub>1</sub>) слагает самую верхнюю часть БС и имеет толщину около 10 м. Породы ее характеризуются высоким содержанием ОВ (до 19 %) и очень большой концентрацией пирита (25–42 %). Автор дал ей название керогеново-пиритовой, или пиритовой. Вторая зона (БЖ<sub>2</sub>) имеет мощность 2,0–2,5 м. В ней сохраняется неизменным содержание глинистых минералов, но значительно увеличивается содержание карбонатов, поэтому ей дано название карбонатной. Зона сложена серыми прочными известняками и мергелями с полураковистым сколом. Среднее содержание глинистых минералов в породах описываемой зоны составляет 9 %, а биогенного кремнезема – около 12 %. Третья зона (БЖ<sub>3</sub>), которой отвечает нижняя часть свиты, имеет максимальную мощность – около 12 м. Она получила название каолинитовой из-за преобладающего содержания каолинита в составе глинистых минералов. В связи с повышенной концентрацией в ней биогенного кремнезема зона может быть названа также кремнистой. Содержание глинистых минералов составляет в среднем около 30 %, пирита – 11–12 %, а ОВ – около 10 %. В подошвенной части рассматриваемой зоны встречаются маломощные прослои глинисто-кремнистых мергелей, сложенных главным образом кальцитом и доломитом.

И.Д. Полякова с соавторами [2002] применили новый подход к типизации разрезов БС. Авторами использовался литолого-геохимический признак, а не стратиграфический, как это делалось в предыдущих работах [Брадучан и др., 1986]. Типизация разрезов проводилась не по соотношению пачек, а по соотношению породных групп с определенными геофизическими, литолого-минералогическими и геохимическими характеристиками. На изучаемой авторами территории (Томская область и юго-восточная часть Тюменской области) выделено пять типов разрезов, которые потом подразделялись на 22 класса. На территории Салымского нефтегазоносного района

по данным геофизических исследований выделили шесть литостратиграфических пачек, которые регионально прослеживаются на этой территории [Хабаров и др., 1981]. Согласно этим авторам, в БС выделяется три цикла, каждый из которых снизу вверх начинается пачкой Р (биогенные породы) и заканчивается пачкой С (более глинистые отложения). Т.Д. Коровина [2004] продолжила эти исследования, выделяя по данным ГИС (ГК) пачки С и Р, отмечая максимальное содержание кремнезема в средней части БС. Позднее В.Д. Немова [2012] в рассматриваемой толще в зоне сочленения Красноленинского свода и Фроловской мегавпадины выделяла подобные циклиты и четыре уровня с радиоляриями. Е.А. Предтеченская и соавторы [2006] для типизации разрезов в юго-восточной части Западной Сибири использовали данные по составу, мощностям пачек основных типов пород, характеру сочетания в них глинистого и кремнистого компонентов, а также данные ГИС (КС и ГК). Авторами выделено восемь типов разрезов и определено, что во впадинах отлагались биогенные глинистые осадки с повышенным содержанием ОВ, на возвышенностях – ракушняковые банки. В результате типизации установлено, что в верхнеюрско-нижнемеловое время рельеф унаследовал основные структуры, сформированные ранее [Предтеченская и др., 2006].

О.А. Важенина [2010а] выделила следующие пять типов разрезов в Широном Приобье по составу и мощностям разрезов на основании изучения керна и данных ГИС:

- 1) карбонатно-кремнисто-глинистые (содержание глинистого материала более 50 %);
- 2) кремнисто-карбонатно-глинистые (содержание глинистого материала более 50 %);
- 3) кремнисто-карбонатные (содержание силицитов и карбонатов более 50 %);
- 4) глинисто-карбонатно-кремнистые (содержание силицитов более 50 %);
- 5) глинисто-кремнисто-карбонатные (карбонатов более 50 %).

В результате исследования особенностей литологии БС в Широном Приобье О.А. Важенина пришла к выводу, что карбонатные тела этой толщи имеют линзовидное строение (протяженность тел составляет от 10 до 100 км, толщина от нескольких десятков сантиметров до 2,5–3 м).

В Фроловско-Тамбейском структурно-фациальном районе И.В. Панченко с соавторами [2016] выделено шесть пачек в БС, предложена схема расчленения свиты по комплексам палеобиоты в центральной части ЗСБ, установлена четкая вертикальная палеоэкологическая зональность. Определено, что каждый из выделенных комплексов тяготеет к конкретным стратиграфическим уровням разреза, которые прослеживаются более чем на сотни километров, а их латеральное распространение контролируется палеоструктурным фактором [Панченко и др., 2016].

В.А. Волков и соавторы [2016] в пределах ХМАО в БС проследили пять пачек, различающихся по макроописанию, геохимическим и минералогическим параметрам и построили карты распределения  $S_{орг}$  по пачкам и в целом для свиты – распределение кремнезема и глинистого материала. По данным этих авторов, в центральной части ХМАО фиксируется увеличение первого и уменьшение второго из вышеперечисленных компонентов пород.

Н.И. Коробова и соавторы [2015], изучив литологию БС Хантейской гемиантеклизы, отметили изменение осадконакопления с карбонатно-глинисто-кремнистого на кремнистое и глинисто-кремнистое при удалении от свода к его периферийным частям. По макроописанию керна авторами выделено три типа разрезов БС. А.Г. Мухер с соавторами [2017] установили особенности строения и районирования баженовского горизонта в Красноленинско-Фроловской зоне, в восточных и западных районах Западной Сибири. Авторами выделены и уточнены 14 типов разрезов баженовского горизонта, также зоны и переходные типы разрезов. Установлено два главных фактора, определяющих смену типов разреза: тектонический и палеогеографический. Изменение типов разрезов связаны, по их мнению, с изменениями глубины баженовского моря.

Особенностью БС является выделение в ее составе «нормальных» и «аномальных» (АРБС) разрезов. Выше описаны так называемые нормальные разрезы БС. Что касается аномальных разрезов, то свое название они получили из-за входящих в их состав пород глинисто-алевритово-песчанистого состава, не типичных для свиты [Ясович, Мясникова, 1979; Занин и др., 2005]. Строение «аномальных» разрезов рассматривалось Г.С. Ясовичем, Г.П. Мясниковой, Ф.Г. Гурари, И.И. Нестеровым, О.Г. Зариповым, А.В. Осыка, Е.Б. Беспаловой, А.А. Поляковой, Ю.Н. Заниным и др. По данным Г.С. Ясовича [1981] и И.И. Нестерова и соавторов [1986], зоны развития АРБС образуют ряд сравнительно узких (от 0,5 до 3 км), но довольно протяженных (до 200 км) субмеридио-

нальных полос, между которыми БС характеризуется нормальным типом разреза [Ясович, 1981]. Г.С. Ясович связывает происхождение АРБС с турбидитовыми и придонными течениями. По данным И.И. Нестерова и соавторов [1986] и В.И. Белкина и соавторов [1983], характерные отличия АРБС от нормальных разрезов БС – появление пластов песчаников с обильными остроугольными обломками высокоуглеродистых аргиллитов, широкое развитие нептунических даек, зеркал скольжения, следов оползневых и флюидалных текстур. По их представлению, АРБС распространены в виде субмеридиональных зон и возникли в связи с турбидитными и придонными течениями или оползневыми процессами, которые проявлялись одновременно с накоплением отложений нормальных разрезов БС [Белкин и др., 1983; Нестеров и др., 1986].

Разрезы БС нормального типа имеют преимущественно хемогенно-биогенный генезис. По данным Ю.В. Бладучана и соавторов [2005], в настоящее время существует две основные гипотезы о природе аномальных разрезов БС. Первая гипотеза предполагает, что переслаивания песчано-алевритовых пород, залегающих выше кровли георгиевской свиты, образовались одновременно с отложениями БС и, как следствие, имеют нижнеберийский возраст. Вторая гипотеза объясняет подобные переслаивания внедрением в листоватые слаболигифицированные осадки БС пластических масс оползней, возникавших на седиментационном склоне неокомского осадочного бассейна. Соответственно, переслаивания интерпретируются как оползневая брекчия, состоящая из смеси фрагментов пород неокомского и верхнеюрского возраста. В коллекцию кернового материала, изученного в рамках настоящей работы, аномальные разрезы БС не входили.

Рассмотрим типизации разрезов БС предыдущих авторов, проведенные по всей территории ЗСБ. Г.С. Ясович и М.Д. Поплавская [1975] одними из первых предложили полную схему расчленения и типизации разрезов. Ими было выделено шесть типов разрезов по характерным литолого-биостратиграфическим особенностям. Каждый разрез был расчленен на 2–3 пачки. Салымский тип разреза характеризуется двучленным строением: нижняя часть свиты содержит большое количество радиолярий, верхняя – в изобилии скелеты одноклеточных водорослей (кокколитофорид). В дальнейшем многими исследователями было подтверждено наличие «кокколитовой» пачки в кровле баженовской свиты в центральных районах ЗСБ [Гурова, Казаринов, 1962; Перозио и др. (Условия формирования..., 1988); Zanin et al., 2012; Немова и др., 2013б; Эдер и др., 2015б, 2016; Панченко и др., 2016; и др.].

Е.А. Гайдебурова [1982] при типизации разрезов баженовской свиты учитывала два критерия: величину кажущихся сопротивлений и положение максимума радиоактивности по отношению к свите. Всего было выделено четыре типа и восемь подтипов разрезов. При выделении подтипов учитывалась форма кривых КС (каротаж сопротивления) и ГК (гамма-каротаж), количество и положение их максимумов в толще свиты.

Ю.В. Бладучан с соавторами [1986] продолжили работу по типизации разрезов, используя главным образом ГИС, макроописание керна и результаты палеонтологического изучения пород. Авторы привели подробную характеристику состава, строения и нефтеносности всего баженовского горизонта. Область распространения свиты была разделена на внешнюю и внутреннюю области по содержанию ОВ. Во внешней области выделяются колпашевский, омский, тазовский, полуйский типы разрезов, во внутренней – салымский, нижневартовский, вахский, таркосалинский и тамбейский.

В БС Салымского района Ю.В. Бладучан и соавторы [1986] выделили четыре пачки.

Пачка 1 сложена высокоуглеродистыми аргиллитами коричневато-черными с плоским и раковистым изломом, с прослоями радиоляритов. Чаще встречаются глинистые известняки и кремнистые породы. Много пирита, образующего стяжения и прослойки.

Пачка 2 сложена высокоуглеродистыми плитчатыми аргиллитами коричневато-черными с разнообразными включениям пирита. Много остатков рыб, бухий, отпечатки аммонитов.

Пачка 3 сложена коричневато-черными высокоуглеродистыми аргиллитами плитчатыми и массивными с многочисленными прослоями глинистых известняков, мергелей и кремнистых пород. Много включений пирита.

Пачка 4 сложена аргиллитами высокоуглеродистыми, коричневато-черными, неравномерно плитчатыми и массивными с редкими отпечатками аммонитов, остатками рыб, много пирита.

В вышеупомянутых трех работах по типизации разрезов БС породы названы как аргиллиты битуминозные. В рамках этих работ для определения состава пород физико-химические методы не привлекались. В основном эти исследования сделаны по данным изучения палеонтологии,

макроописания керн и ГИС. В работе Г.С. Ясовича, М.Д. Поплавской [1975] отсутствует карта районирования типов разрезов. Е.А. Гайдебурова [1982] выделила типы разрезов только на основе данных стандартного каротажа.

И.Н. Ушатинский [1981] провел типизацию разрезов по литолого-геохимическим данным по всей территории ЗСБ. На территории распространения Салымского типа по Ю.В. Брадучану с соавторами [1986], кроме Салымского типа разреза, выделены Юильский, Ватлорский, Сургутский, Вынгапуровский и др. Всего автором выделено 24 района. Рассматриваемая типизация основывается на изучении разрезов 135 площадей. И.Н. Ушатинским [1981] в БС выделены силициты, глины массивные, глины микрослоистые, глины пелитовые и алевроитовые, мергели, известняки (в терминологии этого автора). Согласно И.Н. Ушатинскому и В.С. Харину [1985], в разрезе толщи силициты и известняки тяготеют к ее нижней части, кремнисто-глинистые породы – к верхней и средней, мергели – к верхней.

Как известно, БС представлена тонкозернистыми породами, в связи с этим определение ее состава невозможно по керновому материалу без исследования и восстановления минерального состава пород по данным их химических анализов. В первые десятилетия изучения БС в силу ряда причин было затруднительным осуществление комплексного анализа химического состава пород БС большей части исследуемых разрезов из разных районов Западной Сибири, поэтому и базой для обобщающих работ [Ясович, Поплавская, 1975; Гайдебурова, 1982; Брадучан и др., 1986] служили в основном каротаж и макроописание керн. Исключение представляет работа по типизации разрезов БС И.Н. Ушатинского [1981]. В ее методической части отсутствует ссылка на классификацию, по которой названы породы. Некоторые из основных типов пород названы глинами массивными, глинами микрослоистыми и глинами пелитовыми алевроитистыми. Как отмечено в разд. 3.1, в основных типах пород БС содержание глинистого материала не превышает 30 %. Последние исследования показали, что преимущественно глинистый состав пород не характерен для БС [Конторович и др., 2016]. По классификации осадочных пород [Шванов и др., 1998] основная масса пород БС не является глинами или аргиллитами, так как содержание глинистого компонента в них не превышает 50 %. Из-за различия применяемых методов восстановления минерального состава свиты (в некоторых случаях идет преувеличение доли глинистой составляющей в составе пород), а также классификаций пород, отсутствия литологических колонок каждого типа разрезов детальное сопоставление литологического состава разрезов БС, полученных в настоящее исследование, с данными И.Н. Ушатинского [1981] не представляется возможным.

Ранее нами проведена типизация 32 разрезов БС из разных районов ЗСБ [Эдер и др., 2015б]. К настоящему времени база данных по детальному литолого-геохимическому составу БС увеличена практически вдвое и включает 60 разрезов. Добавлена информация о составе БС в малоизученных районах. В отличие от предыдущей работы использована новая классификация пород БС, разработанная в ИНГГ СО РАН под руководством А.Э. Конторовича [2016].

Основной задачей являлось уточнение состава, строения разрезов БС в разных районах ЗСБ на основе детальных литолого-геохимических исследований.

В рамках настоящей работы впервые проведено обобщение результатов изучения кернового материала по разрезам БС из скважин разных районов. Это исследование позволило в первом приближении оценить распределение основных породообразующих компонентов (кремнезема, глинистого и карбонатного материала, ОВ) в БС вертикально по разрезу и латерально практически для всей территории ЗСБ.

В качестве следующего этапа исследования предполагается совмещение полученных данных и данных корреляции ГИС по разрезам без кернового материала, что поможет существенно увеличить выборку и детализировать исследование. Необходимо отметить, что каротажные данные представлены в работе в разном масштабе. Привести их к единому масштабу не представляется возможным в силу того, что масштабирование производилось разными партиями и разными зондами (коалибровочные данные по зондам отсутствуют).

#### *Описание разрезов БС*

В результате литолого-геохимического анализа на территории исследования выделено 13 типов разрезов, различающихся по строению, содержанию, распределению и мощностям пачек разного состава, а также по характеристикам каротажа (КС, БК, ГК, НГК, ИК). Пачки были выделены в соответствии с их литологическими и геофизическими характеристиками, описанными в работе И.В. Панченко с соавторами [2016]. В Центральном районе выделено 4 типа разреза, в

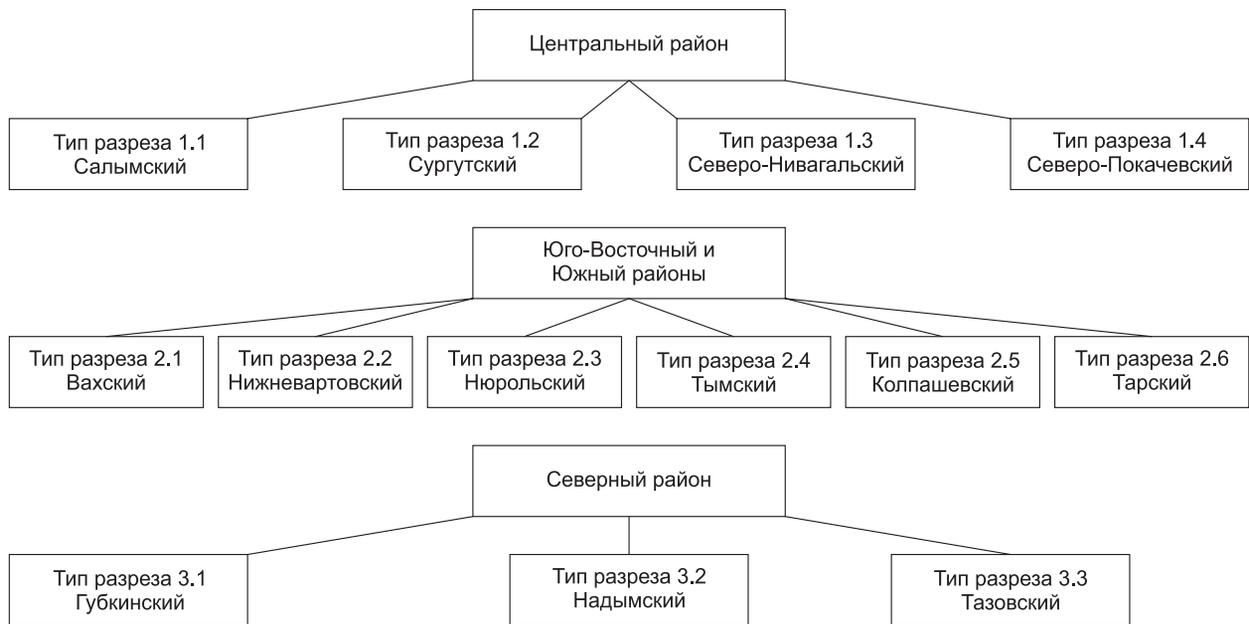


Рис. 3.2.1. Схема распределения типов разрезов баженовской свиты в Центральном, Юго-Восточном, Южном и Северном районах территории исследования.

Юго-Восточном и Южном – 6 типов, в Северном – 3 (рис. 3.2.1). На рис. 3.2.2 показано распределение типов разрезов БС на территории исследования (на рис. 3.2.2 на круговых схемах приведено относительное положение в БС пачек разного вещественного состава, на рис. 3.2.3 – пачек с разным содержанием ОВ). На рис. 3.2.4 для сравнительного анализа показано районирование по И.Н. Ушатинскому [1981]. Так как в результате исследования оказалось, что территории распространения выделенных в рамках настоящего исследования типов разрезов в целом совпадают с детальным районированием, проведенным И.Н. Ушатинским [1981], то при описании разрезов в скобках приведено название типа разреза по этому автору. Как было отмечено выше, в работе [Ушатинский, 1981] конкретные разрезы детально не описаны, не приведены литологические колонки и данные ГИС по ним. Проведенным ниже исследованием предполагается добавить эту необходимую для понимания строения и состава БС информацию.

### Центральный район

*Тип разреза 1.1 – Салымский* (30–35 м). Мансийская синеклиза (Салымская, Северо-Салымская, Малобалыкская, Чупальская, Восточно-Правдинская, Горшковская площади) (см. рис. 3.2.2). Область распространения этого типа разреза, по нашим данным, существенно меньше, чем на карте Ю.В. Брадучана и др. [1986] (см. рис. 3.2.1). И.Н. Ушатинский [1981] также выделял меньшую область распространения Салымского типа разреза и отмечал в нем повышенную мощность пачки силицитов биогенных (2,45 м) и карбонатов (1,75 м). Ю.В. Брадучаном и соавторами [1986] в Салымском типе разреза выделено четыре основных пачки, различающихся по составу и по набору фаунистических комплексов. И.В. Панченко с соавторами [2016] выделили шесть пачек БС, определив их стратиграфическую привязку по комплексному изучению разных групп макро- и микрофауны. Согласно этим авторам, снизу вверх БС представлена следующими пачками:

1 – силициты малоглинистые в переслаивании с радиоляритами (при переходе подстилающих – спад ИК, слабый подъем БК, небольшое повышение ГК);

2 – силициты углеродистые (2а – силициты глинистые углеродистые с остатками раковин двусторок, 2б – силициты малоглинистые углеродистые с прослоями радиоляритов; на кривых ГИС пачка 2 – умеренно повышенные значения ГК, БК, минимум ИК, границы слоев 2а и 2б – контрастные локальные минимумы ГК, максимумы НТК);

3 («радиоляриевая») – высококремнистые силициты радиоляриты: 3а – переслаивание силицитов углеродистых малоглинистых и радиоляритов (положительная аномалия ГК), 3б – мощные пласты радиоляритов (минимум ГК, максимум НТК);

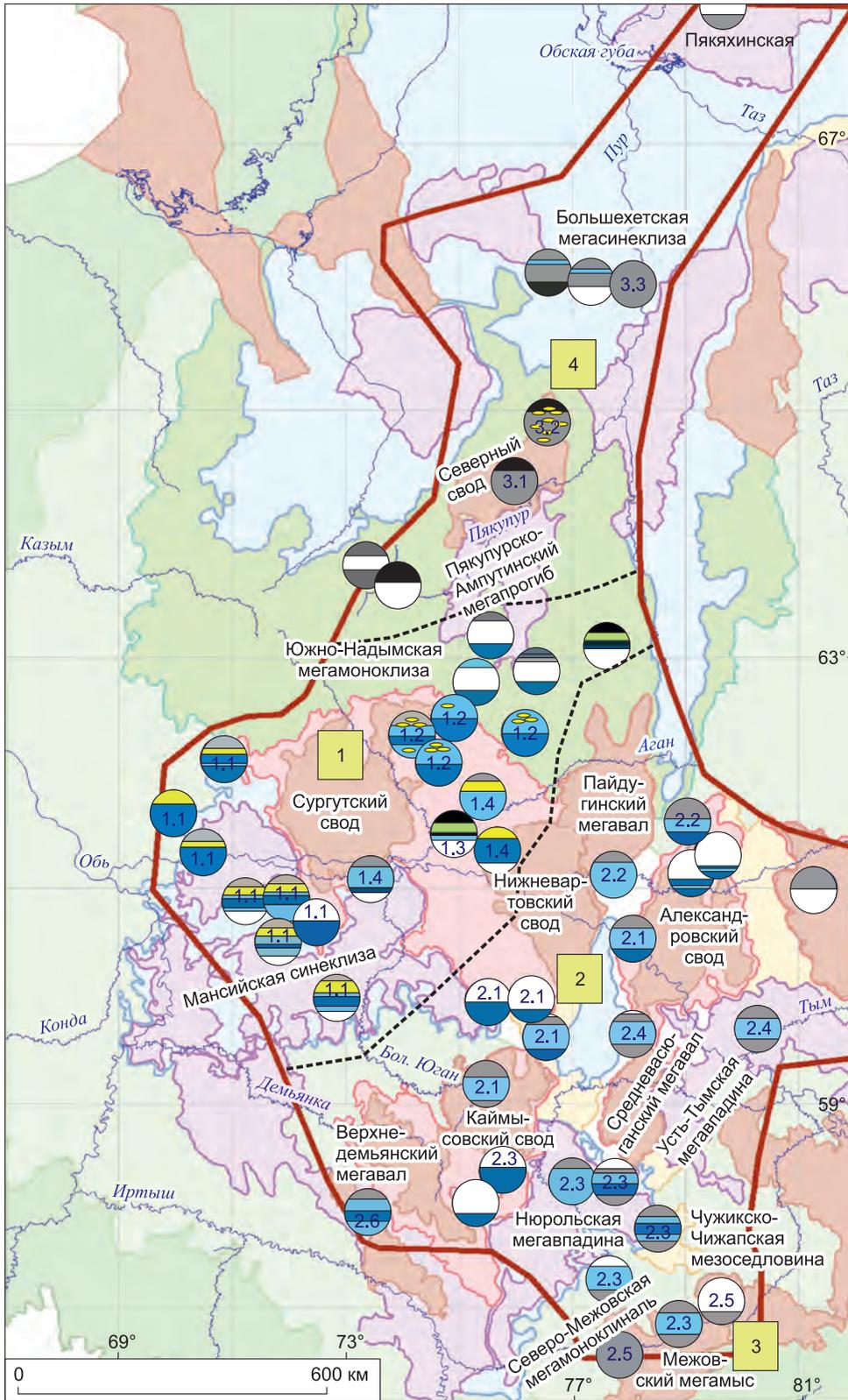


Рис. 3.2.2. Расположение типов разрезов и предполагаемых границ областей седиментации баженовской свиты, которые в целом совпадают с условно выделенными районами исследования: 1 – Центральным, 2 – Юго-Восточным; 3 – Южным; 4 – Северным. На круговых диаграммах показано относительное распределение пачек с различной степенью кремнистости.

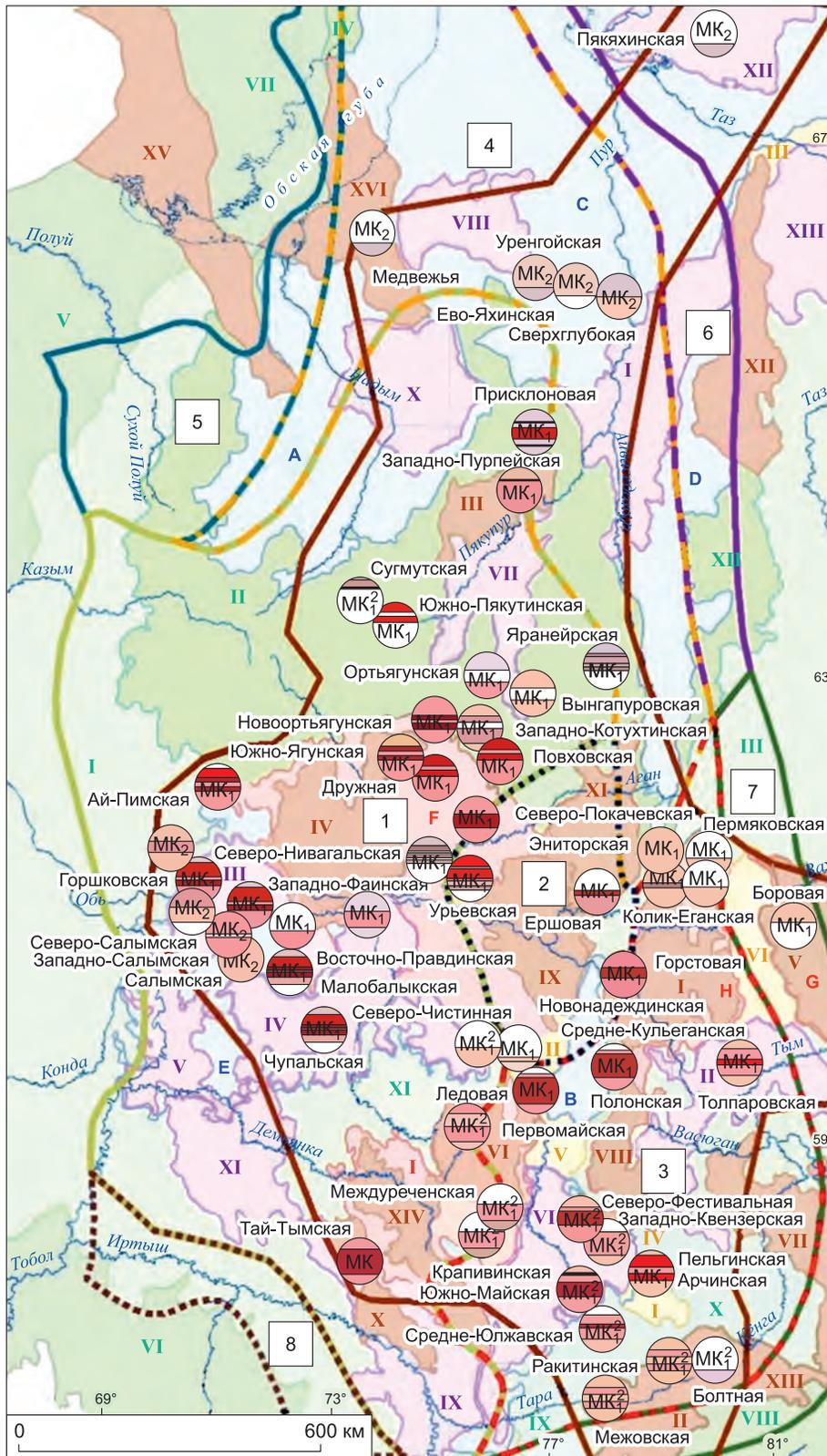


Рис. 3.2.3. Расположение разных типов разрезов баженовской свиты на территории исследования. На круговых диаграммах показано относительное распределение пачек с различным содержанием ОБ.

Условные обозначения к рис. 3.2.2, 3.2.3.

 Район исследований СкважиныЛитолого-геохимический состав пачек  
баженовской свиты (на круговых схемах) содержание кремнезема > 50 % содержание кремнезема > 35 %, глины < 20–30 % карбонатсодержащие прослои (карбоната > 10–15 %) карбонатные конкреции глинистого материала 35–45 % переслаивание карбонатных, кремнистых и глинистых пород глины > 50 %, кремнезема < 30 % отсутствие керна С<sub>орг</sub> 15–25 % С<sub>орг</sub> 10–15 % С<sub>орг</sub> 5–10 % С<sub>орг</sub> < 5 %Области распространения разрезов,  
выделенных Ю.В. Брадучаном и др. [1986] Номера разрезов 1 Чуэльский 2 Краснотенинский 3 Тобольский 4 Таркосалинский 5 Полуийский 6 Тазовский 7 Колпашевский 8 Омский 1.1 Типы разрезов

Тектонические структуры

 Отрицательные, 0 порядка Отрицательные, I порядка Положительные, 0 порядка Положительные, I порядка мега-, мезо-, седловины мега-, мезо-, моноклинали  
Ямало-Карской депрессии мега-, мезо-, моноклинали  
Обской ступени мегамоноклизы Внешнего  
пояса

4 – силициты: 4а – силициты глинистые высокоуглеродистые с редкими двустворками и многочисленными аммонитами, 4б («иноцерамовая») – силициты глинистые высокоуглеродистые с большим количеством иноцерам (крупный пик ГК, пониженные значения НКТ, повышенные – АК);

5 («кокколитофоридовая»): 5а – силициты глинистые, неоднородно карбонатные, углеродистые, часто с большим количеством карбонатных нодулей (пониженные значения ГК, повышенные – НКТ), 5б – высокоуглеродистые глинисто-карбонатно-кремнистые породы, насыщенные фрамбоидальным пиритом (аномалия ГК, КС);

6 («пиритовая») – сложена преимущественно глинистыми бескарбонатными породами. На каротажных кривых пачка характеризуется повышенными значениями ГК по сравнению с выше- и нижележащими породами, плавным постепенным подъемом ИК.

Вышеупомянутыми авторами определено, что по возрастному диапазону пачка 1 соответствует верхней части нижневолжского, низам средневолжского подъярусов, пачки 2 и 3 – средне-

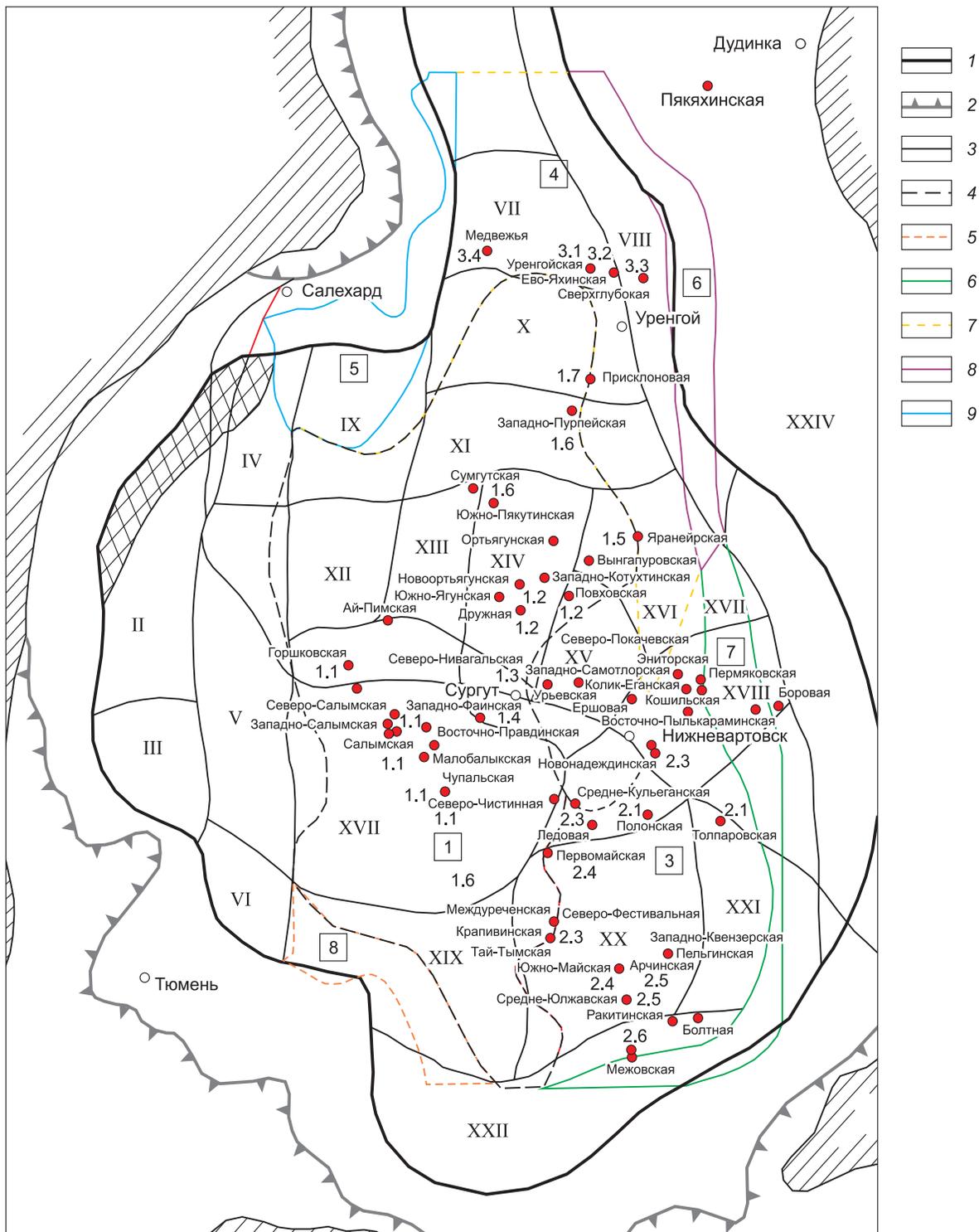


Рис. 3.2.4. Расположение типов разрезом БС на карте районирования И.Н. Ушатинского [1981] и Ю.В. Бладучана с соавторами [1986].

I-XXIV – районы по И.Н. Ушатинскому [1981]. 1 – Ямальский, II – Березовский, III – Шаимский, IV – Чуэльский, V – Краснотенинский, VI – Тобольский, VII – Харвутинский, VIII – Тазовский, IX – Полуйский, X – Надымский, XI – Губкинский, XII – Юильский, XIII – Ватлорский, XIV – Сургутский, XV – Вартовский, XVI – Вынгапуровский, XVII – Салымский, XVIII – Александровский, XIX – Тарский, XX – Каймысовский, XXI – Охтеурский, XXII – Омский, XXIII – Колпашевский, XXIV – Усть-Енисейский. 1 – граница распространения битуминозных отложений БС, 2 – граница распространения готерив-волжских отложений, 3 – граница районов по И.Н. Ушатинскому, 4-9 – граница районов по Ю.В. Бладучану.

волжскому подъярусу, пачка 4 – верхней части средневолжского, верхневолжскому, низам рязанского яруса, включая аммонитовую зону *Nectoceras kochi*, пачка 5 – верхней части рязанского, нижней части нижневаланжинского подъярусов, пачка 6 – нижневаланжинскому подъярусу.

По результатам настоящего исследования в Центральном районе в пределах Мансийской синеклизы во всех изученных разрезах БС выделено шесть пачек, описанных И.В. Панченко и соавторами [2016].

В качестве типового разреза выбран разрез БС скважины 1183 Северо-Салымской площади, литологическая колонка, геофизические характеристики и средние содержания основных компонентов по пачкам и типам пород по которой приведены на рис. 3.2.5. Разрез в целом является высококремнистым и низкоглинистым, характеризуется повышенным содержанием ОВ и карбонатов, особенно в верхней части БС. В настоящей работе использовались 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]. В результате снизу вверх по разрезу выделены следующие пачки БС.

*Пачка 1 (6 м).* Ранее первая пачка БС была описана как более глинистая, представленная микститами кремнисто-глинистыми [Эдер и др., 2015а]. Эти выводы были сделаны главным образом по каротажу и керну одного разреза. Сейчас, с увеличением выборки, уточнился ее состав. Полный разрез БС имеется с Салымской, Восточно-Правдинской и Горшковской площадями, установлено, что пачка 1 БС на этой территории слагается в основном силицитами с прослоями силицитов-радиоляритов, в некоторых случаях с прослоями силицитов керогеновых. Для пачки характерно пониженное содержание ОВ (3–6 %), что отражается в пониженных для БС значениях ГК (50–70 мкР/ч). При переходе от подстилающих отложений георгиевского горизонта к пачке 1 происходит резкий скачок кажущихся сопротивлений (КС) до 500 Ом·м и более. Мощность пачки меняется в разрезах этого типа от 2,5 до 6 м.

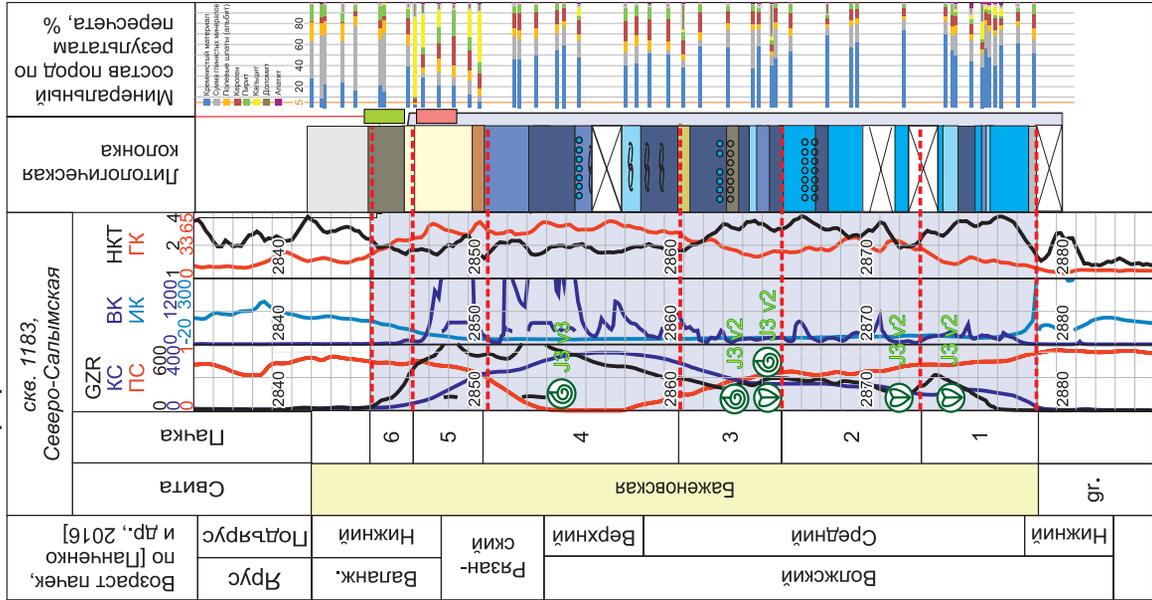
*Пачка 2 (10,5 м)* представлена переслаиванием силицитов скрытокристаллических, силицитов-радиоляритов, силицитов керогеновых, микститов глинисто-кремнистых. Для нижней части этой пачки характерны прослои (0,2–0,5 см) с остатками раковин двустворок (*Liostrea*, *Vuchia*, *Inoceramus*), что было описано ранее [Ясович, Поплавская, 1975; Брэдучан и др., 1986; Предтеченская и др., 2006; Панченко и др., 2015а]. Мощность пачки меняется в разрезах этого типа от 3 до 10,5 м.

*Пачка 3 (1,5 м)* сложена силицитами-радиоляритами. Существование радиоляритового горизонта в нижней половине БС отмечалось ранее [Гурова, Казаринов, 1962; Панченко и др., 2015а; Эдер и др., 2015а; Калмыков, 2016; и др.]. Кремниевые радиоляриты этого горизонта характеризуются заметно более низким (менее 5 %) содержанием органического вещества. Согласно предыдущим исследованиям [Хабаров и др., 1981; Белкин и др., 1983; Коровина и др., 2001; Эдер и др., 2006, 2015а; Zanin et al., 2008; Немова и др., 2014; Панченко и др., 2013, 2016; Калмыков Г.А., Балущкина, 2017], граница между пачками 3 и 4 наиболее четкая, выделяется литологическими, палеонтологическими, геохимическими методами, по геофизическим данным она выделяется по инверсии значений ГК и НТК (понижению НТК и повышению ГК). Мощность пачки меняется в разрезах этого типа от 1,5 до 6 м.

*Пачка 4 (5 м).* На Малобалыкской, Чупальской и Горшковской площадях эта пачка в нижней части слагается силицитами керогеновыми, переслаивающимися с микститами кероген-кремнистыми или кероген-глинисто-кремнистыми. Для пачки свойственно присутствие отпечатков аммонитов и прослоев остатков двустворок. По данным И.В. Панченко и соавторов [2016], для верхней части пачки характерно преобладание двустворок *Inoceramus*. При переходе от пачки 3 к пачке 4 содержание кремнезема в породах несколько понижается, ОВ увеличивается. Мощность пачки меняется в разрезах этого типа от 6,5 до 14,4 м.

*Пачка 5 (9,2 м)* сложена микститами кероген-карбонатными и кероген-кремнисто-карбонатными, в которых содержание кремнистого материала не превышает 35 %, глинистого материала в основном не более 25 %. Содержание карбонатных минералов (главным образом кальцита, в меньшей степени доломита) в этом интервале заметно повышено относительно других частей разреза и изменяется в пределах 10–30 %, также для этого интервала характерны повышенные по разрезу содержания ОВ (15–25 %), особенно в его кровле. Характерной особенностью пачки является присутствие реликтов кокколитофоридовых водорослей (диаметром 5–10 мкм). Присутствие в составе верхней части БС остатков этих организмов упоминалось ранее Т.И. Гуровой

Тип разреза БС 1.1 – Сальмский



№ пачки	Средние содержания основных компонентов пород пачек БС					
	Микстит кероген-кремнистый карбонатсодержащий	Микстит кероген-кремнистый	Микстит кероген-кремнистый (близкий к силициту)	Силицит керогеновый	Силицит керогеновый	Силицит
6	12,2, 16,2, 6,8, 13,8, 34,1, 7,9	12,6, 13,8, 5,7, 18,4, 26,1, 13,2	21,3, 10,1, 8,4, 5,2, 20,4, 20,4	11,5, 0,1, 1,5, 7,6, 16,0	54,7	41,6, 14,2, 0, 2,7, 19,1, 11,5
5						
4						
3						
1-2						

Рис. 3.2.5. Литологическая и геофизическая характеристики типа разреза 1.1 БС. Условные обозн. к литологической колонке см. на рис. 3.2.6.

[1960], Г.С. Ясовичем и М.Д. Поплавской [1975], Т.Т. Клубовой [1988], В.А. Захаровым [2006], Ю.Н. Заниным с соавторами [Zanin et al., 2008], И.В. Панченко с соавторами [2016] и др. В кровле пачки отмечается прослой микститов с аномально высокими содержаниями по разрезу ОВ и пирита (по 20–25 % каждого компонента) – так называемые пирит-керогеновые породы, генезис которых более подробно будет рассмотрен ниже. По каротажу этот интервал разреза характеризуется самыми высокими для БС значениями ГК. Мощность пачки меняется в разрезах этого типа от 3 до 9,2 м.

Пачка 6 (1,5 м) представлена микститами глинистыми темно-серыми до черных, которые часто являются также пиритовыми (содержание пирита 5–15 %) при пониженном содержании ОВ (4–7 %). Далее вверх по разрезу баженовские отложения перекрываются микститами глинистыми светло-серыми низкоуглеродистыми подачимовской пачки, содержание органического углерода в которых составляет 1–3 %. Более подробно изменение литолого-геохимического состава в зоне перехода БС в породы подачимовской толщи рассмотрено ниже. Пачка характеризуется уменьшением значений КС и БК, ГК по сравнению с предыдущей. Мощность пачки меняется в разрезах этого типа от 1,0 до 3,5 м, в одном случае до 8 м.

По данным лаборатории палеонтологии ИНГГ СО РАН, в пачке 3 БС скв. 1183 Северо-Салымской площади обнаружены аммониты средней волги (*Dorsoplanites cf. ilovaikii* Mesezhn., *Dorsoplanites* sp. ind., *Virgatosphinctes* sp. indet. cf. *Virgatosphinctes tenuicostatus* Schulgina); в пачке 4 – верхней волги (*Craspedites* ex gr. *mosquensis* Schulgina (non. Geras.), *Craspedites* ex gr. *mosquensis* Geras., *Lauegites* cf. *stschurovskii* (Nik.)?, *Virgatosphinctes* sp. indet.).

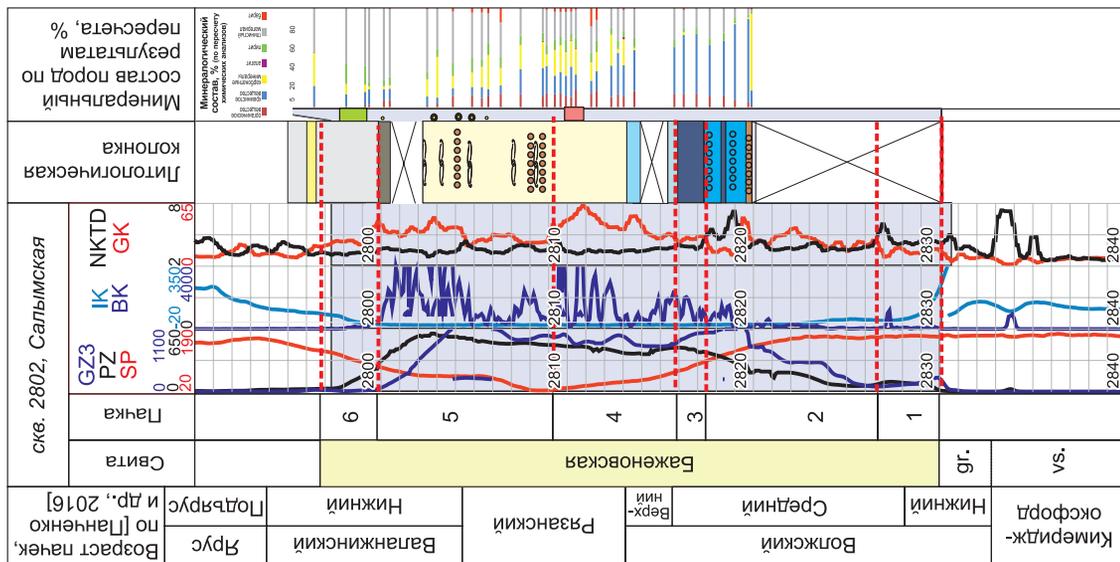
Баженовская свита Салымской и Горшковской площадей является более карбонатизированной по сравнению с описанным выше разрезом, отмечается повышенное содержание кальцит- и доломитсодержащих прослоев (содержание кальцита/доломита 10–25 %), содержания ОВ в породах не превышают 15 %. В качестве типового рассмотрен разрез по скв. 2802 Салымской площади (рис. 3.2.6). Этот подтип разреза БС по составу существенно отличается от «классического» Салымского типа, является «карбонатизированным». Повышение карбонатности связывается с большим прогревом БС на этих площадях и карбонатизацией, обусловленной процессами преобразования ОВ (что будет рассмотрено в главе 5). Салымский тип разреза 1.1 является

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  20
<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. 3.2.6. Условные обозначения к литологическим колонкам на рис. 3.2.5–3.2.26.

1 – силициты; 2 – силициты керогеновые; 3 – микститы кероген-глинисто-кремнистые (близкие к силицитам); 4 – микститы глинисто-кремнистые (близкие к силицитам); 5 – микститы кероген-глинисто-кремнистые; 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 георгиевской и(или) васюганской свит; 17 – границы пачек; 18, 19 – интервалы повышенного содержания пирита: 18 – от 20 до 25 %, 19 – от 5 до 15 %; 20 – фауна и возраст: аммониты (а), двустворки (б), белемниты (в); 21 – конкреции: баритсодержащие (а), карбонатные (б); 22 – радиолариты: кремниевые (а), карбонатизированные (б), доломитизированные (в); 23 – остатки кокколитофорид; 24 – прослои, насыщенные остатками раковин двустворок; 25 – интервалы отбора ископаемых фаунистических остатков.

Тип разреза БС 1.1 – Сальимский карбонатизированный



№ пачки	Средние содержания основных компонентов пород пачек БС	
6	Микстит глинистый	Микстит глинистый карбонатсодержащий
	19,6 4,0 1,7 7,6	16,4 36,7 8,7 2,7 8,1
5	Микстит кероген-карбонатный	Микстит кероген-глинистый
	16,0 21,3 6,2 12,0 11,6	18,0 32,8 12,6 1,6 11,8 15,0
4	Микстит кероген-кремнистый	Микстит кероген-карбонатно-кремнистый
	41,9 21,1 3,2 3,1 8,2	24,5 14,9 21,1 8,3 13,6 10,7
2-3	Силицит кероеновый	Силицит
	56,8 18,0 0,6 12,7 5,8	73,2 10,1 0 8,4 5,4

Рис. 3.2.7. Литологическая и геофизическая характеристики типа разреза 1.1 БС.

Условные обозн. к литологической колонке см. на рис. 3.2.6.

Тип разреза БС 1.2 – Сургутский

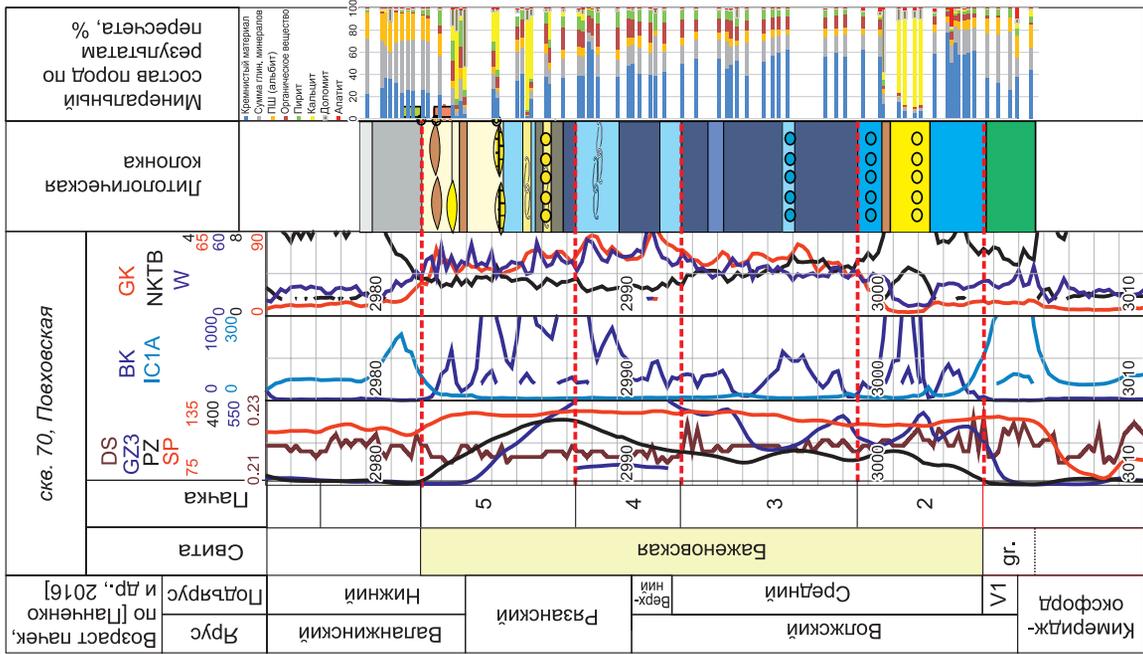


Рис. 3.2.8. Литоологическая и геофизическая характеристики типа разреза 1.2 БС. Условные обозн. к литологической колонке см. на рис. 3.2.6.

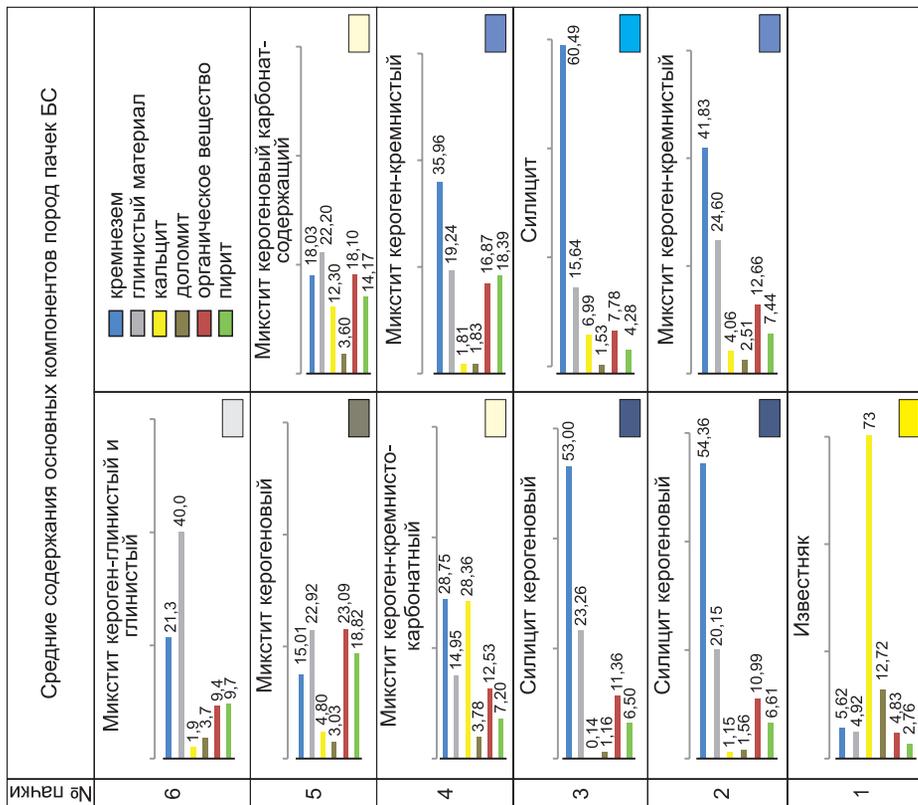
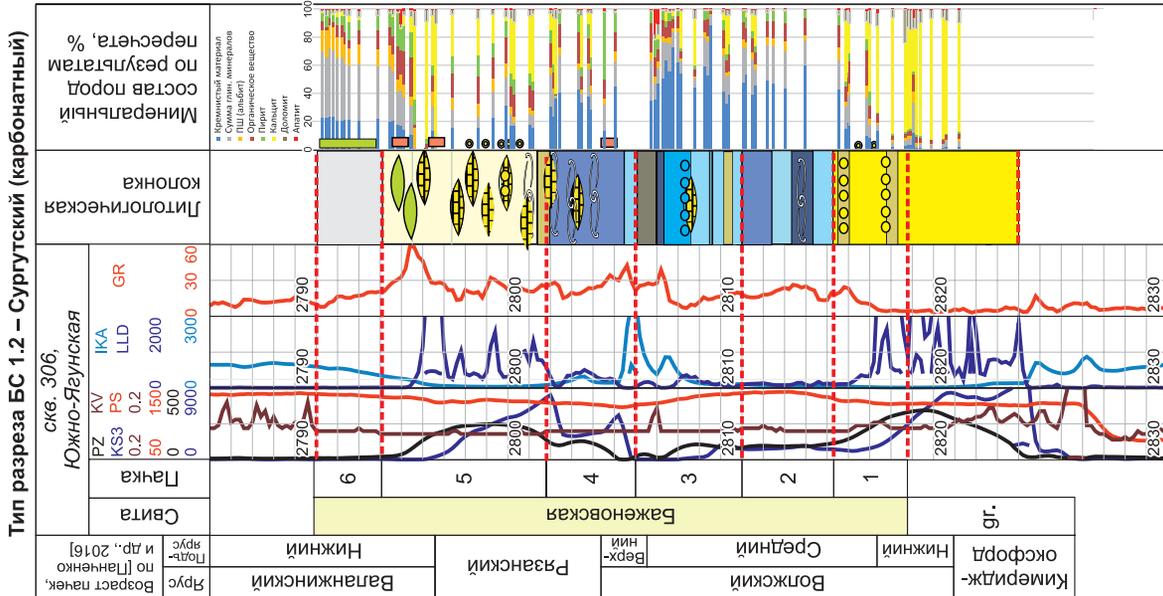


Рис. 3.2.9. Литологическая и геофизическая характеристики типа разреза 1.2 БС.  
 Условные обозн. к литологической колонке см. на рис. 3.2.6.

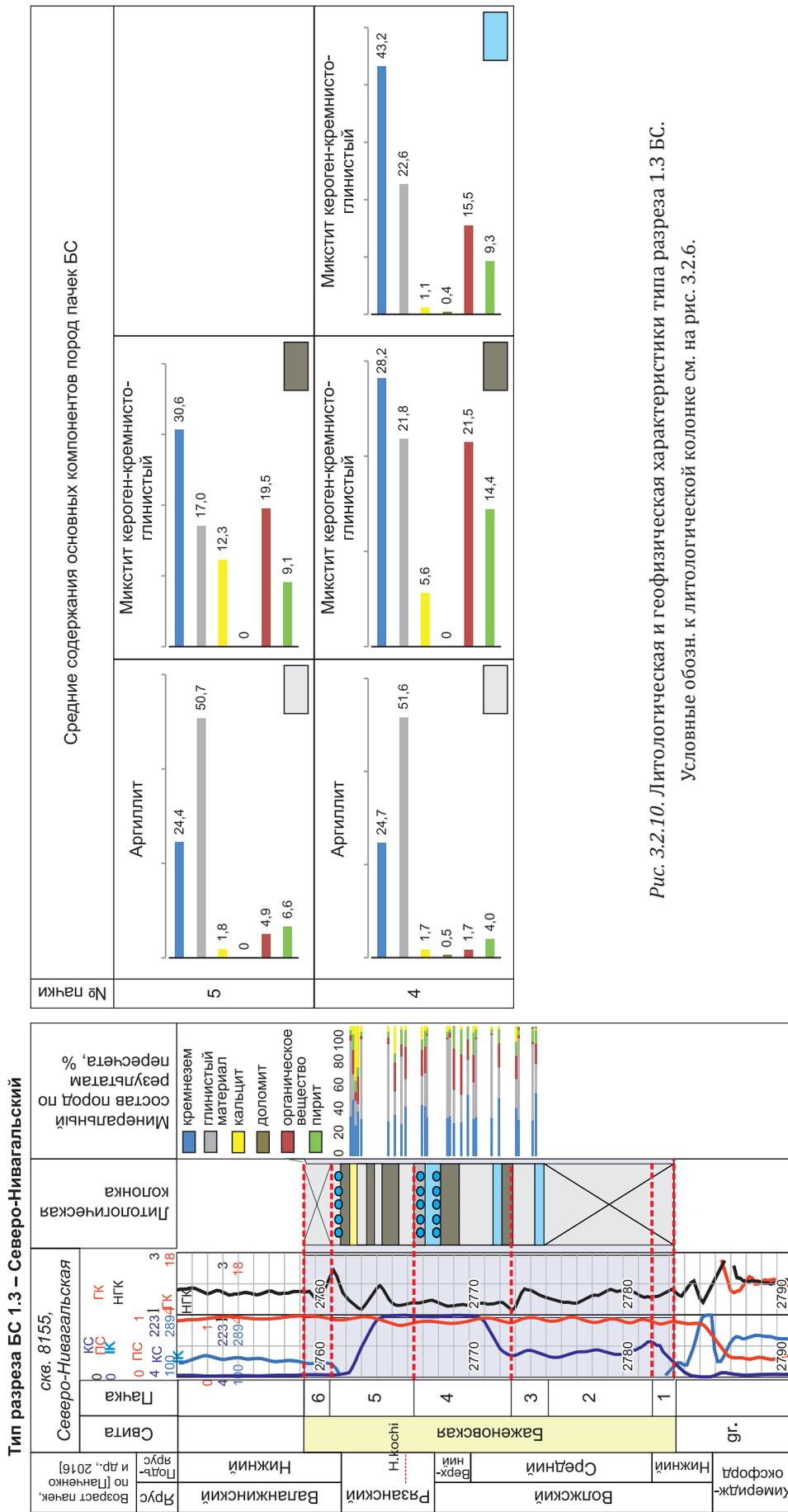
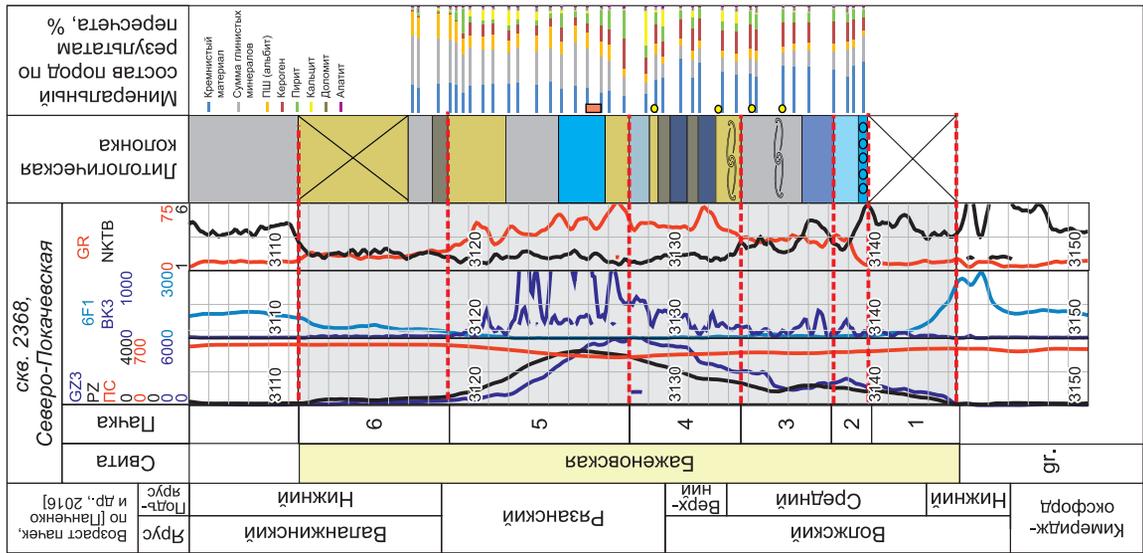


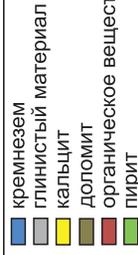
Рис. 3.2.10. Литогеологическая и геофизическая характеристики типа разреза 1.3 БС. Условные обозн. к литологической колонке см. на рис. 3.2.6.

Тип разреза БС 1.4 – Северо-Покачевский



№ пачки	Средние содержания основных компонентов пород пачек БС				
	Микстит кремнисто-глинистый	Микстит керогаген-глинисто-кремнистый	Микстит керогаген-глинисто-кремнистый (карбонатсодержащий)	Силицит керогаеновый	Микстит керогаген-глинисто-кремнистый (близкий к силициту)
6	28,1 31,7 6,0 4,3 8,4 4,4	26,6 33,6 8,0 2,9 11,4 4,6	27,1 32,2 8,9 3,5 10,2 4,6	12,4 51,1 1,2 2,0 17,8 8,0	13,1 45,2 0,5 2,3 21,0 10,5
5	22,7 30,6 1,1 2,9 15,0 14,2				
4	13,9 35,6 7,1 4,0 19,6 11,5				
3	14,8 43,8 0,4 5,4 18,5 8,8				
2	19,4 40,1 0,0 3,3 19,5 9,7 0,62				

Рис. 3.2.11. Литологическая и геофизическая характеристики типа разреза 1.4 БС. Условные обозн. к литологической колонке см. на рис. 3.2.6.



наиболее полным по набору пачек, далее в тексте при описании других типов разрезов и на рисунках с литологическими колонками приведены их номера, соответствующие пачкам данного типа разреза и выделенные по тем же принципам. Планшеты с литологическими колонками и геолого-геофизическими характеристиками типов разрезов приведены на рис. 3.2.5–3.2.20.

*Тип разреза 1.2 – Сургутский (20–25 м).* Этот тип разреза встречается на территории Хантейской гемиантеклизы (Южно-Ягунская 306, Дружная 322, Новоуртьягунская 187), юг Южно-Надымской мегамоноклизы (Повховская 70). В качестве типового выбран разрез по скв. 70 Повховской площади (рис. 3.2.8). Разрезы этого типа в целом являются высококремнистыми.

В большинстве изученных разрезов данного района отсутствует пачка 6, мощность БС понижена (20–25 м) примерно на 10 м относительно Мансийской синеклизы в Салымском и близких к нему районах, что подтверждается данными С.В. Рыжковой и соавторов [2018]. На Сургутском своде (Южно-Ягунская пл.) и на западе Хантейской гемиантеклизы (Ай-Пимская пл.) пачка 6 в разрезе присутствует. Состав и мощность кокколитовой пачки 5 близка к описанной выше в типе разреза 1.1. Характерным для этого типа разреза является присутствие в пачке 5 относительно крупных карбонатных конкреций, толщиной 1–7 см. Исключение представляют разрезы БС Новоуртьягунской и Ай-Пимской площадей, в которых известковые конкреции встречаются лишь в единичном виде, а для пачки 5 характерно переслаивание микститов кероген-кремнисто-карбонатных с реликтами кокколита и микститов кероген-глинисто-кремнистых без известковых нафоссилий. Каротажные характеристики разрезов в целом сходны с типом разреза 1.1. Значения ГК повышены, за исключением подошвенной части свиты, где в большинстве изученных разрезов залегают силициты-радиоляриты или карбонатизированные радиоляриты с пониженными содержаниями ОВ (<5–7 %).

Так же как и в описанном выше Салымском типе разреза, в районе Хантейской гемиантеклизы (в пределах Сургутского свода) на Южно-Ягунской площади (рис. 3.2.9) выделяется подтип разреза – «карбонатный», отличающийся повышенным содержанием карбонатного материала, главным образом кальцита. Практически по всему разрезу встречаются карбонатные конкреции, в отличие от БС Повховской, Новоуртьягунской и Дружной площадей, где содержание карбонатов заметно понижено, и они приурочены главным образом к верхней части свиты. Повышенная карбонатность БС Южно-Ягунской площади связывается с более благоприятными условиями для развития фауны на сводовых структурах этого района. В подошве БС Южно-Ягунской площади залегают пачка мощностью 3,5 м, представленная косым переслаиванием известняка микритового, микстита кероген-глинистого и кероген-карбонатного (угол наклона около 45°), в кровле пачки появляются прослой силицитов керогеновых. Присутствуют известковые линзы и прослой с раковинами двустворок, что обуславливает слоистую текстуру. Прослой известняка выклиниваются, наблюдаются раздувы. В нижней части пачки присутствует прослой, пропитанный нефтью.

*Тип разреза 1.3 (20 м)* встречается в центральной части Хантейской гемиантеклизы, расположен в южной части области распространения Сургутского типа разреза (по И.Н. Ушатинскому [1981]) (см. рис. 3.2.3). В качестве типового принят разрез по скв. 8155 Северо-Нивагальской площади (рис. 3.2.10). Несмотря на то что керном охарактеризована лишь верхняя половина БС, этого материала достаточно, чтобы показать явное отличие в строении разреза на этой площади. По данным ГИС в разрезе выделяются две части БС: нижняя – менее углеродистая (9 м), верхняя – углеродистая (11 м) и 6 пачек. Керном охарактеризована кровля нижней половины свиты, а также пачки 4 и 5. Пачка 4 (5 м) представлена переслаиванием микститов кероген-глинисто-кремнистых, кероген-кремнисто-глинистых и аргиллитов, в последних содержание ОВ не превышает 2 %. Пачка 5 (4,5 м) состоит из переслаивания микститов кероген-кремнисто-глинистых и аргиллитов низкоуглеродистых. Ю.Н. Занин с соавторами [2005] отмечали в этом разрезе чередование 70 слоев с различной степенью содержания ОВ. В составе пачки 5 присутствуют реликты кокколита, описанные Ю.Н. Заниным [Zanin et al., 2012]. Пачка 6 (2 м) керном не охарактеризована.

*Тип разреза 1.4 (32 м)* встречается в центральной части Хантейской гемиантеклизы (Северо-Покачевская 2368), несколько севернее скв. 8155 Северо-Нивагальской площади (рис. 3.2.11). По литологическим геофизическим данным в разрезе выделяются все шесть пачек. Особенностью типа разреза 1.4 является сокращенная мощность нижней части свиты (8,5 м), повышенная мощность (23,5 м) и глинистость верхней части БС. Керном охарактеризована лишь верхняя часть пачки 1, общая мощность которой составляет 5 м, она представлена микститами кероген-гли-

Таблица 3.2.1

**Мощности пачек БС на Мансийской синеклизе и Хантейской гемиантеклизе**

Пачка БС	Мощность пачки, м	
	Мансийская синеклизы	Хантейская гемиантеклизы
1-3	15-18	9,5-14
4	3-11	2-5
5	3,5-6,5	3,0-7,5
6	2,5-4,5	0,2-1,5

карбонатной (в 50 % пород пачки суммарное содержание кальцита и доломита не превышает 6 %, в других – варьирует в пределах 12–17 %) и более глинистой. Пачка 6 (6,5 м) слагается микститами кремнисто-глинистыми и глинистыми низкоуглеродистыми (ОВ 1,6–6 %). У границы между пачками 5 и 6 отмечается зона пиритизации, непосредственно у границы содержание ОВ составляет 5,6 %, пирита – 23,1 %, вверх по разрезу содержание пирита не превышает 7 %, но заметно превышает содержание ОВ.

В целом в Центральном районе пачки 4 и 5 БС характеризуются наибольшими значениями содержания ОВ, в то же время пачки 1–3 являются более кремнистыми и менее глинистыми, что делает породы более хрупкими и пригодными для разработки на УВ сырье.

В табл. 3.2.1 приведены диапазоны мощностей пачек БС в Мансийской синеклизе и Хантейской гемиантеклизе. Из приведенного сопоставления следует, что БС Мансийской синеклизы отличается относительно повышенной суммарной мощностью пачек 1–3 (наиболее кремнистых пород), пачки 6 (наиболее глинистой), в некоторых случаях – пачки 4.

**Юго-Восточный и Южный районы**

В целом разрезы Юго-Восточного и Южного районов являются по сравнению с Салымскими и Сургутскими низкокарбонатными. В отличие от разрезов Центральной части здесь выделяются четыре пачки. По данным палеонтологических исследований ИНГГ СО РАН, в БС на Арчинской и Ледовой площадях кровля свиты датируется как верхняя часть верхневожского подъяруса, пачки 5 и 6 здесь в большинстве случаев отсутствуют в пределах БС, относятся к куломзинскому горизонту и являются более глинистыми, низкоуглеродистыми и низкокарбонатными. Таким образом, в Юго-Восточном и Южном районах наиболее высокоуглеродистой пачкой является пачка 4.

*Тип разреза 2.1 – Вахский* (Александровский, по И.Н. Ушатинскому, 1986) (15–20 м) встречен в районе Ледянской мезоседловины (Ледовая 8) и Александровского свода (Новонадеждинская 1, Горстовая 91). Среднее содержание кремнезема в породах повышено (45–50 %), глинистого материала и карбонатов – понижено (менее 25 и 5 % соответственно). В качестве типового разреза представлен разрез по скв. 8 Ледовой площади (рис. 3.2.12). В этом типе разреза выделяются четыре пачки. Пачка 1 (1 м) представлена силицитами или кероген-глинисто-кремнистыми породами, близкими к силицитам по содержанию кремнезема, в основании этой пачки на Горстовой площади залегает прослой доломитизированного радиолярита. Пачка 1 характеризуется относительно пониженными значениями БК и ГК, значения НГК несколько повышены по сравнению с подстилающими отложениями. Мощность пачки меняется в разрезах этого типа от 1 до 2,2 м. Пачка 2 (3 м) состоит из переслаивания силицитов керогеновых и силицитов-радиоляритов, пачка 3 (1 м) слагается силицитом-радиоляритом. Пачки 2 и 3 имеют наиболее высокие значения БК по разрезу БС, по сравнению с предыдущей пачкой – незначительное повышение ГК и НГК, их мощности в разных разрезах варьируют в пределах 1–3 м. Пачка 4 (7 м) представлена на Ледовой площади в нижней половине микститами кероген-глинисто-кремнистыми с содержанием кремнезема более 40 %, в верхней половине – микститами кероген-кремнисто-глинистыми (кремнезема менее 40 %). На Горстовой площади пачка 4 состоит из микститов кероген-кремнисто-глинистых. В пачке 4 отмечается значительная доля пород с содержанием глинистого материала 30 % и более, в то время как для пачек 1–3 содержание этого компонента часто не превышает 15 %. Мощ-

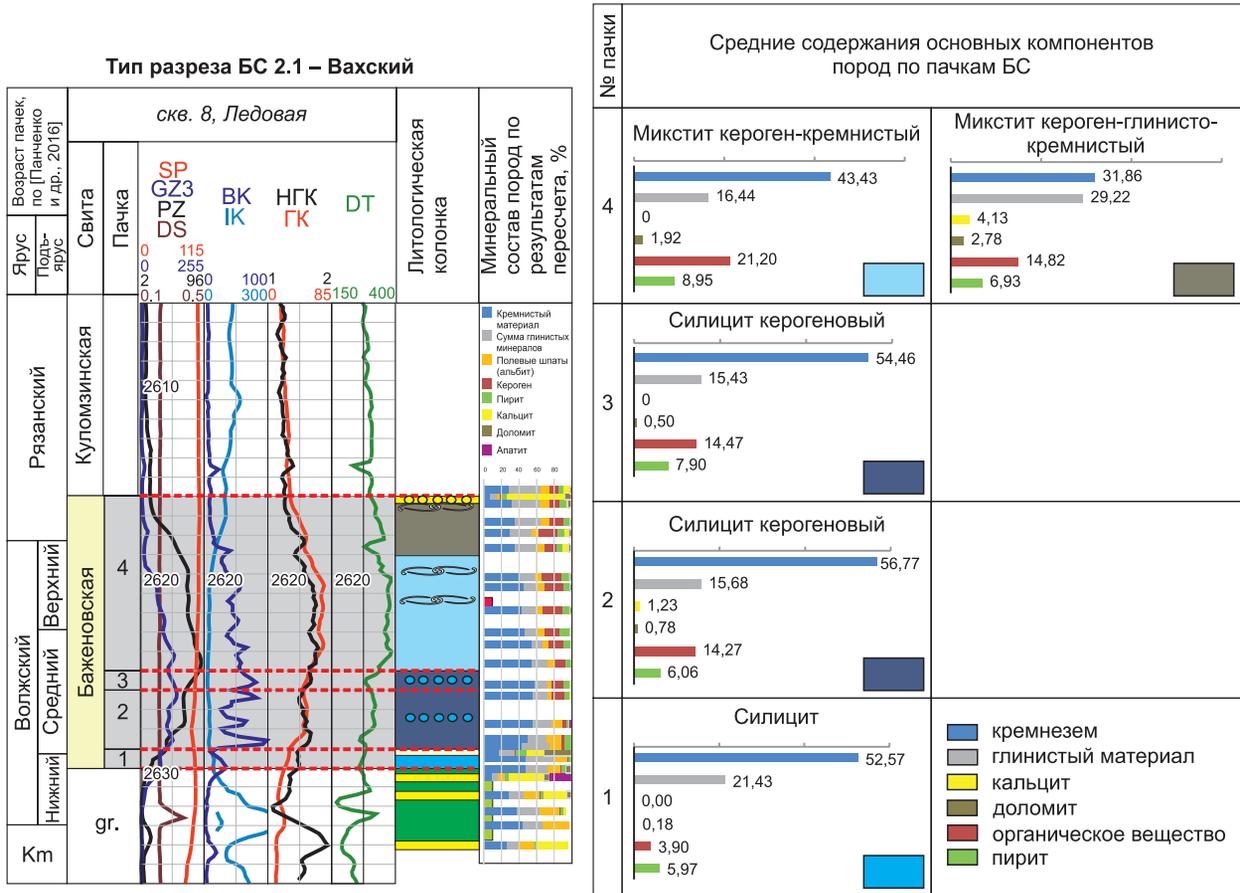


Рис. 3.2.12. Литоологическая и геофизическая характеристики типа разреза 2.1 БС.

Условные обозн. к литологической колонке см. на рис. 3.2.6.

ность пачки меняется в разрезах этого типа от 7 до 10 м. Для пачки 4 по сравнению с пачками 2–3 отмечаются пониженные значения БК, значительное увеличение НГК и ГК, отмечается синхронное изменение значений НГК и ГК.

*Тип разреза 2.2 – Нижневартовский* (Нижневартовский, по И.Н. Ушатинскому, 1981 и Ю.В. Брадучану и др., 1986). Для этого типа разреза характерна пониженная мощность (10–12 м), по данным Ю.В. Брадучана и соавторов [1986] он развит на территории Нижневартовского свода, в рамках настоящего исследования он встречен вблизи этой структуры в пределах Варьеганско-Тагринского мегавыступа (Ершовая пл.) и Обь-Васюганской гряды (Пермяковская пл.). В качестве типового выбран разрез по скв. 199 Ершовой площади (рис. 3.2.13). По предположению Ю.В. Брадучана и соавторов, малая мощность БС в пределах этой структуры связана с активным ростом Нижневартовского свода в этот период. Возможно, близлежащие структуры также были подвержены некоторому воздыманию. Согласно этим авторам, выпадение отдельных стратиграфических подразделений в Нижневартовском типе разреза предполагалось ранее, но не было подтверждено детальным изучением палеонтологического материала. Пачки 1–3 не представляется возможным выделить по каротажу и литологическому составу, этот интервал (3,5 м) представлен силицитами-радиоляритами, переслаивающимися с микститами кероген-глинисто-кремнистыми, в кровле – карбонатизированными. Пачка 4 охарактеризована керном лишь в своей нижней половине, слагается микститами кероген-глинисто-кремнистыми (2,3 м), вверх по разрезу переходящими в микститы кероген-кремнисто-глинистые. Пачки 1–3 отличаются на каротажных диаграммах относительно низкими значениями ГК и повышенными НКТ, при переходе к пачке 4 значительно увеличиваются значения ГК, которые остаются высокими вплоть до кровли БС, понижается НКТ. Значения КС являются высокими по всему разрезу, за исключением верхних 2,5 метров.

Тип разреза БС 2.2 – Нижневартровский

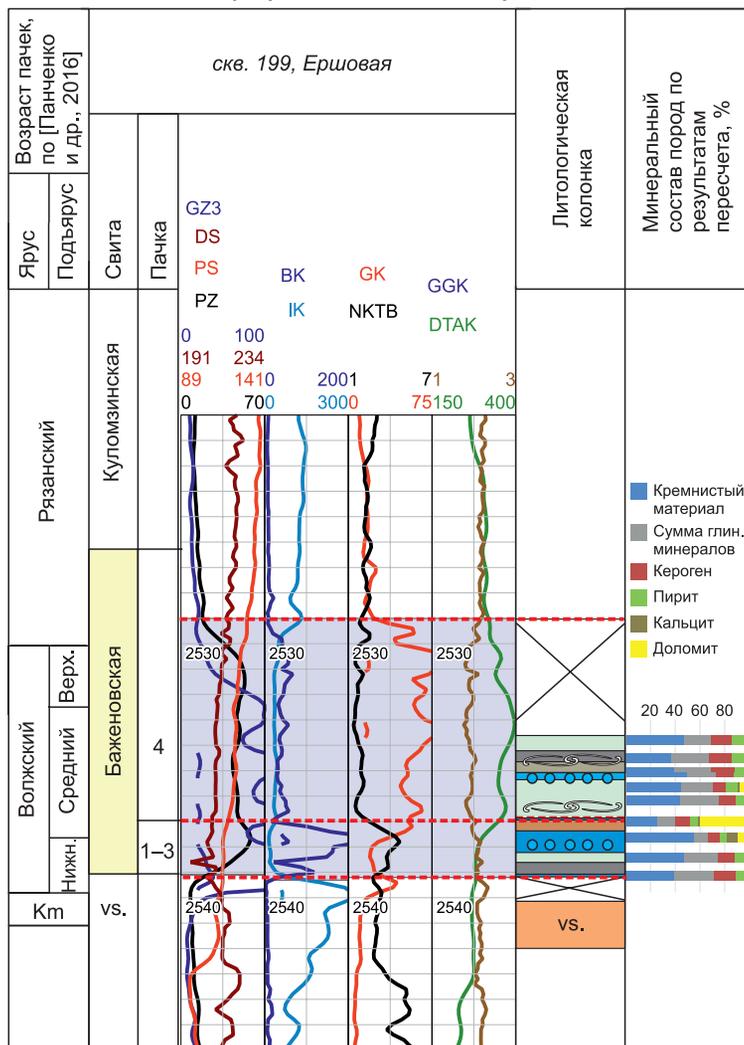
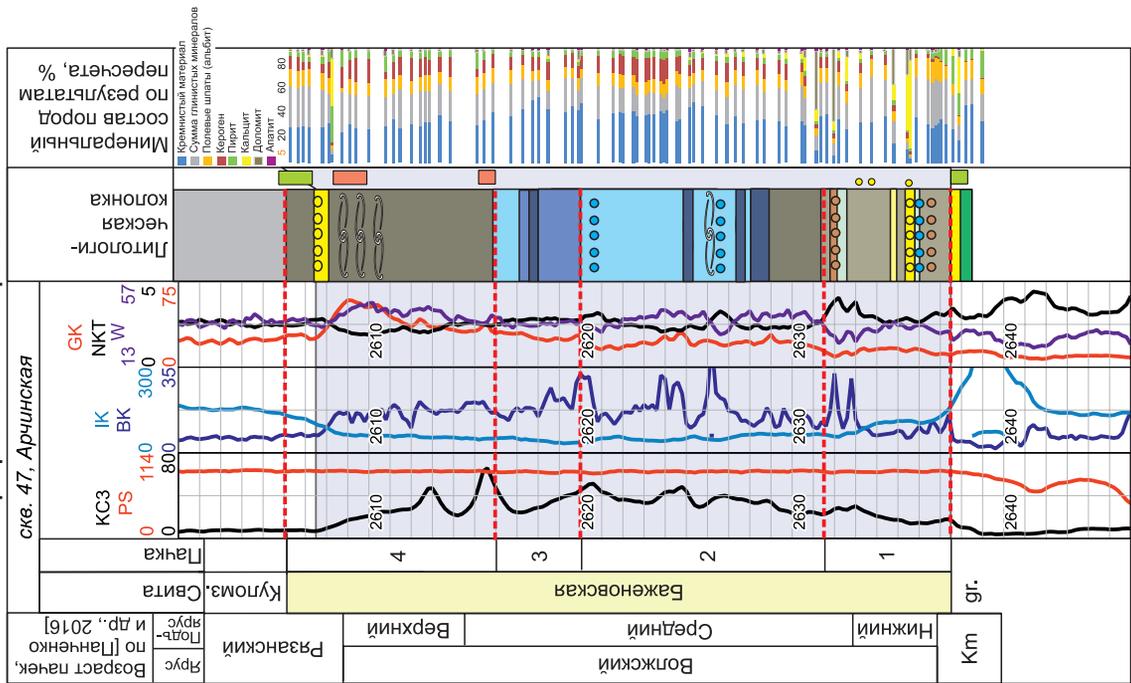


Рис. 3.2.13. Литологическая и геофизическая характеристики типа разреза 2.2 БС.  
Условные обозн. к литологической колонке см. на рис. 3.2.6.

Тип разреза 2.3 – Нюрольский (Каймысовский, по И.Н. Ушатинскому, 1981) (20–30 м) встречен в районе Чузиковско-Чижавской мезоседловины (Арчинская 47, Пельгинская пл.), Северо-Межовской мегамоноклинали (Средне-Юлжавская 10, Ракитинская 4) и северо-востока Северо-Парабельской мегамоноклинали (Южно-Майская 413). В качестве типового рассмотрен разрез по скв. 47 Арчинской площади (рис. 3.2.14). В отличие от предыдущего типа разреза БС здесь существенно сокращаются мощности силицитов или силицитов керогеновых с 2–3 до 0,5–1,0 м. В разрезе выделяются пачки 1–4. Пачка 1 (5,5 м) представлена микститами кероген-глинисто-кремнистыми и кероген-кремнистыми с прослоями карбонатизированных радиоляритов (часто в основании или кровле), пачка 2 (11,5 м) состоит из микститов кероген-кремнисто-глинистых, содержание кремнезема в которых возрастает вверх по разрезу от 30 до 40 %. Пачка 3 (3,5 м) – это силициты-радиоляриты или микститы кероген-глинисто-кремнистые с высоким содержанием остатков радиолярий. Пачка 4 (10 м) представлена микститами кероген-глинисто-кремнистыми, вверх по разрезу содержание кремнезема в них понижается от 40 до 30 %. Часто в верхней половине пачки присутствуют прослои, насыщенные обломками раковин двустворок. На Арчинской площади в кровле этой пачки залегает прослой карбонатизированного радиолярита. Пачка 1 характеризуется относительно пониженными по разрезу значениями ГК, в кровле часто присутствует пик НГК (радиоляриевый слой). При переходе к пачке 2 значения ГК несколько повышают-

Тип разреза БС 2.3 – Нюрольский



№ пачки	Средние содержания основных компонентов пород по пачкам БС				
	Силицит кероеновый	Микстит кероен-глинисто-кремнистый	Микстит кероен-глинисто-кремнистый	Силицит кероеновый	Микстит глинисто-кремнистый
4	52.0 21.7 0.1 1.5 11.4 3.4	33.8 28.2 0 1.9 15.4 7.9	38.8 28.3 1.2 14.8 5.0	42.7 20.2 1.2 17.8 5.9	34.67 30.44 8.05 2.61 7.41 2.81
3	45.05 23.72 0.58 3.06 11.73 4.00	50.6 17.9 1.1 3.4 10.8 4.5	35.6 28.1 4.3 3.6 11.4 4.3	Микстит кероен-глинисто-кремнистый	Микстит кероен-глинисто-кремнистый
2	Микстит кероен-глинисто-кремнистый	Микстит кероен-глинисто-кремнистый	Микстит кероен-глинисто-кремнистый	Микстит кероен-глинисто-кремнистый	Микстит кероен-глинисто-кремнистый
1	Микстит кероен-глинисто-кремнистый	Микстит кероен-глинисто-кремнистый	Микстит кероен-глинисто-кремнистый	Микстит кероен-глинисто-кремнистый	Микстит кероен-глинисто-кремнистый

Рис. 3.2.14. Литологическая и геофизическая характеристики типа разреза 2.3 БС. Условные обозн. к литологической колонке см. на рис. 3.2.6.

ся и остаются стабильными вплоть до кровли пачки 3. У границ пачек 2–3 и 3–4 часто залегают радиоляриевые слои (повышенные значения НГК и пониженные ГК). Начиная с подошвы пачки 4 наблюдается плавное повышение значений ГК, пик этого показателя по разрезу наблюдается ближе к кровле этой пачки.

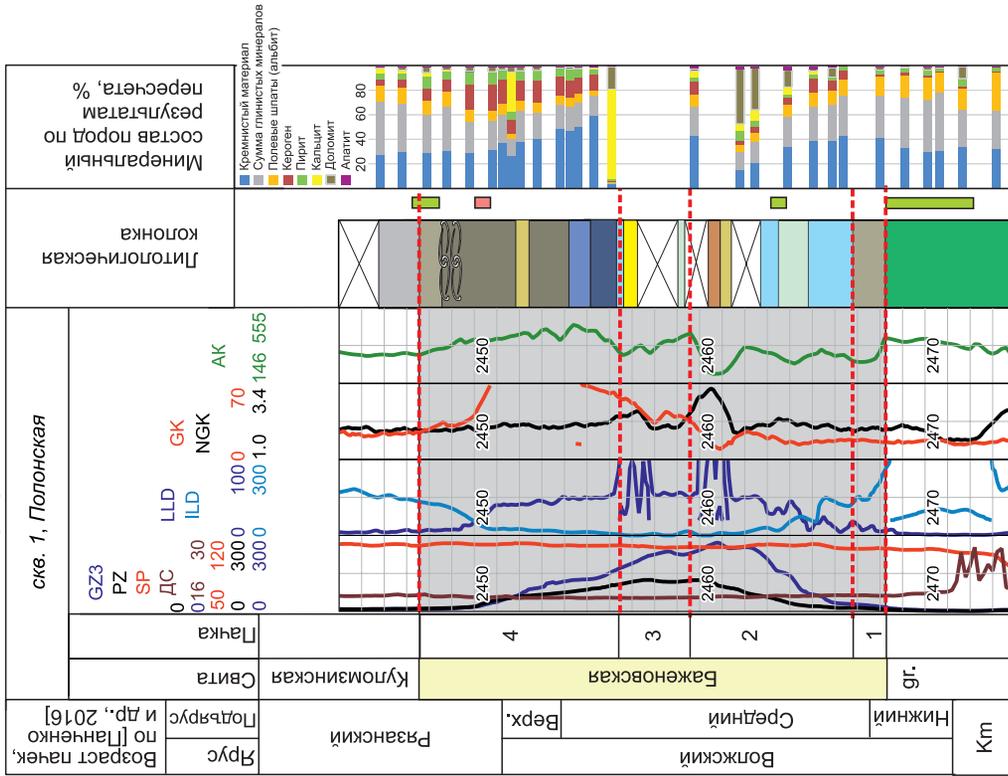
Баженовская свита в пределах Западно-Квензерской площади, расположенной вблизи осевой части Нюрольской впадины, имеет свои особенности. Этот разрез имеет более кремнистый состав и повышенное содержание доломитсодержащих прослоев. Судя по кривой БК, значения которой являются высокими в пачках 2, 3 и в большей части пачки 4, карбонатность этого подтипа разреза относительно повышена, сходна с Салымским типом разреза БС и не характерна для разрезов Юго-Восточного района. В керне в этом разрезе, подобно БС Салымской площади, обнаружены нефтепроявления. Повышенная карбонатизация связывается (как и в случае со скв. 2802 Салымской пл.) с процессом преобразования ОВ.

*Тип разреза 2.4 – Тымский* (20 м) встречен в районе Усть-Тымской впадины (Толпаровская 2) и центральной части Обь-Васюганской гряды (Полонская 1). В качестве типового выбран разрез скв. 1 Полонской площади (рис. 3.2.15). В разрезе выделяются пачки 1–4. Пачка 1 (4,5 м) представлена микститами кремнисто-глинистыми, характеризуется пониженными значениями ОВ. Пачка 2 (5,5 м) слагается микститами кремнистыми, в кровле – доломитом, в пачке 3 (3 м) керном охарактеризована лишь ее кровля – это известняк (карбонатизированный радиолярит). На Толпаровской площади пачка 2 (2 м) представлена микститами глинистыми, пачка 3 (3 м) – микститом кремнистым с остатками радиолярий и прослоем доломита. Пачка 4 (7 м) состоит в нижней части из микститов глинисто-кремнистых с прослоями силицитов керогеновых и силицитов, в верхней части – из микститов кероген-глинисто-кремнистых. Наиболее высокие значения БК по разрезу характерны для пачек 2 и 3, в пачках 1 и 4 они заметно понижены. Значения ГК в пачках 1 и 2 относительно понижены по разрезу и плавно возрастают от пачки 3 к пачке 4.

*Тип разреза 2.5 – Колпашевский* (26 м) наблюдается на территории распространения Межовского структурного мегамыса (скв. 11 Межовской пл.), является низкокарбонатным, высокоглинистым с пониженным содержанием ОВ (рис. 3.2.16). Выделяются четыре пачки. Пачка 1 (1 м) представлена силицитом, пачка 2 (6 м) – микститами кремнисто-глинистыми с прослоями микститов кероген-глинисто-кремнистых, пачка 3 (2 м) состоит из микстита кремнисто-глинистого, пачка 4 (17 м) – это переслаивание микститов кремнисто-глинистых с редкими прослоями микститов кероген-глинисто-кремнистых. В кровле пачки встречается серия прослоев обломков раковин двустворок, в средней части – остатки радиолярий. Для пачки 1 характерны самые высокие по разрезу значения КС, которые со второй пачки плавно уменьшаются до кровли пачки 4. От подошвы свиты до середины (или кровли) пачки 3 значения ГК стабильно невысокие, далее вверх по разрезу (в пачке 4) происходит заметное повышение этого показателя. В целом по сравнению с Нюрольским типом разреза (60–95 мкР/ч) значения ГК по всему разрезу относительно понижены, не превышают 40 мкР/ч, при относительно стабильных значениях НГК.

*Тип разреза 2.6 – Тарский* (Саргатский, по Ю.В. Брэдучану и др., 1986) (24 м) наблюдается на севере Пологрудинского мегавала (скв. 5 Тай-Тымской пл.), низкокарбонатный, кремнистый (рис. 3.2.17). В разрезе выделяются пачки 1, 2, 4. Пачка 1 (4,5 м) слагается микститами кремнисто-глинистыми с содержанием ОВ около 4 %. Мощность пачки 2 составляет 6 м, в нижней половине она сложена силицитами, в верхней – силицитами керогеновыми. Пачка 3 – радиоляриевый слой в этом разрезе не фиксируется, но в кровле пачки 2 наблюдается максимум содержания (62 %) по разрезу кремнезема в породах. Пачка 4 (12,5 м) представлена в нижней части микститами кероген-глинисто-кремнистыми, близкими к силицитам, в верхней – микститами кероген-глинисто-кремнистыми, вверх по разрезу сменяемыми микститами кероген-глинистыми. Повышенные значения КС по разрезу характерны для пачки 2, которые заметно уменьшаются в пачке 3 и несколько возрастают в пачке 4. Наиболее низкими значениями (10–15 мкР/ч) ГК характеризуется пачка 1, наиболее высокими (60–75 мкР/ч) ГК – пачка 4. Значения НГК слабо возрастают по направлению от пачки 1 к границе пачек 3 и 4, затем плавно уменьшаются по направлению к кровле.

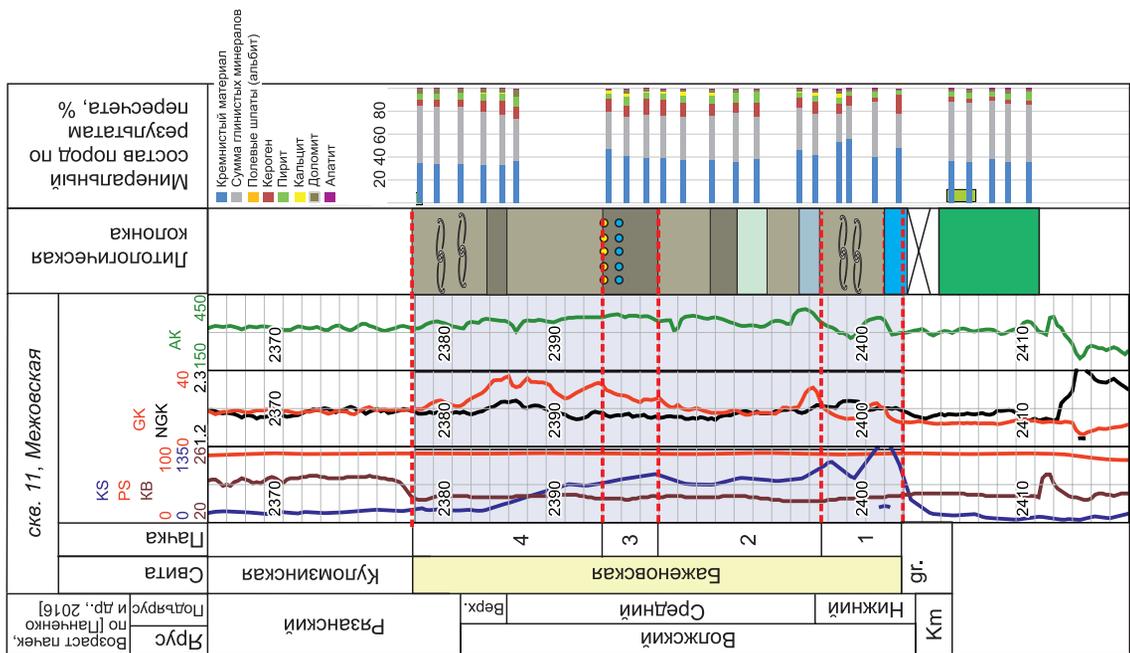
Тип разреза БС 2.4 – Тымский



№ пачки	Средние содержания основных компонентов пород по пачкам БС		
	Микстит кероген-глинисто-кремнистый	Микстит кремнисто-глинистый	Микстит кремнисто-керогенный (близкий к силициту)
4			
3			
1-2			

Рис. 3.2.15. Литологическая и геофизическая характеристика типа разреза 2.4 БС. Условные обозн. к литологической колонке см. на рис. 3.2.6.

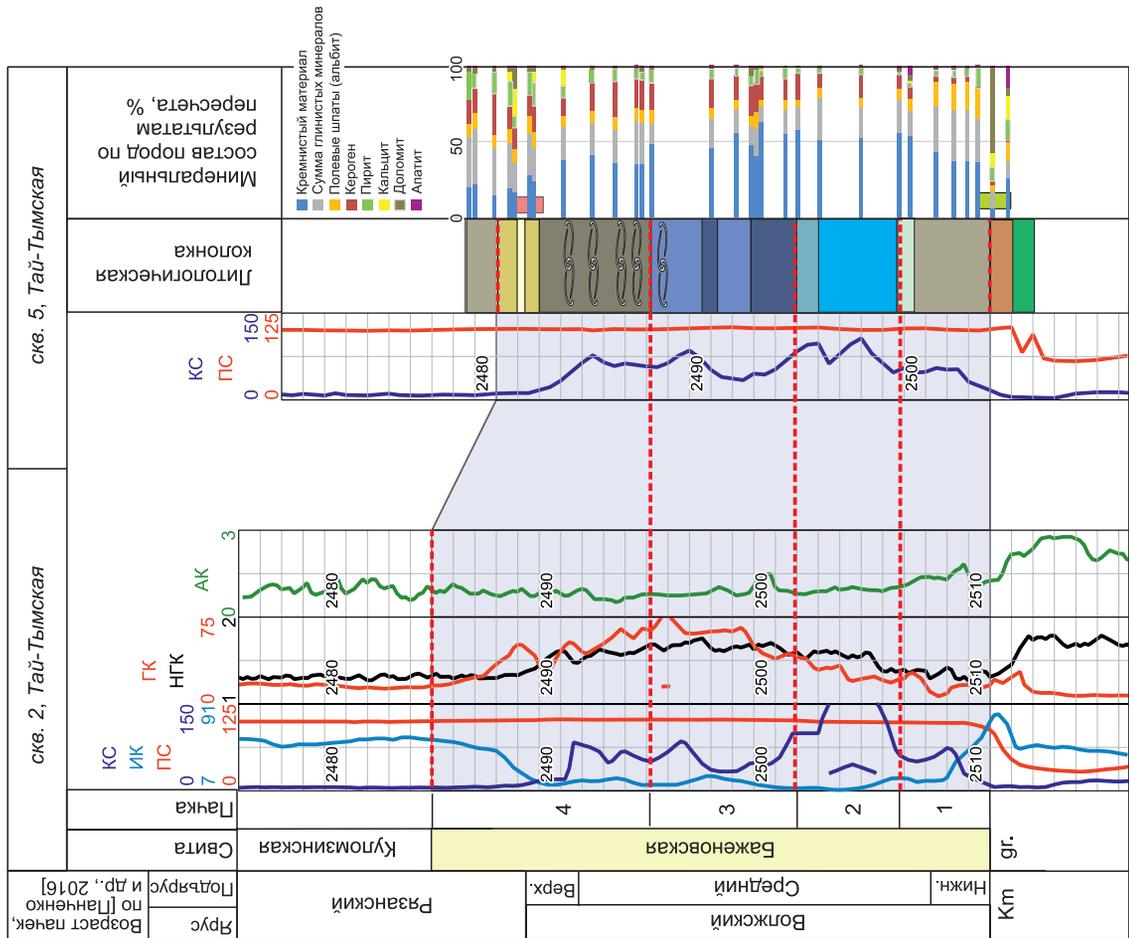
Тип разреза БС 2.5 – Колпашевский



№ пачки	Средние содержания основных компонентов пород по пачкам БС					
	Микстит кремнисто-глинистый			Микстит кероген-глинисто-кремнистый		
4	30,13	40,73	0,32	3,25	6,97	5,87
2-3	33,00	34,62	0,64	2,44	9,09	7,46
1	48,36	23,51	1,98	1,61	7,89	3,85

Рис. 3.2.16. Литологическая и геофизическая характеристики типа разреза 2.5 БС. Условные обозн. к литологической колонке см. на рис. 3.2.6.

Тип разреза БС 2.6 – Тарский



№ пачки	Средние содержания основных компонентов пород по пачкам БС						
4	Микстит кероген-глинистый кремнистый	29,10	24,83	5,30	3,88	16,74	10,55
3	Силицит керогеновый	55,22	16,99	0	10,43	15,25	5,40
2	Силицит	55,2	18,8	0,9	3,1	8,6	2,5
1	Микстит кремнистый	37,31	32,01	0	1,29	3,27	7,43
	Микстит кероген-кремнистый	45,24	16,41	0	2,61	19,47	7,73

■ кремнезем  
■ глинистый материал  
■ кальцит  
■ доломит  
■ органическое вещество  
■ пирит

Рис. 3.2.17. Литологическая и геофизическая характеристика типа разреза 2.6 БС.

Условные обозн. к литологической колонке см. на рис. 3.2.6.

### Северный район

Разрезы Северного района в целом являются более глинистыми, чем разрезы БС описанных выше районов, низкокарбонатными.

*Тип разреза 3.1 – Губкинский (22,5 м)* встречен в центральной части Северного свода (Западно-Пурпейская 710) (см. рис. 3.2.1), является низкокарбонатным. В разрезе выделяются четыре пачки – 3–6 (рис. 3.2.18). Пачка 3 (2 м) представлена силицитом керогеновым. Пачка 4 (4,5 м) в нижней части керном не охарактеризована, в верхней – слагается микститами кероген-глинисто-кремнистыми с прослоями силицитов-радиоляритов. Пачка 5 (6 м) слагается микститами кероген-глинисто-кремнистыми. Пачка 6 (6,5 м) представлена микститами глинистыми с повышенными содержаниями глинистого материала – около 40 % и пониженными значениями содержаний ОВ 3–8 %. По данным палеонтологического анализа, проведенного в лаборатории стратиграфии и палеонтологии мезозоя ИНГГ СО РАН, в пачке 4 обнаружены аммониты, соответствующие по возрасту верхней части верхневолжского подъяруса, в пачке 5 – нижнему берриасу. Пачки 4 и 5 характеризуются наиболее высокими по разрезу значениями БК. Данные по ГК отсутствуют.

*Тип разреза 3.2 – Надымский (21 м)* встречен на севере Северного свода (Присклоновая 54). По литологическому составу отличается повышенной карбонатностью (рис. 3.2.19) за счет присутствия частых карбонатных конкреций. Керном охарактеризована верхняя половина свиты. В разрезе по данным ГИС выделяются шесть пачек. Пачка 1 (2 м) керном не охарактеризована, для нее наблюдаются пониженные значения ГК. Пачки 2 и 3 (общей мощностью 6 м) также не

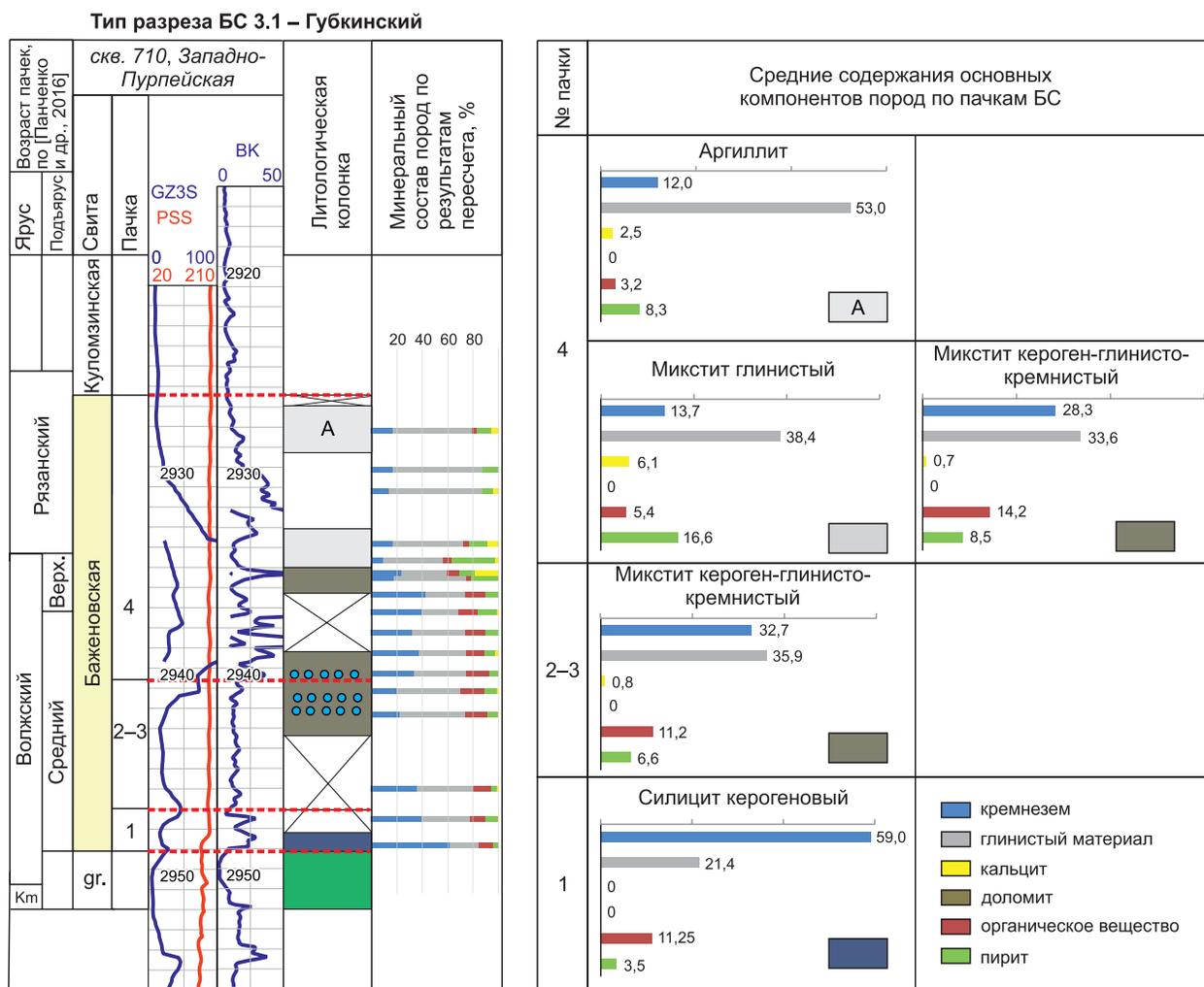


Рис. 3.2.18. Литологическая и геофизическая характеристики типа разреза 3.1 БС.

Условные обозн. к литологической колонке см. на рис. 3.2.6.

Тип разреза БС 3.2 – Надымский

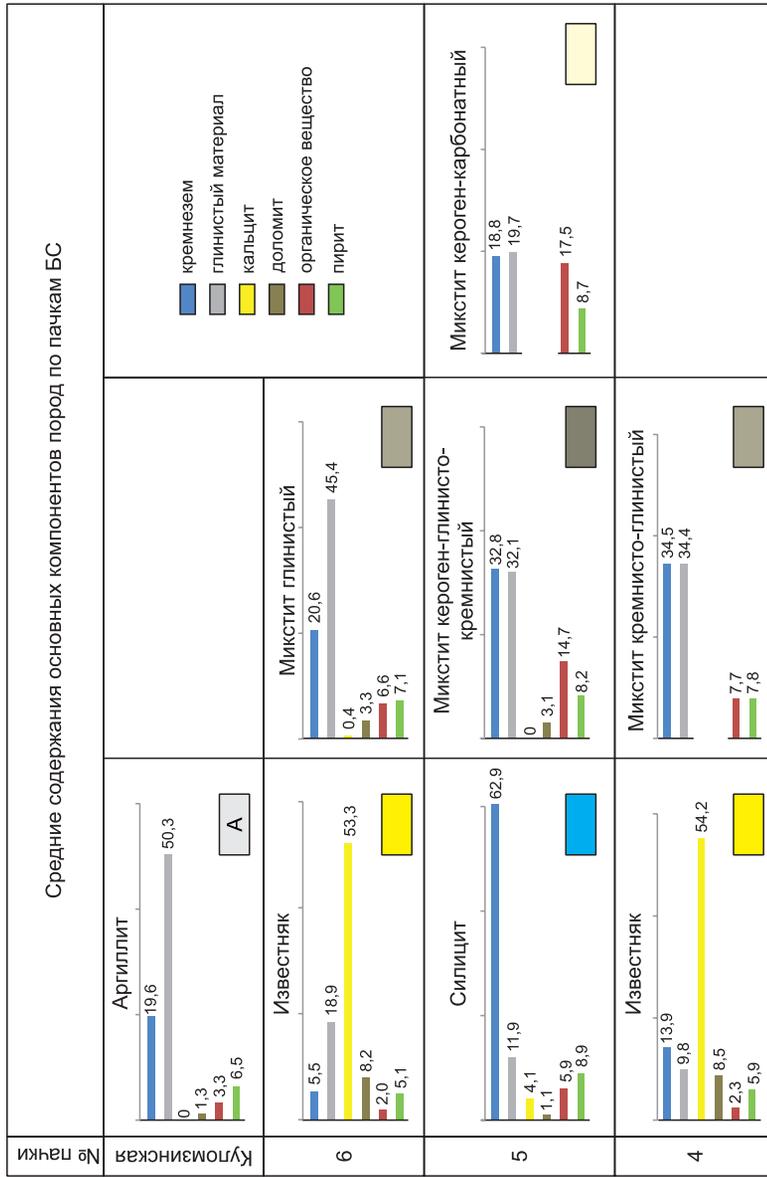
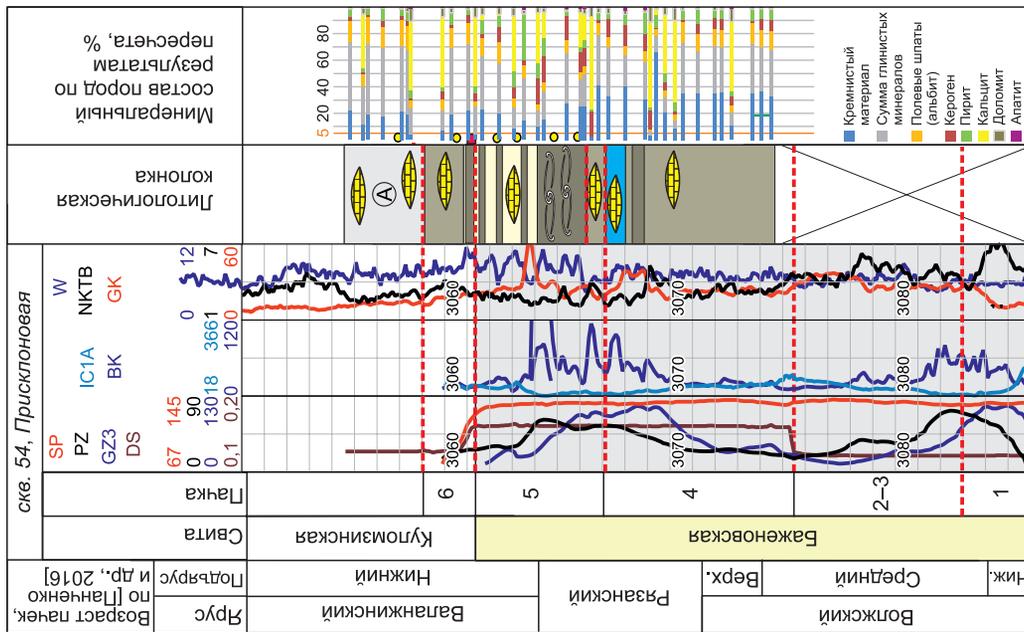
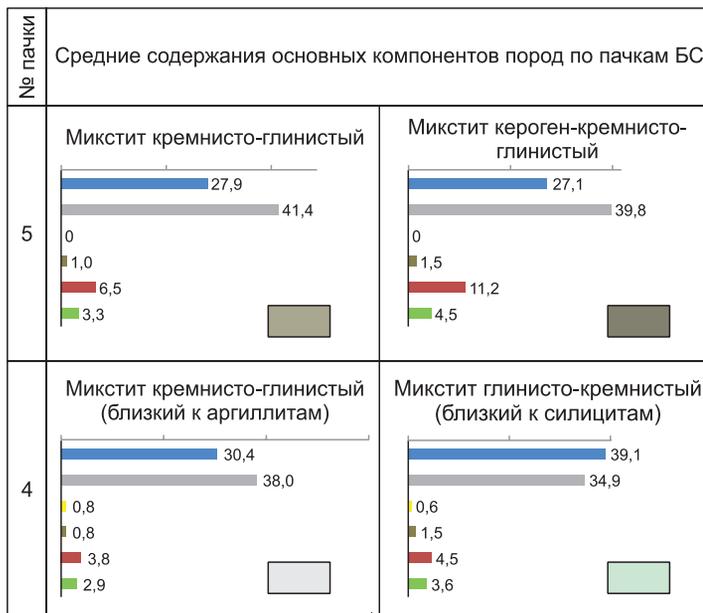
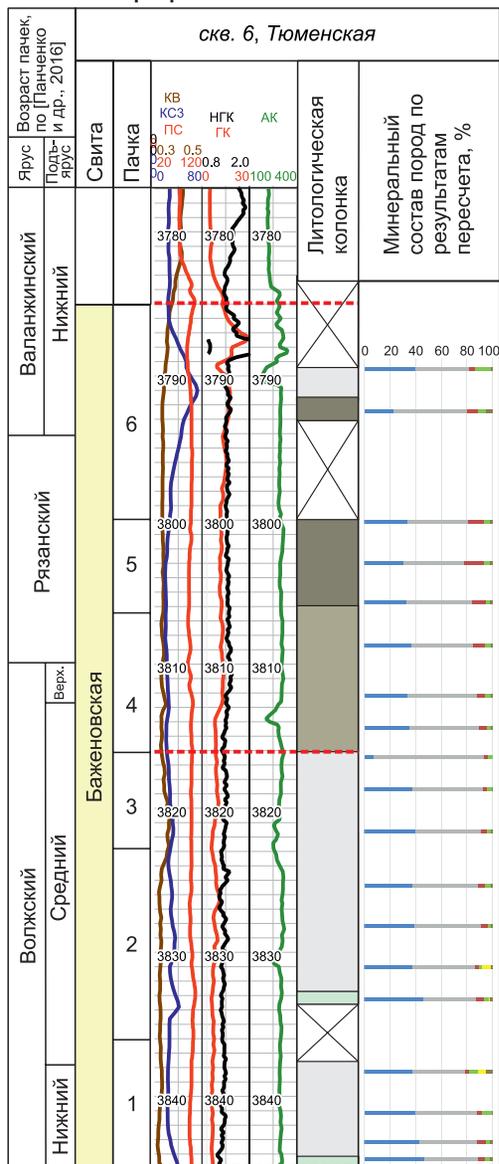


Рис. 3.2.19. Литологическая и геофизическая характеристики типа разреза 3.2 БС. Условные обозн. к литологической колонке см. на рис. 3.2.6.

охарактеризованы керновым материалом. Для них наблюдаются несколько повышенные значения ГК, по пикам НТК и минимумам ГК прослеживается серия прослоев силицитов. Пачка 4 (6 м) слагается микститами глинисто-кремнистыми. Пачка 5 (5 м) представлена переслаиванием микстита кероген-кремнисто-карбонатного с реликтами кокколита и микстита кероген-глинисто-кремнистого. Пачка 6 (2 м) сложена микститом глинистым, отличается повышенным содержанием глинистого материала (40–50 %) и является низкокерогеновой. Разрез характеризуется значениями БК около 150 Ом·м и ГК – 125 мкР/ч. Пачка 5 характеризуется наиболее высокими значениями по разрезу ГК и БК. За 2 м до кровли и подошвы БС наблюдается снижение ГК до 50 мкР/ч. Пачки 1–3 характеризуются повышенными значениями НГК по разрезу, в кровле пачек 1 и 2 наблюдаются пики НГК при понижении ГК (прослои радиоляритов).

Тип разреза 3.3 – Тазовский (62 м) встречен на территории распространения Большехетской мегасинеклизы (Тюменская Сверхглубокая б), является низкокарбонатным, высокоглинистым с пониженным содержанием ОВ (рис. 3.2.20). Отличительной особенностью является повышенная мощность, почти в два раза превышающая мощность типа разреза 1.1. Подобно Салымскому типу этот разрез может быть также разделен на две части – относительно высокоуглеродистую (5–12 %) и низкоуглеродистую (ОВ менее 5 %); пачки, наблюдаемые в Салымском типе 1.1, здесь вы-

Тип разреза БС 3.3 – Тазовский



- кремнезем
- глинистый материал
- кальцит
- доломит
- органическое вещество
- пирит

Рис. 3.2.20. Литологическая и геофизическая характеристики типа разреза 3.3 БС.

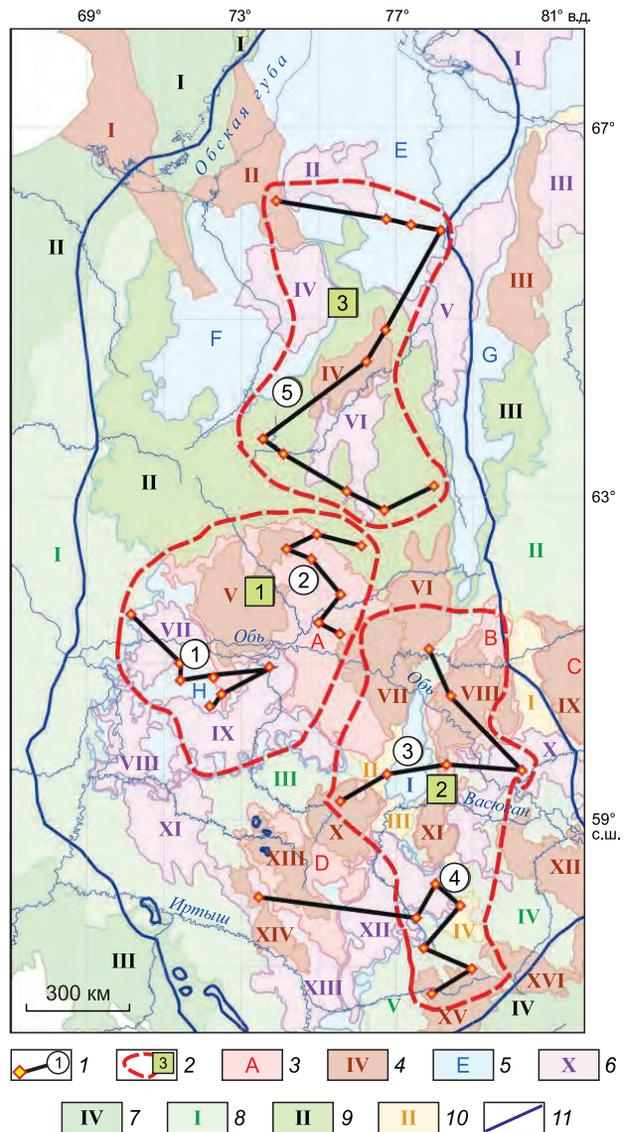
Условные обозн. к литологической колонке см. на рис. 3.2.6.

делить затруднительно. Нижняя часть (29 м) представлена микститами кремнисто-глинистыми, является менее глинистой, чем пачка 2. В целом содержание кремнезема в этом типе разреза БС не превышает 30–35 %, лишь в подошве нижней части встречаются два прослоя с содержанием кремнистого материала около 40 %. Содержание глинистого материала в породах составляет около 40–45 %. Верхняя часть (33 м) БС сложена микститами кремнисто-глинистыми с прослоями микститов кероген-кремнисто-глинистых. При переходе от пачки 3 к пачке 4 наблюдается увеличение ГК (от 50–60 до 80 мкР/ч). Значения КС увеличиваются в кровельной части пачки 2.

По изученному материалу построено пять субширотных корреляционных профилей разрезов БС (рис. 3.2.21–3.2.26), включающих литологические и геофизические характеристики. Для построения корреляционных профилей выбраны ключевые разрезы (40 скважин), которые приурочены к 38 площадям глубокого бурения. На Полонской и Ледовой площадях дополнительно привлечены разрезы, охарактеризованные данными ГИС и палеонтологическими находками. Исследования проведены по пяти корреляционным субширотным и субмеридиональным профи-

Рис. 3.2.21. Профили корреляции и районы исследования [Эдер и др., 2022].

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 гемиантеклиза, В – Обь-Васюганская гряда, С – Куржинская гряда, D – Верхне-васюганская 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 – Средне-васюганский мегавал, XII – Парабельский наклонный мегавал, XIII – Верхнедьямский мегавал, XIV – Пологрудинский мегавал, XV – Межовский структурный мегамыс, XVI – Калгачский наклонный мегавал); 5, 6 – отрицательные: 5 – надпорядковые и 0 порядка (Е – Большехетская мегасинеклиза, F – Наддымская гемиантеклиза, 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 – Верхне-танловская мегавпадина, V – Среднепурский наклонный мегапрогиб, VI – Пякупурско-Ампутинский наклонный мегапрогиб, VII – Тундринская мегавпадина, VIII – Нижнедьямская 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-Дьямская мегамоноклинал, IV – Северо-Парабельская мегамоноклинал, V – Северо-Межовская мегамоноклинал); 9 – структуры Ямало-Карской депрессии (I – Восточно-Пайхойская моноклиза, II – Южно-Надымская мегамоноклиза, III – Восточно-Пурская мегамоноклинал); 10 – седловины (I – Караминская мегаседловина, II – Ледяная мезоседловина, III – Черемшанская мезоседловина, IV – Чузикско-Чижапская мезоседловина); 11 – граница распространения БС, по [Рыжкова и др., 2018].



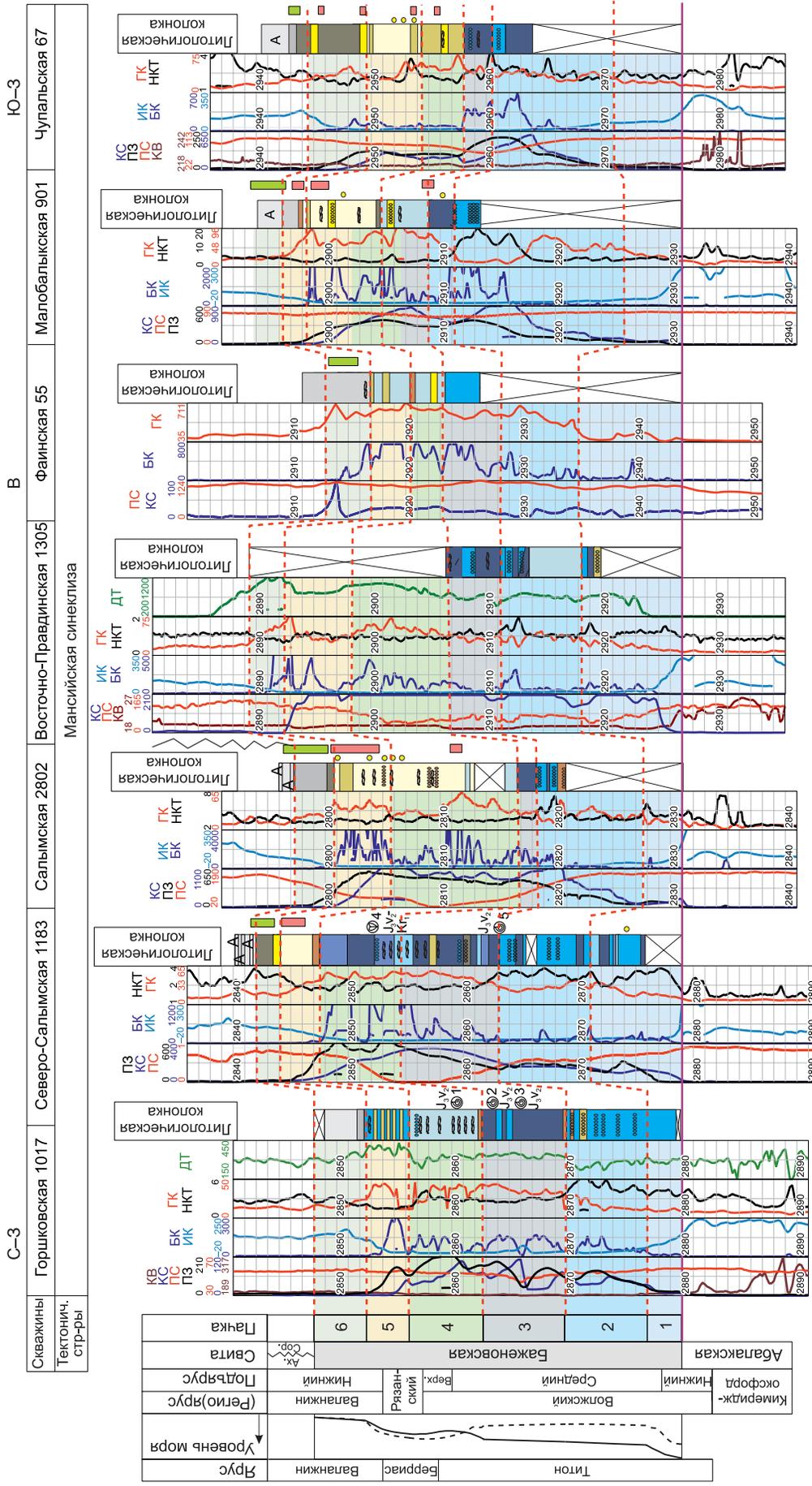


Рис. 3.2.22. Корреляционный профиль 1 (Мансийский) разрезов БС Центрального района. Условные обозн. к литологической колонке см. на рис. 3.2.6.

Скважины	Повховская 70	Новоуртыягунская 187	Южно-Ягунская 306	Дружная 322	Северо-Покачевская 2368	Сев.-Нивагальская 8155	Урьевская 7016
Тектонич. стр-ры	Южно-Надымская мегамоноклиза		Хантейская гемиянтеклиза				
	В	3	Ю-В				

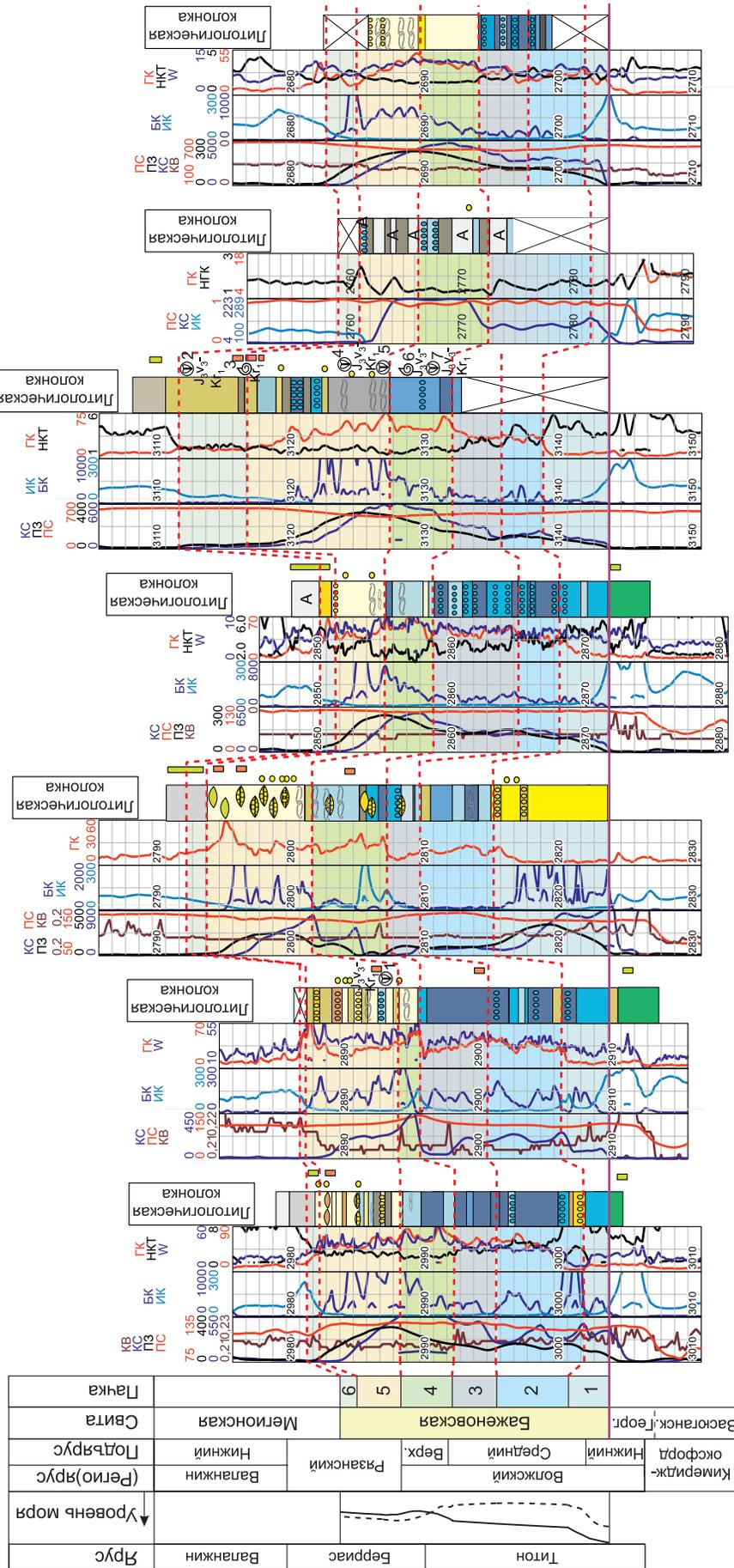


Рис. 3.2.23. Корреляционный профиль 2 (Хантейско-Южно-Надымский) разрезом БС Центрального района.

Условные обозн. к литологической колонке см. на рис. 3.2.6.

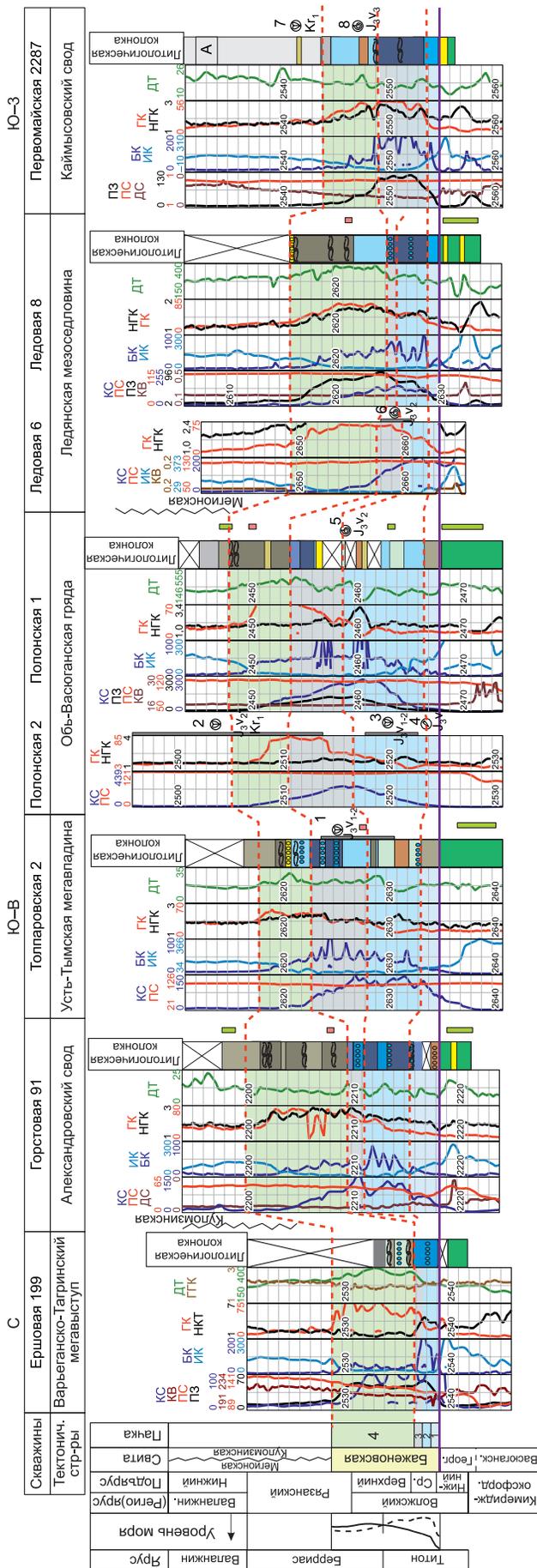


Рис. 3.2.24. Корреляционный профиль 3 (Колтогорско-Усть-Тымский) разрезов БС Юго-Восточного района. Условные обозн. к литологической колонке см. на рис. 3.2.6.



3	Ю-З	В	В
Славины	Медвежь-Нугинский наклонный мегавал	Томенская 6	Ево-Якинская 356
Тектонич. стры	Большехетская мегасинеклиза	Уренгойская 673	Прикопловая 54
		Северный свод	Южно-Надымская меганоклиза
		Зап.-Пурлейская 710	Сулугская 423
		Южно-Пякуинская 17	Ортыгская 15
		Вынгапуровская 317	Ярайерская 12

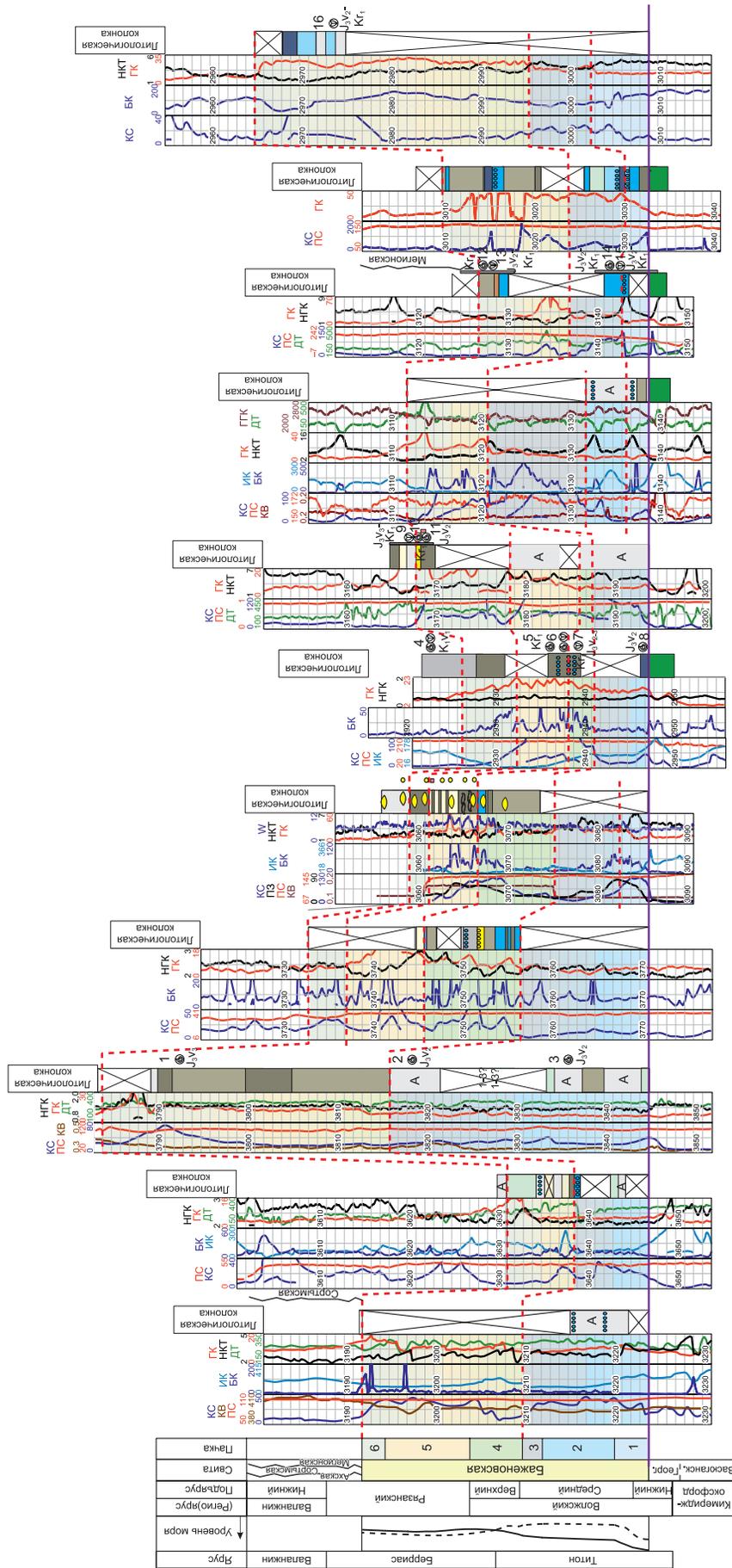


Рис. 3.2.26. Корреляционный профиль 5 (Большехетско-Южно-Надымский) разрезов БС Северного района.

Условные обозн. к литологической колонке см. на рис. 3.2.6.

лям разрезов БС. Профиль 1 (Мансийский) расположен на территории Мансийской синеклизы, профиль 2 (Хантейско-Южно-Надымский) – в северной части Хантейской гемиантеклизы 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].

Далее приведен сравнительный анализ основных литологических (преимущественно для Центрального и Юго-Восточного районов) и геофизических 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 площади) 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 менее 10 %.

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 (мощность 1–6 м), за исключением разрезов баженовской свиты Усть-Тымской мегавпадины и Обь-Васюганской гряды, которые сложены более глинистыми породами – микститами кероген-глинисто-кремнистыми и глинисто-кремнистыми (мощность 6–7 м). В южной части Юго-Восточного района пачка 2 сложена микститами кероген-глинисто-кремнистыми, кремнисто-глинистыми и кероген-кремнисто-глинистыми (7–15 м). Только в Нюрольской мегавпадине на Западно-Квензерской площади 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 вышележающей пачки 3.

Пачка 3 в Центральном районе состоит из силицитов керогеновых и силицитов-радиоляритов, в некоторых случаях карбонатизированных (мощность 2–6 м). В Юго-Восточном районе она нередко представлена переслаиванием силицитов керогеновых с микститами 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 более 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 микститами 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 ядерного 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 кокколи-тофорид, 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 микститами кремнисто-глинистыми (близкими к аргиллитам) и глинистыми (мощность 1–7 м), в Северном районе – микститами 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 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 баженовской 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 и должно быть, учитывая большую близость этих районов к береговой линии.

Ниже по тексту приведены результаты систематизации О.С. Дзюбы [Эдер и др., 2022] имеющихся в ИНГГ СО РАН палеонтологических исследований рассматриваемого возрастного интервала, касающиеся определения возрастного диапазона пачек. Возрастные диапазоны пачек 1–6, рассмотренные в методическом разделе работы, установлены И.В. Панченко с соавторами [2016, 2021] на основании палеонтологических находок в керне скважин, пробуренных вблизи 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 баженовской свиты в скв. 1017 Горшковской площади и скв. 1183 Северо-Салымской площади профиля 1 (ДМ\_1), не противоречат сделанным этими авторами выводам. Обращают на себя внимание самые верхние находки макрофауны – средневожского аммонита *Epilaugites cf. vogulicus* [Алифинов, 2010] в верхах пачки 4 в скв. 1017 Горшковской площади (обр. 1) и двустворок *Buchia fischeriana* в средней части пачки 5 в скв. 1183 Северо-Салымской площади (обр. 4). 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 подъярусу – низам рязанского яруса, тогда как пачка 5 охватывает большую часть рязанского яруса – низы валанжина (зона *Nectoceras kochi* – низы зоны *Neotollia klimovskensis*). Вышеотмеченные находки указывают на поздневожское время как на более вероятное для 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 Ново-ортъягунской пл., скв. 2368 Северо-Покачевской пл.), а именно: находки двустворок *Buchia unshensis* (характерны для переходного вожско-рязанского интервала) в пачках 5 и 6 (обр. 1, 2, 4), а также раннерязанского аммонита *Praetollia* sp. в нижней части пачки 6 (обр. 3), свидетельствуют о более древнем возрасте двух верхних пачек, чем переходный рязанско-валанжинский интервал [Панченко и др., 2016, 2021]. Определенно образование пачки 5 происходило не с самого начала поздневожского времени, поскольку *B. unshensis* обнаружен также в верхах пачки 4 в скв. 2368 Северо-Покачевской площади (обр. 5), а в осадочных тол-

цах этот вид появляется выше основания верхневолжского 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 баженовской свиты известно только для скв. 1 Полонской площади и скв. 2287 Первомайской площади, где они датируют отдельные интервалы пачек 2 и 4 (ДМ\_1). При этом находка аммонита *Strajevskya* sp. ind. (? cf. *hypophantiformis*) в керне скв. 1 Полонской площади [Брадучан и др., 1984] свидетельствует о соответствии средней части пачки 2 нижней части средневолжского 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) не был изображен, что исключает возможность проверки точности определения. В дополнение к приведенной (ДМ\_1) информации следует отметить, что в скв. 2 Полонской площади в пределах 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 *Nectoroceras kochi* и низах вышележащей зоны *Surites analogus*. Из данного интервала в нашем распоряжении, к сожалению, керна не было. Находки рязанского вида *B. volgensis* имеются и в нижней части мегионской свиты в скв. 2287 Первомайской площади (обр. 7), перекрывающей здесь пачку 4. Последняя в средней части содержит остатки (обр. 8) поздневолжских аммонитов ?*Craspedites* ex gr. *taimyrensis* [Алифинов, 2010]. В разрезах профиля 4 Юго-Восточного района макрофоссилии найдены в пачках 1–3 баженовской свиты (ДМ\_1). На Арчинской площади в нижней части куломзинской свиты обнаружен аммонит *H. cf. kochi* (обр. 1), а в 2 м ниже обнаружен ?*Praetollia* (обр. 2). Таким образом, судя по палеонтологическим данным, в Юго-Восточном районе седиментация баженовской 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., 2015б, 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... схемы..., 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. Верхняя часть пачки 5 и пачка 6 (в пределах куломзинского горизонта), позднерязанско-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 ?*Nectoroceras cf. kochi* [Бейзель и др., 2002], приходятся на пачку 5 (ДМ\_1). 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 средневолжского подъяруса. Впрочем, определение последнего таксона в открытой номенклатуре не исключает и более позднего возраста вмещающих отложений и прежде всего верхневолжского подъяруса, в пределах которого вид *B. fischeriana* наиболее многочислен [Захаров, 1981]. Судя по палеонтологическим данным из верхней части баженовской свиты в скв. 423 Сугмутской площади [Шурыгин и др., 2000] и скв. 15 Ортыгунской площади [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.

В результате проведенной типизации разрезов (т.р.) БС установлены следующие закономерности их строения.

*Центральный район.* Разрезы имеют сходный состав, представлены преимущественно биогенными породами – микститами кероген-глинисто-кремнистыми и силицитами (пачки 1–3), в

верхней части – микститами кероген-глинисто-кремнистыми и силицитами керогеновыми (пачка 4), микститами кероген-карбонатными и кероген-карбонатно-кремнистыми (пачка 5) и в кровле – микститами глинистыми (пачка 6). В районе Хантейской гемиантеклизы и южных площадей Южно-Надымской мегамоноклизы (Сургутский т.р. 1.2) мощность свиты понижена по сравнению с Мансийской синеклизой (Салымский т.р. 1.1) и составляет 20–25 и 30–35 м соответственно. В большей части разрезов Хантейской гемиантеклизы пачка 6 отсутствует, переход к вышележащим отложениям подачимовской пачки более резкий. Для Сургутского типа часто характерны карбонатные конкреции в верхней части свиты в пачке 5. В целом большая часть разрезов БС Центрального района (т.р. 1.1–1.2) характеризуется повышенной карбонатностью (10–50 %), кремнистостью (35–50 %) и высокими значениями содержания ОВ (10–25 %). Встречаются единичные разрезы, которые отличаются по своему строению. В Северо-Нивагальском т.р. 1.3 (центральная часть Хантейской гемиантеклизы) наблюдается переслаивание микситов кероген-глинисто-кремнистых, кероген-кремнистых и низкоуглеродистых аргиллитов, в Северо-Покачевском т.р. 1.4 – в верхней половине вместо кокколитовой пачки присутствует пачка микситов кероген-кремнисто-глинистых.

Литологическая неоднородность БС Центрального района обусловлена особенностями палеорельефа и физико-химическими особенностями среды: а) в мегавпадинах мощность свиты заметно больше (30–35 м), чем на положительных структурах (20–25 м); б) на локальных возвышенностях разрезы более карбонатные, чем во впадинах.

*Юго-Восточный и Южный районы.* В этих районах разрезы БС характеризуются отсутствием пачек 5 и 6 (кокколитовой и глинистой), которые представлены здесь микститами глинистыми и относятся к куломзинскому горизонту [Решение..., 2004]. Также общим является заметное сокращение суммарной мощности преимущественно кремнистых пород – силицитов и микситов кероген-глинисто-кремнистых с содержанием кремнезема более 40 % (пачки 1–3 или 2–3), что составляет 2–5 м в Нижневартовском т.р. 2.2, и 7–10 м, редко до 15 м – в остальных типах разреза этого района. Пачка 4 в большинстве случаев представлена микститами кероген-кремнисто-глинистыми с содержанием кремнезема и глинистого материала около 30 % каждого, в отличие от БС Центрального района, где она состоит из силицитов или микситов кероген-глинисто-кремнистых с содержанием кремнезема более 40 % и глинистого материала менее 20 %. Карбонатизация пород БС в этом районе существенно понижена по сравнению с Центральным районом и проявлена главным образом в виде единичных прослоев карбонатных пород, развитых по радиолитам.

В Юго-Восточном и Южном районах различия в строении разрезов БС обусловлены вариациями положения в разрезе пачки с повышенным содержанием глинистого материала. Здесь также играют важную роль факторы: а) палеорельефа – на возвышенностях мощности БС меньше, чем во впадинах, что обусловлено большим сносом глинистого материала в отрицательные структуры дна палеобассейна на стадии седиментации; б) близости к источнику сноса: наиболее южный – Колпашевский т.р. 2.5 и восточный – Тымский т.р. 2.4 баженовской свиты характеризуются повышенной глинистостью и несколько пониженным содержанием ОВ. В нижней (т.р. 2.1–2.3) или средней (т.р. 2.3, 2.4, 2.6) частях свиты Юго-Восточного района присутствует кремнистая пачка, представленная микститами кероген-глинисто-кремнистыми и силицитами. В целом мощность рассматриваемой пачки в этих районах в большинстве разрезов понижена (7–10 м) по сравнению с Центральным районом (15–25 м).

*Северный район.* Севернее Ортъягунской площади разрезы БС становятся заметно более глинистыми (35–50 %), менее кремнистыми (<30 %), низкокарбонатными (за исключением единичных случаев, приведенных выше) и менее углеродистыми (часто <5 %). Суммарная мощность преимущественно кремнистых пород в типах разреза 3.1–3.3 не превышает 1–2 м. Для БС района северной части Южно-Надымской мегамоноклизы и Большехетской мегасинеклизы характерны разрезы, состоящие из микситов глинисто-кремнистых с прослоями аргиллитов или единичными прослоями силицитов (Губкинский т.р. 3.1 и Надымский т.р. 3.2). В первом из вышеперечисленных типов разрезов содержание ОВ не превышает 5 %, во втором – встречаются прослои с содержанием этого компонента 8–10 %. Для Надымского типа разреза, описанного на Присклоновой площади Северного свода, характерна повышенная карбонатность, обусловленная присутствием значительного количества карбонатных конкреций. В этом типе разреза в пачках 5 и 6 обнаружены остатки кокколитофориновых водорослей.

На территории Большехетской мегасинеклизы встречаются разрезы (Тазовский т.р. 3.3) повышенной мощности (56 м), представленные микститами глинисто-кремнистыми с редкими прослоями микститов кероген-глинисто-кремнистых.

### 3.3. ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОНЫ ПЕРЕХОДА БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ В ВЫШЕЛЕЖАЩИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

До сих пор существуют спорные моменты при выделении верхней и нижней границ свиты. Изучению перехода абалакской свиты в баженовскую уделено большее внимание исследователей [Зубков, 20016; Балущкина и др., 2013; Панченко и др., 2015а; Юрченко и др., 2015], чем верхней границе баженовской свиты с перекрывающими ее породами подачимовской толщи куломзинского горизонта нижнего мела. Детального и комплексного анализа вышеупомянутой зоны перехода в литературе не обнаружено. В керне верхняя граница БС в вышележащие отложения визуально не фиксируется, в отличие от нижней границы, где в подстилающих отложениях в большинстве случаев присутствует глауконит, ходы инфауны, фосфатные или карбонатно-марганцевые конкреции (рис. 3.3.1).

Результаты, изложенные в этом подразделе, получены в ходе совместного исследования [Эдер и др., 2020]. За литологическую часть исследования и анализ изменения условий седиментации БС отвечали авторы настоящей работы, изучение особенностей органической геохимии проводилось Е.А. Костыревой и И.С. Сотнич, анализ данных ГИС осуществлялся С.В. Рыжковой и М.А. Павловой.

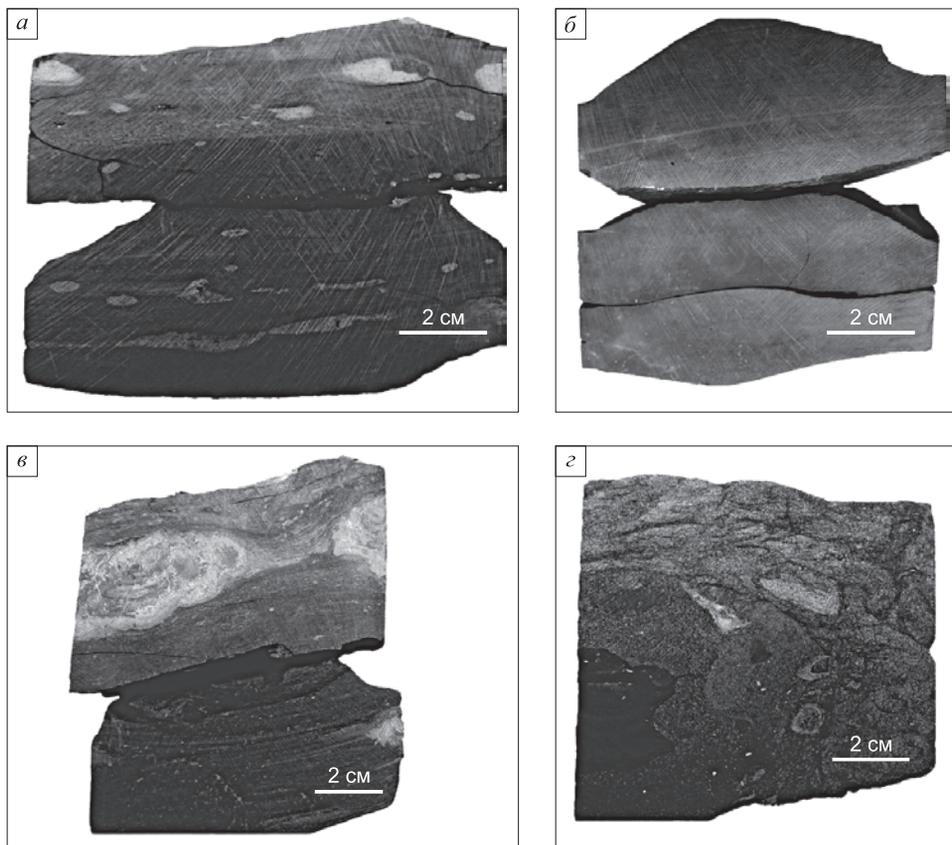
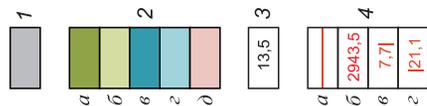
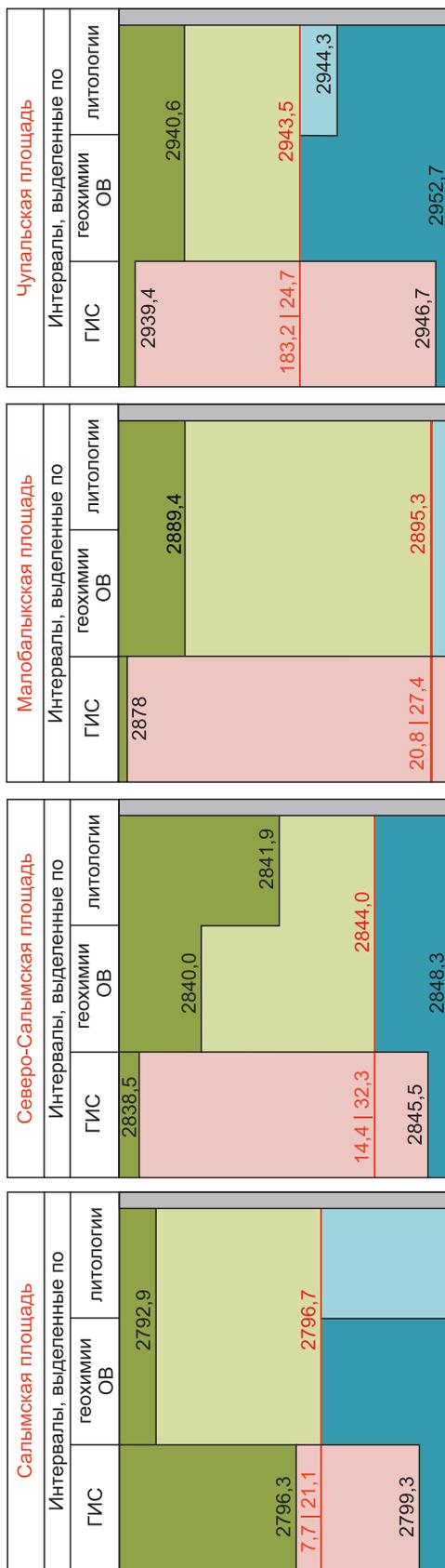


Рис. 3.3.1. Породы зон перехода баженовской свиты в перекрывающие и подстилающие отложения (подачимовской пачки и породы георгиевского горизонта).

*a* – миксит глинистый с линзами барита. Дружная площадь. Обр. Д-322-186. Глубина 2846,89 м; *б* – миксит глинистый. Южно-Ягунская площадь. Обр. ЮЯ-306-193. Глубина 2790,04 м; *в* – миксит кремнисто-глинистый с онколитом. Повховская площадь. Обр. П-70-348. Глубина 3003,65 м; *г* – миксит кероген-кремнистый. Новоортыгунская площадь. Обр. НО-187-216. Глубина 2908,78 м. Песчаник глауконитовый с фосфатной конкрецией.

Мансийская синеклиза



Хантейская гемиантеклиза

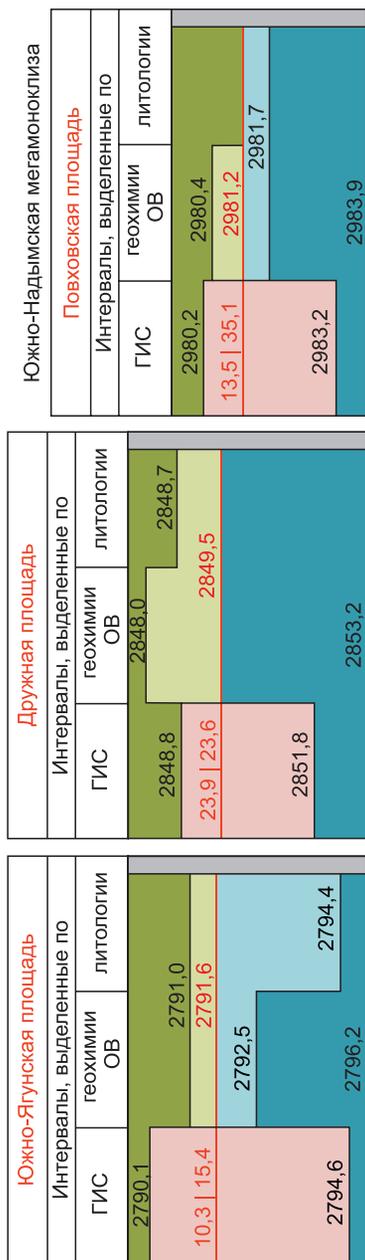


Рис. 3.3.2. Схемы сопоставления выделенных зон перехода баженовской свиты в подачимовскую толщу по литологии, геохимии ОВ и ГИС [Эдер и др., 2020].

1 – интервал керна, в котором породы визуально не различаются; 2 – выделенные интервалы разреза: а – подачимовская толща, б – переходный интервал подачимовской толщи, в – баженовская свита, г – переходный интервал баженовской свиты, д – переходный интервал по данным ГИС; 3 – глубина интервала разреза (м); 4 – граница между баженовской свитой и подачимовской свитой и ее характеристики: б – глубина (м), в – значения БК на границе (Ом·м), г – значения ГК на границе (мкР/ч).

Отложения рассматриваемой зоны перехода накапливались главным образом в раннемеловое время в ЗСБ [Конторович и др., 1975, 2013]. Ранее определено, что верхняя «кокколитовая» пачка БС имеет раннеберийский возраст [Ясович, Поплавская, 1975; Панченко и др., 2015а]. Детальный литолого-геохимический анализ, приведенный в данном подразделе, будет способствовать уточнению изменений условий осадконакопления в ЗСБ в раннемеловое время в период перехода между трансгрессивным и регрессивным циклами. Он также внесет вклад в понимание особенностей морского черносланцевого осадконакопления на завершающих стадиях. В качестве основного критерия установления верхней границы БС по ГИС в центральной части ЗСБ приводится резкое увеличение значений кажущегося удельного электрического сопротивления (УЭС) и гамма-каротажа по сравнению с вышележащими породами [Хабаров и др., 1981; Брудчан и др., 1986; Гурари и др., 1988]. Исследования скважин в периферических районах центральной части бассейна показали, что этот критерий не всегда может быть взят за основу, так как в некоторых разрезах увеличение значений обоих параметров происходит одновременно [Родионов и др., 1976; Гайдебурова, 1982].

В разных структурно-фациальных районах БС имеет особенности литологического строения и распределения органического вещества [Конторович и др., 1975, 2018а; Ясович, Поплавская, 1975; Условия формирования..., 1988; Полякова и др., 2002; Предтеченская и др., 2006, 2018; Эдер, 2006; Эдер и др., 2015а,б; Сабяник и др., 2017; и др.]. В связи с этим подобный комплексный анализ критериев выделения границ свиты целесообразно проводить в каждом структурно-фациальном районе ЗСБ отдельно, что будет способствовать уточнению ее толщин и условий формирования в зоне перехода БС в вышележащие отложения. Таким образом, настоящее исследование является лишь первым этапом подобного цикла работ.

В практике выделения кровли БС существует два основных способа: по аномалии КС и по аномалии ГК. При этом установлено, что верхняя граница аномалии ГК баженовской свиты начинается существенно выше верхней границы аномалии КС [Родионов и др., 1976; Гайдебурова, 1982; Лапковский и др., 2018; и др.]. После анализа всех представлений о выделении кровли баженовской свиты по ГИС были определены граничные значения интервала разреза, в пределах которого эта граница прослеживается. Для него характерны значения гамма-каротажа 15 мкР/ч и более, а значения кажущегося УЭС менее 30 Ом·м. Указанный интервал принят в качестве переходного по ГИС между подачимовской толщей и баженовской свитой (рис. 3.3.2).

Под переходным интервалом понимается часть разреза, в котором присутствуют признаки, характерные как для вышележащих (подачимовская толща), так и нижележащих (БС) отложений. Как видно на рис. 3.3.2, переходный интервал по ГИС охватывает аналогичные интервалы, выделенные по результатам геохимических и литологических исследований. Границы пачек пород, которые будут описаны ниже, выделялись в разрезах скважин по результатам анализа информации трех вышеупомянутых методов исследования. Ранее установлено, что в центральных районах ЗСБ толщины баженовской свиты контролируются тектоническим фактором [Эдер и др., 2016]. В связи с этим рассмотрение закономерностей строения изучаемого интервала разреза проводилось по отношению к тектоническим элементам юрского структурного яруса Западно-Сибирской геосинеклизы [Конторович и др., 2001].

По литолого-геохимическому составу и геофизической характеристике пород, а также геохимии ОВ в интервале разреза, соответствующего зоне перехода от БС к подачимовской толще, в изученных скважинах на территории исследования снизу вверх по разрезу выделяются следующие пачки пород (см. табл. 3.3.1, рис. 3.3.2):

- 1) пачка I («кокколитовая») – верхняя часть баженовской свиты;
- 2) пачка II – переходная от верхней части баженовской свиты к подошвенной части подачимовской толщи;
- 3) пачка III – переходная от подошвенной части подачимовской толщи к ее нижней части;
- 4) пачка IV – нижняя часть подачимовской толщи.

Таким образом, рассматриваемая зона перехода включает верхнюю часть баженовской свиты, переходный интервал (пачки II и III) и нижнюю часть подачимовской толщи. Граница между баженовской свитой и подачимовской толщей соответствует границе между пачками II и III, выделенными в настоящем исследовании. По макроописанию керна нижние три пачки (I–III) практически не различаются, за исключением того, что в «кокколитовой» пачке (I), особенно на территории Хантейской гемиантеклизы и Южно-Надымской мегамоноклизы, в существенном ко-

**Литолого-геохимические и геофизические характеристики пачек,  
выделенных в зоне перехода от баженовской свиты к подачимовской толще [Эдер и др., 2020]**

Параметр	Пачка I	Пачка II	Пачка III	Пачка IV
	Тип породы			
	микстит кероген-кремнисто-карбонатный, кероген-карбонатный, карбонатный	микстит кероген-глинистый, глинистый	микстит глинистый, аргиллит	микстит глинистый, аргиллит алевритистый
<i>Литологические исследования</i>				
Мощность (м)	1,5–6,0	0,1–3,1	0,5–5,0	Не определена
Цвет	Темно-бурый	Коричневато-бурый	Коричневато-бурый	Темно-серый, серый
(SiO <sub>2</sub> + CaO)/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5–30	3,0–3,5	3,0–3,4	2,9–3,2
Кальцит (%)	10–70	0–2	1–4	0–3
Доломит (%)	7–16	3–7	2–4	2–4
Глинистый материал (%)	15–25	30–35	40–45	45–70
Альбит (%)	1–11	7–15	9–20	10–24
TiO <sub>2</sub> (%)	0,1–0,5	0,4–0,75	0,6–0,8	0,5–1,0
U (г/т)	17–90	10–40	5–30	3–13
Th (г/т)	<5	3,8–10	4–11	3–15
K (%)	<1,5	0,7–2,0	1,6–3,0	1–3
Пирит (%)	9–25	11–13	8–11	2–3
Степень пиритизации	0,90–0,96	0,83–0,93	0,73–0,85	0,2–0,55
<i>Геохимические исследования ОВ</i>				
C <sub>орг</sub> (%)	9–15	5–7	<5	≤3
S <sub>1</sub> (мг УВ/г породы)	4–9	2,5–6,5	0,6–4,0	0,1–0,9
S <sub>2</sub> (мг УВ/г породы)	40–70	20–30	1–27	0,2–16,0
Хлороформенный битумоид b <sub>хл</sub> (%)	1,0–2,5	0,7–1,8	0,1–0,7	≤0,1
Дибензотиофены (% на суммар. аром. соед.)	≤50	25–40	10–40	≤25
Фенантрены/дибензотиофены	≤2	1,0–2,2	1,5–4,5	2,5–7,0
<i>Характеристики ГИС</i>				
Кажущееся УЭС, Ом·м (БК)	25–4325	10,8–30,7	6,7–14,2	4,6–18,6
Проводимость, мСм/м (ИК)	9,4–70,1	67,9–97,8	95,9–136,2	96,1–178,6
Скорость распр. волн, мкс/м (АК)	392–551	353–394	419–525	366–486
НГК, у.е.	2,4–3,9	2,6–3,3	3,4–4,1	3,6–6,1
Гамма-активность, мкР/ч (ГК)	32–64	24,9–43,2	15,2–23,7	10,9–19,7

личестве присутствуют карбонатные конкреции [Эдер и др., 2016]. Цвет пород этих пачек буровато-черный с коричневатым оттенком. При переходе от нижних трех (I–III) к верхней пачке (IV, нижней части подачимовской толщи) цвет пород меняется на темно-серый и серый, коричневатый оттенок исчезает. Отметим, что при макроописании не всегда удается выделить границу между вышеупомянутыми пачками, на первый взгляд, все они могут показаться однородной толщей, без особых изменений состава.

Ниже приводятся петрографические данные (рис. 3.3.3, 3.3.7, 3.3.8), а также литолого-геохимические и геофизические показатели четырех выделенных пачек (рис. 3.3.4–3.3.6, см. табл. 3.3.1). На рис. 3.3.3, 3.3.7 и 3.3.8 представлены фото шлифов для пород рассматриваемой зоны перехода для БС Дружной площади снизу вверх по разрезу (от кокколитовой пачки до алевритистых пород подачимовской толщи). На рис. 3.3.9, 3.3.10 приведены средние значения содержаний кремнезема и глинистого материала в пачках I–IV переходной зоны.

Для геофизической характеристики используются средние значения по семи изученным скважинам.

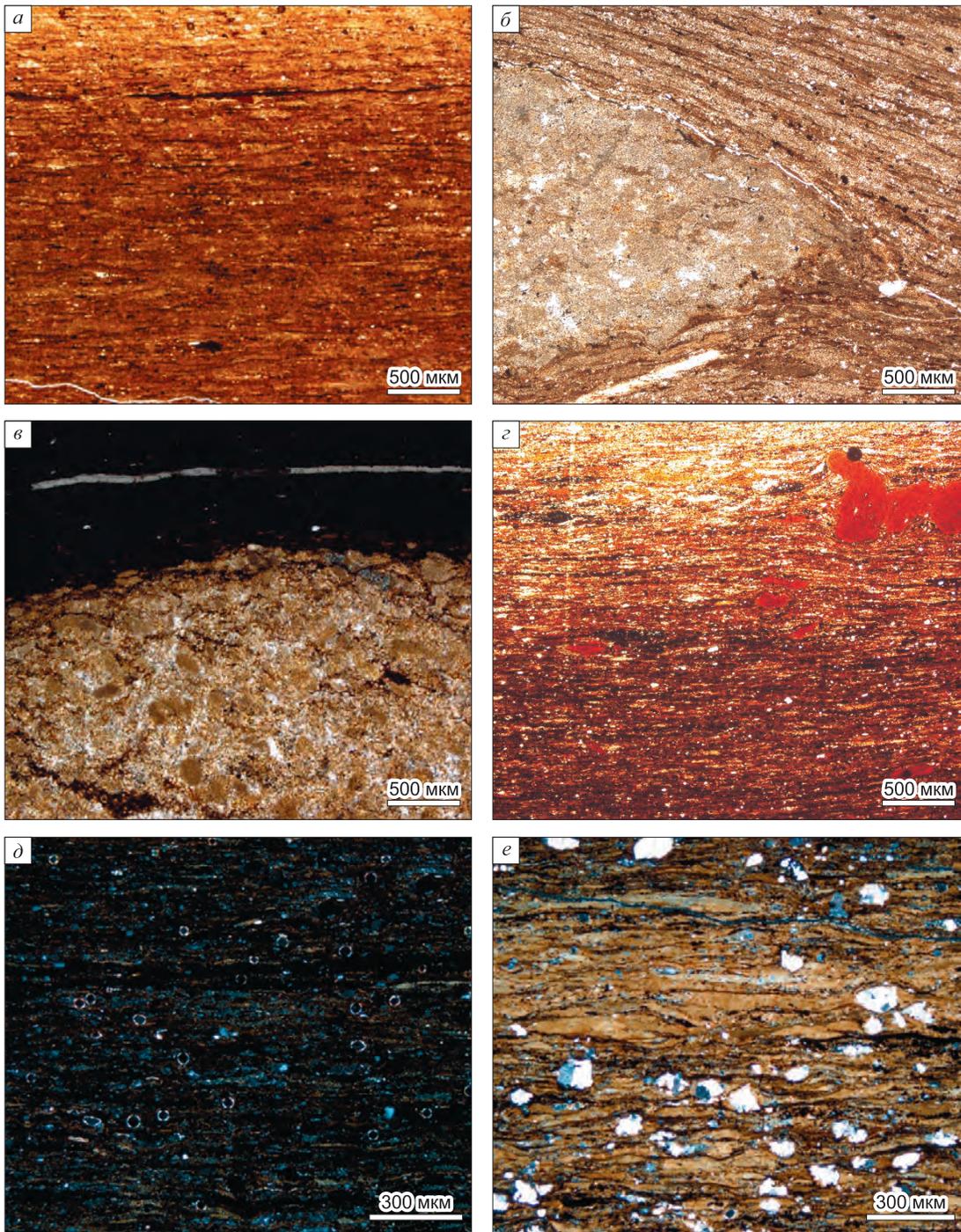


Рис. 3.3.3. Породы зоны перехода из баженовской свиты в подачимовскую толщу по скв. 322 Дружной площади.

Баженовская свита: *а* – микстит кремнисто-глинистый. Микротекстура породы горизонтально-линзовидная за счет неравномерного распределения ОВ. Обр. Др-322-183. Глубина 2846,25 м; *б* – микстит кремнисто-глинистый с линзами баритсодержащей карбонатной породы. Обр. Др-322-186. Глубина 2846,89 м; *в* – контакт известняка микритово-зернистого и микстита кероген-кремнистого. Обр. Др-322-192а. Глубина 2848,05 м. Николи+; *г* – микстит керогеновый. Микротекстура породы горизонтально-линзовидно-слоистая за счет неравномерного распределения пирита, глинистого материала и ОВ. Обр. Др-322-192б. Глубина 2848,05 м; *д* – реликты округлой формы биогенных форм в микстите кероген-карбонатном. Обр. Др-322-199б. Глубина 2849,7 м; *е* – реликты радиолярий, представленные кальцитом в микстите кероген-кремнисто-карбонатном. Обр. Др-322-201а. Глубина 2850,7 м.

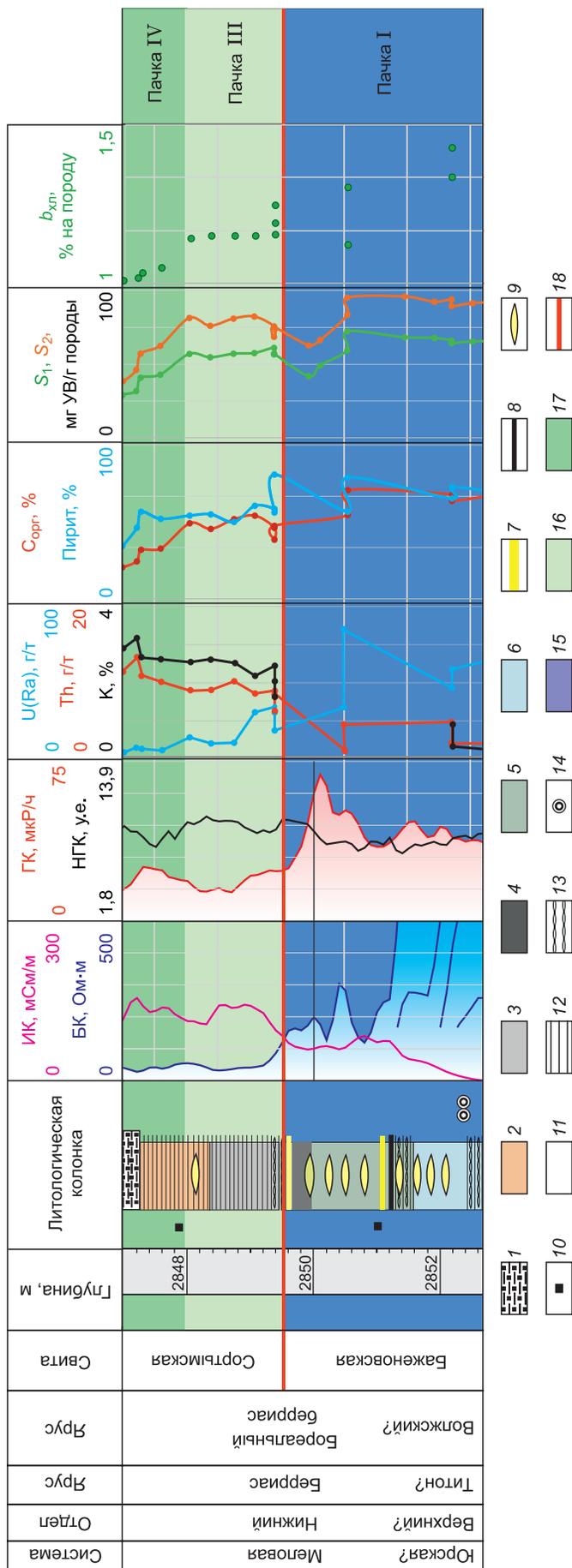


Рис. 3.3.4. Геолого-геофизический разрез зоны перехода баженовская свита – подачимовская толща по скв. 322 Дружной площади [Эдер и др., 2020].

Типы пород: 1 – алевролит; 2 – аргиллит; 3 – микстит глинистый, кремнисто-глинистый; 4 – микстит керогеновый (содержание пирита 20–25 %); 5 – микстит кероген-карбонатный, кероген-кремнисто-карбонатный; 6 – микстит кероген-кремнистый; 7 – прослой карбонатизированных пород; 8 – пиритизированные прослои; аутигенные минералы: 9 – пирита от 5 до 10 %, 10 – известковая линза; текстуры (цвет фона соответствует типу породы): 11 – массивная, 12 – горизонтальная слоистость, 13 – линзовидно-слоистая; органические остатки: 14 – кокколитофориды; интервалы разреза по результатам исследований: 15 – верхняя часть баженовской свиты, 16 – переходная от подошвенной части подачимовской толщи к ее нижней части, 17 – нижняя часть подачимовской толщи; 18 – принятая в работе кровля баженовской свиты.

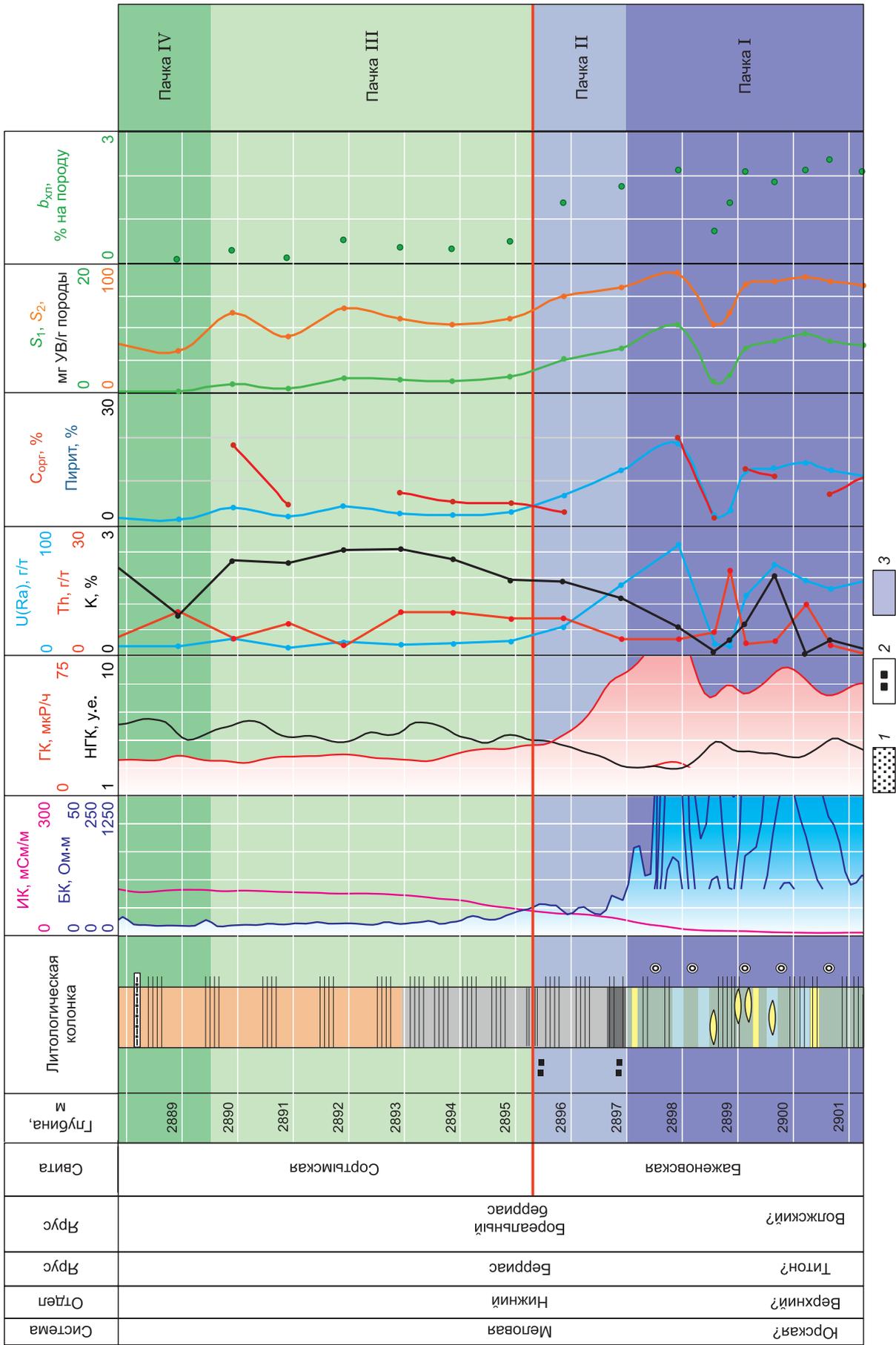


Рис. 3.3.5. Геолого-геофизический разрез зоны перехода баженовская свита – подачимовская толща по скв. 70 Повховской площади [Эдер и др., 2020].  
 Типы пород: 1 – песчаник; аутигенные минералы: 2 – пирит больше 10%; интервалы разреза по результатам комплексных исследований: 3 – переходная от под-  
 швенной части подачимовской толщи к ее нижней части (остальные условные обозн. см. на рис. 3.3.4).

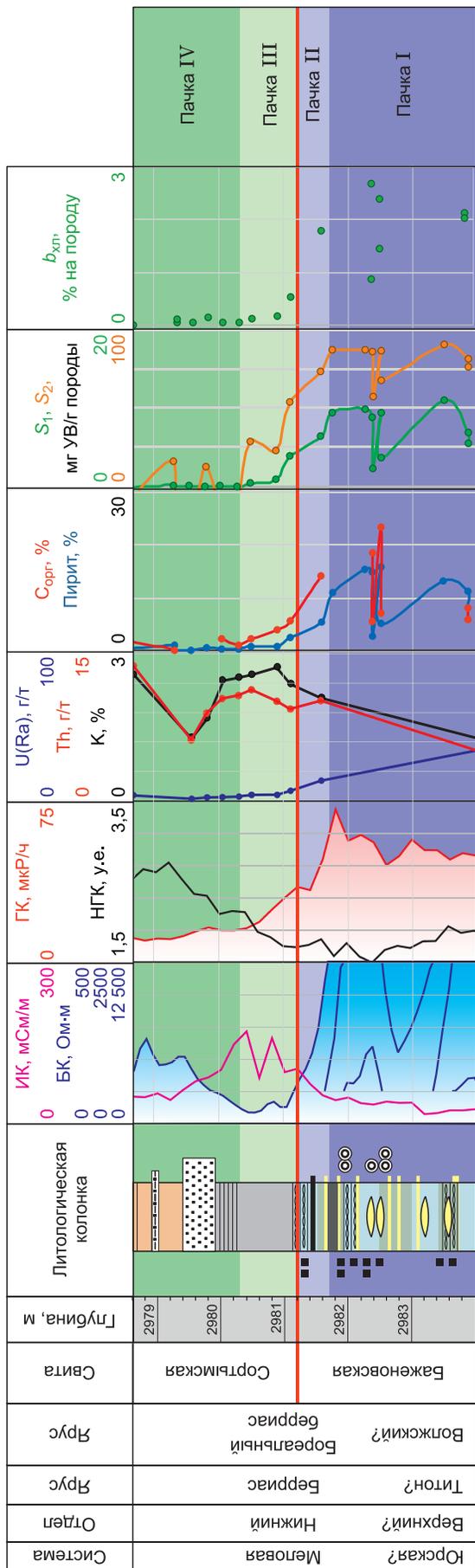


Рис. 3.3.6. Геолого-геофизический разрез зоны перехода баженовская свита – подачимовская толща по скв. 901 Малобалькской площади [Эдер и др., 2020].  
Условные обозн. см. на рис. 3.3.4, 3.3.5.

**Пачка I («кокколитовая»)** представлена микститами кероген-кремнисто-карбонатными, кероген-карбонатными и керогеновыми. Мощность ее составляет 1,5–3,0 м в разрезах баженовской свиты Хантейской гемиантеклизы и Южно-Надымской мегамоноклизы и 4–6 м в Мансийской синеклизе. Цвет основной массы темно-бурый до черного, обусловленный значительным количеством органического вещества в микродисперсном виде, которое равномерно распределено по породе (см. рис. 3.3.3, e). Микротекстура пород тонколинзовидно-слоистая, типичная для осадков, накапливавшихся в условиях медленной фоновой седиментации. Эта пачка характеризуется наличием реликтов кокколитофоридовых водорослей [Эдер и др., 2017], округлой и кольцеобразной формы диаметром около 10 мкм. Остатки водорослей в большинстве случаев концентрируются в тонких (0,02–0,03 мм) карбонатных микролинзочках, расположенных по напластованию.

По сравнению с пачками II–IV пачке I свойственны повышенное содержание биогенного карбонатного материала (10–70 % кальцита, 7–16 % доломита) и наиболее низкие показатели содержания глинистого материала (15–20 %, в единичных случаях 25 %) (см. табл. 3.3.1). Содержание тория в большинстве случаев не превышает 5 г/т, калия в основном не превышает 1 %, редко достигает 1,5 %. Эти показатели существенно понижены по сравнению с другими пачками, что объясняется их генетической связью с аллотигенным материалом.

Пониженные показатели содержания глинистого материала указывают на то, что в этот период был минимальный привнос аллотигенного материала, разбавление ОВ в осадке было минимальным. Значения отношения  $(\text{SiO}_2 + \text{CaO})/\text{Al}_2\text{O}_3$  в породах «кокколитовой» пачки являются наиболее высокими (5–30) по сравнению с другими пачками, что указывает на существенный вклад в состав пород биогенного кремнистого и карбонатного материала.

Породы пачки I имеют наиболее высокие содержания урана 17–90 г/т. Средние содержания пирита в этой пачке в разных разрезах БС варьируют от 9 до 12 %, в единичных образцах достигают 25 %. Значения степени пиритизации составляют 0,90–0,96, что указывает на высоковосстановительные условия во время формирования пород в литогенезе.

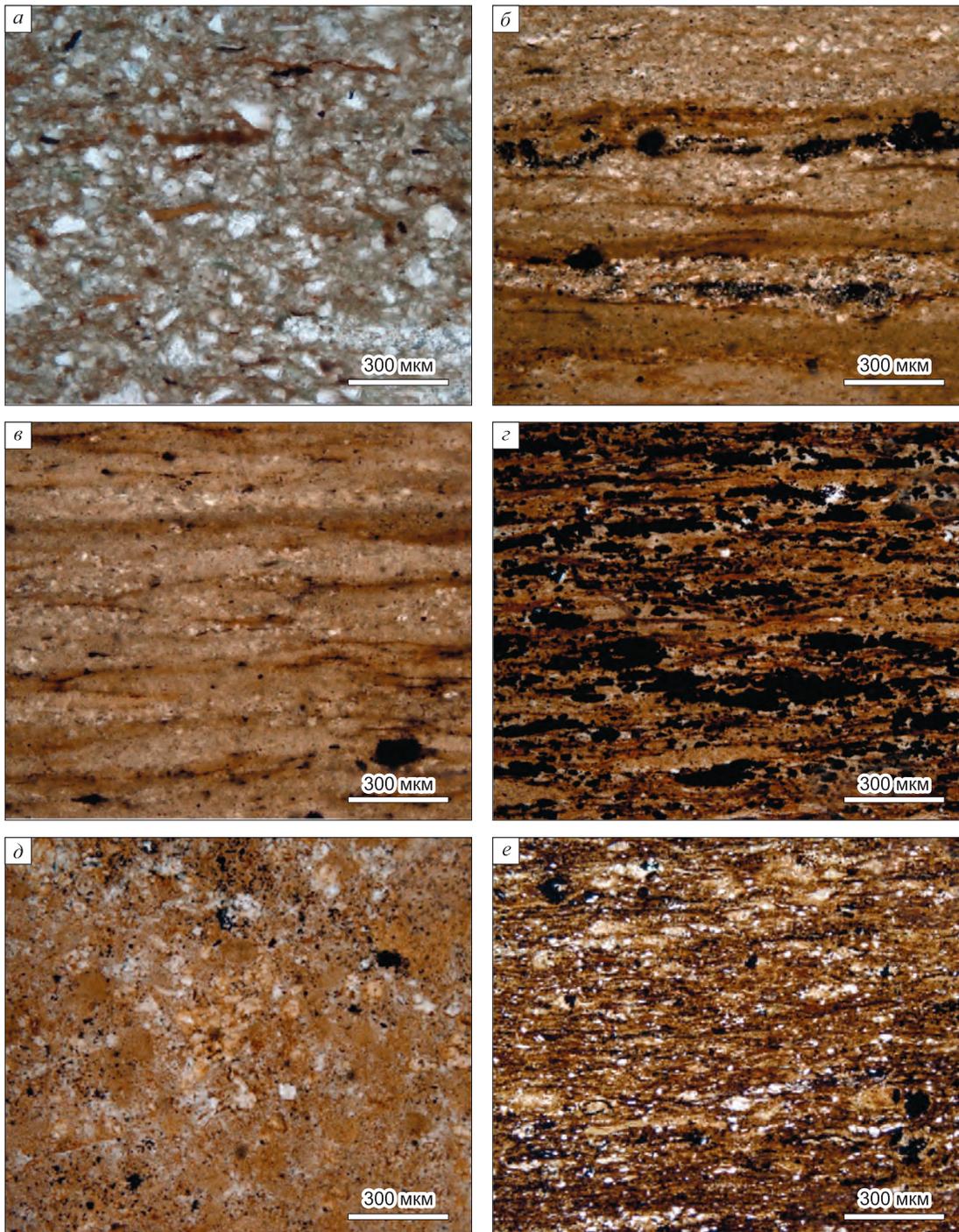


Рис. 3.3.7. Породы переходной зоны из баженовской в подачимовскую толщу скв. 70 Повховской площади.

Подачимовская пачка: *а* – песчаник мелкозернистый, алевритистый полевошпатово-кварцевый, литокластический с глинистым базальным цементом, массивный. Обр. П-70-249. Глубина 2978,79 м; *б* – микстит глинистый, тонкослоистый с послойным распределением мелкого алевритового материала. Обр. П-70-250. Глубина 2979,03 м; *в* – микстит кремнисто-глинистый, горизонтально-слоистый с керогеновыми прослоями. Обр. П-70-251. Глубина 2979,29 м. Баженовская свита: *г* – микстит глинистый пиритизированный. Обр. П-70-257. Глубина 2980,58 м; *д* – известняк массивный. Обр. П-70-2626. Глубина 2981,38 м; *е* – микстит кероген-кремнисто-карбонатный неясно линзовидно-слоистый. Обр. П-70-265а. Глубина 2982,86 м.

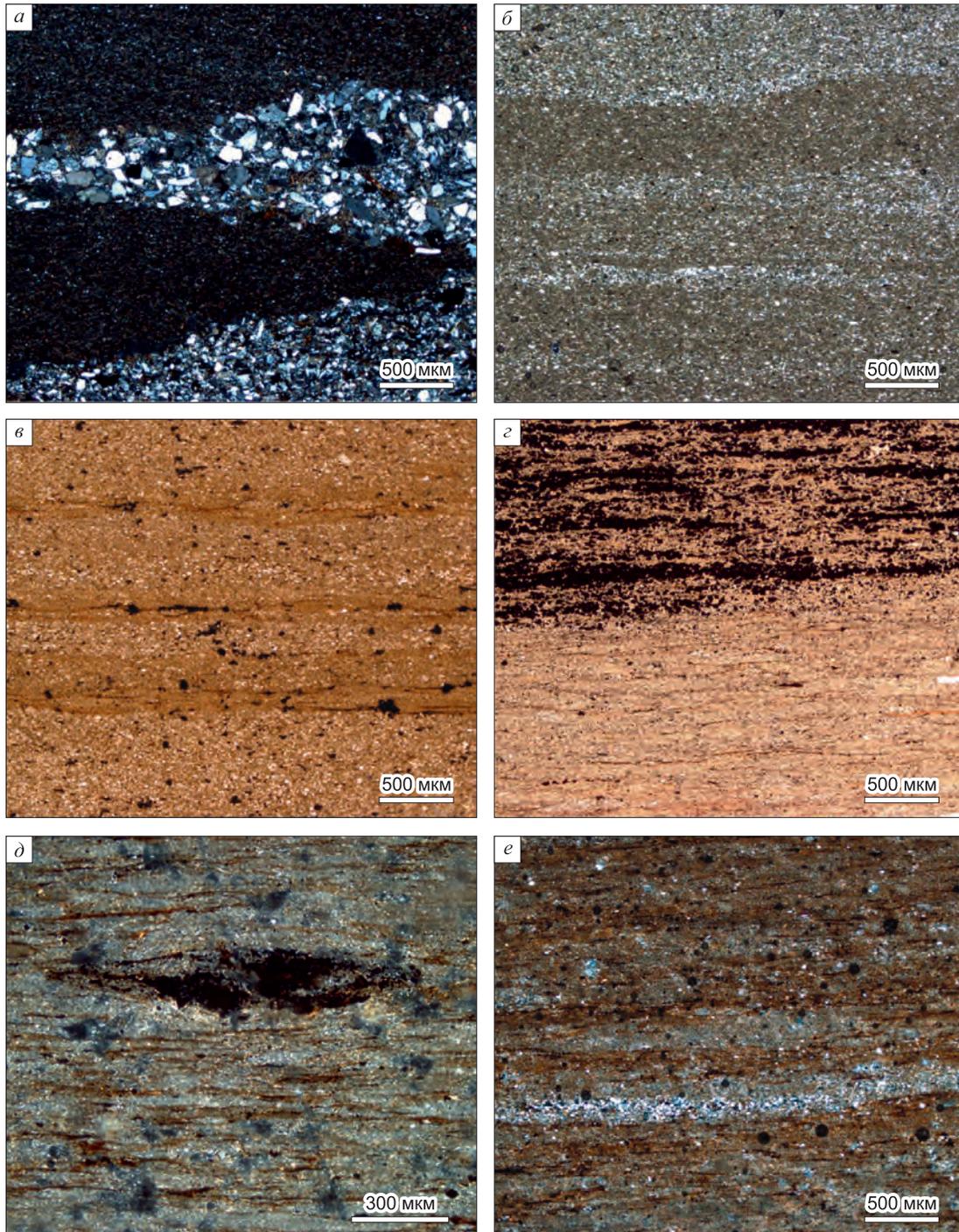


Рис. 3.3.8. Породы зоны перехода из баженовской свиты в подачимовскую толщу по скв. 322 Дружной площади.

Подачимовская толща: *а* – контакт алевролита мелкозернистого и аргиллита. Обр. Др-322-176. Глубина 2844 м; *б* – аргиллит алевритовый неяснослоистый с послойным распределением мелкого алевритового материала. Обр. Др-322-177. Глубина 2844,48 м; *в* – аргиллит горизонтально-слоистый с неравномерным послойным распределением мелкого алевритового материала. Обр. Др-322-178. Глубина 2844,71 м; *г* – пиритизированный прослой в аргиллите. Обр. Др-322-179а. Глубина 2844,78 м; *д* – линзочка пирита в аргиллите линзовидно-слоистом. Обр. Др-322-179а. Глубина 2844,78 м. Баженовская свита: *е* – микстит кремнисто-глинистый линзовидно-слоистый с тонкими бурыми линзочками ОВ. Обр. Др-322-180. Глубина 2845,09 м. Николи+.

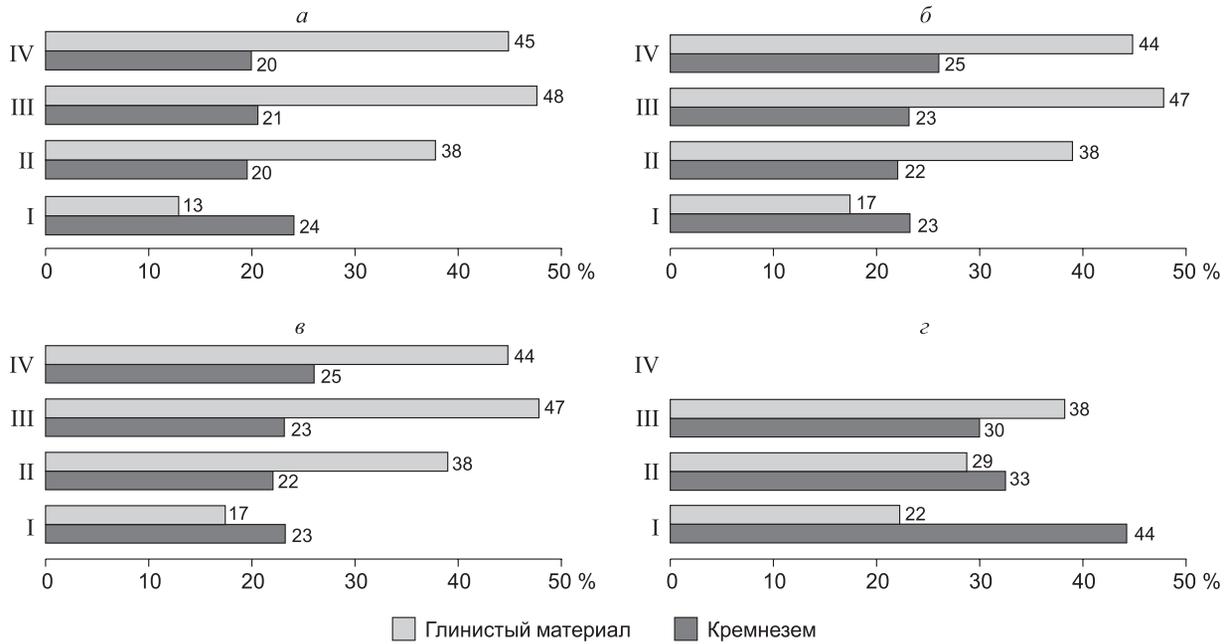


Рис. 3.3.9. Распределение средних значений кремнезема и глинистого материала в пачках I–IV зоны перехода БС в вышележащие отложения Центрального (а, б) и Юго-Восточного (в, г) районов.

а – Юганская мегавпадина, б – Хантейская гемиантекклиза, в – Усть-Тымская мегавпадина, Александровский свод, Ледянская мезоседловина, г – Нюрольская мегавпадина, Чузикско-Чижапская мезоседловина.

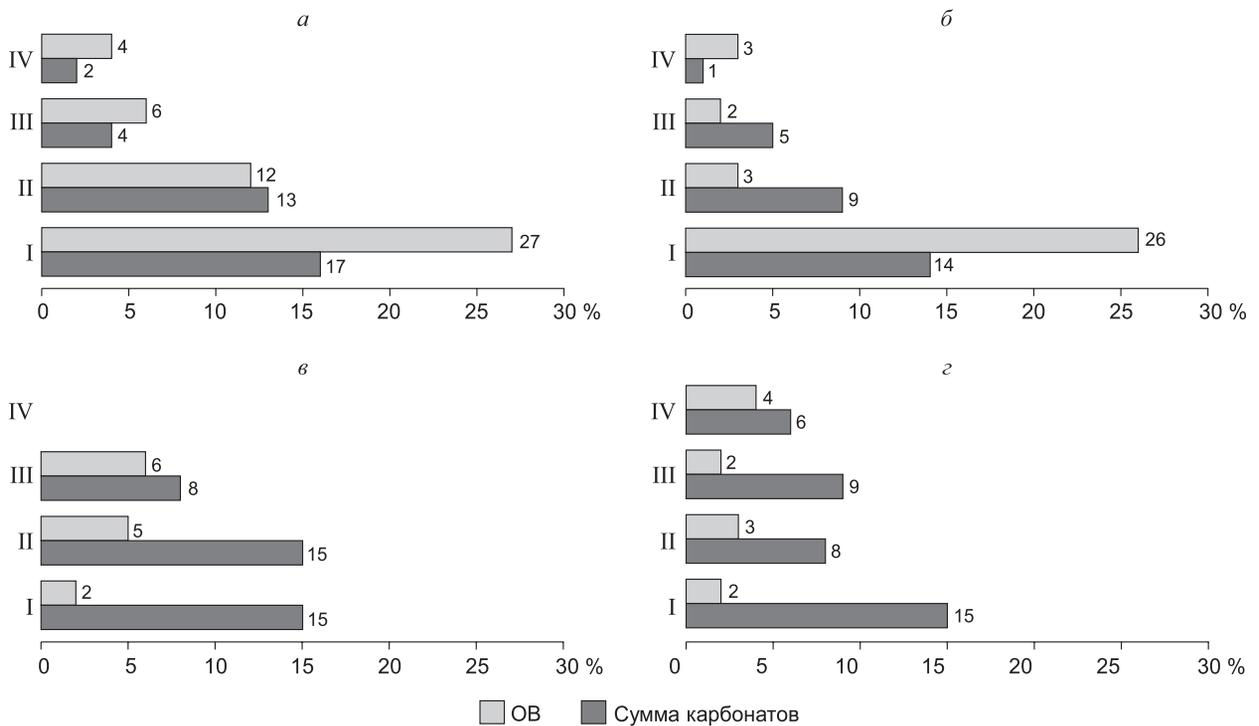


Рис. 3.3.10. Распределение средних значений суммы карбонатов и ОВ в пачках I–IV зоны перехода БС в вышележащие отложения Центрального (а, б) и Юго-Восточного (в, г) районов.

а – Юганская мегавпадина, б – Хантейская гемиантекклиза, в – Усть-Тымская мегавпадина, Александровский свод, Ледянская мезоседловина, г – Нюрольская мегавпадина, Чузикско-Чижапская мезоседловина.

По данным Е.А. Костыревой, И.С. Сотнич, Е.В. Козловой [Эдер и др., 2020], содержание органического углерода в большинстве образцов этой пачки повышенное (9–15 % на породу) и только в карбонатных прослоях ( $\text{НО} \leq 50$  % на породу) оно сопоставимо со значениями  $C_{\text{орг}}$  в пачках III и IV (<5 %). В единичных образцах из изученных разрезов БС Малобалькской, Чупальской и Южно-Ягунской площадей концентрация  $C_{\text{орг}}$  достигает максимальных значений (15–24 % на породу). С содержанием органического углерода связаны как пиролитические параметры  $S_1$  и  $S_2$ , так и значения выхода битумоидов. Значение  $S_1$  в 78 % образцов равно 4–9 мг УВ/г породы, в карбонатных породах оно уменьшается до 0,5–3,0 мг УВ/г породы. В отдельных образцах этот параметр достигает 10–11 мг УВ/г породы. Значение параметра  $S_2$  в большинстве образцов составляет 40–70 мг УВ/г породы. На Салымской площади оно уменьшается до 12–40 мг УВ/г породы, достигая минимального значения (3–12 мг УВ/г породы) в карбонатных породах.

В единичных образцах на Южно-Ягунской и Чупальской площадях этот параметр увеличивается до 80–122 мг УВ/г породы. В кровле баженовской свиты значения водородного индекса равны 350–550 мг УВ/г  $C_{\text{орг}}$ , и только на Салымской площади отмечаются более низкие значения (140–170 мг УВ/г  $C_{\text{орг}}$ ), что объясняется более высокой степенью преобразованности ОВ [Конторович и др., 2009]. Содержание битумоидов в этой пачке высокое и равно 1,0–2,5 % при среднем 1,68 % на породу. В карбонатных породах концентрация битумоидов составляет 0,28–1,40 % при среднем значении 0,81 % на породу.

В ароматической фракции битумоидов, как было отмечено А.Э. Конторовичем с соавторами [2004], фиксируется повышенное содержание серосодержащих соединений – дибензотиофенов до 50 % на сумму идентифицированных соединений (фенантрены, дибензотиофены, моно- и триароматические стероиды). Значение отношения фенантронов к дибензотиофенам не превышает 2. Очевидно, баженовская свита в районе исследований находилась в зоне сероводородного заражения, где происходило обогащение органического вещества серой.

По данным С.В. Рыжковой и М.А. Павловой [Эдер и др., 2020], значения геофизических параметров пачки I максимальные (кажущееся УЭС, гамма-активность) или минимальные (проводимость) по сравнению с остальными выделенными пачками. Кажущееся УЭС пород пачки I изменяется в широких пределах – от 25 до 4325 Ом·м (см. табл. 3.3.1). Наибольшие значения характерны для Мансийской синеклизы. Для территории Хантейской гемиантиклизы они не превышают 2500 Ом·м. Кажущаяся удельная электрическая проводимость пород также изменяется в широких пределах, не превышая 70 мСм/м. В отдельных скважинах как для Мансийской синеклизы, так и для Хантейской гемиантеклизы этот показатель может достигать 120 мСм/м. Для пачки характерны высокие показатели гамма-активности пород, изменяющиеся в диапазоне 32–64 мкР/ч, что связывается с высокими содержаниями  $C_{\text{орг}}$ . Ближе к кровле пачки кажущееся УЭС пород резко уменьшается, при этом показатели гамма-активности не изменяются.

**Пачка II (переходная от верхней части баженовской свиты к подошвенной части подачимовской толщи)** слагается микститами кероген-глинистыми и глинистыми. Мощности ее повышены в Мансийской синеклизе и составляют 1,7–3,1 м, в то время как на Хантейской гемиантеклизе (Дружная пл.) и на Южно-Надымской мегамоноклизе (Повховская пл.) эта пачка практически отсутствует, ее мощность достигает 0,1–0,3 м. Рассматриваемая пачка на Южно-Ягунской площади Хантейской гемиантеклизы характеризуется повышенной мощностью (2,5 м), сопоставимой в районе Мансийской синеклизы.

Микститы пачки II темно-бурого цвета имеют тонколинзовидно-слоистую микротекстуру (рис. 3.3.3, д, з, 3.3.7, е). Распределение ОВ здесь главным образом линзовидное – в виде тонких микролинз или микропрослоев. При переходе между пачками I и II отмечается резкое снижение содержания биогенного карбонатного материала (кальцита до 0–2 % и доломита до 3–7 %) и некоторое повышение содержания глинистого материала до 30–35 %. Таким образом, вышеописанная смена формы нахождения ОВ в рассматриваемых породах совпадает с увеличением в них количества глинистого материала. Одновременно наблюдается повышение содержания альбита – до 7–15 %, тория – до 3,8–10,0 г/т, калия – до 0,7–2,0 %. Значения отношения  $(\text{SiO}_2 + \text{CaO})/\text{Al}_2\text{O}_3$  понижаются до 3,0–3,5, что указывает на сокращение доли биогенной кремнистой и карбонатной составляющих пород. Содержание урана изменяется в пределах 10–40 г/т. Средние содержания пирита составляют 11–13 %. Значения степени пиритизации пород изменяются в диапазоне 0,83–0,93, что отражает высоковосстановительные условия.

По геохимии ОВ пачка II выделена только на Повховской, Южно-Ягунской и Малобалыкской площадях [Эдер и др., 2020]. Содержание органического углерода в ней меньше, чем в пачке I, и изменяется от 5 до 7 % на породу. Значения пиролитических параметров  $S_1$  и  $S_2$  по сравнению с пачкой I уменьшаются до 2,5–6,5 и 20–30 мг УВ/г породы соответственно, при этом значения водородного индекса (HI) остаются все еще повышенными (371–511 мг УВ/г  $C_{орг}$ ). Содержание битумоидов варьирует от 0,7 до 1,8 % на породу при среднем 1,06 %. В ароматической фракции битумоидов максимальное содержание серосодержащих соединений (дибензотиофенов) снижается до 40 % на сумму идентифицированных соединений (фенантрены, дибензотиофены, моно- и триароматические стероиды). Значения отношения фенантренов к дибензотиофенам изменяются от 1,0 до 2,2.

Согласно С.В. Рыжковой и М.А. Павловой [Эдер и др., 2020], пачка II характеризуется снижением по сравнению с нижележащей пачкой значений кажущегося УЭС пород, но не менее 10 Ом·м (см. табл. 3.3.1). Значения кажущейся удельной электрической проводимости увеличиваются, достигая 98 мСм/м, причем для Хантейской гемиантеклизы характерно более постепенное изменение этого параметра. Гамма-активность пород резко снижается, изменяясь в интервале от 24,9 до 43,2 мкР/ч. Показатели НГК обеих пачек баженовской свиты – «кокколитовой» (I) и переходной (II) – низкие и сопоставимы по значениям.

**Пачка III (переходная от подошвенной части подачимовской толщи к ее нижней части)** слагается микститами глинистыми. Исключение представляет разрез Малобалыкской площади, где эта пачка представлена аргиллитами и микститами алевритисто-глинистыми. Мощность ее составляет 0,5 м в Хантейской гемиантеклизе и изменяется в пределах 0,5–5,0 м в Мансийской синеклизе. На Южно-Надымской мегамоноклизе по литологическим параметрам этот интервал отсутствует.

Породы пачек III и IV отличаются еще большим осветлением основной их массы – до светло-бурой и далее до светло-серой, концентрация линзочек ОВ уменьшается (см. рис. 3.3.7). Микротекстура пород линзовидно-слоистая.

При переходе от пачки БС к пачке III (переходной к подачимовской толще) наблюдается заметное повышение содержания глинистого материала до 40–45 %, альбита – до 9–20 %, калия – до 1,6–3,0 %. Содержание тория в породах в некоторых прослоях увеличивается до 13 г/т. Значения отношения  $(SiO_2 + CaO)/Al_2O_3$  в породах этой пачки по сравнению с предыдущей существенно не изменяются и составляют 3,0–3,4. Средние содержания кальцита и доломита еще более сокращаются по сравнению с предыдущей пачкой и составляют 1–4 и 2–4 % соответственно. Изучение шлифов в рассматриваемых породах показывает возрастание доли мелкоалевритового материала, что также подтверждается увеличением содержания альбита. Соответственно, кремнистый материал в породах пачки III в основном аллотигенного происхождения, а в породах пачки II – биогенного. Содержание пирита варьирует от 8 до 11 %, степень пиритизации железа 0,73–0,85. Последний показатель несколько понижен относительно пород предыдущей пачки и отвечает высоковосстановительным условиям литогенеза.

По данным Е.А. Костыревой, И.С. Сотнич, Е.В. Козловой [Эдер и др., 2020], в пачке III на всех исследуемых площадях концентрации органического углерода не превышают 5 %. Параметры  $S_1$  и  $S_2$  в этой пачке продолжают уменьшаться по сравнению с пачками I и II до 0,6–4,0 и 1–27 мг УВ/г породы. Водородный индекс, наоборот, увеличивается до 605 мг УВ/г  $C_{орг}$ . На Салымской площади отмечаются самые низкие значения  $S_2$  и HI (до 9 мг УВ/г породы и 123–224 мг УВ/г  $C_{орг}$  соответственно) в этой пачке, что объясняется, как уже отмечалось ранее, более высокой степенью преобразованности ОВ [Конторович и др., 2009]. Содержание битумоидов изменяется от 0,1 до 0,7 % на породу при среднем 0,45 %, что в два раза ниже, чем в пачке II.

В ароматической фракции битумоидов содержание дибензотиофенов изменяется в широких пределах – от 10 до 40 % на сумму идентифицированных соединений (фенантрены, дибензотиофены, моно- и триароматические стероиды). Значение отношения фенантрены к дибензотиофенам изменяется от 1,5 до 4,5. Особенностью этой пачки является значительный разброс значений геохимических параметров [Эдер и др., 2020].

По данным С.В. Рыжковой и М.А. Павловой [Эдер и др., 2020], пачка III по геофизическим показателям по сравнению с пачкой II характеризуется меньшими значениями кажущегося УЭС и гамма-активности, изменяющимися от 6,7 до 14,2 Ом·м и от 15,2 до 23,7 мкР/ч соответственно.

Значения кажущейся удельной электрической проводимости повышаются, изменяясь от 95,9 до 136,2 мСм/м. Пачке III свойственны самые высокие в изучаемом интервале разреза значения скорости распространения волн – до 525 мкс/м. От подстилающей пачки II вышеупомянутая пачка существенно отличается и по значениям НГК. В первом случае значения варьируют в интервале 2,3–3,5 у.е., а во втором – 3,0–5,5 у.е., причем для Мансийской синеклизы они ниже, чем для Хантейской гемиантеклизы в пачках II и III.

**Пачка IV (нижняя часть подачимовской толщи)** представлена микститами глинистыми, реже кремнисто-глинистыми и аргиллитами. Точный диапазон изменения ее мощности не определен, так как выше 3 м по разрезу керновый материал в изученных разрезах не был отобран. Видимая мощность изменяется от 0,8 до 3,0 м.

В породах пачки IV заметно увеличивается содержание мелкой алевритовой примеси, из-за неравномерного распределения этого материала микротекстура пород становится тонкослоистой или массивной (см. рис. 3.3.7, а, б, 3.3.8, а, б).

Аргиллиты и микститы глинистые характеризуются чередованием миллиметровых прослоев, в основании которых преобладает мелкоалевритовый материал, содержание последнего по направлению к верхней их части уменьшается вплоть до исчезновения. Как это отмечалось ранее рядом авторов [O'Brien, Slatt, 1990; Wignall, 1994], такие текстуры типичны для осадков, выпавших из низкоплотностных турбидитных потоков.

Породы нижней пачки подачимовской толщи (пачка IV) характеризуются повышенным содержанием в них глинистого материала (45–70 %), также повышается содержание альбита (до 10–24 %), что свидетельствует об увеличении доли аллотигенного материала в породах. Содержание калия составляет 1–3 %, тория 3–15 г/т. В породах появляются микропрослойки мелкоалевритового материала. От подошвы пачки вверх по разрезу через 1,0–2,5 м породы становятся более алевритистыми, переходят в алевритистые аргиллиты (до 20–25 %). В отличие от пачки III в рассматриваемом интервале присутствуют прослойки собственно аргиллитов (содержание глинистого материала более 50 %) – пород, не характерных для БС. Диапазон значений содержаний ОВ в породах составляет 0,3–4,0 %, по сравнению с пачкой III чаще встречаются прослойки с содержанием ОВ менее 1 %. Содержание урана изменяется от 3 до 13 г/т. У границы с пачкой III оно несколько повышено и составляет порядка 30 г/т. Среднее содержание кальцита 0–3 %, доломита 2–4 %.

В большей части изученных разрезов в породах нижней части подачимовской толщи заметно уменьшается содержание пирита (до 2–3 %). Степень пиритизации в них существенно понижена (0,2–0,5) и отвечает окислительным и субокислительным обстановкам формирования в диагенезе. Исключение представляют разрезы Салымского района, где содержание пирита сохраняется в интервале от 2 до 5 м в диапазоне 9–20 %. Значения степени пиритизации здесь изменяются от 0,8 до 0,9.

По данным Е.А. Костыревой, И.С. Сотнич, Е.В. Козловой [Эдер и др., 2020], в подачимовской толще по сравнению с пачками I и II отмечается резкое уменьшение содержания  $C_{орг}$  (не более 3 % на породу), что ранее также отмечал И.В. Гончаров с соавторами [2016]. В среднем в Мансийской синеклизе содержание  $C_{орг}$  в этой пачке выше, чем на Хантейской гемиантеклизе и Южно-Надымской мегамоноклизе (1,5 против 0,7 % на породу). Пиролитические параметры  $S_1$  и  $S_2$  самые низкие в изученных разрезах на Хантейской гемиантеклизе и Южно-Надымской мегамоноклизе, а также на Салымской площади Мансийской синеклизы (0,06–0,70 и 0,2–3,1 мг УВ/г  $C_{орг}$  соответственно), HI не превышает 329 мг УВ/г  $C_{орг}$ . На Малобалыкской и Чупальской площадях Мансийской синеклизы эти параметры выше (0,3–0,9 и 4,0–16,0 мг УВ/г  $C_{орг}$  соответственно). Содержание битумоидов очень низкое и не превышает 0,1 % на породу. В ароматической фракции битумоидов содержание дибензотиофенов снижается до 25 % на сумму идентифицированных соединений (фенантрены, дибензотиофены, моно- и триароматические стероиды). Значение отношения фенантрены к дибензотиофенам увеличивается до 7,0 [Эдер и др., 2020].

Согласно С.В. Рыжковой и М.А. Павловой [Эдер и др., 2020], глинистые породы подачимовской толщи характеризуются низкими значениями кажущегося УЭС. В Мансийской синеклизе они не превышают 10 Ом·м, а в Хантейской гемиантеклизе и Южно-Надымской мегамоноклизе 15 Ом·м. Отдельные экстремумы (до 30 Ом·м) связаны с увеличением содержания алевритового материала. Среди изученных пачек породы подачимовской толщи характеризуются самыми высокими показателями удельной электрической проводимости, достигающими 178,6 мСм/м (см.

табл. 3.3.1). Значения гамма-активности пород в среднем не превышают 15 мкР/ч. Отдельные экстремумы этого параметра в разрезе описываемой пачки от Южно-Надымской мегамоноклизы к Мансийской синеклизе увеличиваются от 16 до 25 мкР/ч соответственно. В последнем случае они связаны с содержанием  $C_{орг}$ , составляющим около 4 %. В пределах Южно-Надымской мегамоноклизы и Хантейской гемиантеклизы повышенные значения гамма-активности согласуются со значительным увеличением концентраций в породах калия и тория [Эдер и др., 2020].

Анализ литологического состава пород и геохимических характеристик ОВ верхней границы баженовской свиты показал, что в районе Хантейской гемиантеклизы и Южно-Надымской мегамоноклизы она является более резкой. Пачка II в этих районах практически отсутствует. Наблюдается изменение цвета пород, обусловленное существенным снижением содержания  $C_{орг}$  (до 1–3 % на породу в Хантейской гемиантеклизе и Южно-Надымской мегамоноклизе и до 2–5 % на породу в Мансийской синеклизе). Так как уран в БС генетически связан с ОВ [Плуман, 1971; Зубков, 2001а; Неручев, 2007; Занин и др., 2016а; и др.], также наблюдается существенное сокращение содержания этого элемента. Содержание мелкоалевритовой примеси возрастает с 1–2 до 5–7 %, глинистого материала с 20 до 40–70 %. Соответственно, происходит значительное увеличение содержания калия и тория, альбита, появление микротекстур, характерных для дистальных затухающих турбидитных потоков малой плотности и скорости. Как известно, торий и калий являются элементами, генетически связанными с аллотигенным глинистым материалом [Смыслов, 1974]. Таким образом, резкое увеличение их содержания на границе между БС и нижней пачкой подачимовской толщи служит дополнительным доказательством увеличения привноса аллотигенного материала в этот период времени. На рассматриваемой границе происходит также смена генезиса кремнистого материала в породах. В «кокколитовой» пачке I баженовской свиты он преимущественно биогенный, а в пачках II–IV – аллотигенный. Резкое уменьшение доли биогенной составляющей в последних подтверждается анализом показателя  $(SiO_2 + CaO)/Al_2O_3$  (в БС он более 5, в пачках II–IV – около 3).

Фиксируется также резкое снижение значений степени пиритизации железа, указывающих на смену восстановительных условий на субокислительные в диагенезе и предположительно на окислительные в седиментогенезе. В Мансийской синеклизе пачка II более мощная (2–6 м), чем в Хантейской гемиантеклизе и Южно-Надымской мегамоноклизе, поэтому здесь смена состава пород не столь резкая, наблюдается изменение содержания глинистого материала с 35 до 40–45 %. Содержание органического углерода в кровле баженовской свиты в большинстве образцов изменяется от 9 до 15 % на породу и только в карбонатных прослоях меньше 5 % на породу. Что касается особенностей распределения пирита, то в пачках II и III наблюдаются его микропрослой. В кровле баженовской свиты повышенные содержания пирита в породах коррелируют с повышенными концентрациями в породах органического углерода.

В породах подачимовской толщи эта связь отсутствует, повышенные содержания пирита наблюдаются в породах с относительно низкими содержаниями органического углерода (менее 2 %). Подобные факты установления высоких содержаний пирита в низкоуглеродистых осадках были описаны в работах [Страхов, 1960; Гаврилов, 2010] и связываются с процессами миграции железосодержащих растворов на стадии диагенеза и осаждении сульфидов на границах окислительной и восстановительной обстановок в осадке. Таким образом, зона пиритизации в низкоуглеродистых породах подачимовской толщи, упомянутая ранее [Зубков, 2001б, 2016; Панченко и др., 2016], служит своеобразным репером смены редокс-обстановок – признаком существования геохимического барьера в осадке. Изменение последних, как указано выше, вызвано сменой гидродинамического режима в морском бассейне в районе исследования. Согласно анализу значений степени пиритизации железа, условия формирования осадков пород БС, залегающих в ее кровле, были высоковосстановительными, подошвы подачимовской толщи – переходными между окислительными и восстановительными. Последнее подтверждает существование редокс-барьера на границе рассматриваемых отложений. При анализе распределения карбонатного (известкового и доломитового) материала в пределах рассматриваемой зоны перехода установлено, что прослой вторичных карбонатов мощностью 0,5–1,0 м наблюдаются в верхней части «кокколитовой» пачки в изучаемых разрезах БС (пачка I). В Мансийской синеклизе они наблюдаются на границах пачек III и IV и между пачками II и III. Осаждение этих карбонатов также связывается с осаждением вещества из растворов на геохимических барьерах.

По данным Е.А. Костыревой, И.С. Сотнич, Е.В. Козловой [Эдер и др., 2020], параметры  $S_1$  и  $S_2$  изменяются от 4–9 и 40–70 мг УВ/г породы в большинстве образцов БС (пачка I) до 0,1–4,0 и 0,2–20,0 мг УВ/г породы в нижней части подачимовской толщи (пачки III–IV) соответственно. При этом значения водородного индекса (HI) уменьшаются незначительно (от 350–550 до 330–500 мг УВ/г  $S_{орг}$ ). Для БС характерны самые высокие значения (до 2,5 % на породу) концентраций битумоидов в мезозойском разрезе ЗСБ. В подачимовской толще содержание битумоидов значительно меньше и не превышает 0,7 % на породу. В целом в изученных разрезах тенденции изменения состава пород и ОВ сохраняются [Эдер и др., 2020].

Значение отношения фенантронов к дибензотиофенам в ароматической фракции подачимовских битумоидов увеличивается до 7 по сравнению с баженовскими, где оно не превышает 2, что также свидетельствует о смене окислительно-восстановительных условий в осадке [Эдер и др., 2020]. Повышенные содержания дибензотиофенов в баженовской свите объясняются их накоплением в ходе диагенетических преобразований аквагенного органического вещества в осадках морских водоемов с сероводородным заражением либо дефицитом кислорода в наддонных водах [Конторович и др., 2004].

Необходимо отметить, что границы переходных пачек, выделенных по литологическим параметрам, с одной стороны, и по геохимии ОВ – с другой, не всегда совпадают (см. рис. 3.3.2). Это связано с тем, что при относительно незначительном изменении условий седиментации в первую очередь это отражается на составе осадков, а изменение состава ОВ происходит несколько позже. В большинстве случаев после изменения состава пород (к примеру, увеличения содержания глинистого материала на 5–10 %) изменения в содержании ОВ мы наблюдаем только через 1–2 м вверх по разрезу. Исключение представляет рассматриваемая граница между переходной пачкой БС (II) и переходной пачкой подачимовской толщи (III). Границы между этими пачками при выделении по литологии и геохимии ОВ во всех изученных разрезах совпадают. Вероятно, это объясняется наиболее резкой сменой условий седиментации в этот период времени – преимущественно биогенной до терригенной. Сопоставление границ пачек, выделенных по вышеупомянутым характеристикам, показано на рис. 3.3.2. По результатам проведенных исследований для выделения кровли баженовской свиты по ГИС необходимо использовать комплекс каротажа ГК, НГК, БК и ИК. Аналогичный комплекс предложен авторами работ [Хабаров и др., 1981; Балущкина, 2011; Павлова и др., 2012] для выделения литотипов пород баженовской свиты. Использование вышеуказанного комплекса каротажа, в отличие от метода выделения верхней границы БС по аномалии КС, позволяет учитывать в составе БС переходную от подошвенной части подачимовской толщи к ее нижней части (пачка III) [Эдер и др., 2020].

По мнению С.В. Рыжковой и М.А. Павловой [Эдер и др., 2020], выделение границ пачек по значениям параметров ГИС не представляется возможным вследствие их больших расхождений в отдельных скважинах (см. рис. 3.3.2). Выделение кровли баженовской свиты в результате комплексного анализа литологических, геохимических и геофизических параметров позволило получить следующую качественную характеристику границы: кровле баженовской свиты соответствуют минимальные значения кажущегося УЭС пород перед резким его увеличением, резкое увеличение гамма-активности, снижение параметров НГК, резкое снижение индукционной проводимости (см. рис. 3.3.4–3.3.6). Средние значения геофизических параметров по изученным скважинам составляют 17 Ом·м (БК), 24 мкР/ч (ГК), 3,6 у.е. (НГК), 90,7 мСм/м (ИК). Отклонение в 1,5 раза от средних показаний по отдельным скважинам может быть связано, в частности, для радиоактивного каротажа с применением разных эталонов для настройки приборов, а электрического – интерпретацией каротажа без учета влияния ширины зоны проникновения и состава бурового раствора [Эдер и др., 2020]. На рис. 3.3.7, 3.3.8 приведены средние значения содержаний основных компонентов пород БС по вышеописанным четырем пачкам для Центрального и Юго-Восточного районов. Различие литологических характеристик зоны перехода БС в вышележащие отложения в этих районах заключается в следующем. В Центральном районе на границе верхней «кокколитовой» пачки (I) и переходной пачки этой свиты (II) происходит резкое падение содержания карбонатного материала (с 25–27 до 3–12 %) и заметное увеличение содержания глинистого материала (с 13–17 до 38 %). Содержание кремнезема не меняется. В Юго-Восточном районе происходит заметное сокращение содержания кремнезема (с 39–44 до 30–32 %) и увеличение содержания глинистого материала (с 22–25 до 29–38 %), содержание карбонатного материала су-

щественно не меняется, остается низким (2–5 %). В обоих районах содержание ОВ при переходе от пачки I к пачке II несколько сокращается, но остается достаточно высоким (8–14 %). Отличительной чертой БС Юго-Восточного района является то, что здесь пачки II и III (переходные пачки БС и подачимовской толщи) имеют близкие литолого-геохимические характеристики. Содержание мелкого алевритового материала на границе между ними не изменяется, так же как и при переходе к пачке IV. Та же тенденция наблюдается и для ОВ.

В результате исследований, изложенных в этом подразделе, были сделаны следующие выводы об условиях формирования БС. «Кокколитовая» пачка БС (I) формировалась в условиях пониженного сноса аллотигенного материала, в условиях «голодного» бассейна, в котором преобладала биогенная седиментация. Основными продуцентами ОВ и породообразующими организмами в этот период времени были кокколитофоридовые водоросли и радиолярии. Согласно значениям степени пиритизации, условия в диагенезе были высоковосстановительными. В связи с высокой биопродуктивностью и застойным режимом придонных вод этот период был наиболее благоприятным для накопления больших масс органического вещества (в настоящее время в некоторых образцах оно достигает 25 %). Далее во время отложения материала пачки II, с наступлением регрессии, а также с проградацией береговой линии в центральную часть ЗСБ стало поступать повышенное количество глинистого материала. Как было отмечено выше, содержание его возрастает с 15–20 до 35 % в пачке II. По-видимому, это увеличение привноса аллотигенного материала способствовало замутненности вод, что создало условия, неблагоприятные для существования фауны. В этот период кокколитофоридовые водоросли перестали существовать, уменьшилось количество радиолярий. Накопление ОВ сокращалось. Таким образом, на этом этапе произошло резкое сокращение отложения биогенного карбонатного и кремнистого материалов. Окислительно-восстановительные условия в диагенезе существенно не изменились, но в целом уменьшение объема захоронения органического вещества, по-видимому, способствовало некоторому снижению степени восстановленности среды осадка.

Следующий этап, во время которого отложился материал пород пачки III (переходной к нижней части подачимовской толщи), ознаменовался еще большим увеличением привноса глинистого материала. Содержание глинистого материала 40 % явилось пороговым значением, при котором резко снизилось накопление ОВ до 2–4 %. Вероятно, описанное выше изменение седиментационного режима ухудшило условия захоронения ОВ. С одной стороны, повышенное количество привнесенного глинистого материала разбавляло захороняемые органические остатки в осадке, с другой – потоки вод, которые в этот период стали достигать центральной части бассейна и привносили глинистый материал, были причиной нарушения застойного режима наддонных вод. Этот факт подтверждается понижением значений степени пиритизации железа до 0,7–0,8 в диагенезе. Как было отмечено ранее [Занин и др., 2005], степень пиритизации отложений отражает обстановки диагенеза: при седиментогенезе они, как правило, более окислительные. Таким образом, предположительно условия седиментогенеза этой пачки были субокислительными (СП менее 0,7). При сравнении с предыдущим периодом существенно сократилось накопление ОВ, вызванное ухудшением условий его захоронения, с одной стороны, разубоживанием глинистым материалом, с другой – субокислительными условиями. Далее при накоплении пород пачки IV (нижней части подачимовской толщи) произошло повышение объема аллотигенного глинистого материала до 45–70 %, содержание ОВ в породах понизилось до 0,5–2,0 %, привнос мелкоалевритового материала возрос (5–10 %). Условия захоронения ОВ изменились до окислительных/субокислительных, в седиментогенезе они, вероятно, были окислительными. Выявленное увеличение толщин пачек II–III с востока на запад увязывается с расположением скважин относительно положительных и отрицательных тектонических элементов 0 порядка (палеоландшафтом) и расстоянием от источника сноса. Наибольшие толщины характерны для разрезов в пределах Мансийской синеклизы. В отдельных разрезах толщина переходного интервала по ГИС достигает 19 м. Возможно, это связано с приуроченностью к склону Мансийской синеклизы со стороны Хантейской гемиантеклизы. Этот вопрос требует дальнейших исследований, для чего в первую очередь необходимо увеличить количество точек наблюдений.

В результате исследования особенностей литолого-геохимических и геофизических характеристик зоны перехода БС в вышележащие отложения были сделаны следующие выводы [Эдер и др., 2020].

1) В изученных разрезах центральных районов ЗСБ в зоне перехода от баженовской свиты к подачимовской толще снизу вверх выделяются четыре пачки, различающиеся по литолого-геохимическим и геофизическим параметрам: I – «кокколитовая» пачка баженовской свиты; II – верхняя переходная пачка баженовской свиты; III – переходная пачка подачимовской толщи; IV – нижняя пачка подачимовской толщи.

2) Верхняя граница баженовской свиты (между переходными пачками баженовской свиты и подачимовской толщи) характеризуется сменой литологического состава пород и геохимии органического вещества. В разрезах баженовской свиты Хантейской гемиантеклизы и Южно-Надымской мегамоноклизы она более резкая за счет почти полного отсутствия переходной пачки баженовской свиты, а в Мансийской синеклизе – более постепенная. И в том и в другом случае изменения состава пород и органического вещества свидетельствуют о существенной перестройке седиментационной системы, служащей причиной существенного сокращения накопления ОВ в осадках.

3) Переходная часть подачимовской толщи отличается зоной пиритизации преимущественно в кровле или подошве, что является результатом осаждения пирита на геохимическом барьере – на границе смены окислительно-восстановительных условий. Смена редокс-условий подтверждается анализом степени пиритизации железа и геохимических показателей органического вещества.

4) Для выделения кровли баженовской свиты необходимо использовать результаты комплексного анализа литолого-геохимических исследований кернa скважины и ГИС (ГК, НГК и его вариации, БК и ИК). При анализе каротажа прежде всего следует обращать внимание на радиоактивность, а не на значения электрических сопротивлений. В этом случае из разреза не будут исключены кероген-глинистые и глинистые микститы пачки II, характеризующиеся повышенной радиоактивностью. Кровля БС имеет следующую качественную характеристику (описание приводится сверху вниз): ей соответствуют минимальные значения кажущегося УЭС, сменяющиеся резким его увеличением, резкое увеличение гамма-активности, снижение показателей НГК, резкое снижение индукционной проводимости. Средние значения геофизических параметров по изученным скважинам составляют 17 Ом·м (БК), 24 мкР/ч (ГК), 3,6 у.е. (НГК), 90,7 мСм/м (ИК). Отклонение в 1,5 раза от средних показаний по отдельным скважинам может быть связано с настройкой аппаратуры для измерений и технологическими особенностями бурения скважины.

## УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ

### 4.1. ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ

Анализ условий образования баженовской свиты невозможен без рассмотрения особенностей условий накопления высокоуглеродистых формаций в целом, так называемых черных сланцев. Черные сланцы имеют огромное экономическое значение, являясь одним из основных источников углеводородов в мире, и считаются одними из самых сложных для понимания типов осадочных пород [Страхов, 1976; Wignall, 1994]. Это породы, богатые органическим углеродом, тонкозернистые, часто тонкослоистые, кремнистого, карбонатного или глинистого состава (с различным соотношением этих компонентов), темно-серого и черного цвета, обедненные бентосной фауной [Arthur, Sageman, 1994]. Они отлагались в течение всего геологического времени – с раннего протерозоя до настоящего времени [Страхов, 1962; Контрович, 1967; Klemme, Ulmishek, 1991; Wignall, 1994; Конюхов, 2012; и др.], в разных обстановках – от глубокого моря до лагун и озер. Черные сланцы встречаются в кембрии Сибирской платформы (куонамская и иниканская свиты), широко развиты в девоне Северо-Американской платформы (свита Огайо) и Русской плиты (доманиковые формации Урало-Поволжья), в перми Северо-Американской и Южно-Американской платформ (формации Фосфория, Ирати), в нижней юре Западно-Европейской платформы (тоарские сланцы Парижского бассейна), в верхней юре Месопотамского прогиба (свита Чю-Гара Курдистана), Баренцевоморского и Норвежско-Гренландского бассейнов (свиты Спек, Хеккинген), в меловых отложениях Северо-Американской платформы (свиты Маури-Шелл, Ниобара, Коди, Лакота), в миоцене Северо-Американской платформы (свита Монтерей), в толщах различного возраста Северного Кавказа и многих других.

Согласно В.П. Казаринову [19586], А.Э. Конторовичу [1967], С.И. Филиной и соавторами [1984], общим для большей части морских черносланцевых толщ является их формирование в периоды преобладания химического выветривания в областях питания и, как следствие, накопление в осадочных бассейнах тонкозернистого материала (глинистого, кремнистого или карбонатного состава в различном сочетании), приуроченного к совершенно определенным частям седиментационных бассейнов – «незагруженными» осадками внутренним впадинам и прогибам. Большая часть таких формаций накапливались в трансгрессивные этапы крупных тектоно-седиментационных циклов (раннепалеозойского, среднепозднепалеозойского, мезозойско-кайнозойского), отвечающим (по Н.М. Страхову) стабильным фазам литогенеза [Гурова, Казаринов, 1962; Филина и др., 1984; Бладучан и др., 1986]. Многие черносланцевые отложения связаны с базальной частью трансгрессивных последовательностей и высоким стоянием уровня моря, являются наиболее распространенными и экономически значимыми [Страхов, 1962; Конторович, 1967; Arthur, Sageman, 1994; Wignall, 1994; Конюхов, 2012].

По мнению многих авторов [Конторович и др., 1994; Wignall, 1994; Tyson, 2005; и др.], механизм образования черных сланцев предполагает соблюдение трех необходимых условий: 1) высокая биопродуктивность, необходимая для образования большого количества ОВ; 2) этот органический материал должен быть осажден в условиях пониженного поступления осадка, для того чтобы предотвратить его разбавление неорганическим веществом; 3) бескислородные условия придонных вод необходимы для предотвращения переработки ОВ бентосными животными или аэробными микробами, которые образуются в результате затрудненной циркуляции. На рис. 4.1.1 приведены основные условия, необходимые для черносланцевого образования по литературным данным [Гурова, Казаринов, 1962; Страхов, 1976; Филина и др., 1984; Бладучан и др., 1986; Klemme, Ulmishek, 1991; Wignall, 1994; Конторович и др., 1994; Tyson, 2005; Конюхов, 2012; и др.].

А.Э. Конторович [1976] описал две обстановки накопления высокоуглеродистых отложений. М.А. Артур и Б.Б. Сейгман [Arthur, Sageman, 1994] выделяют пять основных видов морских (современных) обстановок, в которых происходит черносланцевое осадконакопление: 1) глубокий зам-



Рис. 4.1.1. Схема условий и их обуславливающих факторов, благоприятных для образования черных сланцев в эпиконтинентальных бассейнах (по результатам исследований авторов и литературным данным).

кнутый бассейн (пример (пр.): Черное море); 2) глубокий близбереговой бассейн (пр.: Южная Калифорния); 3) западный континентальный склон с прибрежным апвеллингом (пр.: Перу, Намибия); 4) мелководный стратифицированный бассейн, эстуарии, фьорды и др. (Балтийское море); 5) прибрежная зона (лагуны, приливно-отливная зона). Масштабное развитие бескислородной обстановки в наддонных водах наблюдается именно в бассейне первого типа по классификации, упомянутой выше [Arthur, Sageman, 1994] – замкнутый относительно глубокий бассейн. По практически полному отсутствию инфауны, широкому распространению пирита и значениям геохимических показателей (степень пиритизации, Mo/Mn и др.) подтверждены выводы предшественников [Конторович и др., 1967а, 2013; Гурари, Матвиенко, 1980; и др.] о масштабном периодическом развитии сероводородного заражения на большей части внутренней области, где отлагались иловые кремнистые и кремнисто-карбонатные осадки Западно-Сибирского верхнеюрского бассейна (баженовская свита), что позволяет его соотнести с бассейном типа Черного моря.

Таким образом, можно предположить, что некоторые особенности осадконакопления, присущие Черному морю во время накопления черносланцевых отложений (древнечерноморский период, 4–5 тыс. лет назад), имели место и в ЗСБ в данный период времени. Рассмотрим основные процессы, наблюдаемые в этих палеобассейнах, их сходства и различия.

#### *Сравнение обстановок образования древнечерноморских отложений Черного моря и баженовской свиты*

Условия формирования БС неоднократно обсуждались многими исследователями [Конторович и др., 1975, 1994, 2013, 2014а; Ушатинский, Зарипов, 1978; Гурари и др., 1980, 1988; Ушатинский, 1981; Ясович, 1981; Филина и др., 1984; Баженовский горизонт..., 1986; Wignall, 1994; Занин и др., 1999; и др.]. Большинство из них придерживаются мнения, что ее формирование происходило в трансгрессивный период нормально соленого морского бассейна, богатого органическим миром, при поступлении преимущественно глинистого терригенного материала, что было обусловлено слаборасчлененным рельефом областей размыва [Гурова, Казаринов, 1962; Конторович, 1967; Прозорович и др., 1973]. В рассматриваемый период времени на территории Западной Сибири существовал «голодный» полузамкнутый бассейн с недокомпенсированным прогибанием. По оценкам И.И. Нестерова и И.Н. Ушатинского [1986], средний темп седиментации составлял 0,003 мм, а прогибания – 0,012 мм в год. БС образовалась в условиях эпиконтинентального моря,

главным образом в его глубоководной части. И.И. Нестеров, В.Н. Бородкин [1983] полагали, что глубины формирования пород БС составляют 100–150 м. Согласно С.И. Филиной с коллегами [1984] и Ю.В. Брэдучану и соавторами [1986], глубины баженовского моря составляли 200–400 м, по мнению большинства исследователей [Палеоландшафты..., 1968; Палеобиофагии..., 1978; Бочкарев, 1985; Бочкарев и др., 1999; Конторович и др., 2015б; и др.], глубины составляют 300–400 м, в наиболее глубоких его частях 500–700 м. По оценкам ряда специалистов [Геологическое строение..., 1958; Казаринов, 1958б; Ершов, 2016; Стафеев и др., 2019], глубины бассейна не превышали 200 м. В краевых частях бассейна условия для накопления высокоуглеродистых пород были неблагоприятными, в связи с повышенным сносом аллотигенного материала [Конторович и др., 1975, 2013; Брэдучан и др., 1986].

В истории существования ЗСБ наблюдается несколько серий осадочных формаций, снизу вверх представленных: терригенной, терригенно-известковой, пестроцветно-терригенно-железистой, терригенно-глауконитовой, терригенно-кремнистой [Гурова, Казаринов, 1962]. Первые из перечисленных формаций образуются при преобладании физического выветривания, последнее – химического выветривания. Таким образом, согласно этим авторам, БС образовалась на заключительном этапе осадконакопления средневерхнеюрской серии формаций при максимальной в этот период пенеппенизации обрамляющей суши и преобладания химического выветривания.

По мнению А.Э. Конторовича с соавторами [1994], формированию БС способствовали тектоническая, физико-географическая и климатическая обстановки: тектоническая и физико-географическая обстановки контролировали не очень высокую скорость осадконакопления, что способствовало росту концентрации органического вещества в породах, а теплый влажный климат благоприятствовал высокой биопродуктивности морских и континентальных ландшафтов.

По предположению Н.М. Страхова [1976], до образования древнечерноморских отложений Черного моря, во время осаднения новоэвксинских осадков в нижнем слое водной толщи происходила концентрация и большой резерв питательных солей (здесь автор проводит аналогию с Каспийским морем). После внедрения арктических вод питательные вещества попали в фотическую зону, что способствовало росту биопродуктивности.

Периоду отложения БС предшествовал период накопления (в течение 3–4 млн лет) отложений георгиевской свиты в более мелководных условиях. Мощность этой свиты составляет 3–15 м, состав пород – аргиллиты, алевритово-песчаные и карбонатные породы. Как известно, одной из характерных черт георгиевской свиты, подстилающей БС, является присутствие существенного количества глауконита и фосфатных и карбонатно-марганцевых конкреций, что свидетельствует об интенсивном химическом выветривании, главным образом пенеппенизированной местности Урала [Гурова, Казаринов, 1962; Конторович, 1967; Занин и др., 2003]. Подобно схеме, описанной Н.М. Страховым [1976] для Черного моря, в период образования отложений георгиевской свиты, с развитием трансгрессии, к моменту существенного углубления бассейна (началу образования БС) в водной толще уже был накоплен значительный объем биофильных элементов, которые послужили основой для повышения биопродуктивности. Увеличение глубин, в свою очередь, способствовало стагнации придонных вод и сохранности ОВ.

Н.М. Страхов [1976] полагает, что образование  $H_2S$  происходило не в водной толще, а в основном в верхней толще осадка. Согласно И.И. Волкову и Э.А. Остроумову [1957], в наддонных водах Черного моря содержание сероводорода около 7–8 мг/л, в то время как в верхнем слое осадка его содержание составляет 100 мг/л. Опираясь на эти данные, Н.М. Страхов [1976] приходит к выводу, что при таких концентрациях  $H_2S$  в осадке неизбежна его эвакуация в наддонную воду. Еще одним не менее интересным фактом, приведенным Н.М. Страховым [1976], является то, что для распространения сероводородного заражения по всей площади бассейна Черного моря понадобилось 4–5 тыс. лет. По всей видимости, в Западно-Сибирском верхнеюрском палеобассейне подобные процессы распространения сероводородного заражения из осадка также имели место, что доказывает меньшее содержание ОВ и пирита в нижней части свиты и переходные редокс-условия, в отличие от высоковосстановительных, развитых на протяжении всего периода отложения материала остальной части свиты [Эдер и др., 2015а].

Наблюдаются следующие отличия условий накопления древнечерноморских отложений (по данным Н.М. Страхова [1976]) и БС, которые приведены в табл. 4.1.1. Несмотря на некоторые существенные различия в условиях формирования рассматриваемых толщ (глубины, биота, состав

**Основные характеристики палеоусловий и продолжительности накопления древнечерноморских отложений и баженовской свиты**

Характеристика	Черное море (древнечерноморские породы)	Баженовская свита
Период накопления	4–5 тыс. лет	8 млн лет
Глубины	1200 м (макс. 2000 м)	200 м (макс. 400 м)
Соленость вод	Слабая	Нормальная
Климат	Аридный	Семиаридный/семигумидный
Биота в центральной части бассейна	Фитопланктон, рыбы	Фитопланктон, зоопланктон, периодически бентос, рыбы
Состав осадков	В разной степени известковые глины (прослоями кокколитовые)	Кремнистые (радиоляриевые илы), кремнисто-карбонатные (кокколитовые) глины
Распространение сероводородного заражения	Глубины 120–2000 м	В наддонных водах, периодическое

осадка, объем распространения сероводородного заражения и др.), предполагается, что модель образования сероводородного заражения и причин увеличения биопродуктивности, описанная Н.М. Страховым для Черного моря, вполне применима для верхнеюрского палеобассейна Западной Сибири.

*Верхнеюрские черносланцевые отложения и причины их образования*

С верхнеюрскими черносланцевыми отложениями связано 25 % мировых запасов УВ [Klemme, Ulmshiek, 1991; Berner, 2003]. По данным А.И. Конюхова [2012], во всех пяти глобальных поясах нефтегазонакопления, приуроченных к современным окраинам материков в Мировом океане, накапливались верхнеюрско-нижнемеловые черносланцевые отложения, насыщенные органическими соединениями сапропелевой природы; столь широкого распространения (по данным этого автора) они не достигали ни в одну из предыдущих эпох мезозоя.

В позднеюрское время в Северном полушарии обширные аллювиально-болотистые равнины превратились в эпиконтинентальные моря, в которых аккумулировались тонкозернистые осадки, обогащенные органическим веществом [Конюхов, 2012]. В Евразии существовало обширное краевое море – от Каспия на юге, занимающее всю Западную Сибирь, обширные территории Восточно-Европейской платформы, Баренцево и Карское моря, до о. Шпицберген на севере [Условия формирования..., 1988].

По данным А.М. Конюхова [2012], горизонты верхнеюрских глин на территории современной Евразии и прилегающих акваторий, кроме Западной Сибири, прослеживаются через Северное море и шельф Норвегии до восточного побережья Гренландии. Согласно Б.Л. Никитенко [2009], в Северном полушарии в поздней юре осадки с повышенным содержанием ОВ отлагались в Северном море от нижнего оксфорда до верхнего титона (кимериджские глины), в этот же период седиментация высокоуглеродистых осадков (периодическая в оксфорде, кимеридже и практически постоянная в титоне) происходила в Баренцевоморском бассейне (формация Агардфьеллет, Хеккинген), в среднем титоне на Русской платформе (костромская свита), в нижнем и среднем титоне – в бассейне р. Печора, в титоне – север Восточной Сибири (паксинская свита).

В верхней юре в Северном море в мелководно-морских обстановках происходило отложение осадков кимериджской формации, имеющей циклическое строение, представленной чередующимися сериями углеродистых сланцев, кокколитовых известняков, углеродистых известняков, доломитов и алевролитов [Morgans-Bell et al., 2001]. В западной и северо-западной частях Баренцевоморского шельфа в Норвежско-Гренландском бассейне высокие концентрации органического вещества заключены в породах, представленных тонким переслаиванием алевролитовых прослоев и слойков, насыщенных скелетными обломками (свиты Спекк и Хеккинген), с содержанием  $S_{org}$  0,5–7 %, мощностью до 50–80 м [Langrock, Stein, 2004]. По данным этих авторов, в волжский период преобладали бескислородные условия, в рязанский – дизоксидные. На востоке Баренцевоморского шельфа обстановки осадконакопления были близкими [Atlas..., 2009]. По данным этих авторов и Б.Л. Никитенко [2009], на острове Кулгуев (паромасская свита) нижняя часть ти-

тонских отложений содержит мощную пачку высокоуглеродистых глин, в средней и верхней частях преобладают алевроитовые породы. Северо-восток Баренцевоморского шельфа характеризуется более мелководно-морскими обстановками, на юге (Мурманская и север Мурманской области) черные углеродистые алевроитовые глины отлагались в более глубоководных обстановках; на севере (Арктическая, Штокманская, Лудловская, Ферсмановская площади) титон представлен темными углеродистыми сланцами с содержанием  $C_{орг}$  около 16 % [Atlas..., 2009]. В Норвежско-Гренландском бассейне отмечается повышенный привнос наземного ОВ, доказательством чему служат обнаруженный витринит, обломки древесины, хорошо сохранные остатки пресноводных водорослей, находки *Voltruosoccus* и *Tasmanites* (обитателей распресненных вод) [Atlas..., 2009]. Подъем глубинных вод во время образования высокоуглеродистых отложений Норвежско-Гренландского, Баренцевоморского и Североморского бассейнов отмечали У. Лангрок и Р. Штейн [Langrock, Stein, 2004].

Волжские отложения, содержащие высокоуглеродистые породы в виде прослоев (общей мощностью около 55 м), представленные чередованием аргиллитов, алевроитовых аргиллитов и карбонатов волжского яруса, распространены в Тимано-Печорском и Волго-Уральском бассейнах [Страхов, 1962; Гаврилов и др., 2008].

По данным С.Г. Неручева [2007], верхневолжское время сопровождалось обеднением всех живых природных комплексов – фауны планктона, пелагиали, бентоса, фитопланктона и, наконец, споровой и голосемянной растительности в прилегающих областях суши, в этот период наблюдается возрастание интенсивности ураноаккумуляции до максимума, что автор объясняет высоким радиоактивным фоном.

Как известно, образование океанических аноксидных событий (ОАЕ) 1 и 2 (океанические бескислородные события в апте-альбе и сеномане-туроне) также связывается с периодами интенсификации вулканизма и, как следствие этого, с увеличением  $CO_2$  [Larson, Erba, 1999; Tejada et al., 2009]. А.И. Конюхов [2012] полагал, что верхнеюрские черносланцевые отложения получили столь масштабное распространение в этот период по той же причине – активизации процессов рифтогенеза вследствие спрединга океанской коры (при распаде Пангеи в среднеюрский период), которая происходила на фоне постепенного подъема уровня океанских вод. В качестве дополнительных факторов, способствующих увеличению  $CO_2$  в верхнеюрский период, А.И. Конюхов рассматривал метеориты, а также залежи торфа и угля, все это служило повышению содержания углекислого газа и, следовательно, потеплению климата. По мнению А.И. Конюхова [2012] и С.В. Георгиева с соавторами [Georgiev et al., 2017], если бы процессы магматизма не выполняли компенсирующую функцию пополнения баланса  $CO_2$  в атмосфере, которого в верхней юре из нее было извлечено значительное количество вследствие высокой биопродуктивности, то в этот период наступило бы похолодание.

Уникальность состава БС заключается в преимущественно биогенном генезисе, кремнистом и кремнисто-карбонатном составе пород при низком содержании терригенной примеси в виде глинистого материала (15–30 %), а также в особенностях строения. В свите практически не наблюдается существенных флуктуаций в содержании ОВ, мелкой алевроитовой примеси (и внутри четырех основных пачек – содержания основных порообразующих компонентов), обусловленных разной степенью биопродуктивности, вызванной эвстатическими колебаниями [Гаврилов, Копаевич, 1996], изменением количества поступающих в водоем питательных веществ, кислородного режима, интенсивности привноса терригенного материала или другими факторами, что наблюдается во многих черносланцевых отложениях – кимериджских глинах [Morgans-Bell et al., 2001], куонамской свите [Бахтуров и др., 1988; личные наблюдения], волжских отложениях Русской платформы [Гаврилов и др., 2008; Щепетова, 2011] и многих других. Свидетельства периодичности изменения палеоусловий наблюдаются в средней части свиты и выражены в чередовании черных микститов кероген-глинисто-кремнистых и тонких прослоев, представленных обломками раковин двустворок. Как было описано ранее, в верхней части свиты в Новоортьягунской площади наблюдается чередование прослоев с повышенным содержанием биогенного кальция и с существенно пониженным содержанием этого минерала, отражающими периодичность расцвета известкового нанопланктона. При этом и те, и другие прослои по содержанию ОВ существенно не различаются.

## 4.2. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА

Изучением закономерностей элементного и микроэлементного состава пород БС ранее занимались А.Э. Конторович [1967], И.И. Плуман [1971], И.Н. Ушатинский и др. [1980, 1984, 1988], В.В. Хабаров и др. [1980], В.М. Гавшин и В.А. Бобров [Доманикиты..., 1982], С.В. Сараев [1987], Е.А. Предтеченская и Л.Д. Малюшко [Условия формирования..., 1988], 2016], В.М. Гавшин, В.А. Захаров [Gavshin, Zakharov, 1996], М.Ю. Зубков [2001a], Г.А. Калмыков и др. [2009], Ю.Н. Занин и др. [Zanin et al., 2010; Занин и др., 2016а,б, 2017], А.Ю. Бычков и др. [2016], К.С. Иванов и др. [2019] и т.д.

И.Н. Ушатинский с соавторами [1980] установили, что наиболее высокими содержаниями в составе пород БС (%) обладают бор (0,007), ванадий (0,032), хром (0,016), никель (0,017), медь (0,011), стронций (0,016), цирконий (0,021), барий (0,11). Согласно этим авторам, по сравнению с подстилающими и перекрывающими глинистыми породами литосферы высокоуглеродистые отложения БС в среднем значительно обогащены Mo (в 60 раз), U (в 10 раз), V (в 5 раз), Cr, Co, Ni, Cu, Ba, иногда В, Pb, обеднены (до 2 раз) Li, Ga, Sr, Zr. В.М. Гавшин и В.А. Захаров [Gavshin, Zakharov, 1996], исследовав геохимические особенности БС, пришли к выводу, что эти породы обогащены U, Mo, V, Ni, Zn, Cd, As, Ag, Sb, Se, Br, осажденными из морской воды органическими компонентами или сульфидами. По данным В.М. Гавшина и В.А. Боброва [1982], на территории, где получены промышленные притоки нефти, содержания V и Zn достигают десятых долей процента, а Mo, Ni и Cu составляют 0,02–0,03 %. Согласно этим авторам, по количеству микроэлементов, приходящемуся на единицу органического углерода, породы БС сопоставимы с другими доманикитами и планктоногенными отложениями современных морей, отличаясь несколько повышенными содержаниями Zn и As. И.Н. Плуманом [1971] установлено сходство геохимических особенностей, в частности содержания U, отношения U/Th, содержания S, повышенные содержания Mo, V, Ni, Cu, P современных отложений морей с сероводородным заражением (Черное море и др.) и пород БС, в результате чего был сделан вывод о том, что геохимическая среда осадконакопления последних аналогична черноморским, т. е. сероводородная в наддонной части бассейна седиментации. А.Э. Конторович [1967] считает, что чрезвычайно высокая обогащенность верхнеюрских отложений ОВ сказалась на особенностях накопления в осадках некоторых химических элементов, в частности V, Ni, Mn, Fe и S; значительная часть V и в меньшей степени Ni и Fe входит в состав битумоидов порфириновых комплексов.

Согласно работе В.М. Гавшина и В.А. Боброва [Доманикиты..., 1982], отложения БС по сравнению с глинистыми породами подстилающих и перекрывающих толщ на порядок и более обогащены  $C_{орг}$ , Mo, U, As и Sb и в 3–6 раз – Zn, V, Ni, Cu, возможно Au и Ag. Все эти элементы, по данным авторов, связаны между собой, а также с Se и Br положительными линейными корреляциями, а их содержания возрастают с увеличением количества остаточного органического вещества. И.И. Нестеров, И.Н. Ушатинский, А.Я. Малыхин и др. [Нефтегазоносность..., 1987] установили, что с органическим веществом наиболее тесно связаны С, P, V, Cu, Ni, Mo, U; с глинистым – Li, B, Ti, Ga, Zr, Mo; с кремнистым – Sc, частично Cr, Co; с карбонатным – В, Mn, Co, Cu, Sr, Y, Mo, Ba, Yr, Pb. Наиболее высокая суммарная концентрация микроэлементов наблюдается при повышенных содержаниях в высокоуглеродистых породах карбонатного вещества. Распределение микроэлементов по площади БС, по данным авторов, в значительной мере подчиняется распределению органического и минерального веществ – в окраинных районах, где количество ОВ в породах снижается до нескольких процентов, резко возрастает содержание петрофильных элементов (связанных с глинистым и алевритовым материалом), в центральных районах с ростом концентрации ОВ увеличивается роль органофильных микроэлементов.

Е.А. Предтеченская и Л.Д. Малюшко [Условия формирования..., 1988] в результате исследований выявили отрицательную связь с глубиной таких элементов, как Mn, Ga и Zr. Существенное обогащение пород As, Cd, Fe, Mg, Mo и U авторы объясняют следующими факторами: 1) весьма слабое минеральное разбавление, связанное с крайне малыми скоростями седиментации и преимущественно автохтонным характером; 2) пеплопады, которых за время накопления (6–10 млн лет) было множество; 3) подводные эксгаляции, проникавшие по глубинным разломам в первую очередь с грабен-рифтов, – источники As, Fe, Mo, V, Cu, Zn, Ti, Ag, Cd.

Е.А. Предтеченская и Л.Д. Малюшко [2016] выделили две группы микроэлементов в породах БС – биогенную (Si, Ca, Mg, Sr, Ba, P, Co, Ni, Cu, Zn, V, As, Cd, Pb, Ag, Y, Yb, Cr, Fe) и терригенную (K, Na,

Li, Al, Ti, B, Ga, Ge, Mn, Sc, Cr, Sn, Zr), и пришли к выводу, что внутри каждой группы существуют тесные значимые связи элементов, а также определенные парагенетические ассоциации элементов. Установлено также, что часть элементов второй группы может накапливаться биогенным путем (Mg, Li, Al, Zn, Mn). Л.П. Рихванов с соавторами [2015] также выделили две группы: 1) клас-тофильную – Na, Sc, Cr, Rb, Cs, La, Sm, Hf, связанные с Th и Ta (обычные компоненты терригенной минеральной фракции); 2) органофильную (Zn, As, Sb, Ba, Au, U) – элементы, связанные с органическим веществом. По данным этих авторов, отложения БС в 3 раза и более обогащены U, Zn, Sr, Ba и в 1,5 раза – Co и Tb, а также обеднены Au, Sm, La, Cr, Rb относительно мировых черных сланцев.

**Уран.** Изучением распределения урана в БС занимались многие исследователи [Плуман, 1971; Хабаров и др., 1980; Зубков, Доронина, 1982; Зубков, 2001а; и др.]. Средневзвешенное содержание U в черных сланцах, по оценкам Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [1994], составляет  $13 \pm 2$  г/т ( $0,0013 \pm 0,0002$  %). Согласно В.В. Хабарову и соавторам [1980], отложения БС, по данным гамма-спектрометрического анализа, в среднем содержат U  $30 \cdot 10^{-4}$  %, Th  $7 \cdot 10^{-4}$  %, K 1,5 %, что дает основной вклад в естественную радиоактивность пород. Этой же точки зрения придерживались М.Ю. Зубков и Н.А. Доронина [1982]. Территория с максимальными концентрациями урана протягивается (по данным этих авторов) от Красноленинского свода в юго-восточном направлении вплоть до Каймысовского свода, местом активного накопления урана являются относительно глубоководные зоны с сероводородным заражением. Авторы также отмечают следующую закономерность: высокоуглеродистые породы ниже расположенных пачек менее ураноносные, т. е. в целом содержание урана уменьшается к подошве свиты. Подобную закономерность позднее отмечали Г.С. Калмыков и соавторы [2009], которые придерживаются концепции [Брадучан и др., 1986; Логвиненко, Орлова, 1987; Degens, Harris, 1997] о прижизненном накоплении урана организмами, поступавшего из вод морского бассейна. По предположению этих авторов, поступление урана в морской бассейн и его повышенная концентрация могли быть связаны с глубинным источником – рифтовой системой Западно-Сибирской плиты. С целью стратификации, корреляции и выделения в отложениях БС продуктивных пластов М.Ю. Зубков [2001а] провел анализ распределения K, U, Th и B в отложениях свиты Красноленинского свода в связи с обнаружением в них углеводородных залежей. В результате проведенной работы автор пришел к выводу о возможности использования данных скважинной гамма-спектрометрии для выделения не только зон, но и отдельных литологических типов пород, а среди них и потенциально продуктивных пластов, которые могут содержать углеводородные залежи.

Различные типы пород БС характеризуются разными содержаниями радиоактивных элементов – U, Th, K [Занин и др., 2016а]: 1) для глинисто-кремнистых пород с максимально высоким для свиты содержанием  $C_{орг}$  характерна высокая концентрация урана – 66,51 г/т (для содержащих в породообразующих количествах апатит за счет фрагментов рыбных скелетов концентрация весьма высокая – 346 г/т); 2) содержания тория (5,0 г/т) и калия (0,81 %) более низкие, чем в аргиллите, что связано с относительно пониженным содержанием глинистого материала (19,87 %) и полевых шпатов (6,48 %); 3) для аргиллитов нормальных разрезов характерны существенно более низкие (относительно глинисто-кремнистых пород) содержания урана (11,68 г/т) и органического вещества (2,93 %) (степень пиритизации 0,55) и более высокие содержания тория (13,5 г/т) и калия (3,18 г/т) при высоких содержаниях глинистого материала (50,85 %) и полевых шпатов (17,63 %), они формируются в умеренно-восстановительных условиях среды; 4) для карбонатных пород нормальных разрезов характерен известково-доломитовый состав при содержании кальцита 12,96 %, доломита 64,74 %. При близком к аргиллитам содержании органического вещества (2,93 %) существенно повышено содержание урана (17 г/т), позволяющее предполагать вхождение его также в структуру кальцита с замещением кальция, что подтверждается значимым положительным коэффициентом корреляции между этими элементами. Наиболее низкому относительно всех пород свиты содержанию глинистого материала (6,50 %) соответствует также наиболее низкое содержание калия (0,23 г/т). Содержание тория в породе 4,75 г/т. Породы аномального разреза (пачки) характеризуются наиболее низкими для свиты содержаниями урана (2,80 г/т в алевритовом аргиллите и 1,50 г/т в глинисто-алевритовых породах), органического углерода (0,61 и 0,25 г/т соответственно), значениями окислительно-восстановительного режима (степень пиритизации 0,20 и 0,10), позволяющими рассматривать режим их формирования как переходный от окислительного к слабовосстановительному. Уран в черносланцевых формациях, формирующихся в высоковосстановительных условиях, находится в че-

тырехвалентной форме. В нашем случае в породах аномальных разрезов, образующихся в переходных от восстановительных к окислительным условиям, не исключено присутствие шестивалентного урана. Как следует из вышесказанного, скорости осадконакопления являются одним из важнейших факторов, влияющих на концентрацию U, Th и K в породах БС. Медленная фоновая седиментация глинисто-кремнистых образований способствовала повышенной концентрации органического вещества и, как следствие, созданию высоковосстановительных условий среды и высокой концентрации урана. Повышение темпа седиментации от глинисто-кремнистых пород к аргиллитам и далее к аномальным породам способствовало понижению содержания органического вещества, значения Eh среды и в конечном счете снижению содержания урана. В то же время при возрастании темпа седиментации в нормальных разрезах от глинисто-кремнистых пород к аргиллитам возрастало содержание как глинистого материала, так и тория, калия; та же тенденция наблюдается в аномальном разрезе (пачке) при переходе от глинисто-алевритовой породы к алевритовому аргиллиту. Согласно предыдущим исследователям, высокая концентрация урана в породах БС обусловлена высоким содержанием органического углерода и высоковосстановительными условиями среды. Соглашаясь в принципе с этим тезисом, мы отмечаем связь урана также с апатитом, в первую очередь в глинисто-кремнистых породах свиты.

В изученных разрезах Центрального района в БС – на границе пачек 4 и 5 наблюдается максимальный пик содержания урана (рис. 4.2.1). Пачка 5, представленная микститами кероген-карбонатно-кремнистыми, характеризуется несколько повышенными содержаниями урана по скважинам 3 и 5 Салымского района (приведенным в качестве примера), где его среднее значение составляет 0,00426–0,00573 %, а в пачке 4 оно изменяется от 0,00296 до 0,00318 %. Это, в свою очередь, коррелирует с содержанием  $C_{орг}$  в этих пачках. В некоторых разрезах БС пик содержания урана совпадает с пиком содержания фосфора (прослой рыбного детрита). Как можно видеть из диаграммы соотношения этих компонентов, линейная зависимость действительно существует, однако наблюдаются некоторые отклонения от нее (см. рис. 4.2.1). Содержание урана на границе двух вышеупомянутых пачек в скважинах 5 и 6 Салымского района составляет 0,01168–0,01169 %, в скважине 3 оно несколько понижено, но также является максимально высоким по разрезу свиты – 0,073 %. Содержание органического углерода в породах с максимальным по разрезу свиты содержанием урана варьирует от 11,12 до 20,46 %.

Подобный пик содержания урана в этом интервале разреза БС отмечали в своих работах С.Г. Неручев [2007], М.Ю. Зубков и Н.А. Доронина [1982]. Многими исследователями, изучавшими распределение этого элемента в рассматриваемой толще [Плуман, 1971, 1975; Хабаров и др., 1980; Зубков, 2001а; Калмыков и др., 2009; Занин и др., 2016а; и др.], отмечалась связь содержания урана и органического углерода. Предыдущие исследователи по-разному интерпретировали генезис аномально высокого содержания урана на рассматриваемом интервале: С.Г. Неручев [2007] связывал его с распространением в этот период радиации, М.Ю. Зубков, Н.А. Доронина [1982] – с изменением геохимической обстановки – при понижении  $CO_2$  (активизация процессов фотосинтеза) стабильность карбонильных комплексов урана в восстановительной среде уменьшается, и уран переходит в осадок. Авторы настоящей работы придерживаются второй точки зрения.

По данным И.Н. Бекмана [2010], уран находится в океанической воде в виде комплекса  $(UO_2(CO_3)_3)^{4-}$ , главным образом в растворенной форме, понижение концентрации растворенной уголекислоты вызывает разложение карбонильного комплекса урана и обогащение урана уранинитом, при содержании карбонатного иона в океанической воде, меньшем  $n \cdot 10^{-6} N$  ( $pH < 7,5$  при  $P_{CO_2} = 5 \cdot 10^{-4}$  атм), уран находится в океанической воде в форме продуктов гидролиза, адсорбиру-

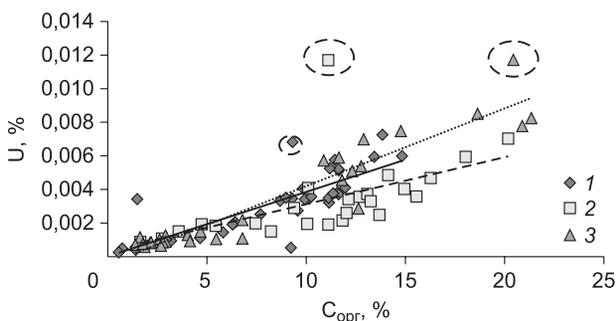


Рис. 4.2.1. Соотношения содержаний урана и органического углерода в породах баженовской свиты по скважинам 3, 5, 6 Салымского района [Эдер и др., 2015а].

Штриховой линией выделены образцы (отскоки от линейной модели) с аномально высоким содержанием урана, расположенные в области перехода от юры к мелу. Породы баженовской свиты: 1 – скв. 3; 2 – скв. 5; 3 – скв. 6.

ванных на кремнийсодержащих коллоидных частицах. В поверхностном слое Баренцева моря концентрация урана равна  $1,6 \cdot 10^{-6}$  г/л, Черного моря –  $2,9 \cdot 10^{-6}$  г/л [Бекман, 2010].

Мы поддерживаем точку зрения М.Ю. Зубкова и Н.А. Дорониной [1982] о существовании геохимического барьера на этом интервале. В то же время к этому интервалу на ряде площадей приурочены высокорadioактивные прослои рыбного детрита, образованные в Центральном районе в период замора рыб, что также может быть связано с изменением палеообстановок в этот период времени (в частности, геохимии водной среды).

Ниже приводятся результаты изучения микроэлементного состава БС литологической группой ИНГГ СО РАН, проведенного под руководством Ю.Н. Занина [Zanin et al., 2010; Занин и др., 2016а,б, 2017].

*Халькофильные элементы.* В баженовской свите ЗСБ наблюдается снижение содержания халькофильных микроэлементов по основным группам пород:

I. Глинисто-кремнистые породы и силициты, обогащенные органическим веществом и пиритом, сформированные в условиях медленной фоновой седиментации и высоковосстановительно-го режима с наиболее высоким содержанием халькофильных микроэлементов (1360,7 г/т).

II. Аргиллиты, рассматриваемые как сформированные по глинистому материалу, отложившемуся из турбидных потоков, с повышенным (относительно материала глинисто-кремнистых пород) темпом седиментации, характеризуемые пониженным содержанием органического углерода, показателями восстановительного режима их формирования и существенно пониженным содержанием халькофильных микроэлементов (323 г/т).

III. Аргиллиты алевритовые и глинисто-алевритово-мелкопесчаные породы, рассматриваемые как образованные предположительно по отложениям подводной дельты с наиболее высоким темпом седиментации, которые характеризуются наиболее низким содержанием халькофильных микроэлементов (187,3 и 108,7 г/т соответственно при среднем содержании 186,66 г/т). Им отвечают минимальные содержания органического углерода и пирита, вплоть до полного их отсутствия, и переходный от слабовосстановительного до окислительного геохимического режима формирования. Первые два типа пород и отвечающих им разрезов принято рассматривать как «нормальные», вторые – как «аномальные».

Содержание халькофильных микроэлементов в баженовской свите в целом и по основным группам пород выше, чем средние в соответствующих по составу черных сланцах по мировым данным [Ketriss, Yudovich, 2009]. Для глинисто-кремнистых пород относительно кремнистых черных сланцев это превышение составляет 3,7, для аргиллитов нормальных разрезов свиты по сравнению со средними для терригенных черных сланцев – 1,4. Однако в породах аномальных разрезов содержание халькофильных микроэлементов близко к среднему их содержанию в глинах по К.К. Тарекиану и К.Х. Ведеполу [Turekian, Wedepohl, 1961]. Применительно к конкретным микроэлементам в глинисто-кремнистых породах содержания выше среднемировых показывают Zn, Cu, As, Se, Cd, In; находятся на уровне среднемировых Pb, Ga, Sb, Ag, Hg, Te; содержатся в количестве ниже среднемировых Tl, Ge, Bi, Sn. В аргиллитах эти группы выглядят следующим образом: первая – Zn, As, Ga, вторая – Cu, Cd, Pb, Sb, Ta, Ge, Bi, третья – Se, In, Ag, Hg, Te, Sn. В аргиллите алевритовом аномального разреза первая группа включает Ga, Ag, Te, Ge, Bi, вторая – Cu, As, Cd, In, Pb, третья – Zn, Se, Sb, Hg, Sn.

В БС в группе элементов, традиционно в соответствии с классификацией В.М. Гольдшмидта [Goldschmidt, 1937] относимых к халькофильным, образующим сульфиды, лишь S, Cu, Zn, As, Se, Ag, Cd, In, Ge, Sb, Hg, Te(?) могут рассматриваться в качестве таковых, тогда как Ga, Sn, Pb, Tl, Bi связаны с глинистым (терригенным) материалом, что соответствует литературным данным для большинства этих элементов. Концентрация элементов первой из этих групп, связанных с сульфидами и (добавим) с органическим углеродом, возрастает по мере уменьшения скорости седиментации и содержания в породах глинистого материала, тогда как концентрация элементов второй группы в этом направлении уменьшается. Однако в целом связь элементов второй группы также и с пиритом нельзя, вероятно, полностью исключать, на что имеются определенные указания [Vaughan, Craig, 1978]; в первую очередь это, возможно, касается свинца, на весьма высокие содержания которого в пирите указывают Г.А. Юргенсон [2003], М.Т. Крупенин с соавторами [2013]. Наиболее высокое в изученном материале содержание мышьяка в фосфатсодержащей глинисто-кремнистой породе может быть объяснено возможной заменой в структуре апатита фосфат-иона  $PO_4^{3-}$  на арсенат-ион  $AsO_4^{3-}$  [Jarvis et al., 1994].

Показано определяющее влияние темпов седиментации материала и состава пород свиты на существенно различную концентрацию в них халькофильных элементов первой и второй групп. В глинисто-кремнистых породах содержание суммы халькофильных микроэлементов первой группы (1326,57 г/т) в 3,2 раза выше, чем в аргиллитах (413,86 г/т), что мы связываем с одновременным влиянием таких факторов, как более высокий восстановительный режим формирования первых из этих пород, существенно более высокое содержание в них пирита и органического углерода на фоне неразрывно связанным с ними (реально определяющим их) более низким темпом седиментации. Изменение среднего содержания элементов второй группы обратное: от глинисто-кремнистых пород к аргиллитам оно изменяется от 34,1 до 54,56 г/т, т. е. возрастает в 1,6 раза, что объясняется их связью с глинистым материалом, содержание которого в аргиллитах возрастает в 2,6 раза. При переходе от аргиллитов нормальных разрезов к аргиллитам алевритовым аномальных разрезов содержание элементов первой группы в последних (131,73 г/т) по сравнению с содержанием в аргиллитах нормальных разрезов уменьшается в 3,14 раза, тогда как содержание элементов второй группы остается на том же уровне (55,59 г/т) при практически равном в той и другой породе содержании глинистого материала.

Отношение содержания суммы микроэлементов первой группы (г/т) к содержанию серы сульфидной (%) было наиболее высоким (261) в глинисто-кремнистых породах и существенно понизилось (до 176) в аргиллитах нормальных разрезов. Следовательно, повышение содержания в породах серы сульфидной (и, соответственно, органического углерода) в первой из этих пород способствовало не только абсолютному повышению содержания халькофильных элементов, но и относительному повышению его применительно к этим компонентам. Возможно, одним из факторов, определяющих этот феномен, был более медленный темп седиментации материала глинисто-кремнистых пород по сравнению с материалом аргиллитов, более длительный контакт его с морской водой, что и определило большую степень фиксации им микроэлементов. Ранее подобная мысль была высказана В. Эрнстом [1976]. Таким образом, медленный темп седиментации определял не только общую повышенную концентрацию микроэлементов в глинисто-кремнистой породе, но и относительную применительно к их концентраторам. Не исключено, что мы недооцениваем в процессе фиксации микроэлементов роль органического вещества, которая могла быть весьма существенной [Астахов и др., 2013; и др.], а также более высокий восстановительный режим обстановок седиментации и далее – диагенеза.

Наблюдается следующая неоднозначность изменения содержаний халькофильных элементов в породах на фоне изменения факторов, определявших их концентрацию, выраженная отношением их содержаний в глинисто-кремнистых породах к содержанию в аргиллитах и отвечающая следующему ряду: Se 12,12 > Tl 6,97 > Ag 5,76 > Cd 5,24 > Cu 2,69 > Sb 3,36 > Zn 3,06 > Hg 2,22 > S<sub>с-д</sub> 2,15 > S<sub>общ</sub> 2,04 > As 1,93 > In 1,28 > Bi 0,84 > Pb 0,71 > Ge 0,61 > Ga 0,58 > Sn 0,29. Как видно, большинство элементов, которые мы связываем с глинистыми минералами, оказались последними в этом ряду, принимая значения ниже единицы.

*Золото и платина.* Содержание в глинисто-кремнистых породах и аргиллитах БС составляет 0,035 и 0,02 г/т, платины 0,013 и 0,005 г/т, что на один-два порядка ниже экономически приемлемого уровня, даже без учета глубин залегания отложений. При этом глинисто-кремнистые породы отвечают более медленному темпу седиментации слагающего их материала, более высокому содержанию пирита и органического вещества. Сделан вывод, что основными концентраторами того и другого компонента являлись пирит и органическое вещество в условиях их повышенного содержания, пониженного темпа седиментации и повышенного восстановительного режима среды формирования отложений. Допускается привнос того и другого элемента в осадок в растворах и самородной форме с несколько повышенной ролью последнего относительно золота, но в целом с превалирующим значением поступления их в растворах. Уровень катагенеза изученного материала, по А.Н. Фомину [2011], был низок для влияния на концентрацию благородных металлов, но на ряде площадей развития свиты он был существенно повышен, и возможная роль его здесь требует дополнительного анализа.

*Никель, кобальт, молибден.* Изучены содержания Ni, Mo, Co в трех типах пород БС. Содержание всех трех рассматриваемых элементов понижается от глинисто-кремнистых пород к аргиллитам нормальных разрезов и далее – к породам аномальных разрезов. При этом в глинисто-

кремнистых породах содержание каждого из них превышает средние содержания в однотипных черных сланцах по мировым данным. Для Ni это превышение (336,7 против 63 г/т) составляет 5,3 раза, для Mo (264,5 против 29 г/т) – 9,1 раза, для Co (30,3 против 11 г/т) – 2,6 раза. В аргиллитах нормальных разрезов содержание Ni понизилось в 3,4 раза (до 97,9 г/т), Mo – в 5,3 раза (до 49,4 г/т), кобальта – в 1,96 раза (до 15,47 г/т). В аргиллите алевритовом и глинисто-алевритовой породе аномального разреза по совокупности содержание Mo относительно аргиллита нормального разреза уменьшилось уже в 36 раз (до 1,36 г/т), Ni – в 2,25 раза (до 43,5 г/т), Co – в 1,2 раза (до 12,7 г/т). Как видно, наиболее чувствительным к изменению состава пород (уменьшение содержания органического углерода и пирита) и условий формирования (понижение режима восстановленности среды породообразования, возрастание темпа седиментации) явился Mo, наименее чувствительным был Co. Корреляционный анализ показал высокую взаимную связь Mo и Ni в глинисто-кремнистых породах и аргиллитах БС друг с другом, а также с пиритом и органическим углеродом, на уровне положительных коэффициентов корреляции в пределах 0,70–0,91 при том, что коэффициенты всех этих компонентов с Co значительно ниже и находятся в пределах 0,48–0,54, что однозначно может указывать на различный характер их связей. Можно полагать, что Mo практически полностью связан в породах с органическим веществом и пиритом, Ni в некоторой степени также с глинистым материалом, а Co с глинистым материалом и лишь в незначительной степени в условиях наиболее высоковосстановительного режима с пиритом и органическим углеродом. Глинисто-кремнистые черные сланцы БС по содержанию всех трех рассматриваемых элементов по классификации Дж.Д. Вайна и Е.Б. Тоуртелота [Vine, Tourtelot, 1970] и Х.Л. Хайка [Нуск, 1990] являются металлоносными, чего нельзя сказать о содержании этих элементов в породах других типов. Более того, содержания всех трех элементов в аномальных породах, а Co и в аргиллите нормального разреза, не достигают даже кларковых значений для глин [Turekian, Wedepohl, 1961].

*Редкоземельные элементы (РЗЭ).* Среднее содержание редкоземельных элементов в баженовской свите уменьшается по типам пород в следующей последовательности: фосфатные глинисто-кремнистые породы (417,85 г/т) > аргиллиты (140,44 г/т) > глинисто-кремнистые породы (97,42 г/т) > алевритовый аргиллит аномальной пачки (84,66 г/т) > доломит (26,04 г/т) > глинисто-алевритовая порода аномальной пачки (21,20 г/т) [Занин и др., 2011]. Среднее содержание в основных типах пород баженовской свиты, глинисто-кремнистых породах и аргиллитах нормальных разрезов близко к среднему содержанию этих элементов (131,45 г/т) в черных сланцах по Я.Э. Юдовичу и М.П. Кетрис [1994].

Этим коллективом авторов установлено, что за концентрацию РЗЭ в породах свиты ответственны такие факторы, как состав пород, темп седиментации, окислительно-восстановительный потенциал обстановок формирования отложений. Показано, что глинистые минералы и апатит концентрируют РЗЭ более активно, чем органическое вещество и пирит. При этом глинистые минералы накапливают в повышенном количестве легкие РЗЭ, тогда как органическое вещество и пирит – средние и тяжелые, с той особенностью, что органическое вещество концентрирует Yb и Lu более активно, чем пирит. В некоторых случаях низкое содержание РЗЭ в породах определяется не их составом, а быстрым темпом седиментации. Окислительно-восстановительный потенциал обстановок формирования отложений влияет на содержание РЗЭ в породах в меньшей степени, чем их состав и темп седиментации.

В рамках настоящей работы были продолжены исследования закономерностей распространения микроэлементов, включая редкоземельные, пород БС, с целью реконструкций палеоусловий – климата, состава источников сноса, поиск свидетельств гидротермального воздействия на породы ОВ или примеси с них вулканогенного материала. Также анализировались такие геохимические модули, как индекс химического выветривания (CIW), модуль нормативной щелочности, титановый модуль (ТМ). Редкоземельные элементы являются в большинстве геологических процессов одними из наименее подвижных [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. На них слабо влияют процессы гидротермального изменения и низкотемпературного метаморфизма, а также постседиментационные трансформации, поэтому их содержания наиболее корректно отражают ряд принципиальных особенностей, влияющих на формирование состава большинства осадочных пород, например, на состав магматических пород в источниках сноса [Маслов, 2005].

*Климатические особенности*

По данным А.В. Гольберта [Гольберт и др., 1968; Брэдучан и др., 1986], климат в северной части позднелюрско-раннемелового осадочного бассейна Западной Сибири был теплый, равномерно влажный, среднегодовая температура составляла 18–19 °С, тип химического выветривания подзолистый, интенсивно проявлявшийся, что приводило к высвобождению и массовой миграции железистых растворов. В южной половине ЗСБ климат был субтропический семиаридный, тип выветривания красноземный, среднегодовая температура 22–24 °С. Теплый влажный климат благоприятствовал высокой биопродуктивности морских ландшафтов [Гурова, Казаринов, 1962; Конторович и др., 1975, 1994, 2013; Баженовский горизонт..., 1986; Брэдучан и др., 1986].

Известно, что интенсивность химического выветривания в областях размыва напрямую коррелирует с климатом. Для осадочных образований гумидных климатических обстановок характерен вынос из полевых шпатов Са, Na и К, что ведет к увеличению соотношения алюминия и щелочей в продуктах выветривания. В аридных и гляциальных обстановках в область аккумуляции, напротив, поступает слабо переработанный процессами выветривания на палеоводосборах материал, представленный в основном глинистыми минералами [Nessbit, Young, 1982; Visser, Young, 1990; Маслов, 2005]. С этими процессами и связана информативность индексов CIA и CIW для реконструкций палеоклиматических обстановок.

Необходимо отметить, что породы баженовской свиты погружены на глубину 2500–3500 м, в связи с чем претерпели существенные изменения (окремнение, карбонатизацию, пиритизацию). Во избежание ошибки интерпретации геохимических данных используемая в настоящем исследовании база данных была проанализирована на присутствие в ней существенно измененных пород. В связи с этим первоначально из выборки были удалены известняки, карбонатсодержащие породы (карбоната более 5 %), за исключением карбонатсодержащих пород кокколитовой пачки 5, где карбонатный материал является седиментационным [Панченко и др., 2016; Эдер и др., 2022]. В качестве дополнительного признака для выявления существенно измененных пород использовалось отношение C/S [Эдер и др., 2021]. Далее анализировался состав пород, для которых значения рассматриваемых в работе модулей выветривания оказались существенно повышенными или пониженными относительно основной массы пород. Более детально определялись их петрографические особенности, информация о которых была получена в ходе изучения шлифов, а также образцов в СЭМ. Так, например, оказалось, что каолинитизированные породы, которые по химическому составу не отличаются от основной массы пород баженовской свиты, характеризуются повышенными значениями CIW и CIA, а существенно окремненные породы с  $SiO_2 > 70\%$  – пониженными значениями этих показателей. Если бы эти породы не были удалены из анализа, мы пришли бы к ложным выводам о том, что во время седиментации изучаемых отложений наблюдались большие флуктуации климата. В результате такая предварительная отбраковка и удаление из базы данных образцов существенно измененных пород помогла избежать ошибок в интерпретации геохимических данных. Было подтверждено, что корректная интерпретация геохимических модулей для реконструкций условий образования невозможна без

Таблица 4.2.1

**Средние значения CIA, CIW  
в породах баженовской свиты**

Район	Площадь	CIA*	CIW*
Южный	Межовская	76 ± 4	89 ± 3
	Ракитинская	72 ± 2	85 ± 2
Юго-Восточный	Горстовая	75 ± 4	87 ± 4
	Западно-Квензерская	76 ± 0,3	87 ± 4
Центральный	Южно-Майская	76 ± 3	88 ± 3
	Дружная	74 ± 5	88 ± 4
	Новоортьягунская	76 ± 6	88 ± 5
	Повховская	77 ± 4	89 ± 5
	Южно-Ягунская	76 ± 2	89 ± 3

\* Среднее значение и статистическое отклонение.

тщательного изучения особенностей вещественного состава пород и выявления свидетельств их вторичных преобразований. Некоторые особенности состава, в частности в высокоуглеродистых тонкозернистых породах, выявляются только на стадии ультрамикроскопических исследований (например, в СЭМ).

В результате исследования выявлено, что для пород баженовской свиты характерны средние значения CIA = 72–76, CIW = 85–89 (табл. 4.2.1) [Эдер и др., 2023]. Известно, что CIA > 70 характеризует теплый климат, CIA < 70 – холодный [Nesbitt, Young, 1982]; CIW > 80 характеризует теплый климат, CIW < 80 – холодный [Harnois,

1988]. Согласно этим показателям, климат в позднеюрско-раннемеловой период на территории Западной Сибири был теплым, семигумидным, что в целом подтверждает выводы предыдущих исследователей. Существенной разницы в величинах этих показателей в породах баженовской свиты разрезов Центрального (Дружная, Новоортьягунская, Повховская, Южно-Ягунская площади), Юго-Восточного (Горстовая, Западно-Квензерская, Южно-Майская площади) и Южного районов (Ракитинская, Межовская площади) не наблюдается. Интересным фактом является то, что все образцы от подошвы до кровли баженовской свиты существенно по этим показателям не различаются, что говорит об относительно стабильных климатических условиях на протяжении всего периода ее седиментации. В то же время ранее нами [Эдер и др., 2022], по результатам детального анализа трендов изменения состава пород и особенностей распространения фауны по вертикали в баженовской свите, а также из сопоставления изученных разрезов с кривыми глобальных климатических изменений в этот период, было высказано предположение о том, что во время накопления «кокколитовой» пачки 5 (поздневолжское время – начало рязанского века) произошло изменение геохимической обстановки в результате похолодания. По-видимому, порог изменения климата с теплого на холодный не был достигнут в этот период, но для смены фауны с преимущественно кремнистой на кремнисто-карбонатную некоторого похолодания (сопровожаемого развитием аридизации) было достаточно в совокупности с другими возможными факторами изменения условий палеообстановок.

#### *Состав источников сноса*

По данным ряда исследователей [Гольберт и др., 1968; Бладучан и др., 1986; Конторович и др., 2013; и др.], главными формами рельефа складчатого обрамления в волжско-раннерязанское время были холмогорья Палеоурала, низменная денудационная равнина Казахской складчатой страны, холмогорья и низкогорья Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа, а также возвышенное плато запада Сибирской платформы. Вдоль обрамления плиты многими авторами [Гурова, Казаринов, 1962; Бладучан и др., 1986; Решения..., 1991; и др.] выявлен закономерный фациальный ряд от прибрежно-морских песчано-алевритовых (местами с гравием и галькой) осадков верхней-средней сублиторали, распространенных исключительно во внешней зоне бассейна, до морских алеврито-глинистых (в том числе местами относительно низкоуглеродистых аргиллитов) осадков глубокой части шельфа (нижняя сублитораль) в зоне, прилегающей к псевдоабиссальной впадине.

По мнению А.Н. Стафеева и соавторов [2019], верхневолжский палеобассейн постоянно снабжался питательными веществами: 1) из Арктического океана по цепочке проточных бассейнов следовало проливное течение, во время трансгрессий оно смещалось к о. Таймыр и заливало Южно-Таймырский холмистый бассейн, из которого, кроме терригенного материала, выносились биофильные элементы, из Вилюйского бассейна сток был минимальным; 2) во время регрессий – сток питательных веществ усиливался из Вилюйского бассейна.

А.Э. Конторович и соавторы [2019] предположили существование маргинального фильтра в восточном обрамлении ЗСБ во время осадконакопления баженовской свиты. Согласно А.П. Лисицыну [1994], маргинальный фильтр представляет собой узкий пояс, протягивающийся на сотни километров вдоль берегов континентов, в пределах которого происходит смешивание речных и морских вод, на этих участках происходит удаление наиболее значительной части взвешенных в воде веществ, а также многих металлов, присутствующих не только во взвешенной, но и в растворенных формах, террагенного органического вещества и др. По подсчетам А.Э. Конторовича и соавторов [2019], масса осадков баженовской свиты на завершающих этапах диагенеза (пересчитанная на сухое вещество) составляла порядка 228 трлн т, из них масса осадков в области восточного маргинального фильтра, занимающего лишь 21 % общей площади бассейна, 122 трлн т (53 % всех осадков) и на остальной акватории морского бассейна – 107 трлн т. Таким образом, основная часть терригенного материала в позднеюрско-раннемеловом морском бассейне Западной Сибири, отлагаясь в восточной его части, формирует марьяновскую и яновстанскую свиты. В целом, по мнению многих исследователей, основной источник сноса терригенного материала в верхневолжский бассейн находился на северо-востоке от ЗСБ [Конторович и др., 2013, 2019], на западе преобладало химическое выветривание [Гурова, Казаринов, 1962; Занин и др., 2003].

Для разграничения состава областей питания используются диаграммы Th–Hf–Co и La–Th–Sc [Wronkiewicz, Condie, 1987], а также отношение  $(La/Yb)_N$  [Taylor, McLennan, 1985; Yang et al.,

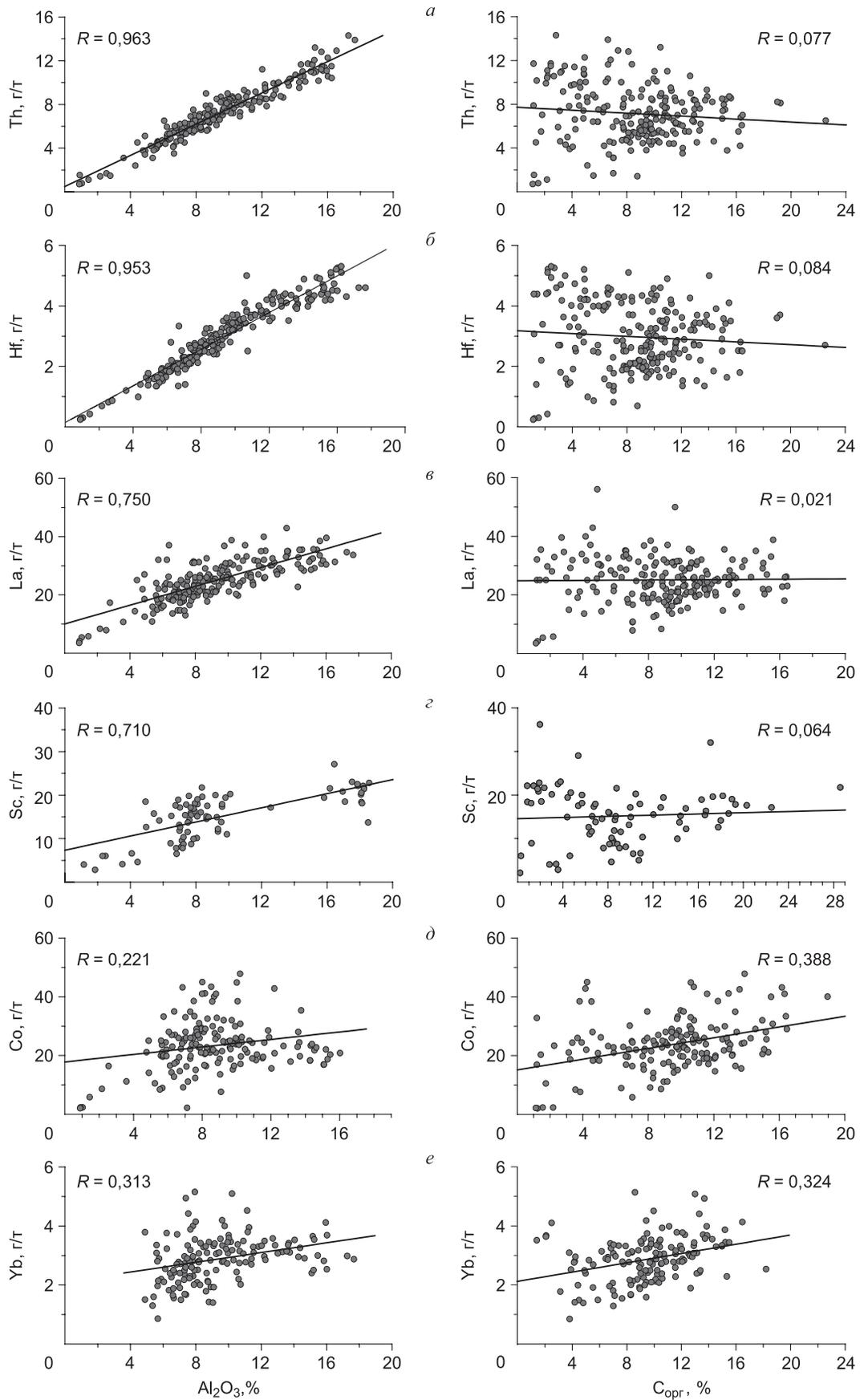


Рис. 4.2.2. Зависимость содержаний Th (а), Hf (б), La (в), Sc (г), Co (д), Yb (е) от  $Al_2O_3$  и  $C_{org}$  в породах баженовской свиты изученных разрезов [Эдер и др., 2023].

1998]. С целью выявления генезиса элементов, используемых в этих геохимических индикаторах и оценки возможности использования этих показателей для восстановления состава пород областей сноса во время седиментации баженовской свиты был проведен анализ корреляционных связей Th, Hf, Sc, Co, La, Yb с  $Al_2O_3$  и  $C_{орг}$ . Предполагалось уточнить их приуроченность к терригенной или биогенной составляющей пород. В результате проведенного исследования установлено, что высокая положительная зависимость наблюдается для Th ( $R = 0,96$ ) и Hf ( $R = 0,95$ ) с  $Al_2O_3$  (рис. 4.2.2). Для La и Sc при первой итерации корреляционная зависимость с  $Al_2O_3$  оказалась низкой. В то же время, судя по полученному графику, очевидно, что для большей части образцов (около 90 %) распределение отношений  $La/Al_2O_3$  и  $Sc/Al_2O_3$  подчиняется линейной положительной зависимости. При более детальном анализе состава образцов, в которых распределение этих отношений не удовлетворяет линейной зависимости, определено, что это породы: а) с содержанием  $P_2O_5 > 1 \%$ ; б) кремнистые породы с содержанием  $SiO_2 > 70 \%$ ; в) существенно пиритизированные породы (содержание пирита превышает содержание  $OB$  и  $C/S \leq 1$ ), расположенные у границы баженовской и георгиевской свит. Так как вышеперечисленные характеристики пород подтверждают их особый состав, связанный с наличием фосфатного материала остатков костей скелетов рыб, который предположительно мог сорбировать лантан и скандий, или со значительными постседиментационными изменениями, эти образцы были удалены из выборки и не использовались при построении треугольной диаграммы Th–La–Sc. После описанной выше коррекции базы данных коэффициент корреляции  $La/Al_2O_3$  повысился до 0,75,  $Sc/Al_2O_3$  – до 0,71, что указывает на значимую положительную линейную зависимость между этими величинами. При корреляции Th, Hf, La и Sc выявлено, что зависимость от содержания  $C_{орг}$  у этих элементов отсутствует ( $R < 0,1$ ) (см. рис. 4.2.2). Относительно Co и Yb выявлено, что зависимости их содержания от содержания  $C_{орг}$  ( $R = 0,32–0,39$ ) и  $Al_2O_3$  ( $R = 0,25–0,31$ ) низкие (см. рис. 4.2.2). Однако для Yb наблюдается положительная значимая зависимость с содержанием La ( $R = 0,79$ ), что косвенно подтверждает его связь с терригенной составляющей пород.

Таким образом, был сделан вывод, что Th, Hf, La и Sc в породах баженовской свиты имеют терригенный генезис и могут быть использованы для реконструкций состава источников сноса. То же касается и иттербия. Кобальт, для которого зависимость с содержаниями  $C_{орг}$  и  $Al_2O_3$  оказалась низкой, для подобного исследования непригоден. В связи с чем из двух треугольных диаграмм Th–Hf–Co и La–Th–Sc [Wronkiewicz, Condie, 1987] для баженовской свиты использовалась лишь первая.

В результате анализа закономерностей распределения  $(La/Yb)_N$  выявлено, что для пород баженовской свиты значения этого показателя изменяются от 4,9 до 7,0 (табл. 4.2.2) [Эдер и др., 2023]. Согласно С. Тейлору, С. МакЛеннану [Taylor, McLennan, 1985], отношения  $(La/Yb)_N > 8$  указывают на кислый состав источников сноса, менее 4 – на основной, от 4 до 8 – на промежуточный. Таким образом, значения  $(La/Yb)_N$ , выявленные для пород баженовской свиты, характеризуют промежуточный (между основным и кислым) состав пород в областях питания.

По данным Д. Вронкевич, К. Конди [Wronkiewicz, Condie, 1987], кислые породы характеризуются повышенными содержаниями La и Th и пониженными Co, Sc, Cr, Th по сравнению с основными. Согласно расположению значений содержаний Th, La и Sc на треугольной диаграмме Th–La–Sc [Wronkiewicz, Condie, 1987] при седиментации изучаемых отложений происходил привнос терригенного, преимущественно глинистого, материала с областей сноса среднего состава (рис. 4.2.3) [Эдер и др., 2023].

В рамках настоящей работы выявлено, что в баженовской свите значения европиевой аномалии изменяются в пределах 0,9–1,2. В то же время известно, что для кислых магматических пород характерны значения  $Eu/Eu^* < 0,85$ ,

Таблица 4.2.2

**Средние отношения содержаний лантана к иттербию, нормализованные по хондриту [Taylor, McLennan, 1985], в глинисто-кремнистых породах баженовской свиты**

Район	Площадь	$(La/Yb)_N$
Южный	Межовская	$6,6 \pm 0,7$
	Ракитинская	$6,7 \pm 0,3$
Юго-Восточный	Горстовая	$6,5 \pm 1,0$
	Западно-Квензерская	$5,8 \pm 0,9$
	Южно-Майская	$6,1 \pm 1,2$
Центральный	Дружная	$4,9 \pm 0,6$
	Новоортьягунская	$5,8 \pm 1,0$
	Повховская	$6,0 \pm 1,1$
	Южно-Ягунская	$7,0 \pm 1,3$
Шаимский [Маслов, Алексеев, 2007]	Мулымьинская свита	4,2
	Абалакская свита	5,8

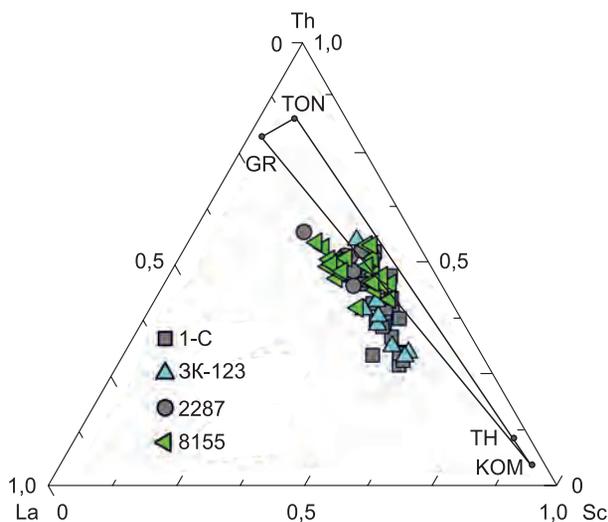


Рис. 4.2.3. Диаграмма Th–La–Sc, характеризующая породы области сноса для отложений баженовской свиты в разрезах скважин на Салымской (1-С), Западно-Котухтинской (ЗК-123), Первомайской (2287), Северо-Нивагальской (8155) площадях [Wronkiewicz, Condie, 1987].

GR – граниты, TON – тоналиты, TH – толеиты, КОМ – коматииты.

в отличие от базальтоидов ( $Eu/Eu^* > 0,85$ ) [Taylor, McLennan, 1985; McLennan, Taylor, 1991]. Соответственно, значения европиевой аномалии в породах баженовской свиты указывают на преимущественно основной состав областей сноса. Таким образом, анализ комплекса геохимических показателей, основанных на соотношении ряда микроэлементов, включая РЗЭ, свидетельствуют о том, что при седиментации изучаемых отложений преобладали источники сноса среднего, преимущественно основного, состава. Эти выводы согласуются с полученными ранее данными А.В. Маслова, В.П. Алексеева [2007] для алевроаргиллитов мулымьинской и абалакской свит Шаимского района (см. табл. 4.2.2).

Таким образом, для пород верхнеюрско-нижнемеловой баженовской свиты выявлена значимая положительная линейная зависимость Th, Hf, Sc, La от содержания  $Al_2O_3$ , подтвержден их терригенный генезис. Определено, что образцы, для которых распределения  $Sc/Al_2O_3$  и  $La/Al_2O_3$  не удовлетворяют линейной зависимости, это породы: 1) с  $P_2O_5 > 1\%$ , 2) с  $SiO_2 > 70\%$ ; 3) существенно пиритизированные (содержание пирита превышает содержание  $OB$  и  $C/S \leq 1$ ). Сделан вывод, что перед анализом геохимических индикаторов для реконструкций условий образования баженовской свиты, кроме карбонатизированных пород, должны быть удалены из выборки породы с перечисленными выше особенностями вещественного состава, а также породы, претерпевшие катагенетическую каолинитизацию. В результате исследования подтверждено, что для корректности выводов по реконструкциям условий образования отложений на основе анализа значений ряда геохимических модулей и индикаторов необходимо тщательное изучение минерального состава и вторичных преобразований пород.

Согласно анализу показателей климата (CIA, CIW), выявлено, что в волжско-раннеберриаское время мобилизация осадочного вещества происходила в стабильных условиях теплого семигумидного климата.

По комплексу геохимических признаков  $(La/Yb)_N$ ,  $Eu/Eu^*$ , анализу распределения значений на треугольной диаграмме Th–La–Sc определено, что в Центральный и Юго-Восточный районы поступали продукты размыва преимущественно пород основного состава, в отличие от Южного района (Межовский свод), где состав источников сноса был преимущественно кислый.

### 4.3. ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СЕДИМЕНТАЦИИ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ

Представления о строении и этапности формирования БС 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. Бладучана, В.А. Захарова и др. Впервые детальное расчленение разреза баженовской свиты на пачки и их индексация проведены В.В. Хабаровым, О.В. Барташевич и Д.М. Нелепченко [1981] по данным гамма-каротажа скважин Салымского месторождения. В рамках исследования, изложенного в этом подразделе и опубликованного ранее совместно с соавторами в журнале «Стратиграфия. Геологическая корреляция» [Эдер и др., 2022] на основе данных сопоставления результатов изучения литолого-геохимического состава, ГИС и палеонтологической характеристики, результаты которого отражены на пяти корреляционных профилях (см. рис. 3.2.21–3.2.26), разработана пространственно-временная модель седиментации БС в Северном, Центральном, Юго-Восточном и Южном районах. Более подробно методика исследо-

вания изложена в главе 2. Авторы настоящей монографии осуществляли комплексный анализ литолого-геохимических характеристик разрезов, составление литологических колонок, описание основных литологических характеристик пачек БС, составление седиментационных моделей, делали выводы по пространственно-временным особенностям седиментации, основанным на фациальной изменчивости БС в пространстве и во времени. Сопоставление данных ГИС и результатов литологических работ, а также выделение пачек производилось совместно с С.В. Рыжковой. Вопросами уточнения возраста кровли, подошвы и пачек БС по палеонтологическим данным занималась О.С. Дзюба.

Для стратиграфической привязки пачек использовались результаты детального сопоставления данных литологического анализа, ГИС и палеонтологических исследований лаборатории палеонтологии и стратиграфии ИНГГ СО РАН, а также изучения комплексов макро- и микрофауны, приведенных в публикациях [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; Панченко и др., 2016; Рогов, 2021]. Районы территории исследования различаются по числу изученных разрезов и степени охарактеризованности керном. Наименее представлена керном и в целом разрезами БС Северного района, в связи с чем в некоторых скважинах толща разделена условно на нижнюю и верхнюю части, по стратиграфическому диапазону предположительно отвечающие пачкам 1–3 и 4–6 соответственно. Существуют отличия в количестве пачек БС в Центральном и Юго-Восточном районах. Как было описано выше, в Юго-Восточном районе стратиграфические аналоги пачек 5 и 6 БС относятся к куломзинскому горизонту, что подтверждает скользящий характер верхней границы свиты [Палеобиофации..., 1970; Гольберт и др., 1971; Постановления..., 2006].

Пространственно-временные закономерности формирования БС 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. 4.3.1–4.3.3). Также по результатам этих работ для территории исследования составлены фациальные карты для разных периодов ранневожско-рязанского времени (рис. 4.3.4). Рассматриваемые районы различаются 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 БС 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 мегийской 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 [Палеобиофации..., 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.В. Ершову [2016], скорость тектонического погружения дна ЗСБ в течение всего времени седиментации БС не превышала нескольких метров на миллион 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, 2014а]. Климат в конце юры – начале мела в Западной Сибири был субтропическим – семиаридным на юге и семигумидным на севере [Захаров, 2006; и др.].

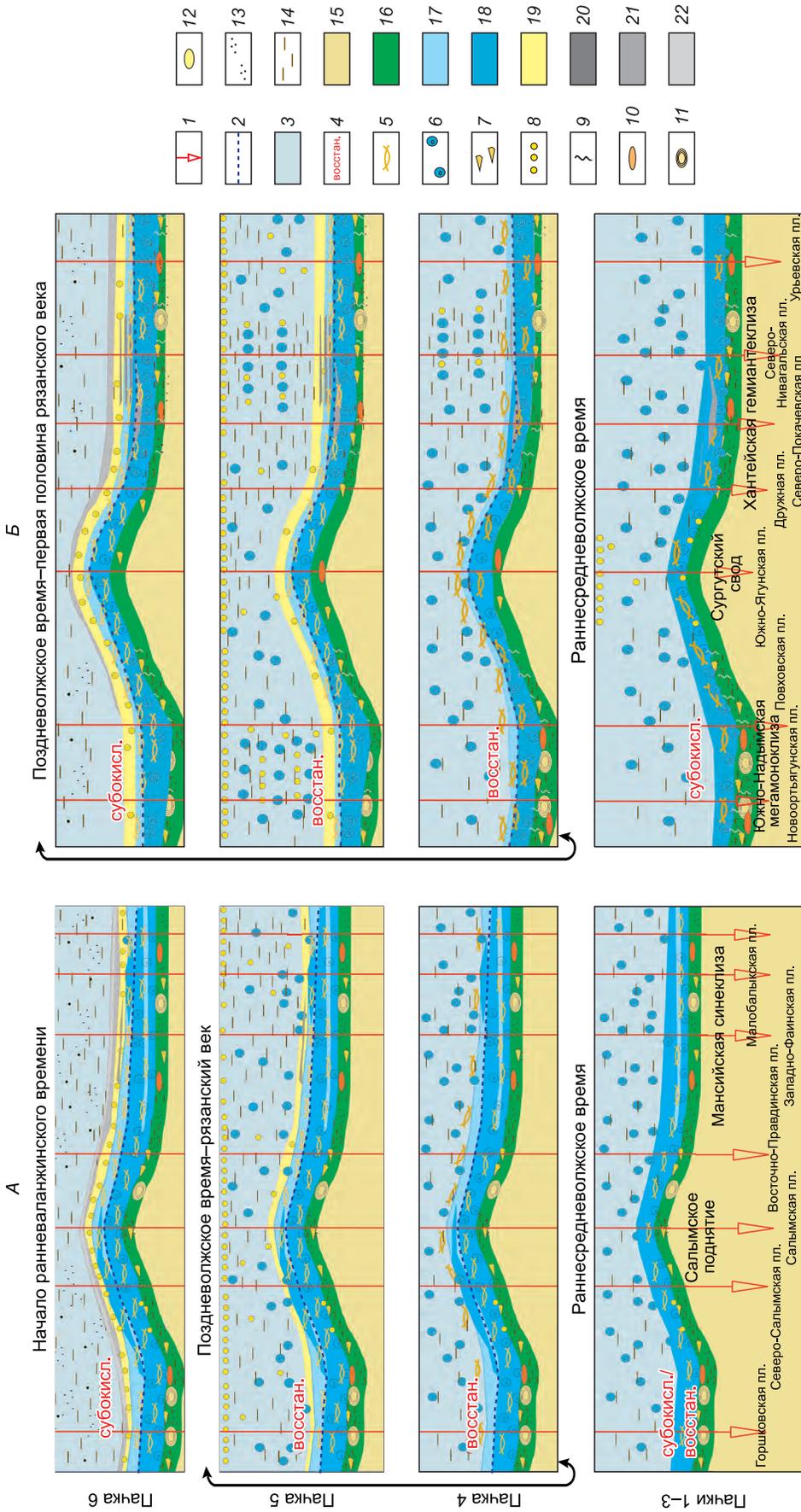


Рис. 4.3.1. Модели осадконакопления баженовской свиты на территории исследования Центрального района.

А – профиль 1 (Мансийский), Б – профиль 2 (Хантейско-Южно-Надымский). 1 – разрез 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 – двусторончатые моллюски; 6 – радиоларии; 7 – ростры белемнитов; 8 – кокколитофориды; 9 – ходы инфузорий; 10 – фосфатные конкреции; 11 – карбонатные онколиты с родохрозитом; 12 – карбонатные конкреции; 13 – алевроитовый материал; 14 – глинистый материал; 15 – терригенные осадки васюганского 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,  $OB > 10\%$ ; 18 – кремниевые, в различной степени обогащенные  $OB$ ; 19 – карбонатно-кремнистые,  $OB > 10\%$ ; 20 – глинисто-кремнистые, с близким соотношением глинистого материала и кремнезема,  $OB > 10\%$ ; 21, 22 – преимущественно терригенные: 21 – кремнисто-глинистые,  $OB < 10\%$ ; 22 – преимущественно глинистые,  $OB < 10\%$ .

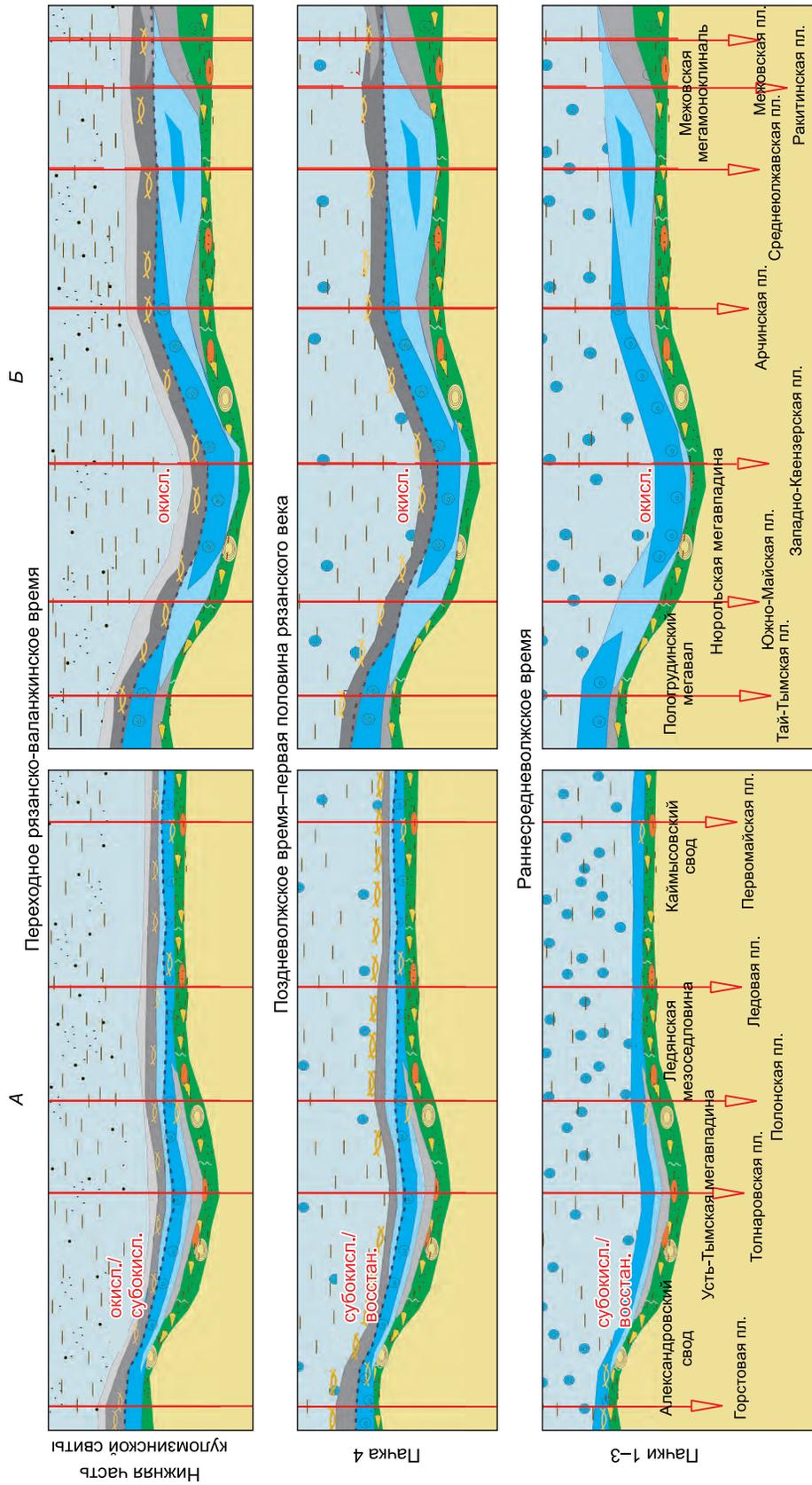


Рис. 4.3.2. Модели осадконакопления баженовской свиты на территории исследования Юго-Восточного района: А – профиль 3 (Колтогорско-Усть-Тымский), Б – профиль 4 (Нюрольско-Межовский). Условные обозн. см. на рис. 4.3.1.

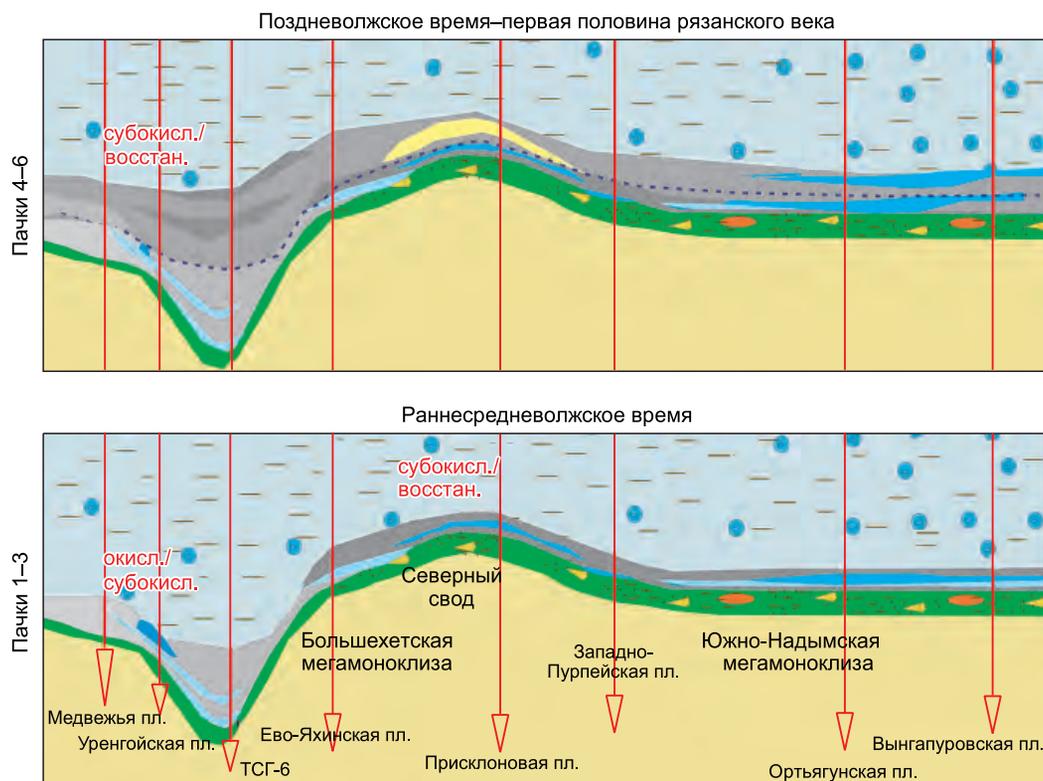


Рис. 4.3.3. Модель осадконакопления баженовской свиты на территории исследования Северного района: профиль 5 (Большехетско-Южно-Надымский).

*Раннесредневожское 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 (см. рис. 4.3.1–4.3.4). 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, Ледянская 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, поступавшего 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 при-

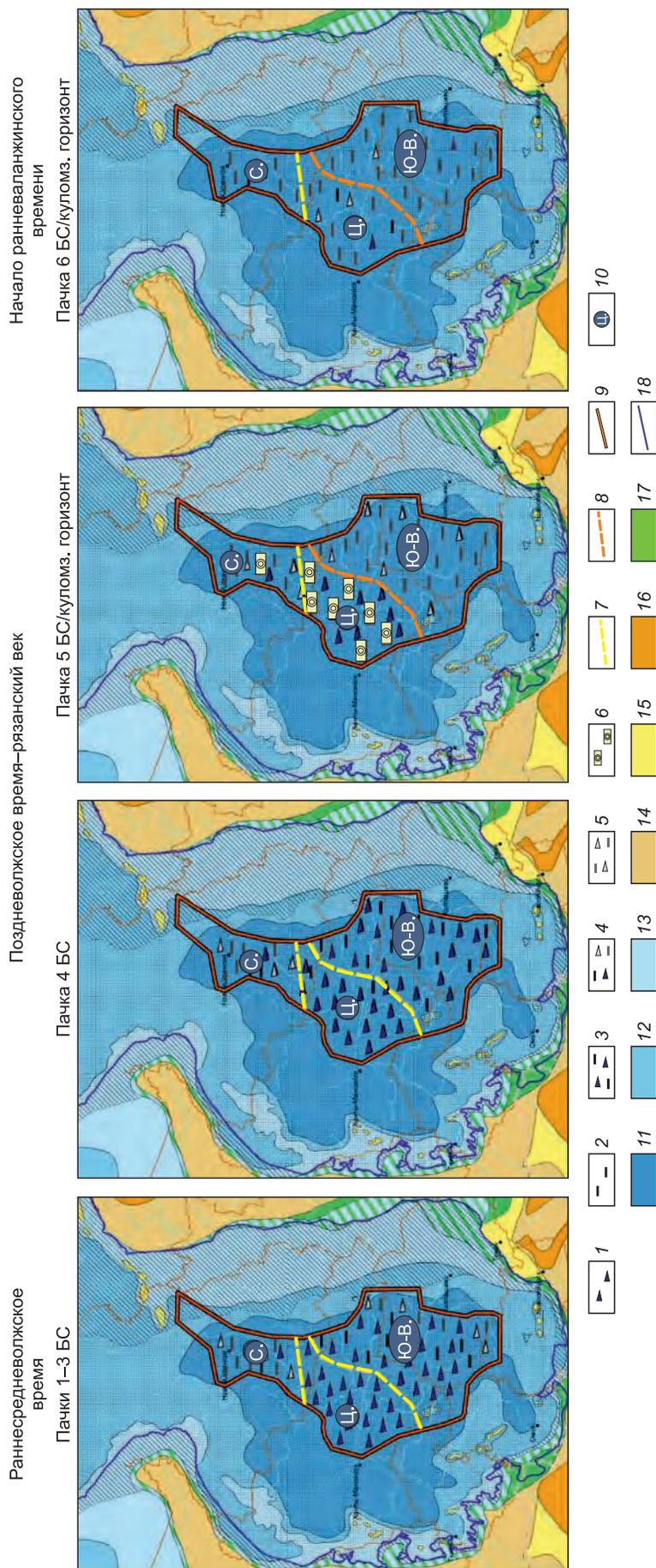


Рис. 4.3.4. Фациальные карты для разных периодов ранневожжско-рязанского времени на территории исследования на палеогеографической карте ЗСБ (вожжский век) [Конторович и др., 2019].

1 – биогенный кремнистый ил; 2 – терригенный глинистый материал; 3 – высокоуглеродистые глинисто-кремниевые осадки (ОВ > 10–15 %); 4 – переслаивание высоко- и низкоуглеродистых глинисто-кремниевых осадков; 5 – относительно низкоуглеродистые осадки (ОВ < 5 %); 6 – биогенный карбонатный ил; 7 – границы районов исследования; 8 – границы районов исследования, соответствующие границам отложений баженовского и георгиевского горизонтов; 9 – граница территории исследования; 10 – район исследования (С. – Северный, Ц. – Центральный, Ю-В. – Юго-Восточный); 11 – море глубокое, 200–500 м; 12 – море мелкое, 100–200 м; 13 – море мелкое, < 100 м; 14, 15 – равнины: 14 – возвышенная (денудационная суша), 15 – денудационная; 16 – горы низкие; 17 – низменная, аккумулятивная равнина; 18 – современная граница регионального распространения пород баженовского горизонта.

донных 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 [Булыникова 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 0,5–1,0 до 3 м. Обычно они залегают в кровле пачек (см. рис. 3.2.22–3.2.26). Предположительно, эти горизонты отражают периоды массового распространения и(или) гибели радиолярий, обусловленные влиянием разных факторов (редокс-обстановок, 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 вспышкам биопродуктивности планктона. Существование радиоляритового горизонта в нижней части баженовской свиты отмечалось ранее [Гурова, Казаринов, 1962; Панченко и др., 2015а; Эдер и др., 2015а; Калмыков, 2016]. Этот горизонт характеризуется пониженным содержанием глинистого материала и, в ряде разрезов, ОВ по сравнению с вмещающими кремнистыми породами. Формирование «радиоляритовой» пачки 3 (по времени примерно отвечает фазе *Eplaugeites vogulicus*, по [Панченко и др., 2015а, 2016]) предположительно увязывалось с максимумом затопления Западно-Сибирского бассейна [Панченко и др., 2015а; Эдер и др., 2015а; Калмыков, 2016]. Однако сопоставление возраста пачек и кривых изменения уровня моря [Наг, 2018; Gradstein et al., 2020] не подтверждает этого предположения. Как можно видеть (см. рис. 1.1.4), заключительная фаза высокого стояния уровня моря приходится на начало образования силицитово-радиоляритовой пачки 1 (ранневожские слои с *Pectinatites*), после чего уровень Мирового океана начинает постепенно снижаться. Возможно, сформировавшиеся в ранневожское время в ЗСБ 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 нанопланктона, что подтверждается находками кокколитофоров главным образом в пачке 1 баженовской свиты на Северо-Салымской и Южно-Ягунской площадях [Эдер и др., 2019а], а также на Полонской и Арчинской площадях (см. рис. 3.2.22, 3.2.24, 3.2.25). Сложно оценить масштабы распространения кокколитофорид в рассматриваемый период, так как карбонатный материал, слагающий нанофоссилии, по-видимому, 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 кальцита. Это объясняется широким развитием процессов карбонатизации по радиоляритам. Источником карбонатного материала, с одной стороны, могли служить аммониты и двустворки, раковины которых, судя по частой встречаемости прослоев, содержащих лишь их отпечатки, подвергались растворению. С другой стороны, это мог быть уже упомянутый известковый нанопланктон.

*Поздневожское время – первая половина рязанского века (вторая половина баженовского времени).* На этом этапе, фактически начавшемся с конца средневожского 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 (см. рис. 4.3.3, 4.3.4). В Центральном районе в конце вожского века отчетливо наблюдалась смена биогенной крем-

ниевой седиментации (радиоляриевые или близкие к ним по составу осадки) на карбонатно-кремнистую (обогащенные кокколитами осадки) (см. рис. 3.2.22, 4.3.1). 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 кокколитофориды упоминались разными авторами с начала изучения баженовской свиты. Так, по мнению В.Н. Векшиной [1962б], М.Ю. Зубкова и Н.А. 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,б] 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 глубине 2770 м в скв. 8155 Северо-Нивагальской площади (см. рис. 3.2.23). 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, 1962б; Захаров, Сакс, 1983; Брадучан и др., 1986; и др.]. Эти выводы были подтверждены и более поздними исследованиями [Предтеченская и др., 2006; Панченко и др., 2015а, 2016].

В мировом масштабе кризис в развитии радиолярий пришелся на конец юры [Afanasieva, Amon, 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., 2015а; 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 площадях, так же как и в предыдущий период, оставались субокислительными, временами окислительными, на Присклоновой и Западно-Пурпейской площадях – 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 накопления ОВ 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 [Булыникова 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 KBe3 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 ЗСБ завершилось накопление баженовских осадков (см. рис. 1.1.4).

Вторая половина рязанского века (куломзинское время). Согласно данным [Наг, 2018; Gradstein et al., 2020], вслед за эвстатическим событием КВеЗ 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 площади граница между пачками 4 и 5 примерно приходится на зону *Nectoroceras kochi* [Панченко и др., 2021]. Как показывают исследования, доля поступавшего 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 (см. рис. 4.3.1, А). Основными продуцентами ОВ и породообразующими организмами были кокколитофориды и радиолярии. В Юго-Восточном районе, где на рассматриваемом временном отрезке началось образование мегонской и куломзинской свит, условия в придонных водах были субокислительными до окислительных (см. рис. 4.3.2).

Начало раннего валанжина (окончание куломзинского времени) ознаменовалось на территории Мансийской синеклизы переходом от заключительной стадии седиментации баженовской свиты к началу накопления материала перекрывающих отложений (см. рис. 4.3.1, А). Данный этап пришелся на регрессивную стадию развития Западно-Сибирского бассейна, начавшуюся ранее, однако в валанжине регрессия заметно усилилась [Конторович и др., 2014а]. По мере развития регрессии с проградацией береговой линии, в центральную часть ЗСБ стало поступать больше глинистого материала. В пачке 6 его содержание возрастает до 35 % по сравнению с 15–20 % в пачке 5. По-видимому, увеличение привноса 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 привнос 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., 2015а; 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 осаждения биогенных карбонатных осадков, а именно: повышение температуры морской воды и увеличение значений ее pH [Зубков, Доронина, 1982]. По имеющимся данным, в самом начале мела (переходное волжско-рязанское время) максимально высоких значений температура воды в ЗСБ достигла в начале фазы *Subcraspedites maurynijensis* (= *Chetaites chetae*) поздневолжского времени и затем в фазу *Chetaites sibiricus* (= *Praetollia maynci*) 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 pH 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 кокколитов в соответствующих отложениях? Не исключая возможности последнего сценария событий, который на данный момент не доказуем, рассмотрим, имелись ли предпосылки для развития в центральной части ЗСБ известкового нанопланктона 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<sub>2</sub> в атмосфере биогенное кремненакопление прекратилось и происходило формирование пелагических известняков, включая кокколитофоридовые. Увеличение численности известкового нанопланктона 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].

Особый интерес представляют этапы смены характера седиментации, наблюдаемые в начале раннего мела в бореальном эпиконтинентальном Западно-Сибирском море. Как известно, вулканическая деятельность 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 др. [2021], Е.С. Кондрашовой [2021], в Западной Сибири туффитовые и туфовые прослои приурочены к двум стратиграфическим интервалам баженовской свиты: к верхам средневолжского – низам верхневолжского подъярусов, а также к верхам зоны Praetollia taunsi – 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 Северноморском регионе, датированный по <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>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 поздневолжского 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 северноморских разрезах [Abbink et al., 2001] и по O-изотопным данным в сибирских разрезах [Price, Mutterlose, 2004; Dzyuba et al., 2013], в частности на северо-западе Западной Сибири (см. рис. 1.1.4). Позднетитонский «cold snap» предшествовал времени расцвета известкового нанопланктона в Западно-Сибирском бассейне, где на большей части Центрального района благоприятные обстановки для развития кокколитофорид (и/или сохранения кокколитов в осадке), наиболее вероятно, сложились ближе к концу поздневолжского времени, т. е. в самом начале раннего мела на финальной стадии потепления (см. рис. 1.1.4). Более поздняя смена биогенной кремниевой седиментации на карбонатно-кремнистую в начале рязанской фазы Nectoceras kochi, например, на территории современной Верхнесалымской площади [Панченко и др., 2021], видимо, явление узлокальное. Можно предположить, что в конце поздней юры поверхностные воды бореального Западно-Сибирского моря благодаря существенно более низким, чем в Тетис, температурам и, как следствие, более высокой способности поглощать CO<sub>2</sub> 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<sub>2</sub> 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<sub>2</sub> 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  $145 \pm 2$  млн лет (Южная Африка), 142,5 млн лет (Австралия) и началом рязанского века (Норвегия). В связи с этим не исключена роль парникового эффекта на финальной стадии потепления. В определенной мере на смене типов седиментации могли сказаться некоторое уменьшение глубин Западно-Сибирского бассейна (см. п. 4.3) 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 нанопланктона сложился в рассматриваемый отрезок времени именно в этой зоне ЗСБ. Примечательно, что по времени это совпадает с началом продолжительного этапа похолодания. Можно 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 Краснотенинского 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. Исключение представляют единичные случаи в Северном районе (Присклоновская пл.), где находки кокколитофов известны в верхах баженовской свиты (см. рис. 3.2.26).

Одним из основных результатов работы, представленной в этом подразделе, 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 строение 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 *Nectoceras 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 Северного 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 гемиантеклизы 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 *Nectoceras 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 расселения 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 слабообогащенных ОВ кремнисто-глинистых осадков с преобладанием терригенного компонента над биогенным. 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 площадей, 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  $\text{CO}_2$  и климата. Это, в свою очередь, могло привести к изменениям динамики потоков  $\text{CO}_2$  в системе океан-атмосфера и насыщению поверхностных вод карбонатом кальция в центральной части Западно-Сибирского бассейна. В других частях ЗСБ воздействие этих факторов нивелировалось более интенсивным привносом 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.

## УСЛОВИЯ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ В ДИАГЕНЕЗЕ И КАТАГЕНЕЗЕ

Глубина залегания БС изменяется в пределах 1500–4000 м, по данным А.Н. Фомина и др. [2014], степень преобразованности ОВ изменяется по площади от градации мезакатагенеза МК<sub>1</sub> до МК<sub>2</sub>. Многие авторы отмечали, что при вторичных изменениях породы БС претерпели десилификацию, карбонатизацию, окремнение, пиритизацию, что и привело к существующей пестроте состава [Ушатинский, 1981; Перозио, Соколова, 1982; Условия формирования..., 1988; и др.]. Г.Н. Перозио и М.Ф. Соколова [Доманикиты..., 1982] считали, что во время диагенеза силициты растворялись, а на их месте формировались карбонаты и пирит, в свою очередь, растворенный кремнезем перемещался в глинистые осадки, где откладывался в виде цепочек микроконкреций; в катагенезе также формировались и микроконкреции пирита. В катагенезе, по мнению этих авторов, протекала дегидратация опала и глинистых минералов, а также происходило формирование трещин и их заполнение халцедоном, кварцем, битумом и доломитом.

Р.А. Конышева и Р.С. Сахибгареев [1976] полагали, что основная доля порового пространства в породах свиты дополнялась межформенными порами (полые сфероидальные форменные остатки с округлыми отверстиями – реликты радиолярий и диатомовых водорослей). Такая особенность, по мнению этих авторов, предполагает высокие емкостные возможности отдельных участков, которые содержат форменные полые компоненты. Т.В. Дорофеева и Е.Ю. Блинкова, Н.И. Матвиенко [Доманикиты..., 1982] также связали образование вторичной пористости с развитием постседиментационных процессов, проходящих по микро- и макрофауне (перекристаллизация и выщелачивание). Эту идею поддержали позднее Н.С. Балущкина и соавторы [2013] и описали подобные процессы на примере Средне-Надымского месторождения; те же процессы позднее отмечала А.С. Рослякова с соавторами [2019] на Приобском месторождении. Таким образом, в случае растворения реликтов организмов при дальнейшем заполнении пор каолинитом или коллоидообразным органическим веществом пористость пород увеличивалась, в случае пиритизации, окремнения и кальцитизации она существенно уменьшалась. По мнению А.С. Росляковой с соавторами [2019], пористость БС связана с освобождением пространства между глинисто-кремнистой матрицей и ОВ за счет созревания органического вещества, на формирование пустотного пространства в радиоляритах оказывали влияние вторичные процессы – перекристаллизация радиолярий и локальный прогрев.

В.Д. Немова [2015] на основе детальных литологических и изотопных исследований рассмотрела процессы и условия замещения кремниевого вещества радиоляритовых прослоев БС. Постседиментационные процессы, по мнению автора, обусловлены физико-химическими условиями в придонных водах и верхней части осадка, которые контролировались структурно-тектоническим фактором. При цементации кальцитом породы становились фактически монолитными, и катагенетические флюидные растворы их практически не могли изменить; в случае цементации кремнеземом сохранялась пористость, благодаря которой радиоляриты подвергались в катагенезе активной переработке флюидными растворами.

Существуют различные точки зрения о природе баженовского коллектора. Некоторые авторы полагают, что основной тип коллектора БС образовался в результате автофлюидоразрыва [Гурари и др., 1974; Зарипов, Ушатинский, 1976; Нестеров, 1979; Добрынин, Мартынов, 1980; Корж, Филина, 1980; Гурари, 1983; Нестеров, Ушатинский, 1985; Конторович и др., 1994; Зубков, 2015; Предтеченская и др., 2015; Предтеченская, Злобина, 2018; и др.], другие считают, что основным фактором образования коллектора являлись вторичные преобразования кремнистых и карбонатных пород [Конышева, Сахибгареев, 1976; Доманикиты..., 1982; Коровина, 2004; Балущкина и др., 2013; Немова, 2015; Недоливко, Перевертайло, 2019; и др.], третьи предполагают, что трещиноватость пород БС и формирование в ней углеводородных залежей связаны главным образом с разрывными нарушениями [Крылов и др., 1978]. Большое значение тангенциальным силам придавали А.А. Трофимук и Ю.Н. Карогодин [1981], считающие, что зоны коллекторов в БС – это зоны

повышенных напряжений в прошлом, а в настоящем – относительно ослабленные зоны разгрузки в мозаично-неравномерном поле тангенциальных напряжений. А.Э. Конторович и соавторы [2018a] выделяют два типа коллектора БС: 1) пустоты в матрице породы, созданные при катагенезе за счет химической деструкции (псевдофазовых превращений) керогена с новообразованием нафтидов и других неуглеводородных жидких и газообразных («летучих») соединений; 2) горизонтальная трещиноватость, заложенная при седиментогенезе (присыпки органического вещества при заморах биоты). По данным Г.А. Калмыкова и Н.С. Балускиной [2017], в БС выделяются несколько генетических типов коллекторов: 1) пустоты растворения и перекристаллизации формируют поровый коллектор в кремнистых доломитизированных и кальцитизированных радиоляритах, в основном за счет растворения скелетов радиолярий; 2) трещины и сопровождающие их микротрещины формируют трещинный коллектор в карбонатных породах, подвергшихся тектоно-гидротермальной проработке; 3) поры в керогене и связанные с ними микротрещины достигают необходимых объемов и начинают сообщаться между собой на стадиях катагенеза МК<sub>2-3</sub> и выше в различных по литологическому составу породах, тем самым формируя эффективное поровое пространство. А.Г. Калмыковым и соавторами [2019a] показано, что помимо зрелости на формирование пор в керогене влияют тип органического вещества, состав пород и наличие минерального матрикса, предотвращающего схлопывание образовавшихся пор. Показано, что повышенная катагенетическая преобразованность органического вещества, отвечающая концу главной зоны нефтеобразования, представляет собой один из важнейших факторов, повлиявших на формирование нефтеносности баженовской свиты.

По данным, полученным в настоящем исследовании, тонкослоистые коллекторы, образовавшиеся в результате аномально высокого пластового давления (АВПД), наблюдаются главным образом в районе Салымского месторождения (рис. 5.1.1).

В этом районе степень зрелости ОВ соответствует градации мезокатагенеза МК<sub>2</sub> [Фомин и др., 2014], процессы нефтегенерации идут в полном объеме и в силу «запечатанности» свиты между двумя флюидоупорами (абалакской свиты внизу и подачимовской толщи вверху) в БС создается АВПД. Таким образом, в районах, где отсутствуют глинистые покрывки в кровле и подошве БС (большая часть Юго-Восточного и Южный район), условия для возникновения АВПД и, соответственно, коллектора этого типа отсутствуют, что неоднократно обсуждалось ранее. В разрезах Нюрольской впадины на Западно-Квензерской площади отмечаются сантиметровые прослойки силицитов, насыщенных нефтью. На этой площади Юго-Восточного района степень зрелости ОВ отвечает градации МК<sub>2</sub> [Фомин и др., 2014]. В большинстве разрезов Юго-Восточного и Южного районов нефтепроявлений не выявлено; степень преобразования ОВ здесь соответствует градации мезокатагенеза МК<sub>1</sub> и началу МК<sub>2</sub> [Фомин и др., 2014], таким образом, ОВ находятся в малоподвижном состоянии в виде мальты (А.Э. Конторович, устное сообщение).

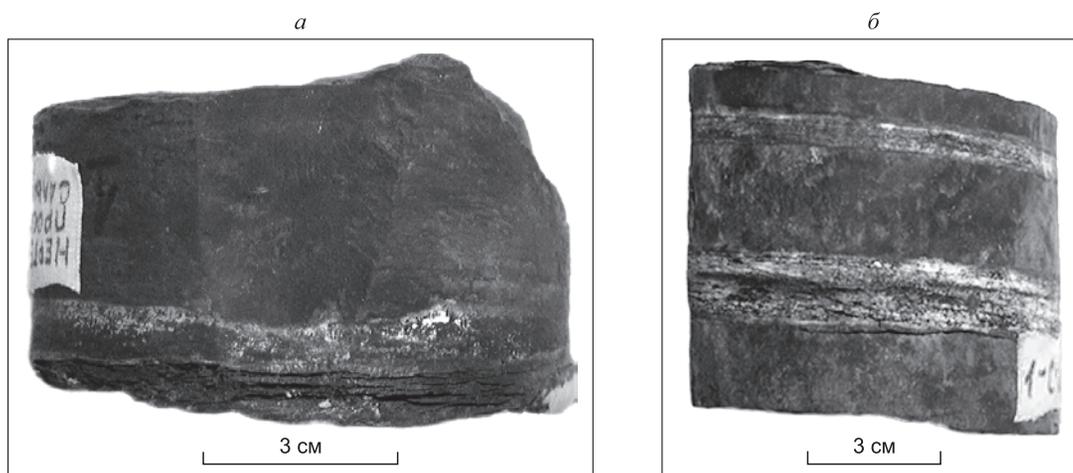


Рис. 5.1.1. Тонкотрещиноватые прослойки в породах баженовской свиты Западно-Салымской площади.

а – микстит кероген-кремнистый. Обр. 1-С-10. Глубина 2819,68 м; б – микстит кероген-карбонатно-кремнистый. Обр. 1-С-27. Глубина 2804,53 м.

Карбонатный слой, частично пропитанный нефтью, присутствует в отложениях Сургутского свода (Южно-Ягунская площадь) непосредственно под БС.

Коллекторы, образовавшиеся в результате выщелачивания радиоляритов, в нашей коллекции не выявлены; как было отмечено ранее, они описаны в западном районе ЗСБ, данные по которому отсутствуют в нашей выборке. В то же время в силу специфики физико-химических условий вполне вероятно, что они могут наблюдаться в этих районах ЗСБ. Таким образом, есть основания предполагать, что все три основных типа коллектора БС существуют и их наличие или отсутствие на определенной площади обусловлено локальными факторами.

### 5.1. ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ

До сих пор вопрос о сероводородном заражении придонных вод во время седиментации баженовской свиты вызывает дискуссию. Большинство авторов (И.И. Плуман, Ф.Г. Гурари, Н.И. Матвиенко, А.В. Брадучан, С.И. Филина, М.В. Корж, М.С. Зонн, А.Э. Конторович и др.) придерживаются точки зрения о присутствии в той или иной степени сероводородного заражения и преимущественно бескислородных условиях придонных вод. Несмотря на неблагоприятные условия для существования фауны, согласно палеонтологическим находкам [Брадучан и др., 1986], бентосные организмы периодически были развиты во время седиментации БС, что, по мнению этих авторов, обусловлено существованием течений, способствовавших аэрации придонных вод. Организмы могли располагаться на приподнятых участках, где содержание кислорода было выше, чем в наддонных водах [Предтеченская и др., 2006]. В.А. Захаров и В.Н. Сакс [1983] утверждали, что бухии, которые были широко распространены в баженовском море, «нуждались» в достаточно аэрируемых водах, но, вероятно, временами могли переносить недостаток кислорода. Ф.Г. Гурари и Э.Я. Вайц [Условия формирования..., 1988] предположили наличие сероводородного облака, которое перемещалось в толще воды, что связано с наличием придонных течений. Именно поэтому в поздневожском море Западной Сибири возникали участки дна с нормальным газовым режимом, которые мгновенно заселялись бентосными организмами (бухии, иноцерамы, агностиды). При новом направлении сероводородного облака вся популяция погибала мгновенно, образуя прослой [Захаров, Сакс, 1983; Условия формирования..., 1988; Предтеченская и др., 2006]. Поселения моллюсков, по их мнению, существовали десятки–сотни лет, а время формирования пустых прослоев – десятки–сотни тысячелетий. Существует мнение о том, что бентосные организмы прикреплялись к плавающим предметам, обычно аммонитам [Баженовский горизонт..., 1986] или водорослям, но обязательно выше уровня сероводородного заражения [Панченко и др., 2015а].

Анализ размеров фрамбоидов пирита используется рядом авторов [Герасименко, Заварзин, 1993; Wilkin et al., 1996; Савельева и др., 2013; и др.] для восстановления окислительно-восстановительных обстановок. Считается, что образование фрамбоидального пирита обусловлено деятельностью сульфатредуцирующих бактерий в восстановительных условиях [Герасименко, Заварзин, 1993; Савельева и др., 2013; и др.]. Согласно исследованиям Р.Т. Вилкина с соавторами [Wilkin et al., 1996], размер фрамбоидов характеризует окислительно-восстановительные условия придонных вод осадка. В бескислородных условиях, по их мнению, фрамбоиды имеют размеры  $5,0 \pm 1,7$  мкм, в переходных и кислородных  $7,7 \pm 4,1$  мкм. Согласно настоящему исследованию, фрамбоиды в породах БС имеют размеры от 2 до 10 мкм, в подстилающих и перекрывающих породах (подачимовская пачка и георгиевская свита) размер фрамбоидов заметно возрастает – до 10–30 мкм (рис. 5.1.2).

Фрамбоиды в породах изучаемых разрезов имеют большие размеры, чем описанные Р.Т. Вилкиным с соавторами [Wilkin et al., 1996], но в целом тенденция сохраняется – в бескислородных обстановках размер фрамбоидов меньше, чем в окисных и переходных.

Марганец является одним из основных показателей окислительно-восстановительных обстановок [Kholodov, Nedumov, 1991; Calvert, Pedersen, 1993]. Согласно исследованию Т.Ф. Педерсена и Н.Б. Прайса [Pedersen, Price, 1982], в бескислородной среде марганец находится в растворенном состоянии, растворы с марганцем могут диффундировать вверх и вниз в пределах осадка. Диффузия растворенного марганца, в случае перенасыщения поровой воды, может привести к образованию родохрозита [Pedersen, Price, 1982]. В результате анализа распределения содержания оксида марганца отмечается следующая особенность – в подстилающих отложениях георгиевской свиты содержание оксида марганца составляет 0,1–0,6 %, а в породах баженовской свиты его содержание уменьшается до 0,01–0,04 %.

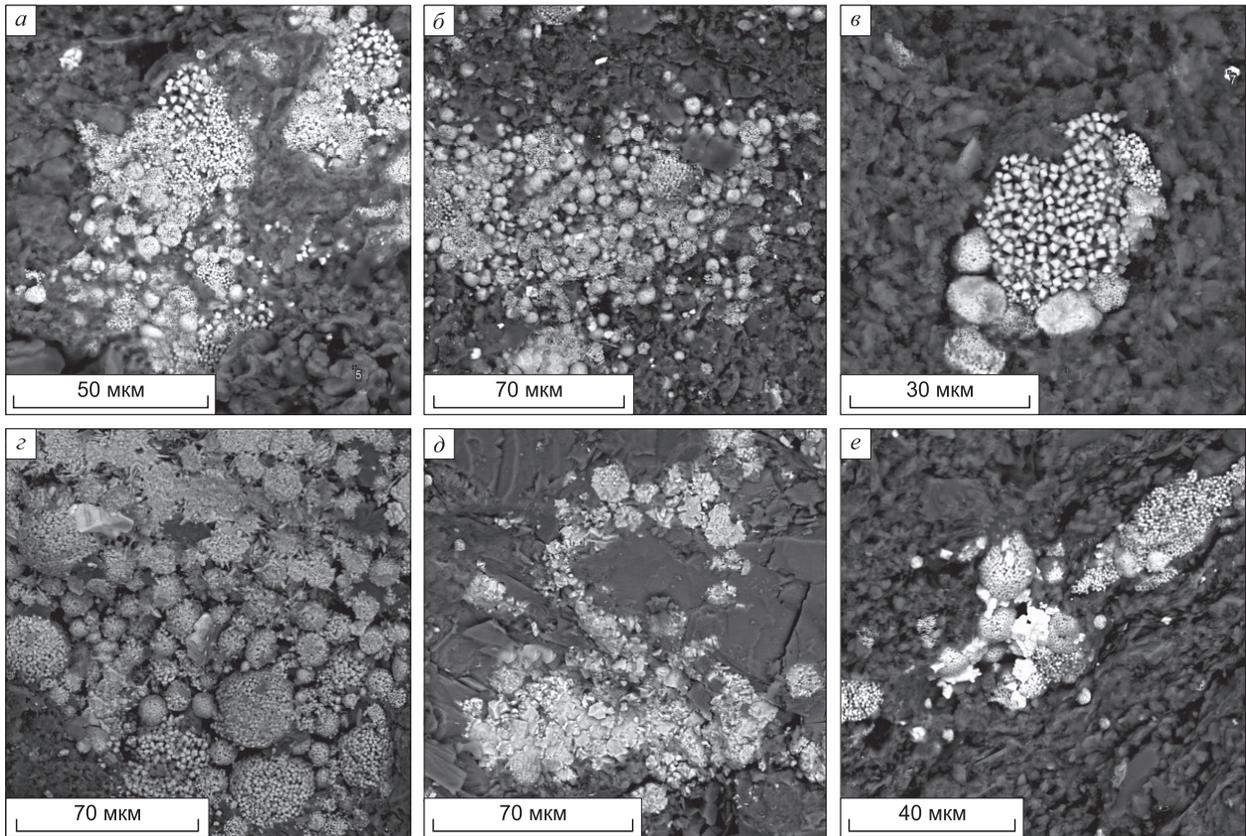


Рис. 5.1.2. Фрамбоидальные структуры в породах баженовской свиты (а-в), подстилающих и перекрывающих породах (г-е). Южно-Ягунская площадь.

Такое резкое уменьшение содержания марганца свидетельствует о том, что обстановки придонных вод баженовского времени характеризуются более восстановительными условиями, чем в период отложения георгиевской свиты.

Одним из методов определения окислительно-восстановительных обстановок придонных вод седиментационных бассейнов является анализ геохимических индексов, таких как  $Mo/Mn$ ,  $V/(V + Ni)$ ,  $V/Cr$ ,  $Ni/Co$ ,  $U/Th$  и др. По результатам анализа геохимических показателей пород баженовской свиты Центрального, Юго-Восточного районов ( $V/(V + Ni) > 0,8$ ;  $Ni/Co > 7$ ;  $V/Cr > 4,25$ ;  $U/Th > 1,25$ ;  $Mo/Mn > 1$ ) (рис. 5.1.3) можно сделать вывод о том, что во время седиментации БС существовали бескислородные обстановки придонных вод. Отмечаются редкие временные интервалы, характеризующиеся слабоокислительными обстановками ( $V/(V + Ni) > 0,8$ ;  $Ni/Co > 7$ ;  $V/Cr > 4,25$ ;  $U/Th > 0,75$ ;  $Mo/Mn \sim 0,001$ ). В Южном и Северном районах анализируемые показатели заметно понижены (рис. 5.1.4) и отвечают переходным между окислительными и восстановительными условиям.

В бескислородных условиях осадконакопления уран осаждается как аутигенный элемент [Wignall, 1994]. Используя распределение  $U_a$ , можно реконструировать окислительно-восстановительные условия осадконакопления. По данным П.В. Вигнала и К.Д. Майерса [Wignall, Myers, 1988], величина  $U_a < 2$  определяет окислительные условия,  $2 < U_a < 10$  – субокислительные,  $10 < U_a < 15$  – аноксидные (бескислородные),  $U_a > 15$  – эвксинские. В изучаемых разрезах породы БС характеризуются высокими значениями  $U_a$  (20–50). В подошвенной части значения  $U_a$  часто понижаются до 6–7. В целом, по данным распределения  $U_a$ , породы БС формировались в бескислородных высоковосстановительных условиях, для подстилающей георгиевской свиты содержания  $U_a$  существенно понижены и составляют 0,2–1,9, что говорит об окислительных условиях.

Показатель степени пиритизации (СП, или DOP от англ. degree of pyritization) применяется для определения окислительно-восстановительных обстановок, существовавших в диагенезе, часто используется при изучении черносланцевых отложений [Гуляева, 1953; Raiswell et al., 1988].

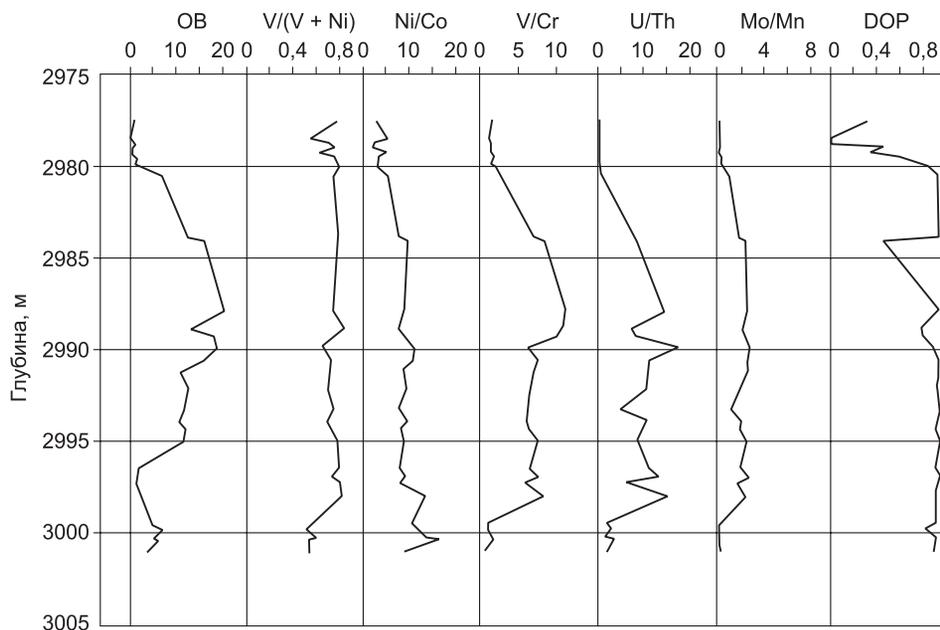


Рис. 5.1.3. Диаграммы изменения некоторых редокс-показателей по разрезу баженовской свиты Повховской площади (Центральный район).

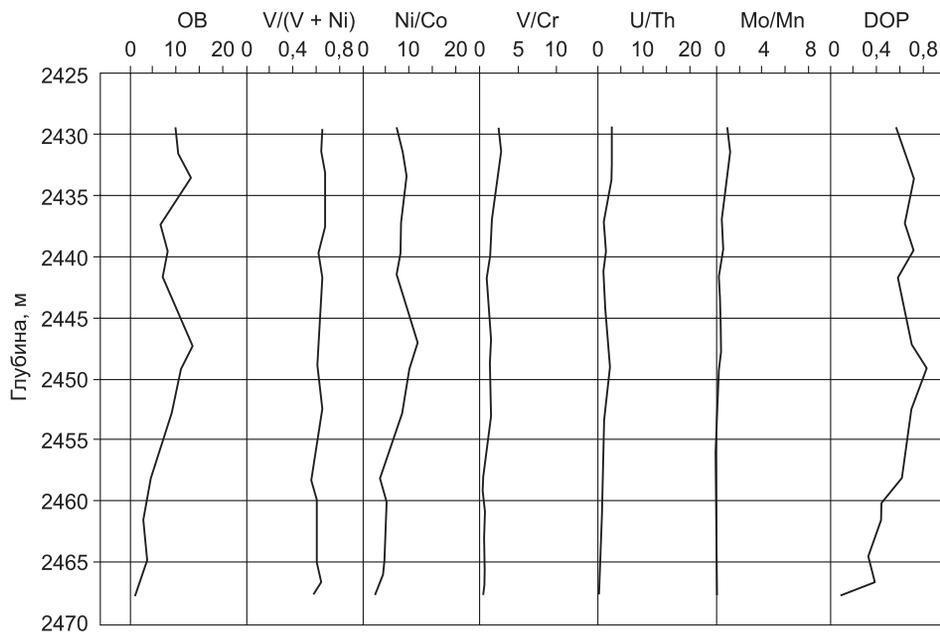


Рис. 5.1.4. Диаграммы изменения некоторых редокс-показателей по разрезу баженовской свиты Ракитинской площади (Южный район).

Ю.Н. Занин с соавторами [Занин и др., 2005; Zanin et al., 2008], изучая баженовскую свиту в районе центральной части ЗСБ, получили значения СП для обогащенных  $S_{орг}$  пород баженовской свиты, равные 0,86, что отвечает бескислородным условиям. Значения СП в изучаемых породах БС составляют 0,8–0,9 в Центральном и Юго-Восточном районах и 0,5–0,8 в Южном и Северном районах (см. рис. 5.1.3, 5.1.4), что отвечает бескислородным и переходным обстановкам соответственно. Перекрывающие и подстилающие породы, где значения СП резко уменьшаются и составляют 0–0,4, характеризуются окислительными условиями диагенеза.

## 5.2. ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ

Со времени получения первых притоков нефти из черносланцевой баженовской свиты высказывались мнения о приуроченности коллекторов к присутствующим в ее разрезах карбонатным породам (М.Ю. Зубков, В.В. Мормышев, В.Д. Немова, И.И. Нестеров, В.П. Сонич и др.). Карбонатные коллекторы известкового и(или) доломитового состава выявлены в БС в отдельных скважинах на Салымском месторождении, на ряде месторождений западного склона Сургутского свода и Красноленинском своде, что ранее было отмечено в работах В.И. Белкина, В.П. Ефремова, М.Ю. Зубкова, Е.Е. Карнюшиной, И.Ш. Усманова, Ю.Э. Халимова и др.

Изучением литологического состава и условий образования карбонатных пород баженовской свиты занимались Е.А. Предтеченская и др. [2006], О.А. Важенина [2010а], Н.С. Балушкина и др. [2016], А.Ю. Юрченко и др. [2015, 2017], В.Д. Немова и др. [2012, 2017], А.Д. Коробов и др. [2017, 2018] и т.д. Авторами сделаны выводы о неравномерности распределения карбонатного материала по латерали, вторичной доломитизации в катагенезе на территории Красноленинского свода, Широтного Приобья и юго-восточных районов Западно-Сибирского бассейна.

Ниже приводится описание основных типов карбонатных тел (прослои, конкреции и др.) в БС на примере результатов их исследований в четырех скважинах Хантейской гемиантеклизы. В этом разделе использованы результаты по органической геохимии карбонатных пород Е.А. Костыревой, Е.В. Козловой, И.С. Сотнич, изотопии – А.Ю. Юрченко, полученные в рамках совместного исследования [Эдер и др., 2019а].

Основным карбонатным минералом в БС изучаемой территории является кальцит, в меньшей степени доломит. Карбонатность пород в исследуемых разрезах убывает сверху вниз: от 30–80 % в верхней пачке до 2–3 % (редко до 10 %) в средней и нижней пачках в разрезах, где отсутствует карбонатная пачка. По результатам литологического изучения БС района исследования установлено, что для ее верхней («кокколитовой») пачки характерны известковые микститы с остатками кокколит, конкреции и линзы–прослои (рис. 5.2.1).

В средней части свиты линзы и прослои, представленные кальцитом, встречаются реже. Для этого интервала характерны многочисленные микропрослои ракушняков. В подошве некоторых разрезов БС присутствуют карбонатизированные радиоляриты, в других разрезах наблюдается карбонатный слой, сложенный в верхней части апорадиоляритами, в нижней – микритовыми известняками с остатками кокколит, с брекчированными прослоями и трещинами, залеченными кальцитом. Как видно на рис. 5.2.2, по среднему содержанию карбонатных минералов в породах изучаемые разрезы Хантейской гемиантеклизы существенно различаются.

Наиболее карбонатным является разрез БС Южно-Ягунской площади, расположенной на Сургутском своде, в котором конкреции преимущественно известкового состава присутствуют и в средней, и в верхней частях разреза. В породах этого разреза преобладает кальцит. Близким по среднему содержанию карбонатов является разрез БС Повховской площади, в котором по сравнению с БС Южно-Ягунской площади понижено среднее содержание кальцита и несколько повышено содержание доломита. Разрезы БС Новоортьягунской и, особенно, Дружной площадей отличаются от рассмотренных выше разрезов пониженным содержанием карбонатов (см. рис. 5.2.2).

Развитие карбонатной фауны в период формирования баженовского горизонта в районе Южно-Ягунской площади связывается с двумя факторами: 1) существованием теплых течений в волжско-раннерязанском палеобассейне, как предполагалось ранее В.А. Захаровым [2006], и(или) 2) фациальными особенностями района, включая особенности палеорельефа морского дна (локальные поднятия), что рассмотрено ранее Е.А. Предтеченской с соавторами [2006]. Повышенная температура водной среды в первом случае, в свою очередь, способствовала увеличению щелочности среды, что создавало условия для отложения карбонатного материала. На Повховской площади повышенные содержания кальцита, в меньшей степени доломита, связаны с развитием процессов вторичной карбонатизации. Ниже представлена более подробная характеристика разных типов карбонатных пород БС.

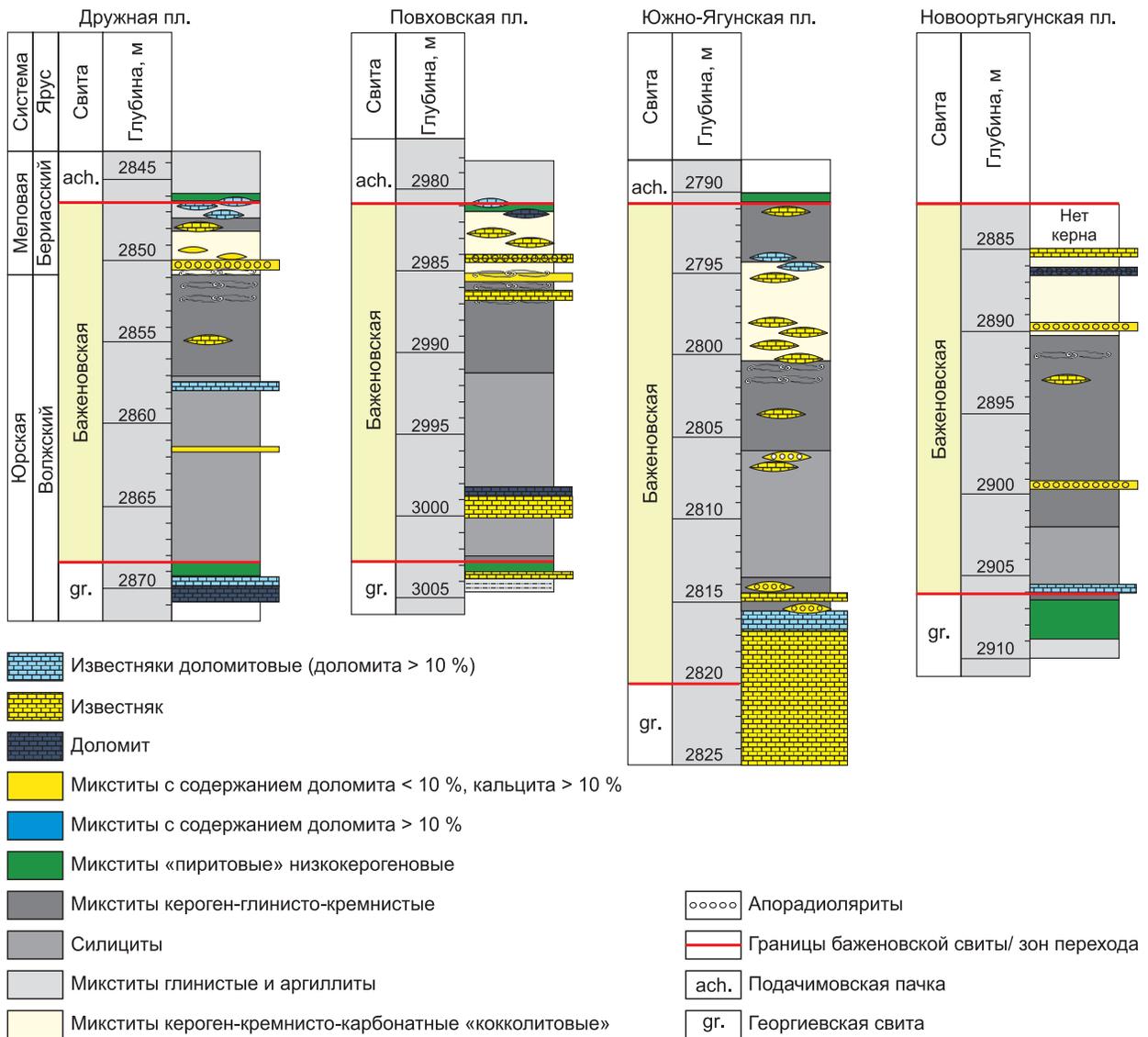


Рис. 5.2.1. Литологические колонки баженовской свиты Хантейской гемиантеклизы [Эдер и др., 2019а].

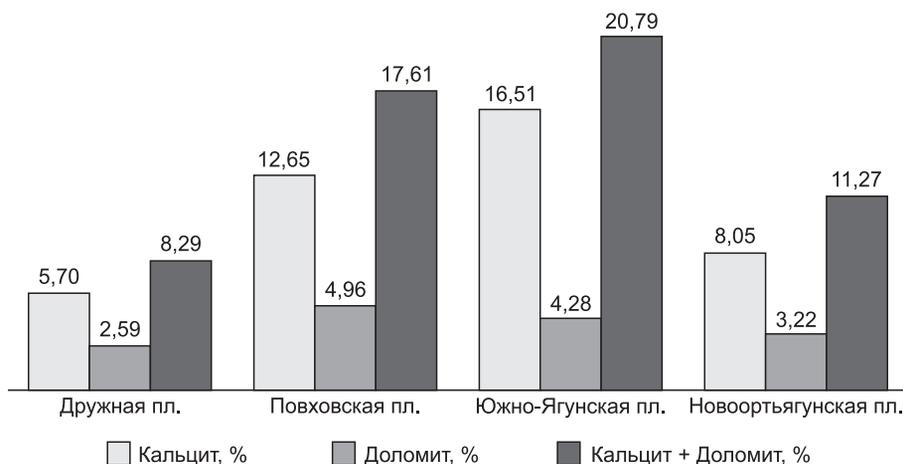


Рис. 5.2.2. Средние содержания кальция и доломита в баженовской свите Центрального района (Хантейская гемиантеклиза, Надымская мегамоноклиза) [Эдер и др., 2019а].

«Кокколитовая» пачка (микститы кремнисто-карбонатные)

Верхняя пачка БС в районе исследования представлена микститами кремнисто-карбонатными и характеризуется наиболее высокими содержаниями  $C_{орг}$  по разрезу БС (13–20 %). Мощность пачки составляет 3–4 м, редко до 6 м. Основным источником известкового материала верхней пачки БС является главным образом известковый нанопланктон. Подтверждением этого служат находки реликтов кокколитофоридовых водорослей практически во всех образцах верхней пачки БС, установленные при исследовании в СЭМ. Остатки кокколит имеют кольцевидную форму, диаметр 5–10 мкм. По данным изучения шлифов, реликты кокколит в рассматриваемых отложениях сосредоточены в тонких частых линзочках удлинённой формы толщиной 0,02–0,03 мм, длиной 0,07–0,1 мм, расположенных по напластованию (см. рис. 5.2.1).

По данным А.Ю. Юрченко [Эдер и др., 2019а], значения  $\delta^{13}C$  в кокколитовых прослоях изменяются от –12,6 до –1,9 ‰ VPDB,  $\delta^{18}O$  – от –14,0 до –2,2 ‰ VPDB. Изотопные данные указывают, что карбонатный материал кокколит частично претерпел перекристаллизацию в диа- и катагенезе (рис. 5.2.3).

Наиболее легкие значения  $\delta^{13}C$  характерны для образцов Дружной площади (–12,6...–11,0 ‰), что указывает на присутствие помимо седиментогенной (изотопно-тяжелой) углекислоты, изотопно-легкой углекислоты, формирующейся при разложении органического вещества (ОВ) и(или) углеводов (УВ) [Эдер и др., 2019а].

Согласно Е.А. Костыревой, Е.В. Козловой, И.С. Сотнич [Эдер и др., 2019а], содержание нерастворимого остатка в микститах кремнисто-карбонатных более 50 % на породу, концентрация  $C_{орг}$  высокая, в большинстве образцов равна 10–15 % на породу. Содержание углеводов, уже генерированных ОВ ( $S_1$ ), повышенное и изменяется от 4,0 до 9,5 мг УВ/г породы.

Большой разброс значений отмечается для остаточного генерационного потенциала, измеряемого пиком  $S_2$  (40–107 мг УВ/г породы) [Эдер и др., 2019а]. Считается, что индекс продуктивности  $PI = S_1/(S_1 + S_2)$  зависит в большей степени от миграционных процессов [Меленевский, 1991; и др.]. В большинстве образцов этот показатель не превышает 0,1. По значениям водородного индекса можно судить о нефтегенерационных свойствах органического вещества, 5 % образцов ОВ обладает богатым нефтегенерационным потенциалом ( $HI = 400–570$  мг УВ/г  $C_{орг}$ ). Выход хлороформенного экстракта (битумоида) изменяется в широких пределах – от 0,1 до 0,8 % на породу. В групповом составе всех экстрактов доминируют углеводороды (до 70 %). Битумоидный коэффициент в большинстве образцов невысокий (<4 %). Значения отношения насыщенных УВ к ароматическим изменяется от 0,5 до 2,9 [Эдер и др., 2019а].

На асфальтены приходится не более 5 %. Кривая распределения нормальных алканов ( $C_{11}–C_{40}$ ) одномодальная с максимумом на низкомолекулярных  $n-C_{16}–n-C_{19}$  (10–15 % от суммы нормальных алканов) [Эдер и др., 2019а].

По данным Е.А. Костыревой, Е.В. Козловой, И.С. Сотнич [Эдер и др., 2019а], отличие ОВ заключается в степени его преобразованности в отдельных скважинах, что отчетливо видно по распределению углеводов и ароматических соединений, хотя по углепетрографическим ( $R_{vt}^0 = 0,7$ ) и пиролитическим параметрам ( $T_{max} = 440$  °С) ОВ находится на одной стадии катагенеза  $MK_1^2$  [Фомин, 2011; Костырева, Сотнич, 2017; Конторович и др., 2018а; и др.].

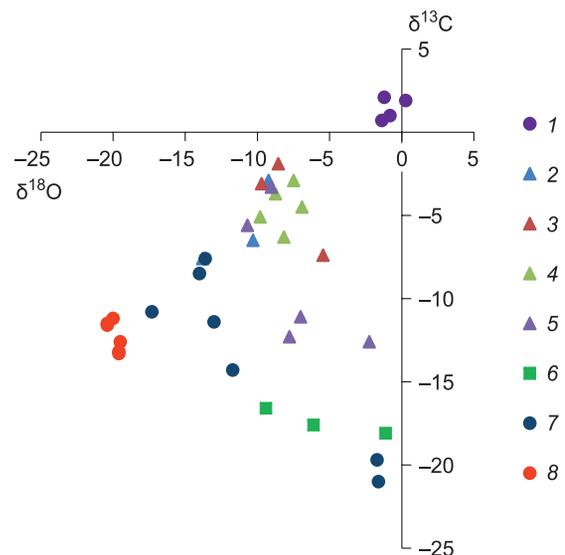


Рис. 5.2.3. Изотопный состав углерода ( $\delta^{13}C$ ) и кислорода ( $\delta^{18}O$ ) в исследованных карбонатных породах [Эдер и др., 2019а].

1 – ростры белемнитов; 2 – кокколитовая пачка, Повховская площадь; 3 – кокколитовая пачка, Новоортгьягунская площадь; 4 – кокколитовая пачка, Южно-Ягунская площадь; 5 – кокколитовая пачка, Дружная площадь; 6 – карбонатные конкреции в БС, Южно-Ягунская площадь; 7 – карбонатный пласт, подстилающий баженовскую свиту; 8 – жильный кальцит в карбонатном пласте, подстилающем БС.

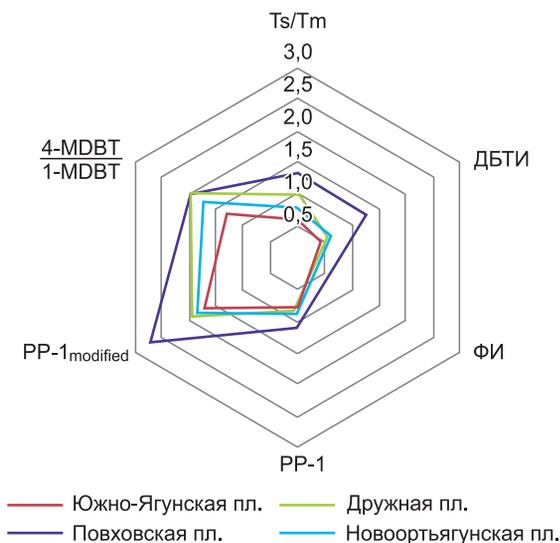


Рис. 5.2.4. Наиболее значимые молекулярные параметры (средние значения) для определения степени преобразованности органического вещества баженовской свиты. ДБТИ =  $2 + 3\text{MDBT}/\text{DBT}$ ; ФИ =  $2\text{MP}/\text{P}$ ; PP-1 =  $1\text{MP}/(2\text{MP} + 3\text{MP})$ ; PP-1<sub>modified</sub> =  $(1\text{MP} + 9\text{MP})/(2\text{MP} + 3\text{MP})$  [Эдер и др., 2019а].

Наиболее преобразовано ОВ Повховской площади, на что указывают более высокие значения отношений  $1/\text{Ki} = (\text{n-C}_{17} + \text{n-C}_{18})/(\text{Pr} + \text{Ph}) - (2-3)$ ,  $\text{Ts}/\text{Tm} - (1,2-1,3)$ , ДБТИ =  $2 + 3\text{MDBT}/\text{DBT} - (1,5-2,0)$ , PP-1 =  $1\text{MP}/(2\text{MP} + 3\text{MP}) - (0,9-1,5)$ , PP-1<sub>modified</sub> =  $(1\text{MP} + 9\text{MP})/(2\text{MP} + 3\text{MP}) - (2-3)$ , рассчитанные по литературным источникам [Гончаров и др., 2004, 2013; Конторович и др., 2004; Peters et al., 2005; и др.]. Органическое вещество Южно-Ягунской площади менее преобразовано, и средние значения

основных параметров, определяющих степень преобразованности ОВ, по сравнению с Повховской площадью уменьшаются в среднем в 1,5–3 раза (рис. 5.2.4). Как было отмечено ранее [Эдер и др., 2017], верхняя «кокколитовая» пачка БС характеризуется присутствием значительного количества карбонатных конкреций, в связи с этим проследить какую-либо слоистость на данном интервале не представляется возможным. Исключение представляет разрез Новоортьягунской площади, в котором конкреции отсутствуют и наблюдается переслаивание микститов кероген-глинисто-кремнистых и кероген-кремнисто-карбонатных с реликтами кокколита. Толщина этих прослоев составляет 3–5 см.

Баженовская свита является частично возрастным аналогом кимериджской формации (кимеридж-верхний титон), по составу и условиям формирования они существенно различаются [Конюхов, 2012; и др.]. Кимериджская формация была сформирована в условиях шельфа и характеризуется ритмичным строением – чередованием карбонатных и низкокарбонатных тонкозернистых осадков [Pearson et al., 2004; и др.]. БС образовалась в условиях эпиконтинентального моря, главным образом в его глубоководной части. По данным ряда исследователей [Конторович и др., 2013], глубины баженовского моря составляли 200–400 м. В краевых частях бассейна условия для накопления высокоуглеродистых пород были неблагоприятными в связи с повышенным сносом аллотигенного материала [Конторович и др., 2013]. Во время ее осадконакопления в течение долгого времени преобладала кремнистая хемобиогенная седиментация, которая на заключительном этапе формирования БС сменилась на карбонатно-кремнистую [Ясович, Поплавская, 1975; Эдер и др., 2015а]. До недавнего времени считалось, что для БС не характерна ритмичность. Переслаивание пород, насыщенных реликтами кокколита и прослоев, обедненных ими в БС Новоортьягунской площади, позволяет сделать вывод о некоторой периодичности распространения известкового нанопланктона на заключительной стадии осадконакопления БС. К этому же выводу пришли Н. Трибовиллард с соавторами [Tribovillard et al., 1994], изучая причины цикличности в кимериджской формации.

Необходимо отметить, что мощность «кокколитовой» пачки в районе Хантейской гемиантеклизы заметно сокращена (3–4 м) по сравнению с БС Мансийской синеклизы (8–10 м). В пределах каждой из этих структур встречаются разрезы БС с близкой мощностью (6–7 м) «кокколитовой» пачки (Южно-Ягунская и Чупальская площади), что, по-видимому, обусловлено локальными фациальными особенностями. Распространение на территории ЗСБ в БС «кокколитовой» пачки, характеризуемой высокими сопротивлениями и повышенными значениями содержания ОВ, рассмотрено ранее [Ясович, Поплавская, 1975; Эдер и др., 2015а].

Развитие известковой фауны в период перехода от юры к мелу [Ясович, Поплавская, 1975; Панченко и др., 2015а, 2016] привело к смене состава осадков баженовского палеоморя – с биогенных кремнистых до карбонатно-кремнистых. Подобная смена биогенной седиментации в рассматриваемый период наблюдалась и в Тетическом поясе и связывается с перестройкой геохимической обстановки в океанических водах Северного полушария [Эдер и др., 2015а].

*Карбонатные конкреции в «кокколитовой» пачке*

Отличительной чертой рассматриваемых разрезов БС, по сравнению с Салымским, Красноленинским типами разреза и БС Южного и Юго-Восточного районов ЗСБ [Эдер и др., 2015б; Балушкина и др., 2016; и др.], является широкое распространение карбонатных конкреций диаметром 7–12 см и линз-прослоев толщиной 0,5–1,5 см в верхней и средней пачках свиты. В основном конкреции имеют четкие резкие границы с вмещающей породой, в единичных случаях наблюдается переходная сантиметровая зона между конкрецией и породой. По наблюдениям в сканирующем микроскопе установлено, что материал конкреции представлен микрокристаллическим кальцитом, переходная зона – таким же материалом, но с реликтами кокколитофорид, вмещающая порода содержит значительное количество реликтов нанофоссилий (рис. 5.2.5).

Таким образом, по результатам изучения образцов в кернах и в СЭМ получены подтверждения, что источником известковых конкреций в БС служили в верхней части свиты главным образом кокколитофоридовые водоросли, в средней – раковины двустворок. Определено, что в карбонатных конкрециях БС изученных разрезов Хантейской гемиантеклизы, за исключением БС

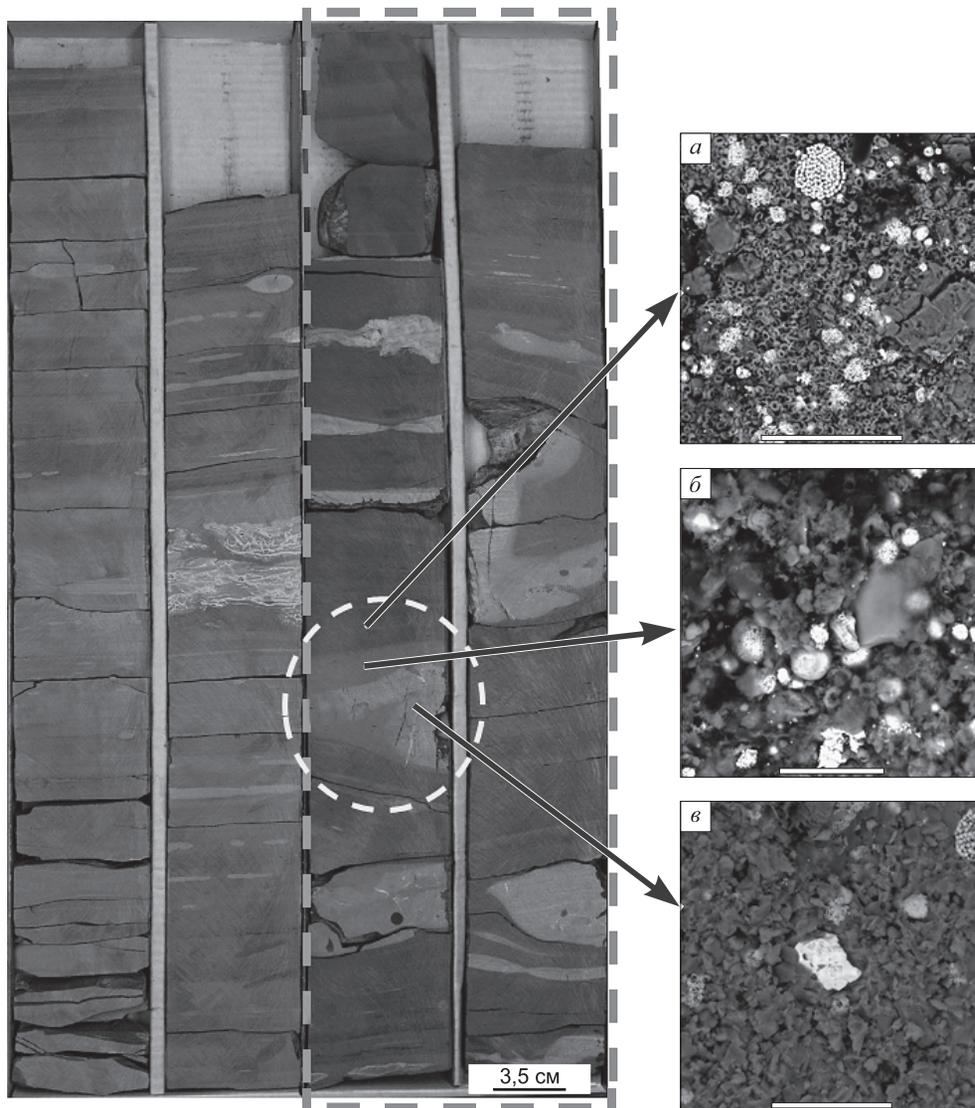


Рис. 5.2.5. Фрагмент керна БС Повховской площади из интервала 2979,93–2982,3 м [Эдер и др., 2019а].

*a-v* – фотографии участков известковой конкреции и вмещающей породы (микстит кероген-карбонатный) БС, полученных в СЭМ; *a* – вмещающая порода с кокколитами, *б* – переходная зона между конкрецией и вмещающей породой (с небольшим количеством остатков кокколит), *в* – известковая конкреция, представленная скрыто- и микрокристаллическим кальцитом. Размерность масштабной линейки: *a* – 40 мкм, *б, в* – 20 мкм.

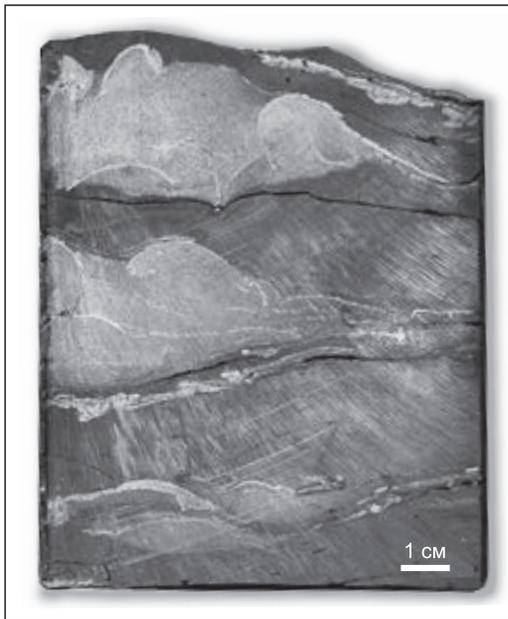


Рис. 5.2.6. Известковые конкреции, окаймленные остатками раковин двустворок в микстите кероген-кремнистом БС Урьевской площади.

Обр. Ур-7016-8. Глубина 2684,21 м.

Дружной площади, по мере приближения к верхней границе свиты в конкрециях возрастает содержание доломита с 5–10 до 15–50 %. Предполагается, что рассматриваемые конкреции подверглись процессам доломитизации в катагенезе.

В ряде случаев в изучаемых разрезах наблюдаются конкреции, одна сторона которых окаймлена реликтом раковины двустворки (рис. 5.2.6). Подобное соседство указывает на выщелачивание и перераспределение известкового материала.

Согласно Е.А. Костыревой, Е.В. Козловой, И.С. Сотнич [Эдер и др., 2019а], содержание нерастворимого остатка в карбонатных конкрециях значительно ниже,

чем в кремнисто-карбонатных микститах «кокколитовой» пачки и не превышает 26 % на породу. Концентрация  $C_{орг}$  изменяется от 1,6 до 5,2 % при среднем всего 3,2 %. В конкрециях также более низкие значения пиков  $S_1$  (1,2–3,7 мг УВ/г породы) и  $S_2$  (6,3–22,6 мг УВ/г породы). Индекс продуктивности повышенный (0,10–0,16). ОВ обладает богатым нефтегенерационным потенциалом ( $HI = 414–509$  мг УВ/г  $C_{орг}$ ). Выход хлороформенного экстракта в большинстве образцов не превышает 0,2 % на породу. Битумоидный коэффициент изменяется от 3 до 9 %. В групповом составе всех экстрактов доминируют углеводороды (до 70 %). Значения отношения насыщенных УВ к ароматическим больше единицы. На асфальтены приходится 5–10 %. Распределение основных групп углеводородов-биомаркеров насыщенной и ароматической фракций идентично вышеописанному. Несмотря на наличие миграционного компонента в составе ОВ, все породы этой части разреза характеризуются низкой пористостью ( $K_p < 2$  %) и не являются коллекторами [Эдер и др., 2019а].

#### *Карбонатизированные радиоляриты*

На Повховской площади в подошве БС присутствует пачка мощностью около 3 м известняка тонко- и микрокристаллического с реликтовой радиоляриевой структурой (см. рис. 5.2.1). В ряде случаев радиоляриты в процессе литификации вмещающих отложений могут быть подвергнуты кальцитизации. Попадая в щелочную среду карбонатного субстрата, опал радиолярий начинает растворяться с постепенной кальцитизацией. В некоторых случаях отложения этого типа подвергаются доломитизации.

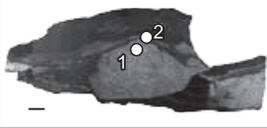
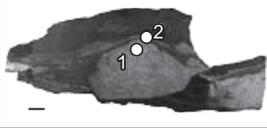
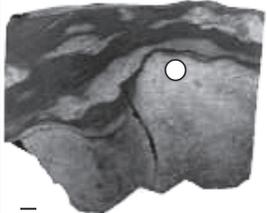
По данным Е.А. Костыревой, Е.В. Козловой, И.С. Сотнич [Эдер и др., 2019а], содержание нерастворимого остатка в карбонатизированном радиолярите сопоставимо с карбонатными конкрециями (9–30 %) мощностью 0,1 м, содержание ОВ в этом прослое самое низкое (1–2 %) для карбонатных разностей баженовской свиты. Эти породы отличаются от вышележащих также свечением при ультрафиолетовом освещении и пиролитическими характеристиками ( $S_1 = 1,6–2,6$  и  $S_2 = 4,8–9,5$  мг УВ/г породы) [Эдер и др., 2019а].

По данным изотопного анализа, в конкрециях карбонатного состава БС  $\delta^{13}C$  изменяется от  $-18,1$  до  $-16,6$  ‰;  $\delta^{18}O$  варьирует в широких пределах – от  $-9,4$  до  $-1,1$  ‰, что, по мнению А.Ю. Юрченко [Эдер и др., 2019а], указывает на кристаллизацию карбонатного материала в разных условиях: в придонной части осадков (наиболее высокие значения  $\delta^{18}O$ ; рассчитанные температуры 12–21 °С) и на более поздних стадиях диагенеза, с возможной перекристаллизацией в катагенезе (низкие значения  $\delta^{18}O$ ; температуры от 28–39 до 58 °С) (табл. 5.2.1).

Согласно Е.А. Костыревой, Е.В. Козловой, И.С. Сотнич [Эдер и др., 2019а], высокий индекс продуктивности (0,16–0,32) и значительные вариации водородного индекса (312–544 мг УВ/г  $C_{орг}$ ) могут являться свидетельством неравномерного распределения в отложениях миграционного битумоида. Содержание хлороформенного экстракта изменяется от 0,10 до 0,29 % на породу.

Таблица 5.2.1

Результаты изотопного анализа ( $^{13}\text{C}$  и  $^{18}\text{O}$ ) карбонатных конкреций БС

Скважина, месторождение	Интервал отбора, м	Образец	Свита	Характеристика проб	Фото образцов с точками отбора проб	$\delta^{13}\text{C}$ , ‰ VPDB	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰ VPDB	T, °C пересч.
322П, Дружное	2849,47	198	Баженовская	Конкреция		-16,6	-9,4	90
306П, Южно-Ягунское	2800,41	234 (1)	Баженовская	Светло-серая конкреция		-17,6	-6,1	39
		234 (2)	Баженовская	Белая (фауна?)		-5,9	-4,3	30
306П, Южно-Ягунское	2800,62	236	Баженовская	Светло-серая конкреция		-18,1	-1,1	14

Примечание. Составлена А.Ю. Юрченко для совместного доклада.

Битумоидный коэффициент высокий (10–31 %), что также говорит о миграционных процессах. В групповом составе битумоидов доминируют углеводороды – до 64 % (значение отношения насыщенных УВ к ароматическим более 1). На асфальтены приходится от 5 до 10 %. Распределение основных групп углеводородов-биомаркеров насыщенной и ароматической фракций идентично вышеописанному [Эдер и др., 2019а].

По данным Н.С. Балушкиной [Эдер и др., 2019а], коллекторские свойства пород этого интервала низкие, пористость не превышает 2,5 %, в большинстве образцов – менее 1 %.

Свидетельства катагенетической доломитизации известны в отложениях различного возраста [Bausch, Hoefs, 1972; Mastuda, Iijima, 1989; Farr, 1992; Предтеченская и др., 2009; Коробов и др., 2017; и др.]. По изотопным данным определено, что доломитизированные радиоляриты баженовской свиты формировались в стадию катагенеза [Немова, 2012; Балушкина и др., 2016; Немова, Панченко, 2017; Eder et al., 2018]. По результатам исследований В.Д. Немовой [2012], доломитизация баженовских радиоляритов происходила в конце раннего катагенеза (температура около 100 °С) при активизации процессов дегидратации глин. Выделившиеся щелочные растворы мигрировали из-под матрицы в единственный проницаемый слой – окремненный радиолярит, что привело к выщелачиванию кремнезема, росту кристаллов доломита, формированию апордиоляритовых кремнистых доломитов со вторичным пустотным пространством. По мнению ряда авторов, в результате дегидратации глин также высвобождается значительное количество магния, необходимого для доломитизации пород в катагенезе [Страхов, 1960; Юдович, Кетрис, 1988, 2008; Немова, 2012; Коробов и др., 2015, 2017]. Именно эти породы, согласно [Балушкина и др., 2016; Немова и др., 2017; Spiridonov, Kolpakov, 2018; и др.], рассматриваются в качестве наиболее емких коллекторов на некоторых месторождениях (Средне-Надымское и др.).

#### Карбонатный пласт с реликтами радиолярий и кокколит

В разрезе одной из скважин Южно-Ягунской площади на границе баженовской и георгиевской свит выделяется карбонатный пласт мощностью 3,85 м, сложенный известняками микритовыми (рис. 5.2.7), черными или светло-бурыми на сколе и светло-бурыми и серыми на поверхности выветривания, трещиноватыми, иногда брекчированными. Микротекстура – от однородной до косослоистой, обусловленной наличием светлых карбонатных прослоев с относительно пониженным содержанием пирита и ОВ толщиной 2–5 см. Угол наклона прослоев 30–45°, границы между прослоями резкие, некоторые из них выклиниваются (рис. 5.2.8). Основная масса породы

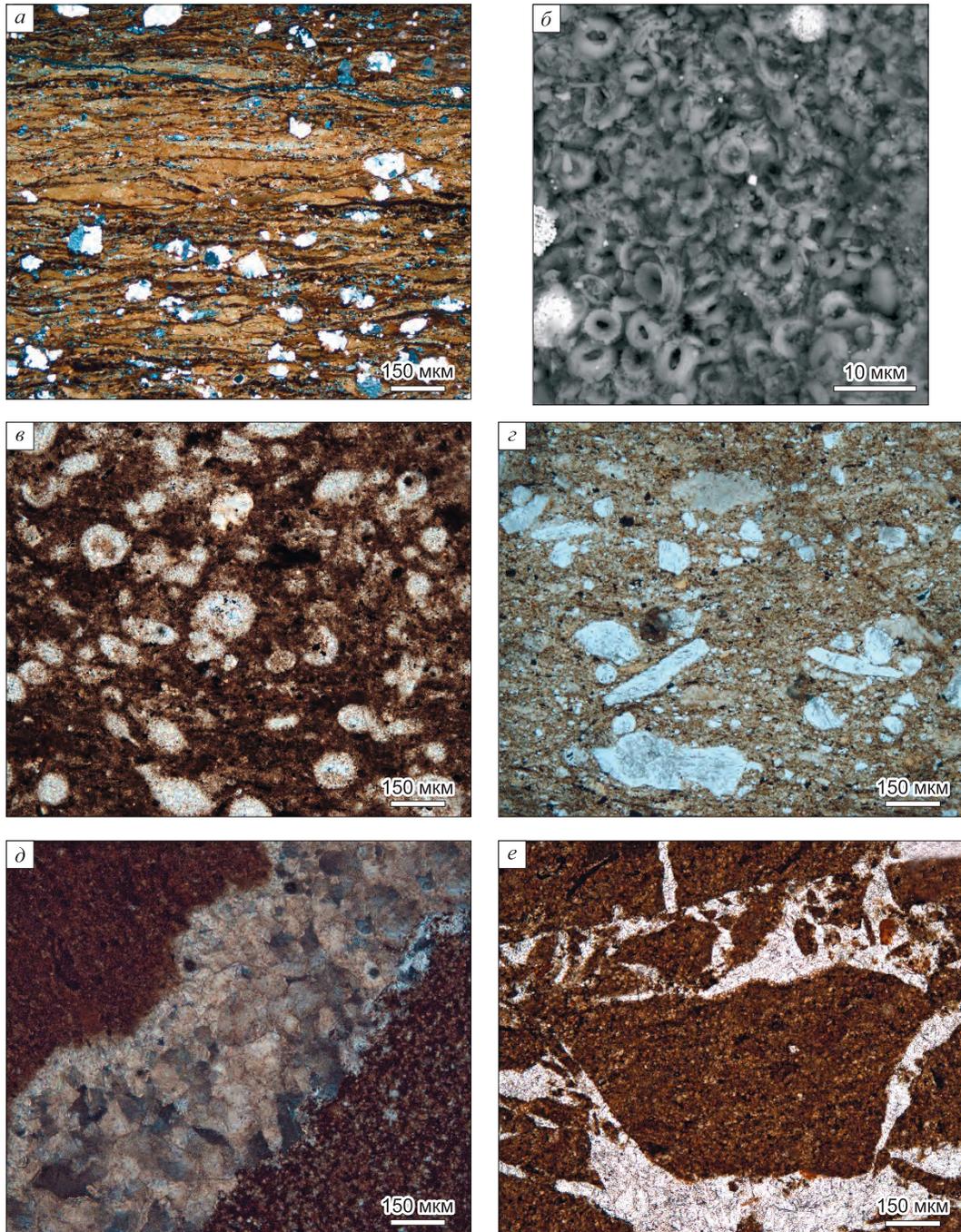


Рис. 5.2.7. Породы баженовской и абалакской свит Хантейской гемиантеклизы.

*a* – микстит кероген-карбонатно-кремнистый с линзами кокколлит. Дружная площадь. Глубина 2850,7 м; *б* – реликты кокколлит верхней пачки баженовской свиты. Новоуръягунская площадь. Глубина 2887,9 м; *в* – известняк апо-радиоляриевый. Южно-Ягунская площадь. Глубина 2815,9 м; *г* – обломки кальцита в известняке абалакской свиты. Южно-Ягунская площадь. Глубина 2816,9 м; *д* – трещина, залеченная микрокристаллическим кальцитом. Южно-Ягунская площадь. Глубина 2818,9 м; *е* – разнонаправленные трещины в известняке керогеновом абалакской свиты. Южно-Ягунская площадь. Глубина 2817,2 м.

представлена микрокристаллическим известковым материалом. В этом прослое также наблюдается яснокристаллический кальцит, развитый по трещинам и жилам, в большом количестве пронизывающим породы. Он выполняет роль заполнителя в брекчированных участках. В основной массе распространены реликты радиолярий (0,05–0,2 мм) субокруглой или овальной формы с

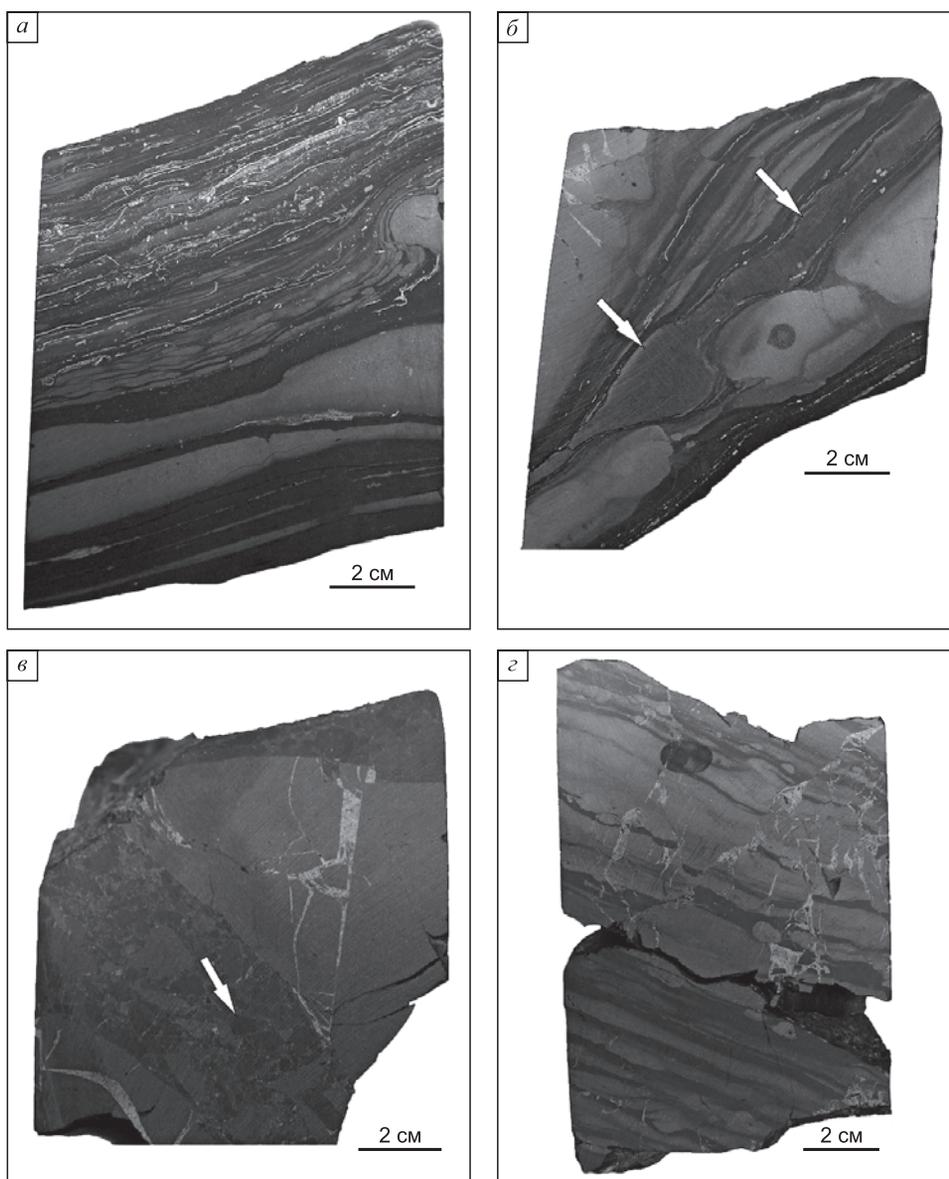


Рис. 5.2.8. Образцы керна карбонатного пласта на границе баженовской и абалакской свит. Южно-Ягунская площадь.

*а* – косое переслаивание карбонатных и низкокарбонатных высокоуглеродистых прослоев зоны перехода между баженовской и абалакской свитами; *б* – нефтенасыщенная карбонатная линза; *в* – брекчированный известняк абалакской свиты с трещинами, залеченными кальцитом. Некоторые карбонатные обломки нефтенасыщены; *г* – косое переслаивание карбонатных высоко- и низкоуглеродистых прослоев абалакской свиты.

более темным ядром, представленные тонко- и микрокристаллическим кальцитом, и единичные остатки раковин двустворок. Содержание нерастворимого остатка в карбонатном пласте менее 25 %, а в переходном к нему слое 40–50 %. Содержание органического углерода в карбонатном пласте изменяется от 2 до 5 %, а в переходном – 8–9 %. Породы характеризуются неравномерным нефтенасыщением (рис. 5.2.9).

В нижней части БС впервые обнаружены остатки кокколитофоридовых водорослей на Южно-Ягунской, Присклоновой и Северо-Салымской площадях (рис. 5.1.10).

По данным Е.А. Костыревой, Е.В. Козловой, И.С. Сотнич [Эдер и др., 2019а], в кровле карбонатного пласта наблюдается брекчированный, нефтенасыщенный прослой толщиной 0,3 м (см. рис. 5.2.9). Порода пахнет нефтью, характеризуется неравномерным свечением в желтых и бурых

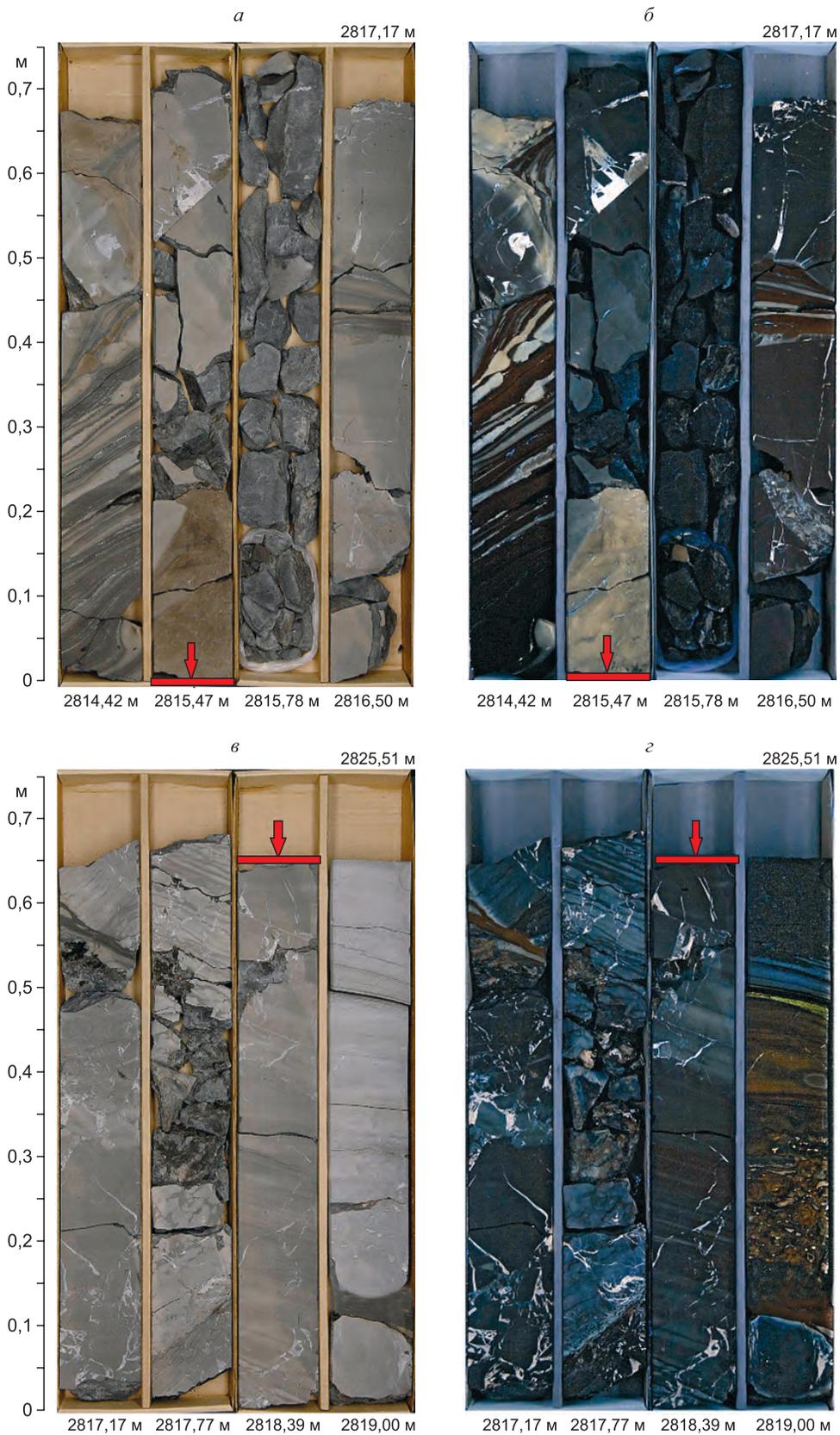


Рис. 5.2.9. Керн карбонатного пласта с нефтенасыщенными прослоями в интервале 2814,42–2819,0 м подошвы баженовской свиты Южно-Ягунской площади.

*a, в* – в дневном свете; *б, г* – в ультрафиолетовом свете. Диаметр керна 6,7 см.

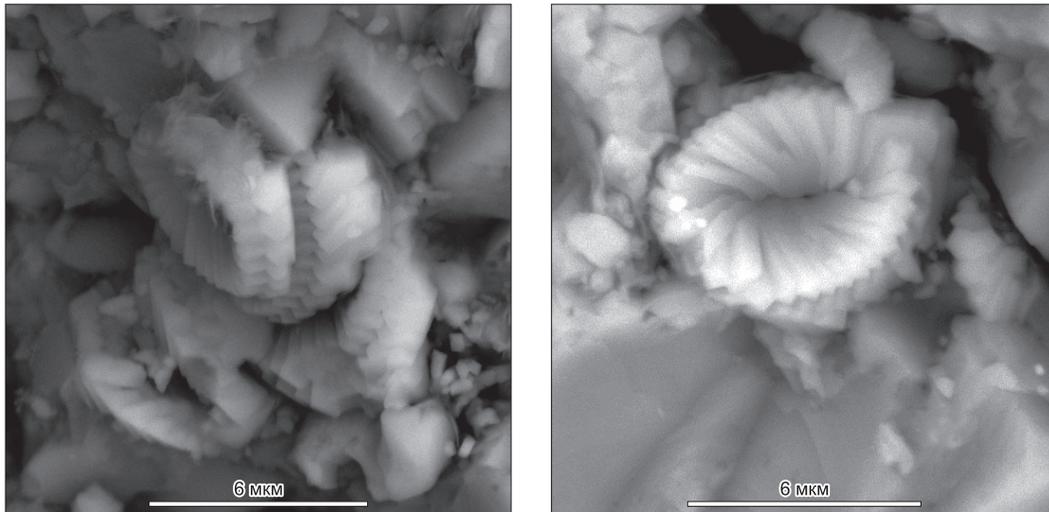


Рис. 5.2.10. Остатки кокколитофоридовых водорослей в подошвенной части баженовской свиты. Южно-Ягунская площадь. Глубина 2816,6 м.

тонах в ультрафиолетовом освещении. Нефтенасыщение подтверждается данными пиролиза – повышенными значениями параметров  $S_1$  (до 8,4 мг УВ/г породы),  $S_2$  (до 37,3 мг УВ/г породы) и индекса продуктивности PI (до 0,18). Водородный индекс достигает 756 мг УВ/г  $C_{орг}$ . Выход хлороформенного экстракта изменяется в широких пределах – от 0,1 в переходном слое до 3,92 в нефтенасыщенном прослое.

Битумоидный коэффициент в карбонатном пласте такой же высокий (10–20 %), как и в апорадиоляритовом слое, достигая даже 98 % в нефтенасыщенном прослое, что свидетельствует о миграционных процессах. В групповом составе битумоидов также доминируют углеводороды до 63 % (значения отношения насыщенных УВ к ароматическим  $\geq 0,7$ ). На асфальтены приходится всего 2–4 %. Распределение основных групп углеводородов-биомаркеров насыщенной и ароматической фракций идентично вышеописанному.

Результаты анализа фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС), согласно данным Н.С. Балускиной [Эдер и др., 2019а], показали, что породы карбонатного пласта, расположенного на границе БС и подстилающей ее георгиевской свиты района исследования, характеризуются низкими значениями ФЕС и не являются коллекторами. Вероятно, уменьшение объема порового пространства вызвано интенсивными процессами вторичной кальцитизации межформенного пространства и перекристаллизации с образованием микритовых разностей ( $< 0,05$  мм). Другим фактором, отрицательно сказавшимся на емкости пород, явилось заполнение порового пространства остаточным битуминозным веществом. К нефтенасыщенному коллектору отнесен только маломощный прослой известняков в верхней части пласта, характеризующихся не только наличием миграционных битумоидов, но также обладающих повышенными значениями ФЕС [Эдер и др., 2019а].

По мнению А.Ю. Юрченко [Эдер и др., 2019а], распределение стабильных изотопов указывает на осаждение карбонатного материала на поверхности или в придонной части осадков (рассчитанные температуры 15–17 °С) в результате микробальной переработки метана, за счет чего в осаждающихся карбонатах происходит выборочное накопление легкого изотопа углерода [Reitner et al., 2005].

Брекчированность пород, наличие многочисленных трещин и жил, выполненных ясокристаллическим высокотемпературным кальцитом, указывают на сходство в строении пласта с основными нефтеотдающими трещинными и кавернозными коллекторами Салымского, Краснотенского и других месторождений [Эдер и др., 2019а]. Необходимо дальнейшее изучение карбонатных пород этого типа на других участках для уточнения временного и пространственного распределения известкового нанопланктона в рассматриваемый промежуток времени, для уточнения условий формирования этих толщ. Отдельной задачей стоит детальное изучение вторичных процессов в подобных толщах, приводящих к формированию коллекторской емкости или утрате породами ФЕС, для повышения качества прогноза нефтеносности.

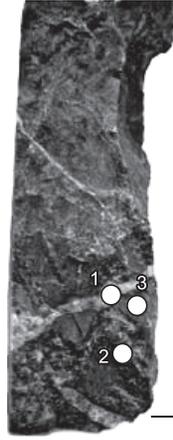
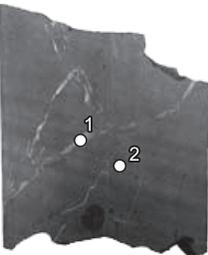
По данным Н.С. Балускиной [Эдер и др., 2019а], повышенные значения фильтрационно-емкостных свойств (коэффициент пористости  $K_{п} = 6,69-7,96 \%$ , коэффициент проницаемости  $K_{пр} = 0,011-0,056$  мД) характерны только для маломощного прослоя известняков в верхней части пласта, где было зафиксировано нефтенасыщение. Остальные породы характеризуются низкими значениями ФЕС и не являются коллекторами.

По результатам изучения изотопного состава  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ , проведенного А.Ю. Юрченко [Эдер и др., 2019а], известняки разделили на две группы по соотношению стабильных изотопов. Известняки первой группы значительно обогащены легким изотопом углерода ( $\delta^{13}\text{C}$  до  $-21 \text{‰ VPDB}$ ) при значениях  $\delta^{18}\text{O}$ , схожих с неизменными раковинами морских организмов ( $0 \pm 4 \text{‰}$ ). Вторая группа изотопно более тяжелая по углероду ( $\delta^{13}\text{C}$  от  $-12,5$  до  $-7,6 \text{‰ VPDB}$ ), но более легкая по кислороду ( $\delta^{18}\text{O}$  от  $-14,2$  до  $-9,0 \text{‰ VPDB}$ ), что свидетельствует о вторичной природе известкового материала, кристаллизовавшегося при повышенной температуре в катагенезе (рассчитанные температуры кристаллизации – от  $56$  до  $91 \text{ °C}$ ) [Фор, 1989]. Жильный кальцит по изотопным характеристикам близок к вторичным карбонатам матрицы ( $\delta^{13}\text{C}$  от  $-11,0$  до  $-14,3 \text{‰ VPDB}$ ) и характеризуется более легкими значениями  $\delta^{18}\text{O}$  (от  $-20,4$  до  $-11,7 \text{‰ VPDB}$ ), что указывает на его кристаллизацию в условиях повышенных температур в катагенезе или из гидротермальных растворов (рассчитанная температура от  $118$  до  $210 \text{ °C}$ ) [Эдер и др., 2019а]. Данные по результатам изотопного анализа приведены в табл. 5.2.2.

Согласно А.Ю. Юрченко [Эдер и др., 2019а], в исследованных образцах в жильном кальците присутствуют двухфазовые газопо-жидкие включения, что позволило выполнить микрометрию флюидных включений для более точного расчета температур его кристаллизации. Результаты термо- и криометрических исследований 20 индивидуальных флюидных включений в жильном кальците показали, что в составе растворов двухфазовых флюидных включений преобладали хлориды Na, K и Mg. Об этом свидетельствуют хлоридные эвтектики растворов включений в температурном интервале от  $-35$  до  $-37 \text{ °C}$ .

Таблица 5.2.2

Результаты изотопного анализа ( $^{13}\text{C}$  и  $^{18}\text{O}$ ) карбонатного пласта (подошва БС)

Скважина, месторождение	Интервал отбора, м	Образец	Свита	Характеристика проб	Фото образцов с точками отбора проб	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰ VPDB}$	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰ VPDB}$	$T, \text{ °C}$ пересч.
306П, Южно-Ягунское	2816,56	296 (1)	Георгиевская	Белый кальцит в трещине		-13,2	-19,6	200
		296 (2)		Коричневый кальцит вокруг трещины		-18,9	-5,5	36
		296 (3)		Основная масса		-21,0	-1,6	17
		296_2 (1)		Белый кальцит в трещине		-12,5	-15,1	150
		296_2 (2)		Бежевый кальцит вокруг трещины		-13,1	-15,9	158
306П, Южно-Ягунское	2818,39	306 (1)	Георгиевская	Белый кальцит		-11,6	-20,4	211
		306 (2)		Серая основная масса		-8,5	-14,0	90

Таким образом, в изучаемых отложениях баженовской свиты Хантейской гемиантеклизы выделены следующие известковые образования: а) первичные биогенные – прослои ракушнякав и остатки кокколита («кокколитовая» пачка); б) диа- и катагенетические – в различной степени перекристаллизованные породы с кокколитами, конкреции и апорадиоляриты (карбонатные конкреции, апорадиоляриты и карбонатный слой); в) катагенетические – трещины, залеченные кальцитом в карбонатном слое подошвы БС.

Характерной чертой БС Хантейской гемиантеклизы является присутствие многочисленных известковых конкреций в верхней и в меньшей степени в средней частях свиты. Основным источником этих образований в первом случае служили кокколита, во втором – раковины двустворок. По данным А.Ю. Юрченко [Эдер и др., 2019а], кристаллизация карбонатного материала конкреций происходила в разных условиях: в придонной части осадков (температура 12–21 °С) и на более поздних стадиях диагенеза, с возможной перекристаллизацией в катагенезе (температура от 28–39 до 58 °С).

Жильный кальцит карбонатного пласта подошвы БС формировался в катагенезе при температуре 150–202 °С.

На территории исследования характер распределения и генезис карбонатного материала в подошве БС различен. Изученные разрезы БС различаются по среднему содержанию кальцита и доломита. Карбонатность разрезов убывает в следующей последовательности: Южно-Ягунская → Повховская → Новоортьягунская → Дружная площади, что связывается как с фациальными особенностями, благоприятными для развития карбонатной фауны, так и с различным характером развития вторичной карбонатизации пород. На Повховской площади в подошве БС присутствует пласт карбонатизированного радиолярита с низкими фильтрационно-емкостными свойствами. На Южно-Ягунской площади известковые, в меньшей степени доломитовые, скрыто- и микрокристаллические породы в подошве баженовской свиты являются нефтенасыщенными и обладают повышенными ФЕС в верхней части. На Дружной и Новоортьягунской площадях карбонатные пласты в подошве БС отсутствуют.

Органическое вещество в разных типах карбонатных пород баженовской свиты в пределах одной площади отличается только по содержанию  $C_{орг}$ , выходам битумоидов, значениям пиролических характеристик, оставаясь неизменным по составу насыщенной и ароматической фракций. Характер распределения индивидуальных соединений в битумоидах каждого типа карбонатных пород на территории Хантейской гемиантеклизы зависит, по-видимому, от степени преобразованности ОВ, залегающего на разных глубинах. Преобразованность ОВ увеличивается в северо-восточном направлении от Южно-Ягунской к Повховской площади, что подтверждено молекулярными параметрами катагенеза.

Карбонатные породы подошвенной части БС на Южно-Ягунской площади схожи по строению с основными нефтеотдающими коллекторами Салымского и Краснотеннинского месторождений.

### **5.3. ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ОТЛОЖЕНИЯ АУТИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ НА ГЕОХИМИЧЕСКИХ БАРЬЕРАХ**

#### **5.3.1. КАРБОНАТЫ**

Согласно А.И. Перельману [1961], геохимические барьеры – это те участки земной коры, где на коротком расстоянии происходит резкое уменьшение интенсивности миграции химических элементов и, как следствие, их концентрация. Основоположниками концепции существования геохимических барьеров являются В.С. Крумбейн, Р.М. Гаррелс [Krumbein, Garrels, 1952], Н.М. Страхов [1960, 1976], А.И. Перельман [1961, 1989]. Геохимические барьеры располагаются на участках изменения факторов среды. Выделяется несколько их типов: физико-химические, механические и биогеохимические [Алексеенко, Алексеенко, 2003]. По данным этих авторов, физико-химический барьер в своей основе представляет зону осаждения химических элементов (их ионов) из вод с разными окислительно-восстановительными и кислотно-щелочными обстановками. Концентрация элементов на барьере происходит за счет резкого изменения термодинамической, щелочно-кислой или окислительно-восстановительной обстановок, и вследствие этого выпадение в осадок ряда элементов [Страхов, 1976; Алексеенко, Алексеенко, 2003].

Карбонаты БС достаточно хорошо изучены, неоднократно рассматривался их генезис [Предтеченская и др., 2006; Бумагина и др., 2022], в том числе с привлечением изотопного анализа [Немова, 2012; Балущкина и др., 2016; Немова и др., 2017; Эдер и др., 2018; и др.]. В разрезе БС породы этого типа занимают подчиненное место, их суммарная мощность редко составляет более 10 % от разреза. В то же время на ряде территорий они являются коллекторами углеводородов [Нестеров, 1979; Мормышев, Завьяловец, 1985; Немова и др., 2011; Балущкина и др., 2016; Зубков, 2016; и др.].

Исследование, изложенное в этом разделе, направлено на установление приуроченности карбонатных пород к границам смены физико-химических условий в черных сланцах и зонах их перехода в подстилающие и перекрывающие отложения на примере баженовской свиты Западной Сибири. Проведенный анализ будет способствовать развитию теории диа- и катагенеза черносланцевых отложений на примере баженовской свиты, в частности, определению специфики образования вторичных карбонатных пород в толщах этого типа.

#### *Закономерности распространения карбонатных пород в БС*

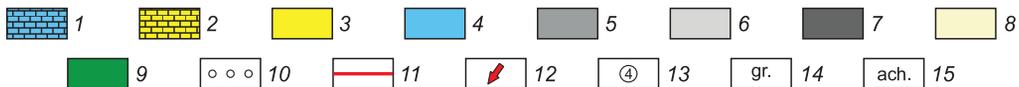
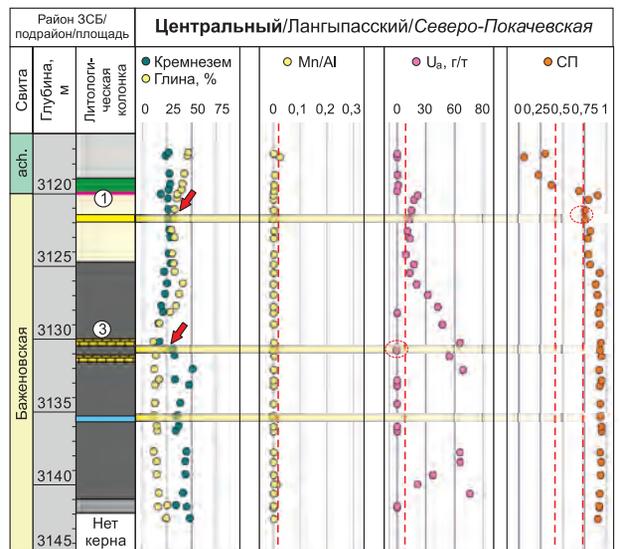
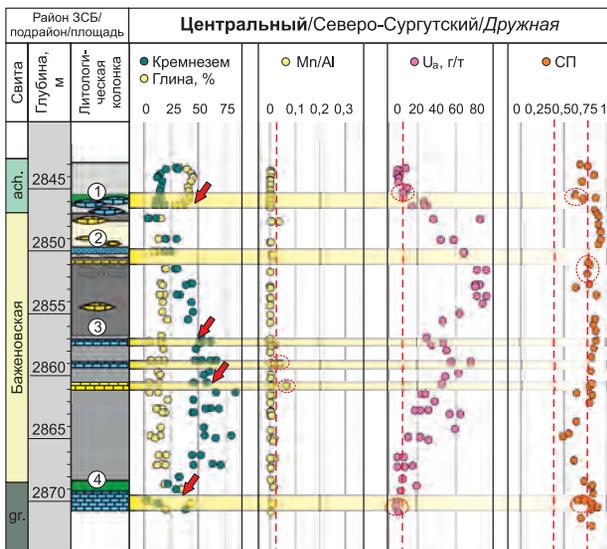
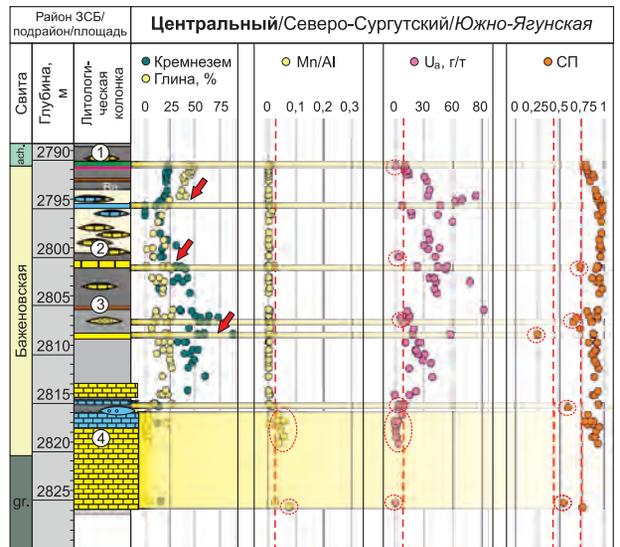
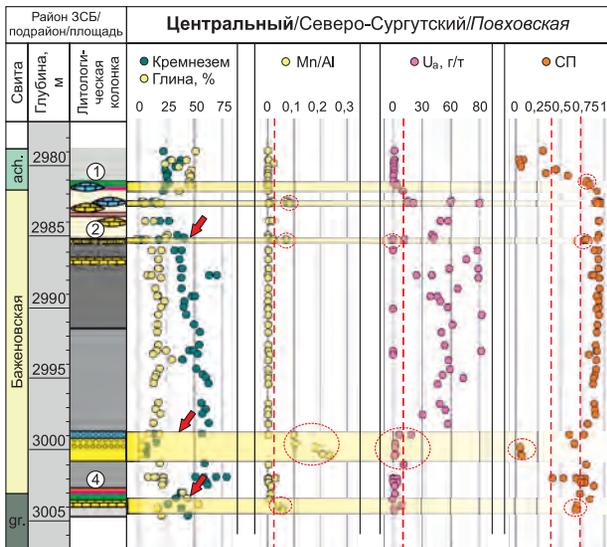
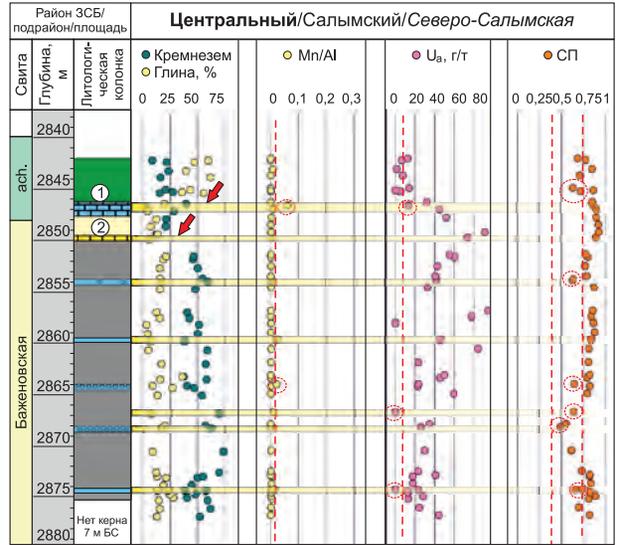
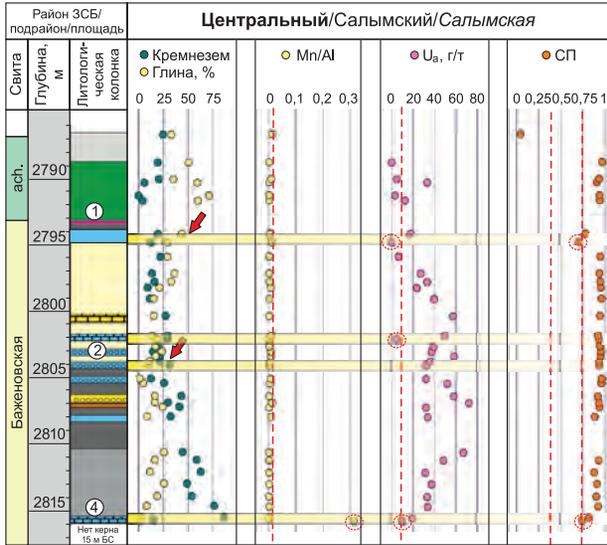
Карбонатные породы встречаются в разных частях разреза БС в: 1) ее кровле или подошве подачимовской толщи; 2) средней части; 3) ее подошве или в кровле подстилающих отложений (георгиевская или абалакская свиты) (рис. 5.3.1, 5.3.2). Необходимо отметить, что в некоторых разрезах отсутствует kern нижней половины разреза БС (Салымский подрайон), в юго-восточных районах ЗСБ кровельная часть свиты не охарактеризована kernом. Таким образом, указание в тексте на присутствие карбонатных прослоев только в кровле какой-либо скважины никоим образом не указывает на то, что прослой этого типа отсутствуют в нижней части, и наоборот. Полным выходом kernа характеризуются разрезы лишь Северо-Сургутского подрайона. Ниже приведена более подробная характеристика и приуроченность к определенным разрезам карбонатных пород этих интервалов изучаемых разрезов.

*Кровля БС или подошва подачимовской толщи.* Ранее [Eder et al., 2017; Эдер, 2020] определено, что у границ с БС в подстилающих и перекрывающих отложениях в большинстве изученных разрезов отмечаются так называемые пиритовые и пирит-керогеновые слои, в которых отсутствует корреляция между органическим углеродом и серой сульфидной. Первые характеризуются низкими содержаниями органического углерода и относительно высокими пирита, вторые находятся в самой БС у ее кровли и отличаются высокими содержаниями пирита и  $C_{орг}$ . Породы этого типа рассматриваются как перенесшие на стадии диа- и катагенеза вторичную пиритизацию в результате осаждения пирита из растворов на редокс-барьерах. Установлено, что в большинстве разрезов БС в непосредственной близости от пиритовых и пирит-керогеновых прослоев залегают карбонатные породы разных типов по составу. Так, в кровле БС под пиритовым слоем на Салымской площади наблюдается известково-доломитовый слой, скрытокристаллический, тонкослоистый, на Повховской площади – линзы известняка и доломита микрокристаллического толщиной 5–10 см, на Южно-Ягунской площади – линза известняка доломитового скрытокристаллического с баритом толщиной около 10 см. Над пиритовой низкоуглеродистой породой в подошве подачимовской толщи Чупальской площади залегает прослой известняка, в Малобалыкской площади – прослой доломита. Микроструктура пород – скрытокристаллическая, микротекстура в первом случае массивная, во втором – линзовидно-слоистая. В скважинах Юго-Восточного, Юго-Западного и Южного районов ЗСБ kernовый материал кровельной части разреза БС отсутствует.

В целом непосредственно у верхней границы БС встречаются прослой или линзы доломитового, известкового или смешанного состава, которые представлены скрыто- или микрокристаллическим карбонатным материалом. Мощность этих образований 0,05–0,2 м.

*Рис. 5.3.1. Литологические колонки и диаграммы распределений по разрезу кремнезема и глинистого материала, значений редокс-показателей (СП,  $U_a$ , Mn/Al) в породах баженовской свиты и зон ее перехода в подстилающие и перекрывающие отложения Центрального района ЗСБ [Эдер и др., 2019б].*

1 – доломиты и доломитовые микститы, 2 – известняки и известковые породы, 3 – известковистые микститы, 4 – доломитистые микститы, 5 – силициты, 6 – микститы глинистые и аргиллиты, 7 – микститы кероген-глинисто-кремнистые, 8 – микститы кероген-кремнисто-карбонатные с реликтами кокколита, 9 – пиритовые низкоуглеродистые породы, 10 – апорадиоляриты, 11 – границы баженовской свиты; 12 – стрелки указывают на границы изменения вещественного состава пород, 13 – геохимический барьер, 14 – георгиевская свита, 15 – ачимовская толща.



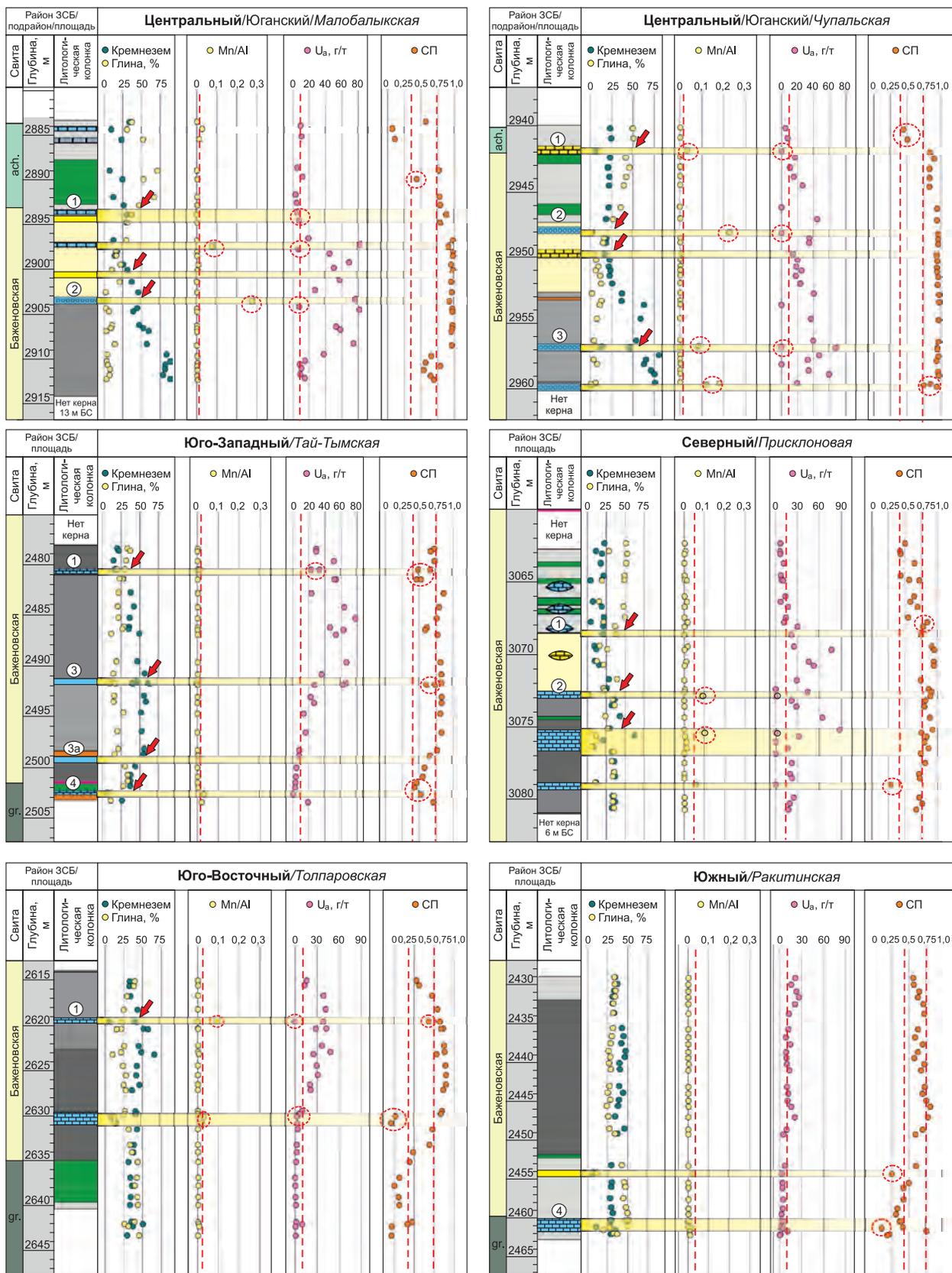


Рис. 5.3.2. Литологические колонки и диаграммы распределений по разрезу кремнезема и глинистого материала, значений редокс-показателей (СП, U<sub>a</sub>, Mn/Al) в породах баженовской свиты и зон ее перехода в подстилающие и перекрывающие отложения Юго-Восточного, Юго-Западного, Южного и Северного районов ЗСБ [Эдер и др., 2019б].

Условные обозн. см. на рис. 5.3.1.

*Средняя часть БС (верхняя половина БС).* В скважинах Салымского подрайона в БС наблюдается существенное количество карбонатных прослоев. В верхней половине свиты Салымской площади наблюдается серия из восьми прослоев микститов кремнисто-известково-доломитистоглинистого состава каждый. Изучение шлифов пород показало, что многие из этих прослоев содержат карбонатизированные реликты радиолярий, реже карбонатный материал в них скрытоили микрокристаллический. На Северо-Салымской площади также наблюдается серия из пяти прослоев микститов глинисто-кремнисто-доломитовых, три из которых представлены апорадиоляритами или содержат карбонатизированные радиолярии. Содержание доломита в карбонатных прослоях составляет 10–25 %, в кровле БС Северо-Салымской площади содержание доломита несколько снижено (5–13 %).

В рассматриваемых отложениях близких к Салымскому подрайону площадей (Малобалькской и Чупальской) количество доломитизированных прослоев или линз в верхней половине свиты несколько снижено (2–3) по сравнению с вышеупомянутыми разрезами скважин Салымского месторождения. Они также представлены главным образом апорадиоляритами, в ряде случаев микрокристаллическими известняками или смешанными породами известково-доломитового состава. Доломита в них присутствует порядка 15–20 %. В средней части БС в некоторых изучаемых разрезах (Салымская, Урьевская, Чупальская, Малобалькская площади) фиксируются прослой карбонатизированного апорадиолярита мощностью 0,1–0,3 м.

В разрезах БС Северо-Сургутского подрайона и в разрезах некоторых сводовых структур Северного района (Северного свода) в верхней половине свиты находится существенное количество карбонатных конкреций толщиной 10–13 см. Как показало исследование в сканирующем микроскопе, некоторые из них в переходной зоне между конкрецией и вмещающей породой содержат реликты кокколитовых водорослей, так же как и сама вмещающая порода [Эдер и др., 2016]. В целом полагается, что при формировании верхней части БС вышеупомянутых районов основной породобразующей фауной являлись кокколитофоридовые водоросли. Предполагается, что именно они являлись материалом для указанных конкреционных образований. В единичных случаях встречаются конкреции, окаймленные реликтом раковины двустворки. Также в разрезах этого района на рассматриваемом интервале наблюдаются редкие сантиметровые прослой карбонатизированного радиолярита.

Для разрезов Юго-Восточного и Южного районов ЗСБ характерны лишь единичные прослой карбонатных пород в верхней половине БС мощностью 0,1–0,2 м. Так, в некоторых разрезах скважин Юго-Восточного района (Пельгинская и Южно-Майская площади) в средней части БС залегает прослой доломита микрокристаллического с реликтами радиолярий (5–15 %). В рассматриваемой части свиты Ракитинской площади наблюдается прослой известняка скрытокристаллического, на Северо-Покачевской и Тай-Тымской площадях – прослой микстита доломитистого-известкового с карбонатизированными радиоляриями.

*Подошва БС или кровля абалакской или георгиевской свиты.* В большей части разрезов Северо-Сургутского подрайона в рассматриваемом интервале присутствует карбонатная пачка пород. В нижней части БС на Повховской площади в нескольких метрах от нижней границы свиты наблюдается пачка известняка доломитистого апорадиоляриевого, в кровле этой пачки присутствует доломит известковистый мощностью 1,5 м. В подошве БС и кровле подстилающей ее георгиевской свиты Южно-Ягунской площади залегает карбонатный нефтенасыщенный пласт, представленный известняками доломитистыми, микститами известково-доломитистыми микритовыми, на некоторых интервалах брекчированными, в ряде образцов этой пачки обнаружены реликты кокколита, в кровле пачки присутствуют реликты радиолярий. Мощность карбонатного пласта составляет около 4 м. На Новоортьягунской площади в подошве БС над пиритовым бескарбонатным прослоем находятся известково-доломитистые линзы толщиной 10 см, которые также характеризуются повышенным содержанием пирита. На Тай-Тымской площади залегают прослой доломита (0,1 м) известковистого, непосредственно под пиритовым пластом у нижней границы БС.

Нижняя часть разрезов Салымского и некоторых разрезов Северо-Сургутского (Северо-Покачевская и Урьевская площади) подрайонов керном не охарактеризована.

Во многих разрезах Юго-Восточного района в 1–4 метрах от подошвы БС встречается прослой доломита известковистого апорадиоляриевого мощностью около 0,2–1,0 м (Полонская, Средне-Юлжавская, Межовская, Толпаровская, Западно-Квензерская площади).

*Изменение состава пород на интервалах залегания карбонатов*

В разрезах БС Центрального района во многих случаях на или вблизи границы «кокколитовой» пачки, представленной микститами кероген-карбонатно-кремнистыми, и нижележащей низкокарбонатной пачки микститов кероген-глинисто-кремнистых во многих случаях залегают карбонатные известковые или доломитовые породы. На этих интервалах происходит следующая смена состава пород от «кокколитовой» к нижележащей пачке: 1) изменяется содержание кремнезема от менее 20 до 40–50 % в Салымском и Юганском районах, в Северо-Сургутском районе такого резкого изменения содержания этого компонента пород не наблюдается; 2) заметно изменяется содержание карбонатного материала в породах – от 10–30 до менее 5 %. На границах рассматриваемых пачек карбонатные прослойки или линзы наблюдаются на следующих площадях: Салымской, Северо-Салымской, Малобалыкской, Южно-Ягунской, Присклоновой, Дружной.

На границе пачек микститов кероген-глинисто-кремнистых и силицитов также в некоторых разрезах (Дружная, Южно-Ягунская, Малобалыкская площади) фиксируются карбонатные прослойки. На этом интервале произошло резкое увеличение содержания кремнезема: от менее 30 до более 50 %. В разрезах БС Северо-Покачевской, Средне-Юлжавской и Южно-Майской площадей прослойки известняка залегают на следующем интервале смены состава пород: содержание кремнезема меняется от менее 30 до более 35 %.

В БС Юго-Восточного района в нижней части карбонатные прослойки в большинстве случаев залегают на границе пачек микститов кероген-глинисто-кремнистых с содержанием глинистого материала менее 35 и более 40 % (Ракитинская, Ледовая, Толпаровская площади).

Особенности смены состава пород и окислительно-восстановительного режима у верхней и нижней границ БС рассмотрены ранее [Eder et al., 2017; Эдер и др., 2020]. У верхней границы БС карбонаты (линзы или прослойки) отмечаются практически во всех разрезах центральных районов ЗСБ на следующих площадях: Дружная, Повховская, Южно-Ягунская, Новоортьягунская, Салымская, Чупальская, Малобалыкская, Северо-Салымская.

Как было отмечено ранее, керновый материал по кровле БС Юго-Восточного района отсутствует. Верхнюю границу свиты можно проследить лишь в разрезе Арчинской площади, в которой прослойки известняка апорадиоляриевые в кровле залегают на границе смены состава пород с менее (25–35 %) до более (35–45 %) кремнистого.

У верхней границы БС часто происходит резкое уменьшение содержания карбонатов – с 5–25 до 0–3 %, следовательно, на этой границе меняются кислотно-щелочные характеристики среды в толще.

Карбонатные породы часто наблюдаются в ассоциации с пиритовыми низкоуглеродистыми породами у нижней границы БС в ее подошве или кровле георгиевской или абалакской свиты (Дружная, Новоортьягунская, Повховская, Тай-Тымская, Ай-Пимская, Ракитинская, Горстовая, Арчинская площади).

*Закономерности изменения редокс-показателей на интервалах залегания карбонатных пород баженовской свиты*

Литолого-геохимический анализ изучаемых отложений позволил установить по характеру изменения редокс-показателей (на интервалах их залегания) несколько групп карбонатных пород БС (см. рис. 5.3.1, 5.3.2):

1) Известняки, известково-доломитовые породы кровли (Северо-Салымская, Повховская, Ледовая площади) и подошвы БС (Тай-Тымская, Новоортьягунская, Ай-Пимская, Ледовая площади) характеризуются увеличением значения отношения  $Mn/Al$ . В некоторых разрезах БС в доломитах ее кровли не отмечается изменений редокс-показателей (Малобалыкская, Салымская площади). Непосредственно над кровлей и под подошвой БС наблюдается значительное снижение СП.

2) Апорадиоляриты. На интервалах залегания апорадиоляритов БС (известковые и известково-доломитовые породы) в большинстве случаев наблюдается увеличение  $Mn/Al$  и уменьшение  $U_a$ , во многих случаях отмечается уменьшение СП (Повховская, Малобалыкская, Чупальская, Южно-Ягунская, Присклоновая, Толпаровская, Полонская площади).

3) Доломиты Салымской площади. В БС Салымской площади прослойки доломитов распространены по всему разрезу БС. В большинстве случаев на интервалах их залегания не наблюдается изменения редокс-показателей, встречен лишь один прослой доломита, в котором устанавливается увеличение значений отношения  $Mn/Al$  и уменьшение  $U_a$ , небольшое снижение значений СП.

В целом на интервалах залегания карбонатных пород в БС не наблюдается существенного изменения значений степени пиритизации железа, за исключением границ БС с подстилающими и перекрывающими отложениями, что было описано ранее [Eder et al., 2017; Эдер и др., 2020]. Значения отношения  $Mn/Al$  и  $U_a$ , напротив, в большинстве случаев изменяются на этих интервалах. Как показали предыдущие исследования [Предтеченская и др., 2006; Юрченко, 2017; Эдер и др., 2019a], в БС присутствует седиментационный, диа- и катагенетический карбонатный материал. Первый из них слагает реликты кокколит и обломки раковин двустворок.

Диагенетические и катагенетические карбонатные образования в БС – это в различной степени перекристаллизованные породы с кокколитами, конкреции и апорадиоляриты. Необходимо отметить, что рассматриваемые в настоящей работе карбонатные породы БС имеют диа- или катагенетическую природу (конкреции, апорадиоляриты, скрыто- и микрокристаллические породы). По данным большинства исследователей [Условия формирования..., 1988; Предтеченская и др., 2006; Балушкина и др., 2016; Коробов и др., 2017; Юрченко, 2017; Эдер и др., 2019a; и др.], вторичный кальцит в БС является продуктом перераспределения карбонатного вещества осадочно-диагенетических известняков, обломков раковин двустворок, аммонитов, известковых водорослей и др.

Доломиты кремнистые апорадиоляриевые БС характеризуются массивной текстурой, микрокристаллической структурой. Свидетельства катагенетической доломитизации известны в отложениях различного возраста [Bausch, Hoefs, 1972; Mastuda, Iijima, 1989; Farr, 1992]. По изотопным данным было определено, что доломитизированные радиоляриты баженовской свиты формировались в стадию катагенеза [Немова, 2012; Балушкина и др., 2016; Немова, Панченко, 2017; Эдер и др., 2018]. В.Д. Немова [2012] определила температуру доломитизации баженовских радиоляритов по изотопным данным в 100 °С. По данным Н.С. Балушкиной и соавторов [2016], изотопный состав углерода доломитов ( $\delta^{13}C$  от  $-3,7$  до  $-6,7$  ‰ VPDB) характеризует их как нормальные морские карбонаты, облегченный состав кислорода указывает на диагенетические и(или) катагенетические преобразования ( $\delta^{18}O$  от  $-13,93$  до  $-14,42$  ‰ VPDB). По данным А.А. Махнача [1989], «процесс доломитообразования в кровле и подошве карбонатных пластов и известковых линз внутри глинистых отложений вызван миграцией из последних реакционноспособных растворов». В качестве источника магния А.Д. Коробов и соавторы [2017] рассматривают водоросли баженовского палеоморя, которые при жизни накапливают магний. Многие авторы [Юдович, 2011; Коробов и др., 2017; и др.] полагают, что освобождающийся в катагенезе при трансформации глиен Mg (Ca и Mg) может также участвовать в образовании гидротермального (гидротермально-метасоматического) доломита.

Определено, что в большинстве разрезов БС доломиты и известняки: 1) тяготеют к кровле или подошве свиты, во многих случаях они залегают непосредственно выше или ниже пиритовых прослоев; 2) часто расположены на границах пачек разного состава. По всей видимости, на этих интервалах вследствие различного содержания карбонатного и кремнистого веществ в граничащих пачках существовали кислотно-щелочные барьеры. В случае образования карбонатных пород на границах «кокколитовой» кремнисто-карбонатной пачки и нижележащей низкоуглеродистой кремнистой пачки, а также вышележащей низкокарбонатной пачки микститов глинистых и аргиллитов подачимовской толщи – это контакт осадков с явно разными рН-условиями. Таким образом, на границе между этими пачками, вероятно, существовал щелочной барьер. По данным В.А. Алексеенко и Л.П. Алексеенко [2003], щелочные барьеры формируются на участках, где кислая среда сменяется щелочной, слабощелочная – резкощелочной или сильнокислая – слабокислой. Согласно этим авторам, они возникают при скачкообразном изменении рН, что способствует осаждению из водных растворов многих минералов, относящихся к карбонатам, гидроксидам, фосфатам, арсенатам, ванадатам. Свидетельства отложения вторичных карбонатов в подошве подачимовской пачки и кровле отложений георгиевского горизонта непосредственно на контакте с БС приводили в своей работе Ю.Г. Зимин, А.Э. Конторович и Э.Э. Фотиади [1972].

В случае локализации карбонатных минералов на границах пачек силицитов и микститов кероген-глинисто-кремнистых, а также микститов этого типа с различным содержанием глинистого материала – это граница сильнокислых и менее кислых пород, еще один так называемый щелочной барьер БС. По результатам исследования в БС предварительно выделены интервалы с двумя редокс- и кислотно-щелочными барьерами и тремя кислотно-щелочными барьерами (см. рис. 5.3.1, 5.3.2). Вероятно, интервалов разреза с геохимическими барьерами в диагенезе суще-

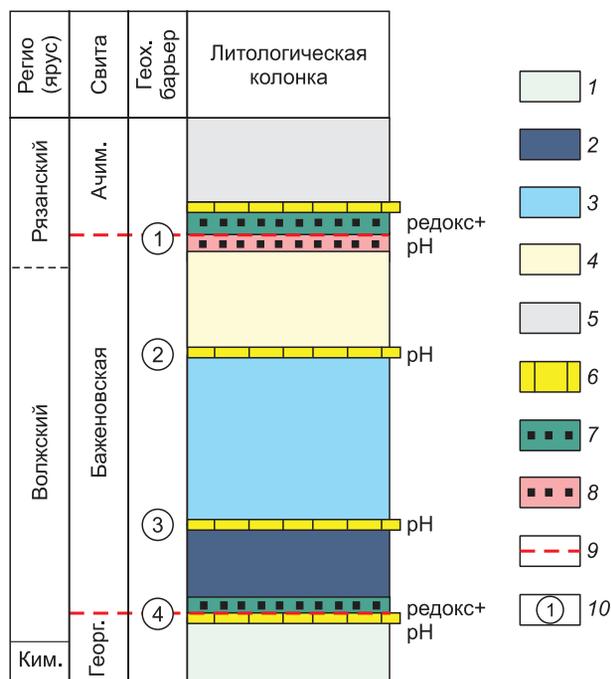


Рис. 5.3.3. Модель распространения интервалов редокс- и кислотно-щелочных геохимических барьеров в БС Центрального района.

1 – глинисто-алевритовые и песчаные породы с глауконитом георгиевского горизонта; 2–4 – породы баженовской свиты: 2 – силициты, 3 – микститы кероген-глинисто-кремнистые, 4 – микститы кероген-кремнисто-карбонатные («кокколитовая» пачка); 5 – аргиллиты подачимовской пачки; 6 – вторичные карбонатные породы; 7 – пиритовые низкоуглеродистые породы; 8 – пирит-керогеновые породы; 9 – границы свит; 10 – геохимические барьеры (редокс – окислительно-восстановительные, рН – кислотно-щелочные).

ствовало больше, чем мы можем наблюдать в настоящее время, в связи с перераспределением вещества по мере погружения БС. С этим фактом частично связывается нахождение некоторых карбонатных разностей внутри пачек этой толщи.

В результате проведенного исследования получены следующие результаты.

1. На границах между пачками разного литологического состава в БС во многих случаях происходила карбонатизация пород, часто апорадиоляритов. На этих границах, вероятно, существовали кислотно-щелочные барьеры, что способствовало осаждению карбонатного вещества из растворов на стадии диа- и катагенеза.

2. В БС и зонах ее перехода в подстилающие и перекрывающие отложения определены следующие интервалы с геохимическими барьерами (снизу вверх по разрезу), на которых обнаружены свидетельства локализации карбонатных минералов (снизу вверх по разрезу):

– *интервал 1* (редокс- и кислотно-щелочной барьер); нижняя граница БС – граница пачек аргиллитов (низкокарбонатных) георгиевского горизонта и силицитов;

– *интервал 2* (кислотно-щелочной барьер); граница пачек микститов кероген-глинисто-кремнистых, кероген-кремнистых и силицитов;

– *интервал 3* (кислотно-щелочной барьер). Центральный район: граница пачек микститов кероген-карбонатно-кремнистых «кокколитовой» пачки и микститов кероген-глинисто-кремнистых и кероген-кремнистых. Юго-Восточный район: граница пачек микститов кероген-глинисто-кремнистых с содержанием глинистого материала около 30 и более 40 %;

– *интервал 4* (редокс- и кислотно-щелочной барьер); верхняя граница БС – граница пачек микститов кероген-карбонатно-кремнистых («кокколитовой» пачки) БС (в Центральном районе) и кероген-глинисто-кремнистых (в Юго-Восточном районе) и аргиллитов (низкокарбонатных) подачимовской толщи (характерен для Центрального района ЗСБ).

На рис. 5.3.3 приведена обобщенная модель распространения геохимических барьеров для Центрального района ЗСБ.

### 5.3.2. ПИРИТ

Как было отмечено выше, содержание как пирита, так и ОВ в породах БС изменяется от 5 до 25 % [Zanin et al., 2008; и др.]. По мнению большинства исследователей [Гурари, Матвиенко, 1980; Филина и др., 1984; Захаров, 2006; и др.], во время седиментации БС в палеобассейне преобладало сероводородное заражение, что способствовало накоплению значительного количества органического вещества в осадках и образованию в них высоких концентраций пирита. Явления интенсивной пиритизации низкоуглеродистых пород, находящихся на границе с углеродистыми отложениями, в диагенезе при относительно низких температурах описаны в отложениях Черного моря [Страхов, 1960, 1976; Волков, 1961; Leventhal, 1995], Прибалтики [Страхов, 1962], в мезозойско-кайнозойских толщах юга России [Гаврилов, 2010]. Свидетельства процессов пиритизации, происходивших при высоких температурах в начале стадии катагенеза, приведены

Дж.С. Левенталем [Leventhal, 1995], Х.Г. Мачелом [Machel et al., 1995], а также З.А. Каниповой с соавторами [Канипова и др., 2014], А.Ю. Юрченко с соавторами [Юрченко и др., 2016]. По данным [Страхов, 1960; Перельман, 1961, 1989; Алексеенко, Алексеенко, 2003; Гаврилов, 2010; и др.], свидетельств осаждения сульфидов следует ожидать на границах осадков разного состава, накапливавшихся в разных окислительно-восстановительных условиях.

Существование повышенных концентраций пирита в зоне перехода от БС к перекрывающим отложениям ранее было отмечено в разрезах центральной части ЗСБ [Зубков, 2016; Панченко и др., 2016], но генезис их не обсуждался. Целью исследования, изложенного в этом подразделе, было выявление свидетельств образования пирита на геохимических барьерах в черных сланцах и зонах их контакта с приграничными толщами (на примере БС), уточнение генезиса кристаллического и скрытокристаллического пирита, приуроченного к границам свиты. В задачи работы входило: 1) выяснение закономерностей распределения пирита по разрезу БС, выявление приуроченности его повышенных концентраций к определенным интервалам баженовской толщи; 2) анализ корреляционной связи между содержаниями органического углерода С и серы сульфидной S, распределения значений отношения C/S по разрезу; 3) определение интервалов с резкими изменениями окислительно-восстановительного режима и исследование приуроченности к ним повышенных концентраций пирита.

При анализе корреляционной зависимости между содержанием серы сульфидной и органического углерода в породах БС в большинстве изученных разрезов устанавливаются низкие значения коэффициента детерминации ( $R^2 = 0,2-0,5$ , редко 0,6), при этом во многих разрезах основная масса проанализированных образцов выделяется в группу, в которой содержания этих элементов явно связаны прямой зависимостью. Но, как видно на рис. 5.3.4, существуют и отклонения. Определено, что в таких образцах представлены: 1) породы из зон перехода БС к отложениям подстилающей георгиевской (абалакской) свиты и перекрывающей подачимовской толщи, с относительно низкими содержаниями ОВ (0–5 %) и повышенными – пирита (более 7 %, часто

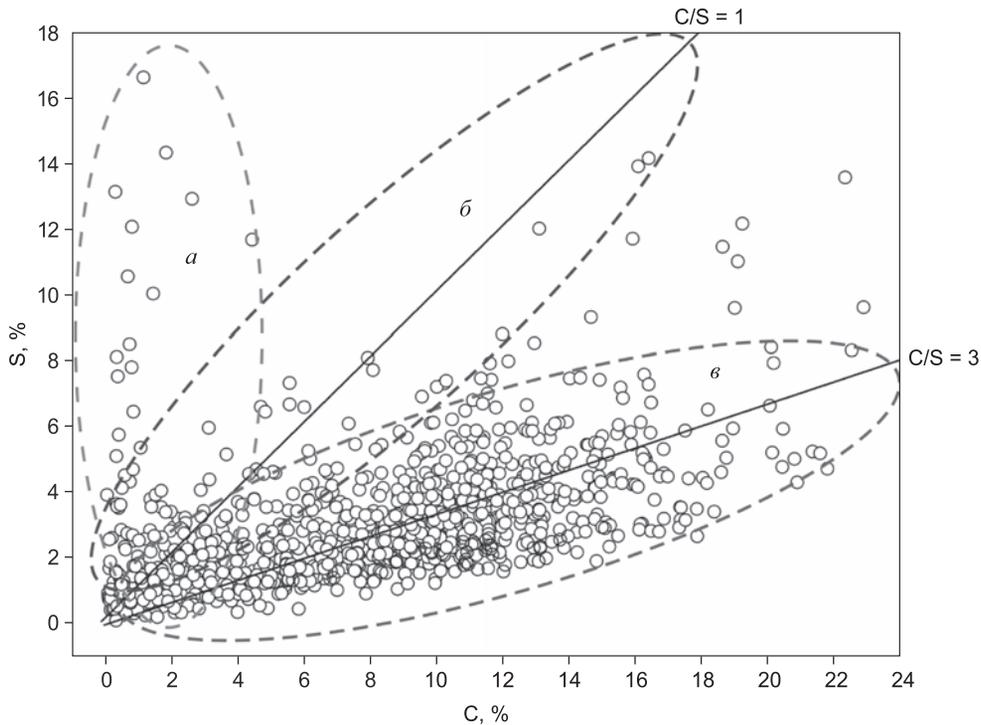


Рис. 5.3.4. Диаграмма коррелятивной зависимости между органическим углеродом (С) и серой сульфидной (S) в породах баженовской свиты и зонах ее перехода в подстилающие и перекрывающие отложения [Эдер, 2020].

*а* – пиритовые низкоуглеродистые породы зон перехода баженовской свиты к подстилающим и перекрывающим отложениям; *б* – пирит-керогеновые породы с  $C/S \approx 1$ ; *в* – породы БС с  $C/S \approx 3$ , подчиняющиеся линейной значимой положительной зависимости.

более 10–15 %); 2) породы БС с примерно равными высокими содержаниями пирита и ОВ (10–20 % и более каждого компонента). Породы первого типа были названы пиритовыми, второго типа – пирит-керогеновыми. При исключении образцов пиритовых и пирит-керогеновых пород из анализируемой выборки значение коэффициента детерминации, рассчитанного для серы сульфидной и органического углерода, заметно возрастает ( $R^2 = 0,7–0,9$ ), т. е. прямая зависимость между содержаниями этих элементов в породах БС становится более значимой (см. рис. 5.3.4).

По результатам исследования в СЭМ установлено два морфологических типа пирита (рис. 5.3.5) в интенсивно пиритизированных породах, присутствующих в толще БС и в зонах ее перехода к подстилающим и перекрывающим отложениям: скрытокристаллический (см. рис. 5.3.5, а, б, д, е) и кристаллический (см. рис. 5.3.5, з); фрамбоидальный (см. рис. 5.3.5, а–в).

Фрамбоидальный пирит, образование которого связано, по мнению большинства исследователей, с жизнедеятельностью сульфатредуцирующих бактерий, более широко распространен в породах БС. Скрытокристаллический и кристаллический пирит образует мелкие линзы, микропрослойки и довольно мощные (от нескольких сантиметров до одного метра) прослои в зонах перехода БС к ниже- и вышележащим отложениям.

По характеру взаимоотношений с фрамбоидальным пиритом, который в некоторых случаях выполняет пустоты в скрытокристаллических агрегатах пирита, можно судить о более позднем формировании фрамбоидального пирита – на стадии раннего диагенеза (см. рис. 5.3.5, а, б, з). Фрамбоиды пирита в породах БС имеют размерность 6–9 мкм, а фрамбоиды в пиритизированных породах зон перехода в подстилающие и перекрывающие отложения – 10–14 мкм.

В целом наблюдается тенденция изменения диаметра фрамбоидов, установленная ранее Р.Т. Уилкин с соавторами [Wilkin et al., 1996]: образования этого типа, сформировавшиеся в восстановительных обстановках (высокоуглеродистые осадки БС), характеризуются меньшим диа-

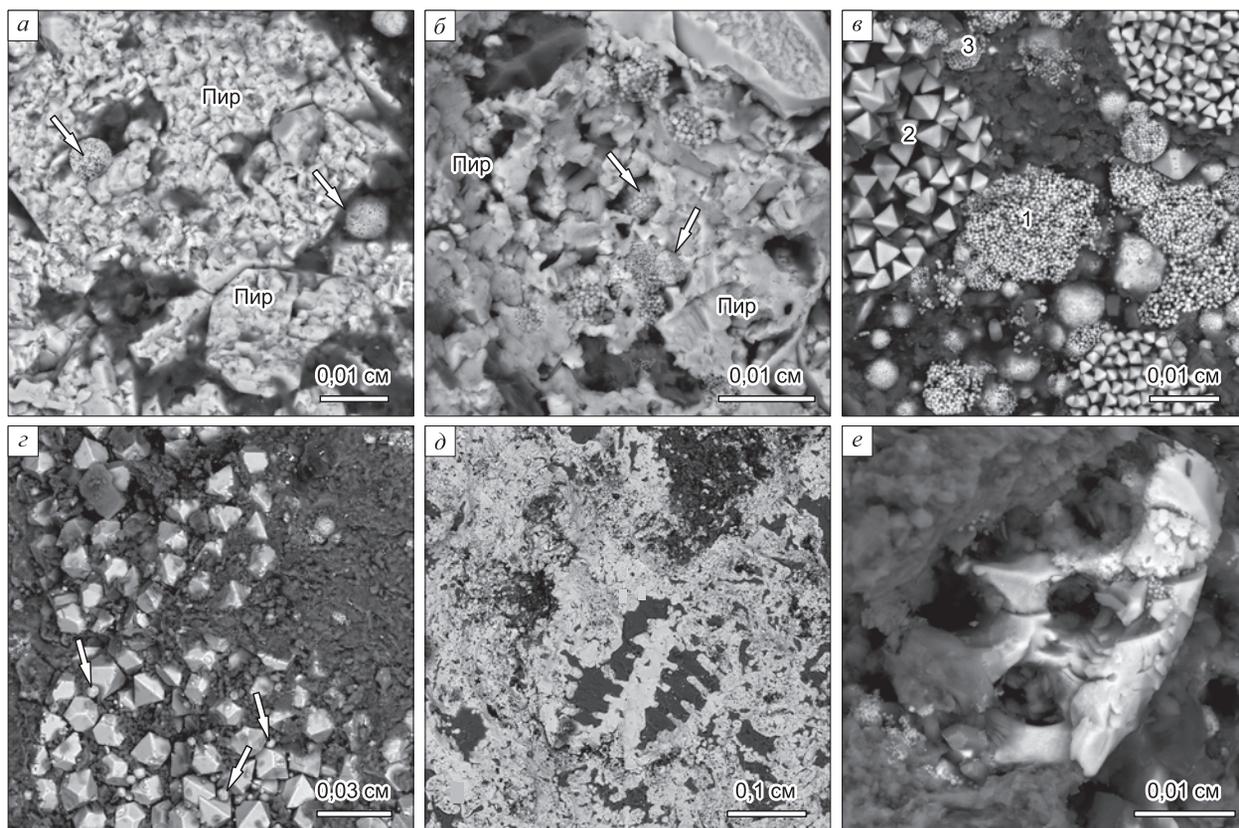


Рис. 5.3.5. Морфологические виды пирита баженовской свиты [Эдер, 2020].

а, б – кристаллический пирит с заполнением пустот фрамбоидами; в – фрамбоиды пирита разных генераций: 1 – кубические, 2 – крупные – октаэдрические, 3 – пентагон-додекаэдрические; з – фрамбоиды пирита октаэдрические; д, е – замещение реликтов радиолярий пиритом.

метром по сравнению с теми, которые были образованы в субоксидных обстановках (подстилающие и перекрывающие отложения). Детальное изучение фрамбоидов пирита в отложениях БС представляет собой отдельное самостоятельное исследование, и в задачи этой работы не входило. В высокоуглеродистых породах БС величина отношения C/S изменяется в пределах 1,5–6. Низкоуглеродистые пиритовые породы локализируются вблизи подошвы и кровли БС (в кровле георгиевской или абалакской свиты и у основания перекрывающей БС подачимовской толщи) (рис. 5.3.6, 5.3.7). В единичных случаях прослой пиритовых пород этого типа встречаются в баженовской толще.

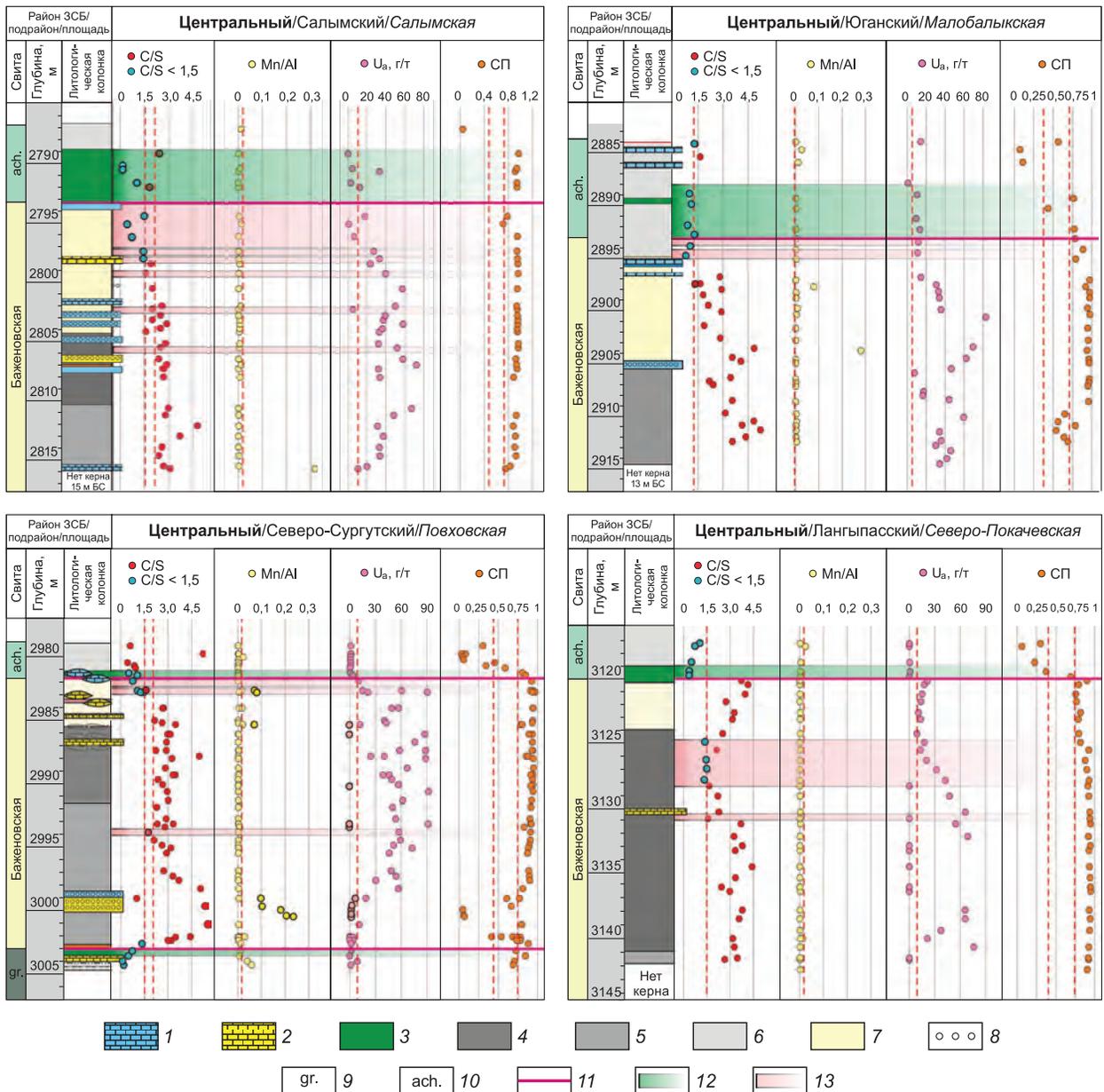


Рис. 5.3.6. Литологические колонки баженовской свиты Центрального района и диаграммы распределений по разрезу значений редокс-показателей (СП, U<sub>a</sub>, Mn/Al) [Эдер, 2020].

Литологическая колонка: 1 – доломитовые и доломитистые породы; 2 – известняки и известковые породы; 3 – пиритовые низкоуглеродистые породы; 4 – микститы кероген-глинисто-кремнистые; 5 – силициты; 6 – микститы глинистые и аргиллиты; 7 – микститы кероген-кремнисто-карбонатные с реликтами кокколлит; 8 – апорадиоляриты; 9 – георгиевская свита; 10 – ачимовская толща; 11 – границы баженовской свиты. Диаграммы редокс-показателей: 12 – пиритовые породы; 13 – пирит-керогеновые породы.

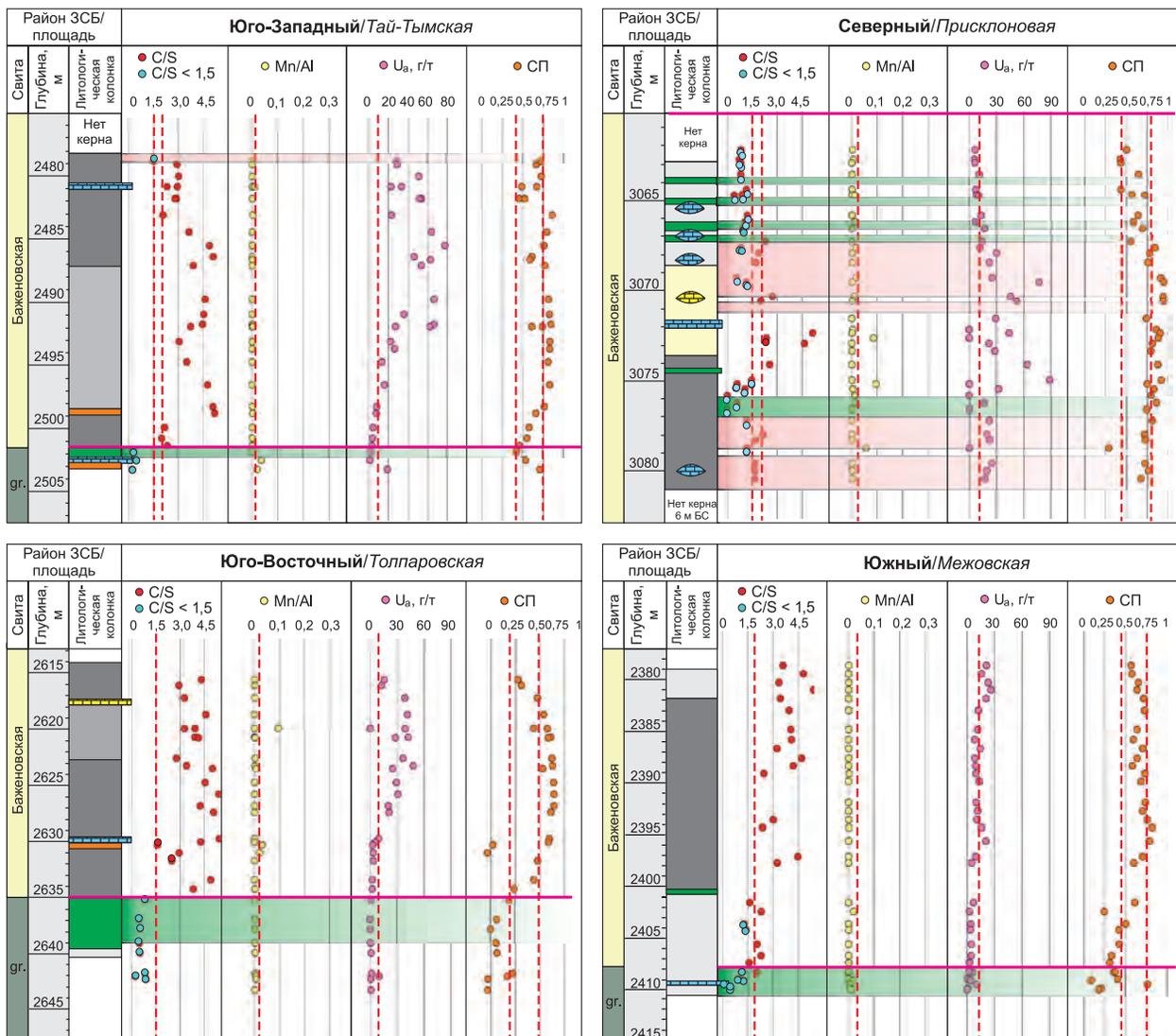


Рис. 5.3.7. Литологические колонки баженовской свиты Юго-Западного, Юго-Восточного, Южного и Северного районов и диаграммы распределений по разрезу значений редокс-показателей (СП, U<sub>a</sub>, Mn/Al) [Эдер, 2020].

Условные обозн. см. на рис. 5.3.6.

Величина отношения C/S в пиритовых низкоуглеродистых породах в целом изменяется от 0,2 до 1, редко достигает 2. Так, например, в БС Салымского подрайона в прослоях пиритовых пород установлены следующие соотношения содержаний ОВ и пирита (в числителе и знаменателе указаны %): 1/20; 2/16; 6/23; 0,7/7; 0,6/9; 0,4/24, ..., т. е. при крайне низком содержании ОВ концентрации пирита достаточно высокие. Толщина прослоев пиритовых пород, развитых над верхней границей БС Салымской и Северо-Салымской площадей, а также Северо-Сургутского подрайона (Дружная площадь), достигает 2,5–5,5 м, в остальных изученных разрезах – менее 1 м. В табл. 5.3.1 представлены распределения ОВ и пирита у верхней границы БС на примере Повховской площади. Прослои пиритовых пород присутствуют также в зоне перехода георгиевской свиты к БС, при этом на Новоуртыгунской площади по мощности они достигают 2 м, на Повховской площади – 1,3 м.

В некоторых разрезах Юго-Восточного района (Арчинская, Пельгинская площади) мощность прослоев пиритовых пород в верхнем переходном интервале также достигает 1–2 м, в остальных разрезах не превышает 0,5 м. В Северо-Сургутском подрайоне на ряде площадей (Дружная, Новоуртыгунская) и в Юго-Западном районе (Тай-Тымская пл.) вблизи кровли георгиевской свиты и у нижней границы БС, т. е. в зоне перехода георгиевской свиты к БС, наблюдается переслаива-

ние пиритовых кремнисто-глинистых пород с известняками или известково-доломитовыми породами.

Однако в некоторых случаях в пределах этого переходного интервала окраска пород меняется с темно-серой, отчетливо коричневатой на темно-серую за счет уменьшения органического вещества. Текстуры пиритовых пород в зоне перехода массивные, по структуре породы скрытокристаллические. При изучении пиритовых пород в шлифах в них наблюдались многочисленные пиритизированные линзочки толщиной 0,01–0,03 мм и длиной 0,05–0,07 мм, ориентированные по напластованию. Состав пород определялся при помощи комплекса химических анализов. Пиритовые низкоуглеродистые породы представлены в основном пиритизированными микститами кремнисто-глинистыми (с содержанием глинистого и кремнистого материала по 20–30 %), а в некоторых случаях – пиритизированными доломитами или пиритизированными известково-доломитовыми породами. При наблюдениях в керне пиритовые низкоуглеродистые породы, присутствующие в самой нижней части подачимовской толщи, практически не отличаются от пиритовых пород, относящихся к верхам БС (рис. 5.3.8). В ряде случаев в зонах перехода БС к подстилающим и перекрывающим отложениям (чаще под нижней ее границей) присутствует серия пиритовых прослоев, образовавшихся по породам разного состава – кремнисто-глинистым, доломитовым, доломитово-известковым. Как правило, под нижней границей БС располагается низкокарбонатный пиритовый слой, который, в свою очередь, подстилается карбонатной или карбонатсодержащей пиритовой породой. Над верхней границей БС, в зоне ее перехода к вышележащей подачимовской толще, пиритовые прослои слагаются в основном микститами кремнисто-глинистыми.

#### Пирит-керогеновые породы

Пирит-керогеновые породы обычно присутствуют в самой верхней части БС, вблизи ее кровли, и значительно реже встречаются ниже по разрезу. Эти породы подразделяются на два типа: 1) с содержанием ОВ более 20 %, пирита более 10 %; 2) с примерно одинаковым (по 10–15 %) содержанием ОВ и пирита. Значение отношения С/С в прослоях обоих типов около 1 и в основном не превышает 1,8–2, что резко отличается от пород остальной части разреза БС, для которых характерны значения С/С до 2–3 и более, что отмечено выше.

Прослои микситов глинисто-кремнистых, в которых содержание ОВ превышает 20 % и пирита – более 10 %, как правило, встречаются в БС, залегают вблизи ее кровли часто вместе с доломитовыми или известковыми прослоями, а также породами с примерно одинаковым (по 10–15 %) содержанием ОВ и пирита (см. рис. 5.3.6, 5.3.7).

Прослои пирит-керогеновых пород второго типа могут встречаться как в самой верхней части БС, у ее кровли, так и на других ее уровнях. В разрезах Малобалыкской и Чупальской площадей, в 2 м ниже кровли БС, залегает пачка мощностью 1–2 м, в которой наблюдается следующий характер переслаивания (сверху вниз): микстит доломитисто-кремнисто-глинистый, пирит-керогеновая порода (ОВ – 25 %, пирита – 20 %), известняк доломитовый, пирит-керогеновая порода (ОВ – 16 %, пирита – 13 %). В некоторых скважинах Северо-Сургутского подрайона (Повховская и Дружная площади) подобная пачка переслаивающихся пород наблюдается непосредственно у верхней границы БС, под пиритовым слоем мощностью 0,2–0,5 м. На Южно-Ягунской площади этого подрайона пачка переслаивания залегает в 3 м ниже кровли БС, ее мощность достигает 3,5 м. В прослоях пирит-керогеновых пород установлены следующие соотношения ОВ и пирита (в числителе и знаменателе приведено содержание в %): 24/24, 24/19, 28/18. Указанные содержания этих компонентов являются самыми высокими в разрезе БС.

Таблица 5.3.1  
Распределение содержаний ОВ и пирита в породах зоны перехода от баженовской свиты к вышележащей подачимовской пачке

Скв. 70, Повховская

	ОВ, %	Пирит, %	
	1,3	4,1	Подачим. пачка
	3,3	5,7	
Б	6,9	14,4	Баженовская свита
А	18,1	18,7	
	3,7	5,6	
А	19,7	23,5	
	6,44	7,2	
	14,2	8,1	
	10,0	6,1	
	12,4	9,0	
	15,9	9,1	
	2,0	1,4	
	5,4	2,6	

Примечание. А – пирит-керогеновые породы, Б – пиритовые породы.

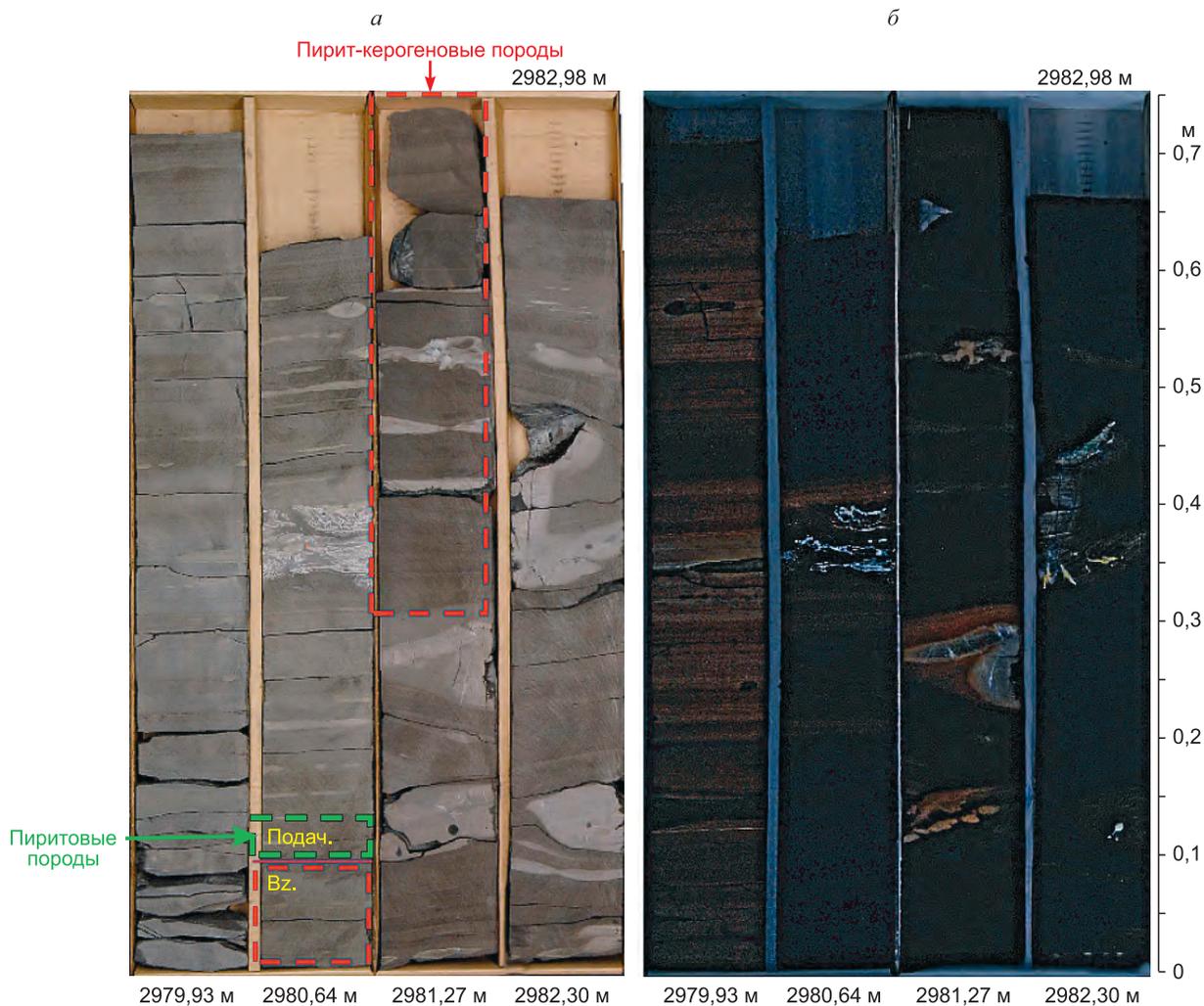


Рис. 5.3.8. Пиритовые и пирит-керогеновые породы баженовской свиты в керне. Повховская площадь.  
а – в дневном свете; б – в ультрафиолетовом свете. Диаметр керна 6,7 см.

На Салымской площади мощность рассматриваемой пачки около 2 м, соотношение ОВ и пирита (в числителе и знаменателе приведено содержание в %): 12/14, 9/8, 12/14, 14/15, т. е. содержание обоих компонентов понижено по сравнению с породами приведенных выше разрезов. В БС Северо-Салымской площади мощность пачки чередования пирит-керогеновых и карбонатных пород около 3 м. Близкая по мощности пачка переслаивания установлена на Северо-Покачевской площади, однако она расположена в 5 м ниже кровли БС. На Ай-Пимской площади кероген-пиритовая пачка с прослоями карбонатных или карбонатсодержащих пород, мощностью около 2 м, также располагается в 5 м ниже кровли БС. Подобная пачка также встречается под верхней границей БС Юго-Западного района ЗСБ (Тай-Тымская пл., мощность 1 м), присутствует в некоторых разрезах БС Юго-Восточного района (Арчинская пл., мощность 1 м) и Северного района (Присклоновая пл., мощность 2,6 м).

В разрезах БС Юго-Восточного района пирит-керогеновая пачка имеет несколько иные характеристики. Содержание ОВ и пирита в слагающих ее породах существенно понижено по сравнению с такой же пачкой, присутствующей в БС центральной части Западной Сибири. Например, на Межовской площади Южного района ЗСБ прослой с одинаковым содержанием этих компонентов присутствуют у кровли БС (ОВ – 5 %, пирита – 5 %) и в средней ее части (ОВ – 7–10 %, пирита – 7–10 %) части БС. На Пельгинской и Полонской площадях пирит-керогеновая пачка (1–2 м) также характеризуется пониженным содержанием ОВ (менее 10 %) и пирита (менее 10 %) и залегает в прикровельной части БС. В средней части разреза БС, вскрытого скважинами на этой

территории, встречаются единичные прослои пирит-корогеновых пород в ассоциации с карбонатными прослоями. Закономерность распределения значений отношения C/S в отложениях БС, установленная в Центральном районе, сохраняется и в Юго-Восточном.

*Анализ изменений состава пород и величин редокс-показателей в интервалах распространения пиритовых низкоуглеродистых и пирит-корогеновых пород*

Наблюдения показывают, что зоны интенсивной пиритизации вблизи кровли БС тесно связаны с изменениями содержания глинистого материала в породах. Так, в Северо-Сургутском подрайоне содержание этого компонента увеличивается с 15–20 % в породах БС до 40 % и более в перекрывающих породах подачимовской толщи, на Северо-Покачевской площади – с 35 до 40 %; в Салымском подрайоне – с 20–30 до 40–50 %, в Юганском подрайоне – с 40 до 50 %. Во многих разрезах над верхней границей БС (в зоне перехода БС в подачимовскую толщу) в породах резко уменьшается содержание карбонатного материала: с 5–20 % и более до 0–1 % (реже до 3 %). Содержание кремнезема в породах практически не изменяется (20–25 %). Однако генезис кремнезема у этой границы меняется коренным образом – с преимущественно биогенного на терригенный, и в породах заметно увеличивается количество мелкой алевритовой примеси.

Вблизи нижней границы БС, в георгиевской свите, в большинстве скважин, охарактеризованных керном, также присутствуют пиритовые низкоуглеродистые породы, и прослеживается сходная закономерность, связанная с изменениями содержания глинистого материала и биогенного кремнезема. По результатам анализа величин отношений ряда химических элементов, используемых нами в качестве редокс-показателей, можно предполагать, что в БС на стадии диагенеза преобладали аноксидные условия, а в наддонных водах часто развивалось сероводородное заражение: в среднем в породах БС значения степени пиритизации железа  $СП > 0,75$ ; доля урана аутигенного  $U_a > 15$ ; отношения  $Mn/Al \leq 0,005$ ,  $Mo/Mn > 1$ .

В интервалах разреза, в которых распространены «пиритовые» породы, наблюдается резкое снижение степени пиритизации железа ( $СП < 0,75$ ) и уменьшение содержания аутигенного урана ( $U_a < 10$ ) (см. рис. 5.3.6, 5.3.7). В некоторых разрезах БС подобная тенденция снижения СП и уменьшения  $U_a$  отмечается в более низких горизонтах – в пирит-корогеновых породах БС, расположенных под ее кровлей (Салымская, Южно-Ягунская площади). Значения  $Mn/Al$  в подачимовской толще существенно не меняются (не превышают 0,005), отношения молибдена к марганцу ( $Mo/Mn$ ) составляют около 0,001, т. е. указывают на окислительные условия. На основании различий в значениях СП,  $U_a$  и  $Mo/Mn$  можно предполагать, что во время накопления осадков БС в них существовали восстановительные условия, тогда как в подачимовской пачке – субоксидные до окислительных. При анализе величин редокс-показателей в пиритовых породах зоны перехода георгиевской (абалакской) свиты к БС также устанавливаются отличия от тех значений СП,  $U_a$ ,  $Mn/Al$  и  $Mo/Mn$ , которые определены в породах БС и в подстилающих ее отложениях. Окислительные и субоксидные геохимические обстановки, существовавшие в наддонных водах и в верхнем слое осадков при накоплении георгиевской или абалакской свит, сменились резко восстановительными обстановками во время накопления БС (см. рис. 5.3.6, 5.3.7, разрезы Ракитинской, Толпаровской, Тай-Тымской, Повховской и других площадей).

Таким образом, интенсивная пиритизация с образованием прослоев пиритовых низкоуглеродистых и пирит-корогеновых пород могла быть связана с изменениями окислительно-восстановительного режима в толще отложений БС и его резкими изменениями в зонах ее перехода к подстилающим и перекрывающим отложениям. По данным И.В. Панченко с соавторами [2016], граница БС с перекрывающими подачимовскими глинами часто бывает подчеркнута в керне маломощной (первые сантиметры) зоной пиритизации. М.Ю. Зубков [2016] отмечал, что в одной из скважин на Салымском месторождении был зафиксирован пласт толщиной до 1 м, сложенный на 40–60 % пиритом и на 25–30 % карбонатами (кальцитом, доломитом, сидеритом).

Согласно Р. Бернеру [Berner, Raiswell, 1983] и Дж. Левенталю [Leventhal, 1995], в аноксических обстановках ОВ и пирит взаимосвязаны. Поскольку в этих обстановках происходит образование в основном фрамбоидального (бактериогенного) пирита, количество пирита, образованного в осадках на стадии раннего диагенеза, зависит от содержания в них свежего реакционноспособного ОВ. В отложениях, накапливавшихся в аноксидных условиях, отношение C/S около 3 [Berner, Raiswell, 1983; Leventhal, 1995]. Как было показано выше, в породах БС преобладает фрамбоидальный пирит, образование которого, по мнению многих исследователей, обусловлено деятель-

ностью сульфатредуцирующих бактерий в восстановительных условиях, существовавших в наддонных водах и в верхнем слое осадков [Герасименко, Заварзин, 1993; Maclean, Gilbert, 2008; Савельева и др., 2013; и др.]. Для пород БС характерна довольно тесная связь органического углерода и серы сульфидной. В пиритовых низкоуглеродистых и пирит-керогеновых породах, залегающих вблизи верхней и нижней границ БС, как было установлено, такая связь между этими элементами отсутствует, что может служить признаком образования пирита в этих отложениях без участия бактериальной деятельности. Пирит в интенсивно пиритизированных породах подобно типу преимущественно кристаллический и скрытокристаллический.

По мнению Н.М. Страхова [1960] и Ю.О. Гаврилова [2010], интенсивно пиритизированные горизонты в разрезах осадочных толщ часто бывают приурочены к границам, разделяющим породы с резко различными литологическими и геохимическими характеристиками, и эти границы соответствуют резким изменениям окислительно-восстановительного режима, существовавшего в осадочной толще на стадии диагенеза. Подобная пиритизация рассматривается как результат миграции сульфидной массы (гидротроилита) из углеродистых отложений, в которых она первоначально формировалась под действием гравитационных сил [Страхов, 1960; Гаврилов, 2010], а также диффузии и элизионных процессов [Гаврилов, 2010]. Таким образом, по их мнению, миграция гелеобразного сульфида железа происходила из материнских пород в соседние – низкоуглеродистые, где его образование по геохимическим условиям было невозможно; и здесь происходила кристаллизация моносульфида железа в виде пирита.

Р. Бернер [Berner, 1969], проведя экспериментальные работы, смог доказать, что в результате анаэробного бактериального процесса и возникновения градиента концентрации в насыщенном ОВ слое происходит диффузия восстановленных ионов и молекул, в том числе  $H_2S$ , в подстилающие или перекрывающие отложения. Растворенный  $H_2S$  не может мигрировать из богатого органикой слоя до тех пор, пока все реакционноспособное железо в этом слое не перейдет в сульфид железа. После того как все «местное» железо будет использовано на образование пирита,  $H_2S$  может накапливаться в порах и диффундировать в подстилающие и перекрывающие отложения, где вступит в реакцию с железом. Высокие содержания реакционного железа в органическом слое и подстилающих отложениях могут задерживать сульфид на значительное время в пределах ОВ слоя или у его границы, тогда как низкое содержание реакционного железа способствует относительно свободному распространению [Berner, 1969].

Дж. Левенталь [Leventhal, 1995], исследуя осадки Черного моря, определил, что некоторые образцы характеризуются высоким содержанием сульфидной серы (более 1 %) и низким – органического углерода (менее 1 %). Таким образом, значения C/S в них не соответствуют модели Р. Бернера (C/S = 1), предполагающей линейную зависимость между органическим углеродом и серой. Вследствие этого Дж. Левенталь пришел к выводу, что породы с C/S  $\approx$  1 претерпели позднедиагенетическую сульфидизацию; вторичный пирит, по его мнению, сформировался в результате взаимодействия реакционноспособного железа и  $HS^-$ , образовавшейся в позднем диагенезе (по зарубежной классификации, а по Н.В. Логвиненко, Л.В. Орловой [1987] это соответствует среднему катагенезу, началу «нефтяного окна»). Х.Г. Мачел различает два типа сульфатредукции – биогенную и абиогенную термохимическую [Machel et al., 1995]. В работе [Канипова и др., 2014] отмечена катагенетическая пиритизация в нефтесодержащих отложениях Башкирского Приуралья. А.Ю. Юрченко и соавторы [2016] проанализировали изотопы серы в пирите пиритизированных пород из кровли подстилающей БС абалакской свиты Салымского месторождения и получили свидетельства образования этого минерала термохимическим путем при термохимическом преобразовании ОВ и его связывании с реакционноспособным железом.

Установлено, что пиритовые низкоуглеродистые и пирит-керогеновые породы, расположенные вблизи границ БС с подстилающими и перекрывающими отложениями, перенесли интенсивную пиритизацию и характеризуются отношением C/S < 2, часто менее 1,5. Эта величина может быть использована как индикатор пород БС, в которых на более поздних стадиях диагенеза и в катагенезе произошли изменения первоначальных содержаний органического углерода и пирита, достигнутых в раннедиагенетических процессах. В этих породах корреляционная связь между органическим углеродом и серой сульфидной отсутствует.

Выявлено, что прослой изученных нами пирит-керогеновых пород присутствуют в зоне перехода БС к подстилающим и перекрывающим отложениям и находятся вблизи границы относи-

тельно низкоглинистой (20 %) и высокоглинистой (40 % и более) пачек. Над верхней границей БС и далее вверх по разрезу практически полностью исчезает карбонатная фауна и флора. Анализ значений содержания урана аутигенного в породах этого интервала разреза (см. рис. 5.3.6, 5.3.7) свидетельствует о резком изменении редокс-условий от редковосстановительных до переходных или окислительных. Возможные причины изменений окислительно-восстановительного режима в толще отложений БС были нами рассмотрены ранее и связываются с увеличением привноса терригенного материала на стадии седиментации, обусловленным проградацией береговой линии позднеюрско-раннемелового ЗСБ [Эдер и др., 2015а], на завершающем этапе крупной морской трансгрессии, начавшейся в конце позднего оксфорда [Конторович и др., 2013]. Возрастание доли глинистого материала приводило к разбавлению ОВ и разубоживанию высокоуглеродистых осадков. Вероятно, в результате более активной гидродинамики застойный режим в придонных водах часто нарушался. Смена обстановок осадконакопления в центральных частях палеобассейна способствовала также изменению окислительно-восстановительных условий в наддонных водах и верхних горизонтах осадка. Таким образом, после захоронения между толщами осадков, накапливавшимися при различной биопродуктивности палеоводоёма и в разных редокс-обстановках, возник физико-химический окислительно-восстановительный барьер, по-видимому, сохранявшийся и на более поздних стадиях преобразования пород. Об изменении окислительно-восстановительной обстановки свидетельствует исчезновение следов инфавны, смена глауконита в георгиевской свите на пирит в БС, изменение значений СП,  $U_a$  и  $Mo/Mn$  в породах.

Аномально высокое содержание ОВ и пирита в породах, залегающих в кровле БС, под глинистой пачкой подачимовской толщи, а также отсутствие прямой зависимости между содержанием органического углерода и серы в этих породах позволяет предположить, что они были вторично пиритизированы. Вероятно, породы этих двух типов образовались в результате интенсивной пиритизации в диагенезе на интервалах геохимических редокс-барьеров, посредством реакции между образованной в БС  $H_2S$  и реакционноспособным железом. По характеру взаимоотношений фрамбоидального и скрытокристаллического пирита, установленному при наблюдениях в СЭМ, можно предположить, что рассмотренные выше процессы интенсивной пиритизации начались в раннем диагенезе и продолжились в катагенезе. Особенности распространения (локализации) пиритовых и пирит-керогеновых пород в БС и зонах ее перехода к подстилающим и перекрывающим отложениям показаны на рис. 5.3.6, 5.3.7.

В дальнейшем необходимо продолжить исследование генезиса пирита БС с привлечением изотопного анализа серы в этом минерале, для уточнения результатов проведенного нами стадийного анализа.

На основе проведенного исследования получены следующие выводы.

1. В изученных отложениях установлено присутствие двух основных типов пирита: а) фрамбоидальный пирит, образованный в основном в раннем диагенезе при участии бактериальной деятельности; б) скрытокристаллический и кристаллический пирит.

2. Выяснено, что на стадии раннего диагенеза скрытокристаллический пирит был образован раньше фрамбоидального.

3. В зонах перехода БС к подстилающим и перекрывающим отложениям в большинстве изученных разрезов присутствуют пиритовые низкоуглеродистые и пирит-керогеновые породы. Первые располагаются под подошвой БС, в подстилающих георгиевской или абалакской свитах и над кровлей БС (в подачимовской пачке), вторые – в самой верхней части БС, под ее кровлей. Пиритизированные породы этих двух типов, как правило, характеризуются значениями отношения  $C/S < 2$  и ассоциируют с диа- и катагенетическими карбонатами.

4. Выяснено, что скрытокристаллический и кристаллический пирит характерен для пиритовых низкоуглеродистых и пирит-керогеновых пород, расположенных на границах литологически и геохимически разных пачек (преимущественно биогенного генезиса в БС и терригенного – в подстилающих и перекрывающих отложениях), которые накапливались в разных окислительно-восстановительных обстановках. Определено, что породы этих двух типов перенесли интенсивную пиритизацию в диагенезе, в результате осаждения пирита вблизи геохимических редокс-барьеров (см. рис. 5.3.3). Предположительно, процессы пиритизации продолжились в мезокатагенезе, в результате процессов термохимического преобразования ОВ и осаждения пирита.

*Свидетельства аутигенной минерализации на интервалах геохимических барьеров на примере БС Новоортъягунской площади\**

В изучаемом разрезе баженовской и георгиевской свит определены пять интервалов геохимических барьеров, которые маркируют смену физико-химических условий в диа- и катагенезе. Снизу вверх по разрезу наблюдаются следующие закономерности смены аутигенного минералообразования (рис. 5.3.9).

1. *Граница баженовской и подстилающей ее георгиевской свит: пиритизация и осаждение родохрозита.* Для георгиевской свиты характерно присутствие аутигенного глауконита. В работе В.С. Крумбейна и Р.М. Гаррелса [Krumbein, Garrels, 1952] используется классификация, демонстрирующая зависимость от значений Eh и pH образования некоторых минералов, которые входят в состав хемогенных осадочных пород. Согласно этой схеме, существует граница сульфатов–сульфидов с характерным набором минералов с каждой стороны. В БС среди сульфидов распространен пирит, в подстилающей ее георгиевской свите среди аутигенных минералов выделяется глауконит. Пириту соответствуют значения Eh меньше  $-0,25$ , глаукониту – больше  $-0,25$ . В изучаемом разрезе глауконит характерен для пород георгиевской свиты и для первых метров нижней части баженовской свиты, такая особенность позволяет говорить о более окислительных условиях формирования георгиевской свиты относительно баженовской. Присутствие следов жизнедеятельности организмов (биотурбация) в породах георгиевской свиты говорит о присутствии кислорода в осадке на момент формирования. Также различные текстуры пород изучаемого разреза указывают на более активный гидродинамический режим георгиевской свиты и косвенно на большие глубины баженовского моря [Конторович и др., 2013]. Смена типа седиментации – с терригенного (георгиевская свита) на преимущественно биогенный (БС). Наличие реликтов онколитов субокруглой формы, размером 2–5 см, выполненных родохрозитом в георгиевской свите, указывает на факт присутствия кислорода в осадке, что является необходимым для образования этого минерала [Pedersen, Price, 1982; Холодов, Недумов, 1991].

Все вышеперечисленные выводы, а также распределение геохимических барьеров маркируют смену окислительно-восстановительного режима, что было вызвано сменой седиментационного режима при переходе от георгиевской к баженовской свите. Последнее, в свою очередь, предопределило возникновение в осадке на стадии диагенеза геохимических окислительно-восстановительных барьеров в зоне перехода, на которых произошло отложение марганца в осадок и пиритизация.

2. *Граница силицитов и силицитов керогеновых: образование фосфатных конкреций.* Фосфатные породы встречаются в нижней части свиты в виде линз-прослоев мощностью 0,7–5 см в интервале глубин 2903,2–2903,6 м. В этом интервале происходит следующая смена состава пород (снизу вверх): смена высококремнистых силицитов (среднее содержание кремнезема 65 %) на керогеновые силициты (среднее содержание кремнезема 55 %); изменение содержания ОВ – от 5–6 до 11–12 % (рис. 5.3.10). Наблюдается контакт осадков с разными pH-условиями: более кислые высококремнистые силициты, в которых, согласно схеме В.С. Крумбейна и Р.М. Гаррелса [Krumbein, Garrels, 1952], существовали благоприятные условия для осаждения фосфатов, и более щелочные керогеновые силициты. Таким образом, на границе между этими пачками, вероятно, существовал кислотно-щелочной барьер. Согласно В.А. Алексеенко и Л.П. Алексеенко [2003], геохимические барьеры возникают при изменении pH, что способствует осаждению из водных растворов многих минералов, относящихся к карбонатам, гидроксидам, фосфатам, арсенатам, ванадатам. Кислотно-щелочные барьеры возникают при смене кислой среды на щелочную, резковосстановительных условий слабовосстановительными и слабоокислительных – резкоокислительными. Также фосфатные породы характеризуются увеличением значений отношения Mn/Al и пониженными значениями U<sub>a</sub> и СП. Вероятно, что на вышеописанной границе пачек разного состава также существовал окислительно-восстановительный барьер в диагенезе.

3. *Без видимых изменений литологического состава на интервале: частичная кальцитизация радиолярий.* В интервале 2899,1–2899,5 м залегает серия частично карбонатизированных микропрослоев силицитов-радиоляритов. Данные прослои характеризуются высокими значениями отношения Mn/Al и пониженными значениями СП (0,65), что указывает на чуть более окислительные обстановки диагенеза, в отличие от выше- и нижележащих пород баженовской свиты. Таким

\* Исследование проведено совместно с И.А. Коваленко.

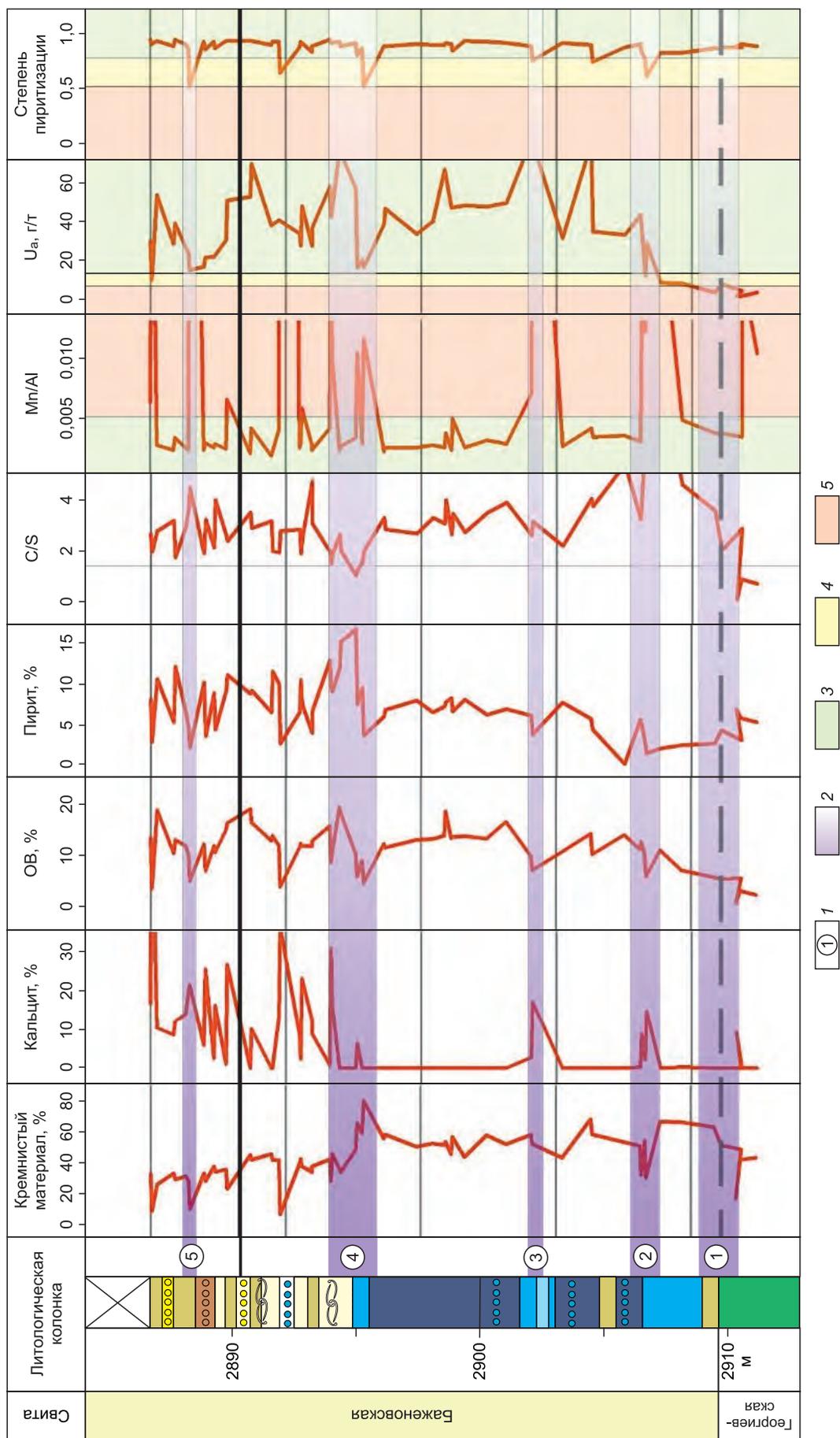


Рис. 5.3.9. Литологическая колонка, распределение основных породообразующих компонентов и значений окислительно-восстановительных показателей в баженовской свите Новоуртыгунской площади.

1 – интервалы геохимических барьеров; 2 – зоны их распространения; 3–5 – редокс-обстановки: 3 – бескислородная, 4 – субокисная, 5 – окисная. Условные обозн. к литологической колонке см. на рис. 3.2.6.

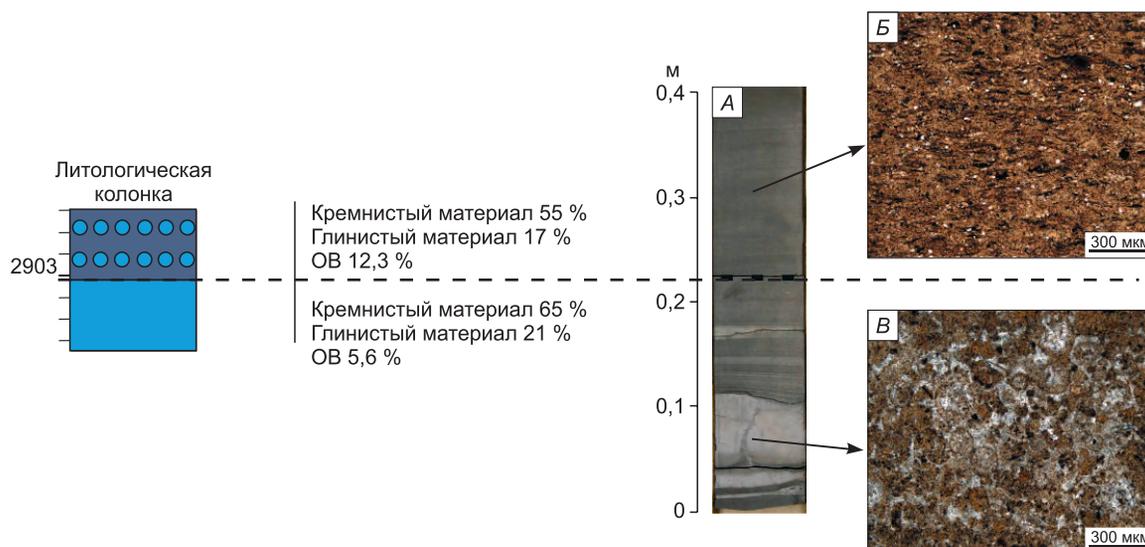


Рис. 5.3.10. Литологическая характеристика интервала 2902,85–2903,3 м (с геохимическим барьером № 2) баженовской свиты Новоуръягунской площади.

А – керн интервала; Б – силицит керогеновый; В – фосфатная порода. Условные обозн. к литологической колонке см. на рис. 3.2.6.

образом, на границе между этими пачками, вероятно, существовал кислотно-щелочной барьер. На рассмотренном кислотно-щелочном барьере, на границе между пачками 1 и 2, наблюдается окремнение пород и пиритизация. Окремненные породы представлены силицитами массивными скрытокристаллическими с высоким содержанием  $\text{SiO}_2$  (более 65 %), характеризуются повышенными значениями отношения  $\text{Mn}/\text{Al}$  и низкими значениями СП, которые отвечают слабовосстановительным условиям в диагенезе (см. рис. 5.3.9).

В изучаемом разрезе кероген-пиритовые породы представлены микститами кероген-кремнистыми с примерно равными высокими содержаниями ОВ и пирита 12–19 %. Повышенные значения отношения  $\text{Mn}/\text{Al}$  и значения  $\text{C}/\text{S} \approx 1,5$  говорят о смене обстановки на более окислительную (слабовосстановительную) и свидетельствуют о вторичной пиритизации пород [Leventhal, 1995]. Таким образом, получены литолого-геохимические свидетельства, что на границах пачек пород различного состава в результате изменения на них кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных условий происходило осаждение пирита и кремнезема на геохимических барьерах.

**4. Граница пачек силицитов керогеновых и микститов кероген-кремнистых: окремнение и пиритизация.** В интервале 2892,0–2893,2 м изучаемого разреза на границе между пачками 1 и 2 происходит смена пород от силицитов керогеновых к микститам кероген-кремнистым (рис. 5.3.11). На этом интервале изменяется содержание кремнезема от 50–60 до 30–40 %; силициты керогеновые низкокарбонатные сменяются микститами кероген-кремнистыми с многочисленными известковыми прослоями раковин двустворчатых моллюсков. Наблюдается контакт осадков с разными рН-условиями: более кислых пород – силицитов керогеновых и микститов кероген-кремнистых с меньшим содержанием кремнезема. Таким образом, на границе между этими пачками, вероятно, существовал кислотно-щелочной барьер. На этом интервале наблюдается окремнение пород и пиритизация. «Окремненные» породы представлены силицитами массивными скрытокристаллическими с высоким содержанием  $\text{SiO}_2$  (более 65 %), характеризуются повышенными значениями отношения  $\text{Mn}/\text{Al}$  и низкими значениями СП, которые отвечают слабовосстановительным условиям в диагенезе.

В изучаемом разрезе пирит-керогеновые породы представлены микститами кероген-кремнистыми с примерно равными высокими содержаниями ОВ и пирита 12–19 %. Повышенные значения отношения  $\text{Mn}/\text{Al}$  и значения  $\text{C}/\text{S} \approx 1,5$  говорят о смене обстановки на более окислительную (слабовосстановительную) и свидетельствуют о вторичной пиритизации пород [Leventhal, 1995]. Полученные результаты подтверждаются предположениями ряда авторов [Страхов, 1960;

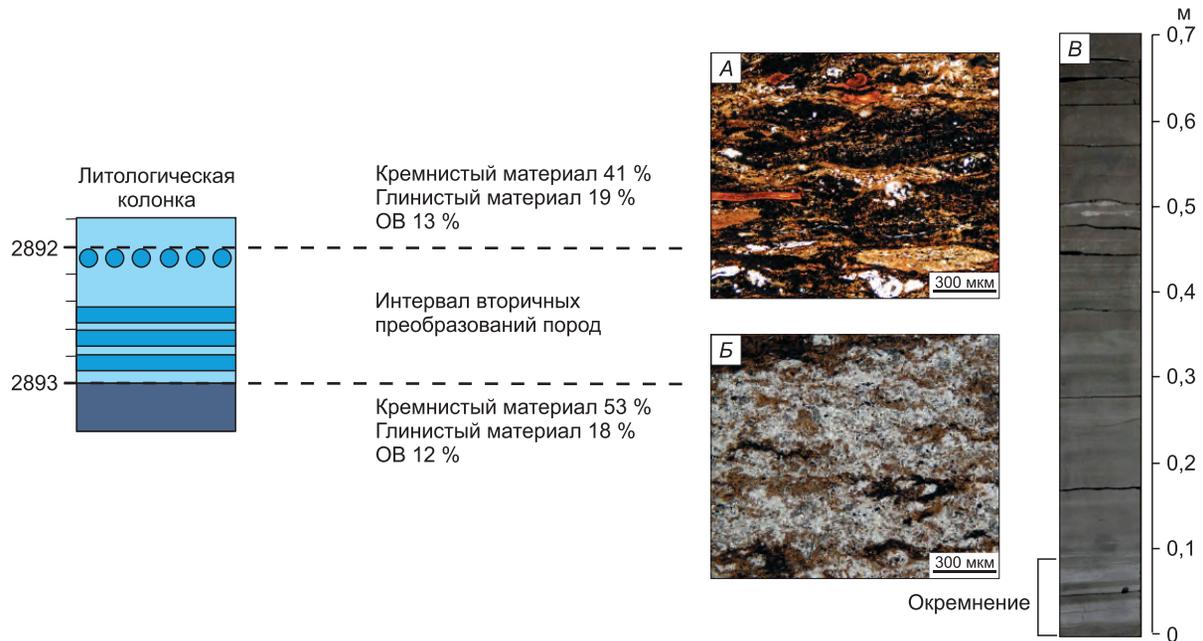


Рис. 5.3.11. Литологическая характеристика интервала 2892,06–2892,76 м (с геохимическим барьером № 4) баженовской свиты Новоортьягунской площади.

А – микстит кероген-кремнистый с содержанием ОВ 18 %, пирита 15 %; Б – силицит с содержанием  $\text{SiO}_2$  80 %; В – керн интервала. Условные обозн. к литологической колонке см. на рис. 3.2.6.

Перельман, 1961; Berner, 1969] об осаждении сульфидов на границах осадков разного состава, формировавшихся в разных окислительно-восстановительных условиях.

5. Зона перехода баженовской свиты в отложения подачимовской пачки: доломитизация. На глубине 2886,53 м наблюдается прослой доломита мощностью 0,07 м (рис. 5.3.12). Доломиты микрокристаллические располагаются в кровельной части «кокколитовой» пачки. Выше глубины 2885 м керн отсутствует, судя по каротажной диаграмме, вверх по разрезу над доломитами залегают пирит-керогеновые породы (пик ГК) и непосредственно над ними пиритовые низкоуглеродистые породы подачимовской пачки (пик ИК), между которыми, по-видимому, проходит верхняя граница баженовской свиты (глубина 2883,5 м). Доломитизированный прослой характеризуется повышенными значениями отношения  $\text{Mn}/\text{Al}$  и низкими значениями показателя СП (0,5), что говорит о смене условий в сторону более окислительных (слабовосстановительных). Таким образом, в БС и зоне ее перехода в подстилающие и перекрывающие отложения на Новоортьягунской площади определены следующие интервалы с геохимическими барьерами на границах контакта (снизу вверх по разрезу): 1) БС и георгиевской свиты – пиритизация и образование родохрозита; 2) силицитов и силицитов керогеновых – образование фосфатных конкреций; 3) средняя часть первой пачки – карбонатизация радиолярий; 4) силицитов керогеновых и микститов кероген-кремнистых – окремнение и пиритизация; 5) зона перехода баженовской свиты в перекрывающую подачимовскую пачку – доломитизация.

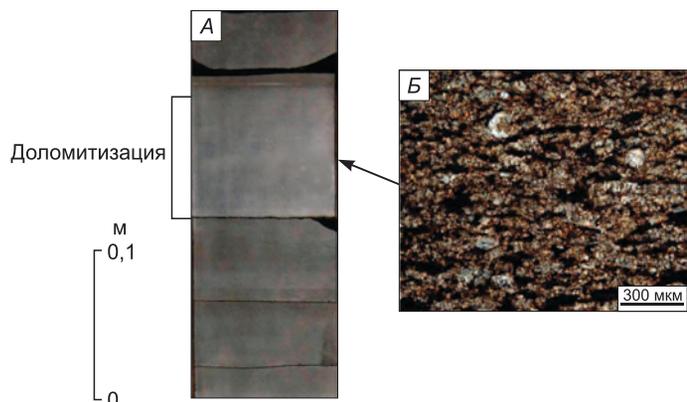


Рис. 5.3.12. Литологическая характеристика доломитизированного интервала 2886,41–2886,66 м (с геохимическим барьером № 5) баженовской свиты Новоортьягунской площади.

А – керн интервала; Б – доломит.

#### 5.4. СВИДЕТЕЛЬСТВА ИЗМЕНЕНИЙ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ПОРОД БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ В КАТАГЕНЕЗЕ

Изучению доломитизации пород БС посвящено значительное количество работ [Немова, 2012; Балущкина и др., 2016; Коробов и др., 2017, 2018; Заграновская, 2019]. В.Д. Немовой [2012] установлено, что в районе Красноленинского свода и Фроловской мегавпадины апорадиоляриевые доломиты являются основными коллекторами. При этом доломитизация прослоев пород данного типа происходила в катагенезе [Немова, 2012; Балущкина и др., 2016; Юрченко, 2017; и др.]. Ранее присутствие доломита в нефтеносных формациях рассматривалось как признак нефтеносности [Перозио, Мандрикова, 1971; Ушатинский, Зарипов, 1978; Предтеченская и др., 2009; Коробова и др., 2015; и др.]. А.Д. Коробов и соавторы [2017] установили, что в районе Пальяновского месторождения в скважинах с высокими дебитами, находящихся вблизи разрывных нарушений, породы характеризуются повышенным количеством доломита, в то время как для пород «сухих» скважин он не характерен. Упомянутые исследования касаются анализа распространения карбонатов БС, как правило, одного из районов ЗСБ, в основном Красноленинского свода. Комплексного сравнительного анализа и выявления вторичной карбонатизации БС, а также закономерностей распределения основных компонентов пород и с различной степенью катагенетической преобразованности ОВ значительно удаленных друг от друга (на сотни километров) районов ЗСБ ранее не осуществлялось.

В настоящем разделе изложены результаты стадийного анализа пород БС, содержащих в различной степени преобразованное ОВ. Были изучены закономерности распределения ОВ, пирита (отношения С/S) и аутигенных карбонатов в этой толще, что позволило выяснить закономерности изменения вещественного состава пород на разных этапах катагенеза. Согласно результатам А.Н. Фомина и соавторов [2014], исследовавших катагенетическую преобразованность ОВ баженовской свиты, изученные разрезы находятся в зонах, где: а) ОВ является слабопреобразованным ( $МК_1^1$ ); б) преобразование углеводородов умеренное ( $МК_1^2$ ); в) процессы преобразования ОВ находятся в активной стадии ( $МК_2$ ) (рис. 5.4.1).

В результате анализа средних значений (по разрезу) содержаний доломита, кальцита в породах установлено, что БС Центрального района ЗСБ характеризуется повышенными содержаниями доломита и кальцита, несколько пониженными значениями содержания этих компонентов пород отличаются разрезы Юго-Восточного района (рис. 5.4.2). Таким образом, сравнение литолого-геохимических характеристик БС с одной и той же градацией катагенеза из разных районов ЗСБ некорректно в связи с особенностями их образования и, как следствие, различной степенью карбонатности. Поэтому в настоящем исследовании проведено сравнение разрезов БС, характеризующихся градациями мезокатагенеза  $МК_1^1$ – $МК_1^2$  (в Юго-Восточном районе) и  $МК_1^2$ – $МК_2$  (в Центральном районе).

Доломит в БС встречается в виде нескольких морфологических модификаций: 1) в скрыто-микроструктурном виде, как продукт замещения карбонатных или кремнистых пород, в основном апорадиоляритов [Эдер и др., 2019б]; 2) в виде отдельных микрокристаллов ромбоэдрических, равномерно распределенных в породе; 3) в микродисперсном виде. Как было описано ранее [Эдер и др., 2019а], прослой доломита или известняка в различной степени доломитизированного часто встречаются у границ пачек разного литологического состава (кислотно-щелочных барьеров), что позволяет предположить его образование на стадии диагенеза. В некоторых случаях наблюдается частичное замещение известняка доломитом. В качестве отдельного генетического типа пород БС выделяются доломитсодержащие, преимущественно кремнистые породы – силициты-радиоляриты и микститы кероген-кремнистые, содержащие значительное количество остатков радиолярий, часто доломитизированных (15–20 % доломита). Расположение этого литотипа в БС не приурочено к интервалам геохимических барьеров. Он широко развит в разрезах Центрального района, в частности Салымского поднятия, где степень преобразованности ОВ соответствует градации мезокатагенеза  $МК_2$ . Несколько меньшее его количество присутствует в разрезах БС Центрального района, а также некоторых разрезах БС Юго-Восточного района (разрез Западно-Квензерской пл.), где степень преобразованности ОВ отвечает  $МК_1^2$  и  $МК_2$ . В то же время выделяется группа разрезов, где степень преобразованности ОВ соответствует  $МК_1^1$  и  $МК_1^2$  ( $R_{vt}^2 < 0,7$ ), для которых доломитсодержащие породы этого типа не ха-

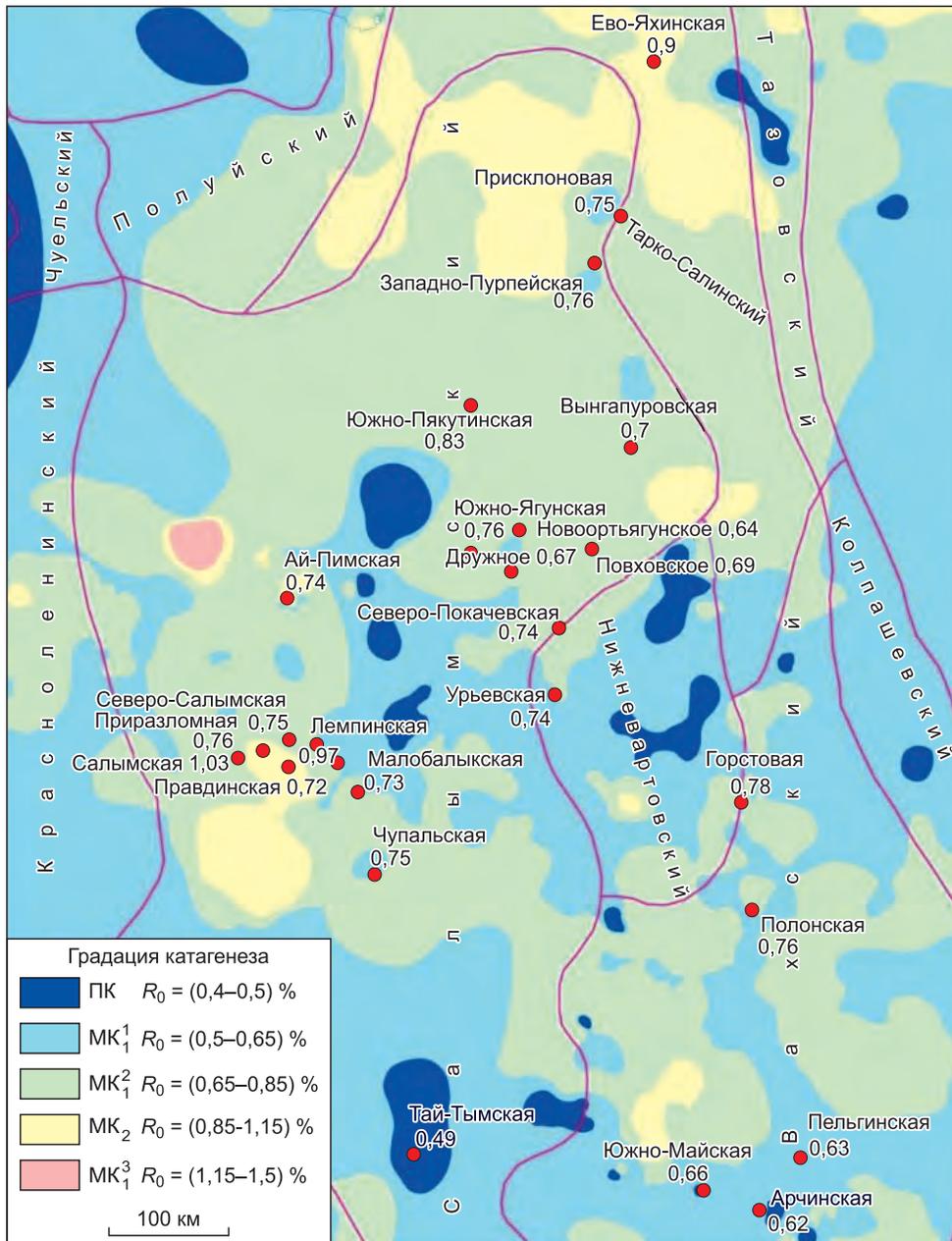


Рис. 5.4.1. Фрагмент карты-схемы катагенетической преобразованности ОБ в верхнеюрских отложениях Западной Сибири ([Фомин и др., 2014], уточненной по результатам геохимических исследований МГУ) и расположение на ней изученных разрезов БС.

рактерны. Установленные закономерности позволяют сделать вывод о том, что доломит доломитсодержащих кремнистых пород образовался на стадии катагенеза, что подтверждается данными изотопии предыдущих исследователей [Немова, 2012; Юрченко и др., 2016]. В табл. 5.4.1 представлены основные морфологические типы доломита БС, их приуроченность к определенным литотипам, а также предполагаемый генезис.

В результате анализа закономерностей распределения литолого-геохимических характеристик выделяются разрезы породы, которые являются относительно слабоизмененными, среднеизмененными, существенно измененными.

**БС (слабоизмененная) – МК<sub>1</sub><sup>1</sup>–МК<sub>1</sub><sup>2</sup>.** В БС Юго-Восточного района, а также на Урьевской и Северо-Покачевской площадях Центрального района преобладают породы с относительно высокими значениями отношения  $C/S \geq 3$  (рис. 5.4.3). Степень преобразованности ОБ в породах БС в этих

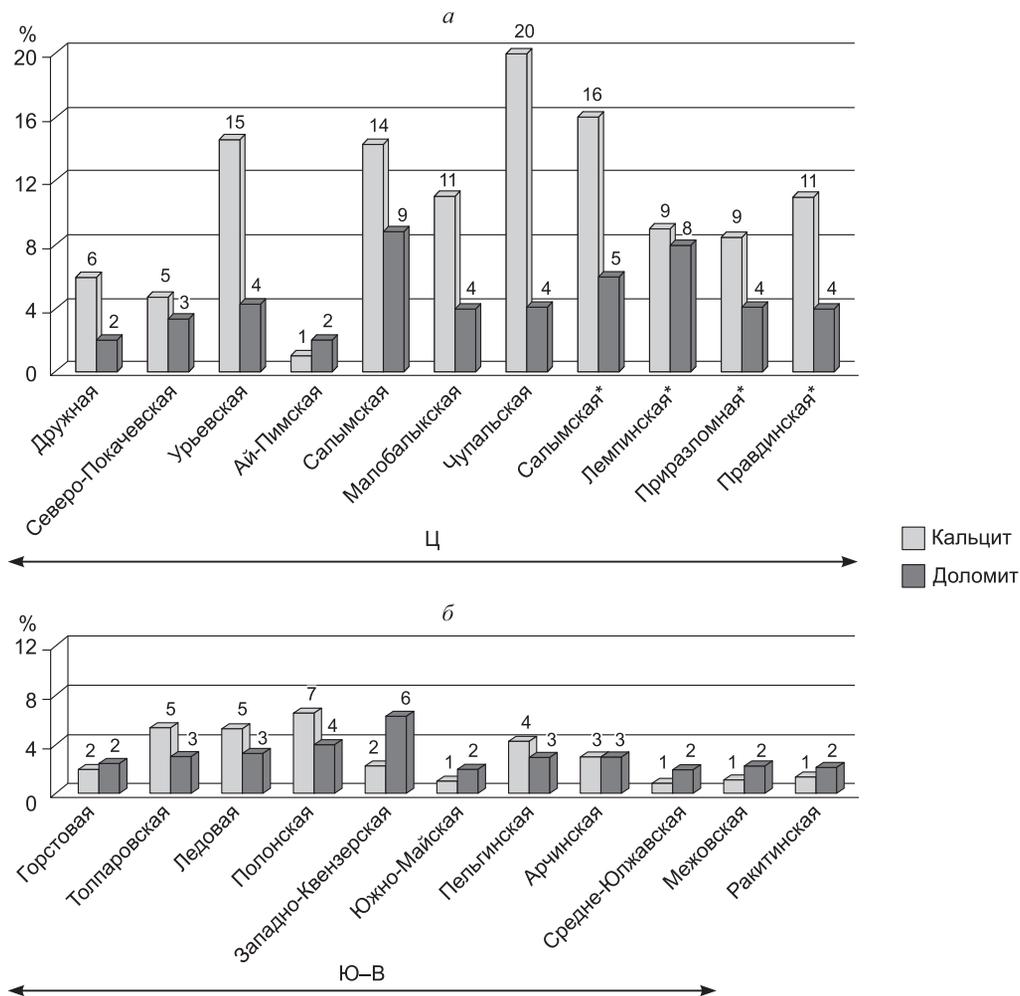


Рис. 5.4.2. Средние содержания кальцита и доломита в БС Центрального (а) и Юго-Восточного (б) районов.

\* Обозначение скважин, данные по которым предоставлены МГУ.

Таблица 5.4.1

**Основные характеристики (морфология, приуроченность к литотипам, генезис) двух типов доломита БС**

Характеристика	Тип доломита баженовской свиты	
	I	II
Морфология	Скрыто- и микрокристаллические	Скрыто- и микрокристаллические/отдельные микрокристаллики, равномерно распространенные в породе («звездное небо»)
Приуроченность к типу породы	Частичное или полное замещение известняков (часто апорадиоляритов или известковых конкреций)	Частичное или полное замещение силицитов-радиоляритов или микститов керогенглинисто-кремнистых
Приуроченность к интервалам геохимических барьеров	Часто наблюдается	Отсутствует
Предполагаемый генезис	Образуются в диагенезе после замещения кальцитом апорадиоляритов и(или) образования конкреций	Образуются в катагенезе в результате преобразования ОВ и высвобождения ионов Mg из глинистого вещества

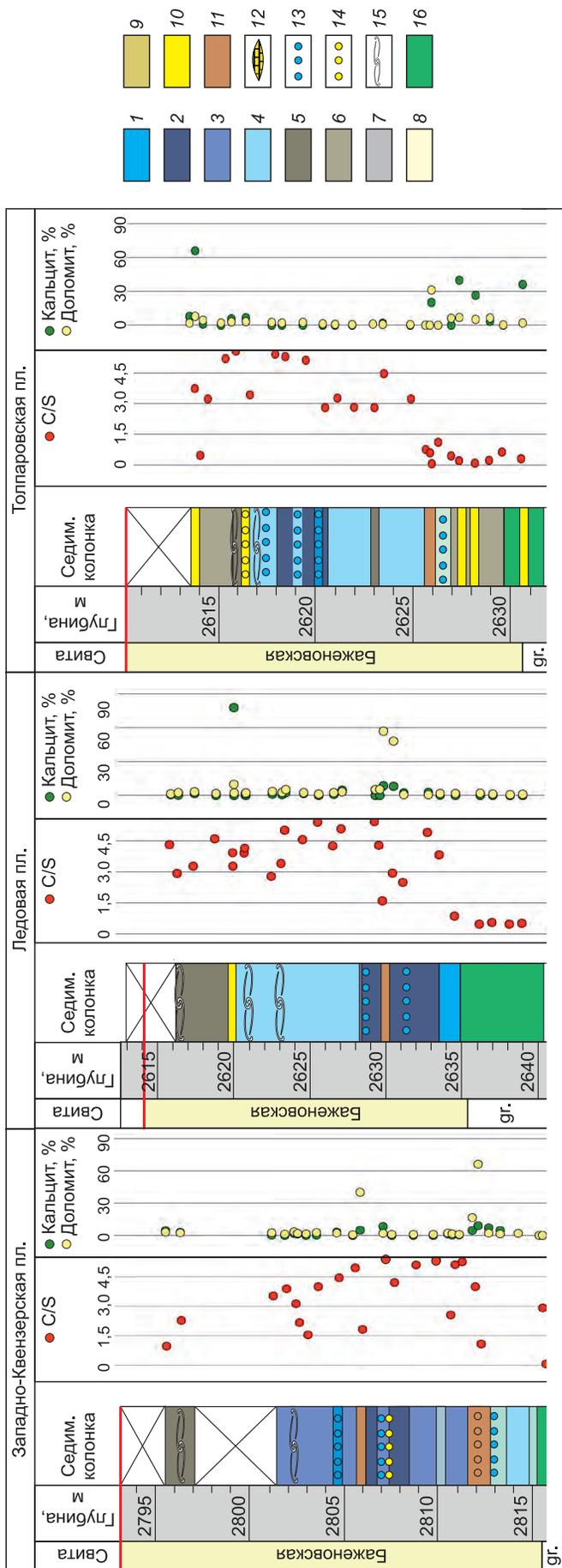


Рис. 5.4.3. Литологическая характеристика и распределение C/S, кальцита и доломита в БС Юго-Восточного района.

1 – силициты; 2 – силициты керогеновые; 3 – силициты кероген-глинисто-кремнистые, близкие к силицитам (кварц > 45 %); 4 – микститы кероген-глинисто-кремнистые; 5 – микститы кероген-кремнисто-глинистые; 6 – микститы кремнисто-глинистые, близкие к аргиллитам; 7 – микститы глинистые; 8 – микститы кероген-карбонатно-кремнистые (карбонат > 25 %); 9 – микститы карбонатсодержащие (5 % < карбонат < 25 %); 10 – известняки; 11 – доломиты; 12 – карбонатные конкреции; 13 – радиоляриты кремнистые; 14 – радиоляриты карбонатизированные; 15 – прослой, насыщенные остатками раковин двустворок; 16 – алевроито-глинистые породы георгиевского горизонта с глауконитом.

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

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

В БС Западно-Квензерской площади встречаются три прослоя доломита и доломитсодержащих пород с содержанием доломита 16–66 %. Для пород этого разреза в целом характерны значения отношения  $C/S > 3$ , присутствует несколько прослоев с  $C/S < 2,5$ . Значение коэффициента детерминации между  $C$  и  $S$  в породах этого разреза относительно понижено и составляет 0,5. Среднее содержание доломита не превышает 6–7 % (см. рис. 5.4.3).

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

По литолого-геохимическим характеристикам породы БС Южно-Майской площади близки к породам БС, описанным выше, со степенью преобразованности ОВ, соответствующей градации  $МК_1^1$ . Таким образом, породы БС Южно-Майской площади являются относительно слабоизмененными (начальная стадия  $МК_1^2$ ) по сравнению с породами Западно-Квензерской площади (конечная стадия  $МК_1^2$ ).

**БС (среднеизмененная) –  $МК_1^1$ .** Разрезы БС, расположенные в Юганском подрайоне (Малобалыкская, Чупальская площади) и южной половине Хантейской гемиантеклизы, имеют около 1–4 прослоев доломитсодержащих пород в кровле БС (доломита  $>15$  %) и несколько прослоев с содержанием доломита  $<10$  % в остальной части разреза (рис. 5.4.4). Содержание доломита в карбонатных и карбонатсодержащих прослоях БС Чупальской и Малобалыкской площадей составляет 10–25 %. Карбонатные породы кровли БС Хантейской гемиантеклизы характеризуются близким содержанием доломита, в остальной части разреза оно понижено (5–10 %). В целом около половины пород разреза БС характеризуются пониженными значениями отношения  $C/S < 3$ , остальные – более 3. Коэффициент детерминации между  $C$  и  $S$  составляет 0,85. Для разреза характерны прослои или линзы известняков толщиной 7–15 см.

**БС –  $МК_2$ .** Выявлено две группы разрезов, представленных породами, в которых степень преобразованности ОВ соответствует градации  $МК_2$  – наблюдается в БС Салымского подрайона (на территории Салымской и Северо-Салымской площадей). В первом из них, по данным А.Н. Фомина, показатель отражательной способности витринита составляет 1,05 (*существенно измененная БС*), во втором – 0,9 (*среднеизмененная БС*) соответственно. Баженовская свита Салымской площади отличается от этих отложений Северо-Салымской площади пониженными содержаниями пирита, ОВ и кремнезема (рис. 5.4.5).

В БС Салымской площади наблюдается наибольшее количество доломитсодержащих прослоев в количестве 6–8 (см. рис. 5.4.5). Практически весь разрез изучаемой толщи Салымской площади характеризуется пониженными значениями отношения  $C/S$  (менее 3). На Северо-Салымской площади, напротив, лишь в кровельной части БС отношение  $C/S$  в породах составляет менее 3, в остальной части разреза, за исключением единичных прослоев, оно более 3. Корреляционная связь между органическим углеродом и серой сульфидной в разрезах Салымской и Северо-Са-

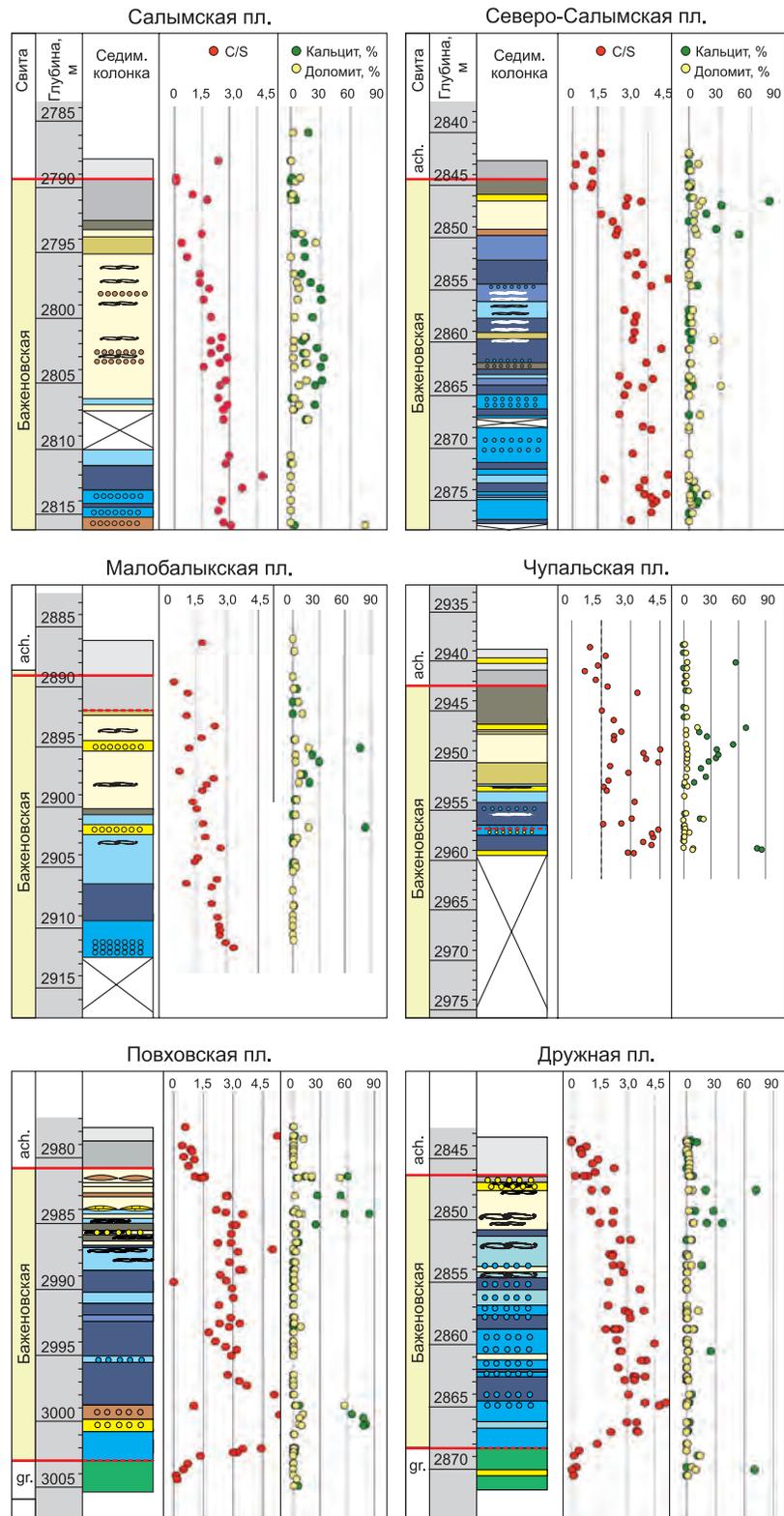


Рис. 5.4.4. Распределение C/S, кальцита и доломита в БС Центрального района.

Условные обозн. см. на рис. 5.4.3.

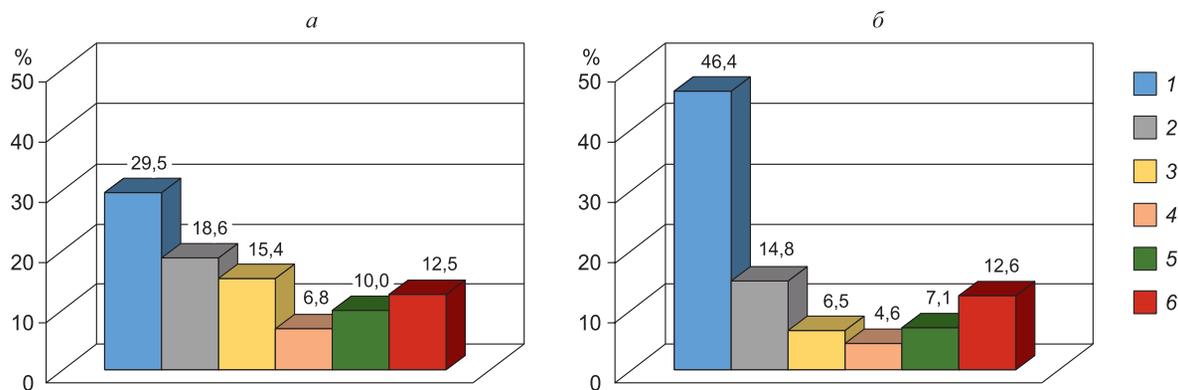


Рис. 5.4.5. Распределение среднего содержания основных породообразующих компонентов (мас.%) БС на Салымской (а) и Северо-Салымской (б) площадях.

1 – кремнезем; 2 – глинистый материал; 3 – кальцит; 4 – доломит; 5 – пирит; 6 – ОВ.

лымской площадей этого района относительно высокая, коэффициент детерминации ( $R^2$ ) составляет 0,6 и 0,8 соответственно. Если из выборки исключить образцы пиритовых и пирит-керогеновых пород зон перехода вблизи кровли БС [Эдер и др., 2020], то зависимость между С и S становится выше,  $R^2$  составляет 0,78 и 0,83 соответственно. Содержание доломита карбонатсодержащих прослоев пород изменяется от 5 до 30 %. В БС Салымской площади присутствует повышенное количество доломитсодержащих прослоев (доломита >5 %), содержание ОВ в них снижено и не превышает 12–15 %. В БС Северо-Салымской площади содержание ОВ достигает 25 %. В кровле свиты присутствуют известняки доломитистые с содержанием доломита 5–13 %. Анализ среднего содержания доломита в целом по разрезу БС показал, что именно на Салымской площади они характеризуются наиболее высокими значениями этого показателя 9 % (см. рис. 5.4.2), что, вероятно, указывает на более масштабное развитие в нем доломитизации по сравнению с БС других районов. В БС Салымской площади наблюдаются повышенные содержания пирита в породах зоны перехода БС в подстилающие и перекрывающие отложения. Здесь на протяжении 5 м в породах перекрывающей БС подачимовской толщи содержание пирита составляет 8–20 %, в породах БС содержание пирита ниже 15 %. В БС Северо-Салымской площади мощность пиритизированной пачки составляет порядка 3 м, но содержание пирита в зоне перехода несколько снижено (9–16 %). В кровле БС присутствуют пирит-керогеновые породы, где содержания пирита и ОВ составляют на Северо-Салымской площади – 27 и 26 %, на Салымской – 13,5 и 15 %. Отмечается закономерность, что в зоне перехода БС Салымской площади содержания пирита выше, чем в самой толще, в БС Северо-Салымской площади – наоборот. Так, БС в разрезах Салымской площади характеризуется: а) пониженным содержанием ОВ (<12–15 %); б) низкими значениями отношения С/S (<2); в) присутствием значительного количества пирит-керогеновых и доломитсодержащих прослоев. Тогда как БС Северо-Салымской площади отличается (см. рис. 5.4.4): а) существенной долей пород с высоким содержанием ОВ (>20 %); б) преобладанием пород с относительно высокими значениями отношения С/S (>2); в) присутствием пирит-керогеновых пород лишь в кровле свиты, а доломитсодержащих пород – по всему разрезу. БС Северо-Салымской площади, для которой ранее определена градация МК<sub>2</sub>, по вышеописанным характеристикам сходна с группой разрезов, характеризуемых градацией МК<sub>1</sub><sup>2</sup>.

Для подтверждения полученной закономерности рассмотрены разрезы БС со степенью преобразованности ОВ соответствующей градации мезокатагенеза МК<sub>2</sub> (еще одной скважины Салымской площади, Лемпинской и Приразломной площадей) и МК<sub>1</sub><sup>2</sup> Правдинской площади. Согласно проведенному анализу, БС Салымской и Лемпинской площадей характеризуется содержанием ОВ <15 %, средним содержанием доломита более 5 % (6–8 %). По этим характеристикам рассмотренные разрезы близки к БС Салымской площади, описанной выше. В БС Приразломной (МК<sub>2</sub>) и Правдинской (МК<sub>1</sub><sup>2</sup>) площадях присутствует значительное количество прослоев с содержанием ОВ 16–20 %. Среднее содержание доломита в БС составляет 3,8–4,3 %, т. е. относительно понижено. По этим признакам БС Приразломной площади близка к разрезам Северо-Салымской площади и разрезам Юганского и Северо-Сургутского районов (со степенью преобразованности ОВ МК<sub>1</sub><sup>2</sup>).

Свидетельства катагенетической доломитизации известны в отложениях различного возраста [Bausch, Hoefs, 1972; Mastuda, Iijima, 1989; Farr, 1992; и др.]. По изотопным данным было определено, что доломитизированные радиоляриты бажендовской свиты формировались в катагенезе [Немова, 2012; Балушкина и др., 2016; Немова, Панченко, 2017; и др.]. В.Д. Немова [2012] определила температуру доломитизации бажендовских радиоляритов по изотопным данным в 100 °С. По данным Н.С. Балушкиной и соавторов [2016], изотопный состав углерода доломитов ( $\delta^{13}\text{C}$  от  $-3,7$  до  $-6,7$  ‰ VPDB) характеризует их как нормальные морские карбонаты, облегченный состав кислорода указывает на диагенетические и(или) катагенетические преобразования ( $\delta^{18}\text{O}$  от  $-13,93$  до  $-14,42$  ‰ VPDB). Согласно А.Ю. Юрченко и соавторам [2019], изотопный состав кальцита «кокколитовой» пачки тутлеймской свиты  $\delta^{18}\text{O}$  меняется в узком диапазоне от  $-8,99$  до  $-11,6$  ‰ VPDB, что, по мнению авторов, указывает на относительно повышенные значения температуры его образования по сравнению со значениями температуры в придонных слоях бассейна, а также на образование этого кальцита с участием углекислоты, поступавшей из органического вещества тутлеймской свиты. По данным И.Н. Ушатинского и О.Г. Зарипова [1978], в «разрезе нефтеносных пластов распределение карбонатных и карбонатизированных пород упорядоченное. Они приурочены к прослоям слабофильтрующих отложений (глины и др.), что связано с оттеснением поровых вод поступающими в ловушки УВ». Согласно этим авторам, в общем случае наиболее важным реагентом при образовании доломита в нефтегазоносных отложениях следует считать углекислоту органического происхождения, возникшую при катагенетическом преобразовании РОВ и взаимодействии углеводородов с поровыми водами. «За счет углекислоты щелочной резерв поровых вод резко повышается, что способствует усилению мигрантоспособности ионов магния, которые накапливались в отдельных участках породы, приводят к доломитизации кальцита» [Ушатинский, Зарипов, 1978]. Идея о том, что главным фактором в механизме диагенетического доломитообразования является повышение щелочного резерва за счет усиленного поступления в воду  $\text{CO}_2$ , ранее выдвинута Н.М. Страховым [1960] и позднее поддержана многими исследователями, в том числе Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис [1988, 2008]. Авторы приходят к выводу, что доломитизация кальцитового цемента во многих случаях может считаться признаком былой или существующей нефтегазоносности отложений. По данным А.А. Махнача [1989], «процесс доломитообразования в кровле и подошве карбонатных пластов и известковых линз внутри глинистых отложений вызван миграцией из последних реакционноспособных растворов». Многие авторы [Юдович, Кетрис, 2008; Коробов и др., 2017; Коробов, Коробова, 2018; и др.] полагают, что освобождающийся в катагенезе при трансформации глин Mg (Ca и Mg) может также участвовать в образовании гидротермального (гидротермально-метасоматического) доломита. Согласно А.Э. Конторовичу с соавторами [2009], в большинстве случаев над магматическими массивами отмечаются повышенный тепловой поток и геотермический градиент ( $4,0$ – $5,0$  °С/100 м, на остальной территории  $2,5$ – $3,0$  °С/100 м), что отражается в дополнительном прогреве пород осадочного чехла. По мнению Г.А. Калмыкова и соавторов [2019б], в зонах контакта гранитных массивов с вмещающими толщами возможно формирование трещиноватости, по которой при определенных условиях могут двигаться гидротермальные растворы, привносящие дополнительное тепло в породы осадочного чехла. Идею гидротермального воздействия на образование залежей БС на некоторых участках ЗСБ поддерживали М.Ю. Зубков [1992], Е.А. Предтеченская и др. [2015], А.Д. Коробов и др. [2017], Д.Е. Заграновская [2019] и др.

Вероятно, в случае БС мы имеем дело с процессами, описанными выше. Образование углекислоты в процессе преобразования УВ, впоследствии вступившей в химическую реакцию с высвободившимся в результате трансформации глин магнием, способствовало доломитизации известковых или кремнистых прослоев или линз. Наблюдается тенденция к увеличению количества прослоев доломитсодержащих пород в БС по направлению  $\text{МК}_1$ – $\text{МК}_2$ . Необходимо отметить, что изученные разрезы, характеризующиеся  $\text{МК}_1$ , расположены в основном в юго-восточных районах ЗСБ и пониженное содержание в них доломитовых и в целом карбонатных прослоев может быть также связано с меньшим развитием в этом регионе карбонатной фауны. Как было установлено ранее [Эдер и др., 2015б], в разрезах Юго-Восточного района ЗСБ на заключительной стадии осадконакопления существенно увеличился привнос глинистого материала, замутненность вод препятствовала развитию карбонатной фауны в этом районе. Мощность пачки преимущественно биогенных кремнистых пород здесь в 2 раза меньше, чем в Центральном районе, где практически

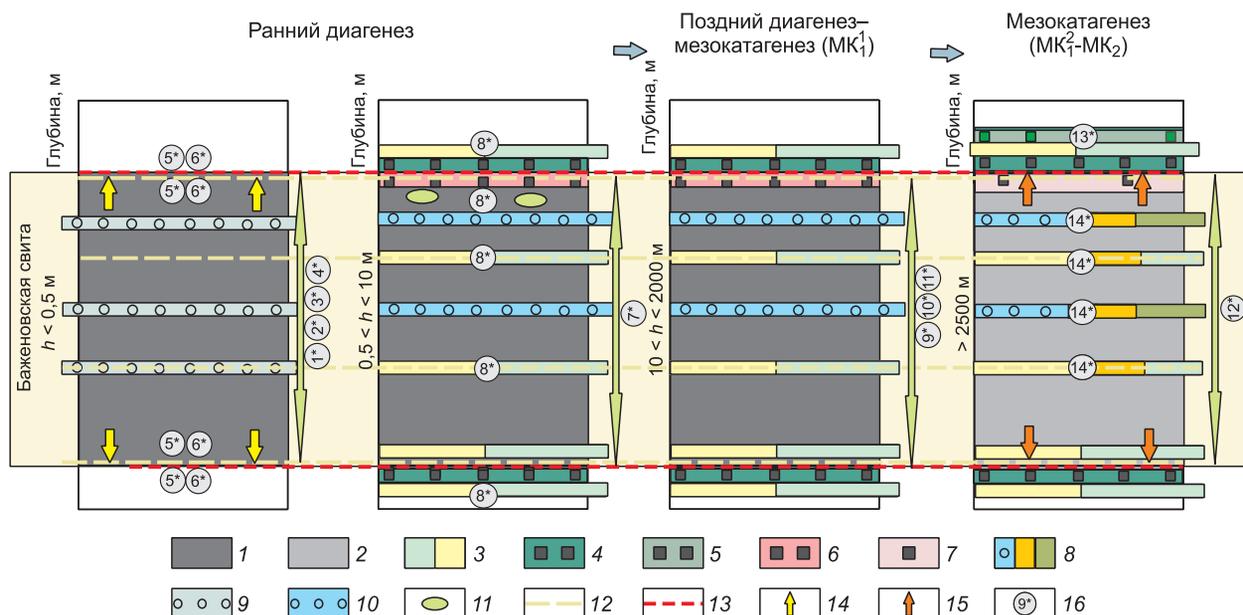


Рис. 5.4.6. Обобщенная модель преобразования вещественного состава баженовской свиты в диагенезе и катагенезе.

1 – породы с содержанием ОВ 5–25 %; 2 – породы с содержанием ОВ <15 %; 3 – доломиты/известняки; 4, 5 – пиритовые низкоуглеродистые породы; 4 – образованные в диагенезе, 5 – в катагенезе; 6 – пирит-керогеновые породы с содержанием ОВ и пирита 20–25 % каждого; 7 – пирит-керогеновые породы с содержанием ОВ и пирита 10–15 % каждого; 8 – частично кальцитизированные или доломитизированные силициты или микститы кероген-глинисто-кремнистые с остатками радиолярий; 9 – преимущественно кремнистый радиоляриевый ил; 10 – окремненные апорадиоляриты; 11 – известковые конкреции; 12 – интервалы кислотно-щелочных барьеров, расположенные на границах пачек разного состава; 13 – интервалы редокс-барьеров, расположенные у границ БС; 14 – направление миграции сероводорода, образованного в результате сульфатредукции; 15 – направление миграции УВ и сероводорода, возникшего в результате катагенетического преобразования органического вещества; 16 – процессы, происходящие в толще.  $h$  – глубина, м.

Процессы, происходящие в БС в диа- и катагенезе: 1\* – уплотнение, дегидратация; 2\* – преобразование ОВ(1) в диагенезе  $\rightarrow$  ОВ(2) +  $\text{CO}_2$ ,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ; к концу диагенеза – потери ОВ составляют 30–50 % [Конторович, 1976]; 3\* – окремнение пород, частичное растворение карбонатов (раковин двустворок, аммонитов) ( $\text{pH} < 7$  – среда кислая из-за присутствия органических кислот); 4\* – процессы сульфатредукции ( $\text{ОВ} + \text{SO}_4^{2-} \rightarrow$  бактерии  $\rightarrow \text{H}_2\text{S} \rightarrow$  бактерии  $\rightarrow \text{S}^0$  [Страхов, 1960; Berner, Raiswell, 1983]; 5\* – диффузия  $\text{H}_2\text{S}$  в подстилающие и перекрывающие отложения [Berner, 1969]; 6\* – образование пирита ( $\text{H}_2\text{S} + \text{Fe}$ (реакционноспособный) +  $\text{S}^0 = \text{FeS}_2$  [Страхов, 1960; Berner, Raiswell, 1983]; 7\* – десилицификация пород ( $\text{pH} > 7$  – среда становится щелочной из-за удаления сульфатов, растворения минералов, содержащих щелочные элементы); 8\* – образование конкреций, карбонатизация пород (часто радиоляритов); 9\* – диагенетических трещин на некоторых интервалах БС; 10\* – преобразование монтмориллонита в гидрослюду  $\rightarrow$  высвобождение магния (на глубине  $> 2000$  м); 11\* – в позднем диагенезе – начало преобразования ОВ в керогенустойчивое к растворению поликонденсированное ОВ; 12\* – начало главной фазы нефтеобразования – кероген(1)  $\rightarrow$  кероген(2) + УВ + ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ); 13\* – диффузия новообразованной  $\text{H}_2\text{S}$  в подстилающие и перекрывающие отложения [Berner, 1969]; 14\* – образование пирита ( $\text{H}_2\text{S} + \text{Fe}$ (реакционноспособный) +  $\text{S}^0 = \text{FeS}_2$  [Страхов, 1960; Berner, 1969]; 15\* – карбонатизация силицитов-радиоляритов или микститов кероген-глинисто-кремнистых с остатками радиолярий ( $(\text{CO}_2 + \text{Mg}^{2+}) \pm \text{Ca}^{2+} \rightarrow$  доломит/кальцит), доломитизация известняков.

весь разрез представлен породами этого типа. В то же время сравнительный анализ литолого-геохимического состава двух разрезов юго-востока ЗСБ (Западно-Квензерская и Южно-Майская площади), приведенный выше, подтвердил общую направленность развития процессов доломитизации, пиритизации и других, даже в низкокарбонатных разрезах БС.

В ходе исследования установлено, что по значениям соотношения C/S и степени зависимости между этими компонентами, частоте встречаемости доломитсодержащих прослоев, содержанию ОВ разрезы БС разделились на три группы. Определено, что в БС, характеризуемой степенью

преобразованности ОВ, соответствующей градации МК<sub>2</sub> [Фомин и др., 2014], существует две подгруппы. Если учесть тот факт, что по условиям формирования и составу осадков разрезы вышеупомянутых подгрупп сходны, а именно, представлены преимущественно биогенными кремнистыми и кремнисто-карбонатными породами с низким содержанием глинистого материала (менее 15–20 %), то, по-видимому, исходное содержание ОВ в этих разрезах было близким. Предполагается, что породы БС первой подгруппы (Салымской, Лемпинской площадей) перенесли более существенное перераспределение продуктов преобразования ОВ по разрезу и, вероятно, последующую его миграцию в подстилающие и перекрывающие отложения, и находятся на заключительном этапе МК<sub>2</sub>. Породы второй подгруппы являются менее преобразованными (доломитизация в разрезе этого типа проявлена не столь масштабно, содержания ОВ относительно высокие) и предположительно претерпевают начальный этап МК<sub>2</sub>. Согласно вышеприведенным данным, разрез БС Северо-Салымской площади еще не перенес столь существенного перераспределения ОВ и пирита, как БС Салымской площади.

Приведем факты, подтверждающие, что породы разреза БС Салымской площади действительно являются более преобразованными по сравнению с БС соседних районов, с точки зрения литолого-геохимического анализа. Для разрезов БС Центрального района характерно содержание ОВ 5–27 %. Как было определено ранее [Эдер и др., 2017], в Салымском подрайоне и на близких к нему площадях, а также в Северо-Сургутском подрайоне БС представлена преимущественно биогенными карбонатно-кремнистыми и кремнистыми породами с низким содержанием глинистого материала (менее 20 %). В то же время разница содержания ОВ на данный момент в породах рассматриваемого разреза и в БС соседних районов составляет около 10 %. Как было показано выше, в БС Салымской площади отсутствуют прослои с аномально высоким (более 20 %) содержанием ОВ. Подобная тенденция отмечается и для пирита. Если в разрезах Юганского подрайона в кровле свиты присутствуют породы с аномально высоким содержанием пирита (20–25 %), то в Салымском подрайоне на Салымской площади содержание пирита в породах БС ниже 15 %. В то же время интервал пиритизированных низкоуглеродистых пород в подачимовской толще, залегающей над БС, имеет повышенную мощность и несколько повышенное содержание пирита. Еще одним аспектом, отличающим БС Салымской площади, являются пониженные значения модуля C/S и более низкая корреляция органического углерода и серы сульфидной, что указывает на большее перераспределение этих компонентов по разрезу. Подтверждением того, что ОВ и пирит не формировались в кровле БС *in situ*, являются низкие значения отношения C/S в них (около 1,5) и отсутствие линейной зависимости между этими величинами. Дополнительным фактом, идентифицирующим отличия в литологическом составе БС Салымской площади, является количество доломитовых прослоев и повышенное содержание в них доломита, а также отсутствие известняков (которые в рассматриваемом разрезе, по-видимому, уже частично или полностью доломитизированы).

Обобщенная модель преобразования компонентного состава баженовской свиты с ростом катагенетической преобразованности органического вещества приведена на рис. 5.4.6. В направлении катагенетических преобразований МК<sub>1</sub>–МК<sub>2</sub> наблюдаются следующие тенденции: а) увеличение количества известково-доломитовых прослоев (от 0 до 2–3, до 4–5, до 8) и возрастание содержания в них доломита (от <15 до >15 %); б) уменьшение содержания ОВ в целом по разрезу (от 15–25 до 12–15 %); в) уменьшение содержания ОВ и серы сульфидной в пирит-керогеновой пачке у кровли БС (от 20–25 % каждого компонента до 12–15 %); г) понижение значений отношения C/S (от >3 до <2); д) увеличение (от нескольких сантиметров до нескольких метров) мощности пиритовой пачки в зоне перехода в перекрывающие БС вышележащие отложения и возрастание содержания пирита в ней (от <15 до >15 %). Таким образом, между периодами, отвечающими градациям МК<sub>1</sub> и МК<sub>2</sub>, при увеличении температуры в осадке начинается генерация УВ, что способствует катагенетической доломитизации пород в БС. При этом из кровли БС происходит миграция УВ и H<sub>2</sub>S вверх по разрезу в подстилающие и перекрывающие отложения. Таким образом, разрез БС, особенно его кровля, становится относительно обедненным ОВ (<15 %), многие интервалы разреза доломитизируются, над кровлей образуется относительно мощный (несколько метров) пиритовый пласт за счет пиритизации, которая происходила в два этапа – на стадии диагенеза и МК<sub>2</sub>.

В результате проведенного исследования на территории, охватывающей большую часть распространения баженовской свиты, произведена систематизация литолого-геохимических характеристик ее пород и их классификация; составлена схема, отражающая принципиальные различия в распределении основных типов пород в разрезах разных районов. Выявлено, что в пределах Мансийской синеклизы и Хантейской гемиантеклизы характерно значительное увеличение мощности высокоуглеродистых кремнистых пород (силицитов, микситов кероген-глинисто-кремнистых и кероген-кремнистых), присутствие в ее верхней части микситов кероген-карбонатно-кремнистых («кокколитовой» пачки). В районе Колтогорско-Нюрольского желоба и примыкающих к нему положительных структур наблюдается сокращение (в 2 раза и более) суммарной мощности кремнистых пород и карбонатов, отсутствие «кокколитовой» пачки. Севернее Ортыгунского мезомыса отмечается увеличение в разрезе мощности низкоуглеродистых микситов кремнисто-глинистых и глинистых, наиболее существенное сокращение суммарной мощности кремнистых пород, пониженная карбонатность. На основе установленных закономерностей распределения основных типов пород для свиты выделено 14 типов разрезов, различающихся по строению (содержанию, распределению и мощностям пачек разного состава), а также по коротким характеристикам (КС, ГК). Таким образом, определены закономерности литологического строения БС, информация о которых необходима при планировании методов ее разработки.

В рамках исследования разработана пространственно-временная модель для разных этапов осадконакопления БС, отражающая изменения характера седиментации свиты в разных районах ее распространения в зависимости от близости к источнику сноса, флуктуаций уровня моря, климата и др., что позволило дополнить информацию о закономерностях седиментации черносланцевых отложений в эпиконтинентальных бассейнах. Показано, что в районе Мансийской синеклизы и Хантейской гемиантеклизы, где преобладали условия гемипелагического осадконакопления, в раннерязанское время произошла смена преимущественно кремнистой биогенной седиментации на кремнисто-карбонатную, что связывается с потеплением и аридизацией климата и изменением геохимической обстановки в палеобассейне. В районе Колтогорско-Нюрольского желоба и примыкающих к нему положительных структур в рассматриваемый период, в связи с проградацией береговой линии, увеличился привнос терригенного глинистого материала. В пределах северной части Южно-Надымской мегамоноклизы и Большехетской мегасинеклизы преобладала терригенная седиментация с накоплением преимущественно глинистого материала при подчиненной роли биогенного осадконакопления.

Установлено, что в Центральном районе литологическая неоднородность БС связана в основном с вторичными преобразованиями пород (главным образом карбонатизацией), происшедшими на различных площадях при разных физико-химических условиях. В Юго-Восточном и Южном районах неоднородность состава и строения БС обусловлена, в наибольшей степени, неравномерным распределением глинистого материала по площади палеобассейна на разных этапах седиментации.

Впервые для БС выявлена приуроченность аутигенного минералообразования (пирита, карбонатов) к интервалам геохимических барьеров. Установлено, что у границ баженовской свиты (на редокс-барьерах) в диа- и катагенезе развивалась интенсивная пиритизация пород за счет миграции из БС сульфидсодержащих флюидов, диффузии  $H_2S$  и взаимодействия ее с реакционно-способным железом. На этих интервалах, одновременно являвшихся кислотно-щелочными барьерами, главным образом в районе Мансийской синеклизы и Хантейской гемиантеклизы, в катагенезе также происходила карбонатизация пород. В самой баженовской свите эти процессы действовали на границах литологических пачек, различающихся по кислотно-щелочным характеристикам (например, силицитов и микситов кероген-глинисто-кремнистых, микситов глинисто-кремнистых и микситов кероген-карбонатно-кремнистых). В катагенезе процессы карбонатизации продолжились и не были приурочены к границам изменений физико-химических

условий осадка. Таким образом, выяснена природа и особенности образования пиритовых и карбонатных слоев БС, что может быть использовано при расчленении и сопоставлении разрезов.

Определены дополнительные критерии выделения верхней границы БС (в Центральном районе) на основе анализа содержания керогена и пирита в породах. Установлено, что у верхней границы БС, как правило, залегают пиритизированные у редокс-барьеров (в результате взаимодействия  $H_2S$  и реакционноспособного железа) в диа- и катагенезе породы с низкими значениями  $C/S$  ( $<2$ ): над верхней границей – пиритовые низкоуглеродистые породы с относительно низким содержанием керогена (менее 5 %) и высоким содержанием пирита (10–15 %), под верхней границей – пирит-керогеновые породы с высоким (15–25 %) и примерно равным содержанием керогена и пирита. Эта закономерность позволяет уточнять положение верхней границы БС при изучении конкретных разрезов.

Представлена обобщенная модель преобразования вещественного состава БС в диа- и катагенезе. Выявлена направленность литолого-геохимических изменений по мере возрастания степени катагенетического преобразования органического вещества в баженовской свите: при переходе от  $MK_1^1$  к  $MK_2$  возрастает содержание доломита, отмечаются более низкие величины отношения  $C/S$ , снижается содержание  $ОВ$  и пирита как в целом по разрезу, так и в пирит-керогеновой пачке, при существенном увеличении мощности низкоуглеродистой пиритовой пачки, залегающей у верхней границы свиты. Соответственно, сделан вклад в понимание процессов аутигенного минералообразования в нефтематеринских отложениях на этапе катагенеза.

Результаты исследований баженовской свиты, изложенные в монографии, необходимы в дальнейшем при оптимизации геолого-разведочных работ; интерпретации результатов геолого-геофизических исследований, полученных при изучении этой толщи с целью поисков залежей  $УВ$ ; проведения последующих междисциплинарных исследований и решения региональных и межрегиональных практических и теоретических задач, связанных с разработкой черносланцевых отложений.

В связи с тем, что БС характеризуется литологической неоднородностью даже в пределах относительно небольших районов, перспективным является продолжение ее детальных литолого-геохимических исследований. На основе разработанной типизации разрезов БС важно провести комплексные литологические и палеонтологические исследования, а также анализ данных ГИС с целью усовершенствования седиментационной модели и разработки методов определения литологического состава БС по геолого-геофизическим данным. Необходимо продолжить исследования закономерностей аутигенного минералообразования с привлечением изотопных методов для уточнения результатов стадийного анализа. Для уточнения выводов об изменении вещественного состава и о процессах, происходящих в катагенезе с ростом пластовой температуры, необходимо расширить базу данных результатов литологических исследований БС.

## Принятые сокращения

---

<b>АВПД</b>	- аномально высокое пластовое давление
<b>АРБС</b>	- аномальный разрез баженовской свиты
<b>БС</b>	- баженовская свита
<b>ГИС</b>	- геофизические исследования скважин
<b>ЗСБ</b>	- Западно-Сибирский седиментационный бассейн
<b>ИСП-МС</b>	- масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой
<b>МК<sub>1</sub><sup>1</sup>, МК<sub>1</sub><sup>2</sup>, МК<sub>2</sub></b>	- стадии мезокатагенеза, по А.Э. Конторовичу [1976]
<b>ОВ</b>	- органическое вещество
<b>ОАЕ</b>	- океаническое бескислородное событие
<b>пл.</b>	- площадь
<b>РЗЭ</b>	- редкоземельные элементы
<b>РСА</b>	- рентгеноструктурный анализ
<b>РФА</b>	- рентгенофлуоресцентный анализ
<b>СП (DOP)</b>	- степень пиритизации железа
<b>СЭМ</b>	- сканирующий электронный микроскоп
<b>т.р.</b>	- тип разреза
<b>УВ</b>	- углеводороды
<b>C<sub>орг</sub></b>	- органический углерод
<b>C/S</b>	- отношение органического углерода к сере сульфидной
<b>СIA</b>	- индекс химического выветривания
<b>СIW</b>	- химический индекс выветривания
<b>НI</b>	- водородный индекс
<b>K<sub>п</sub></b>	- коэффициент пористости
<b>pH</b>	- водородный показатель
<b>ppm</b>	- частей на миллион
<b>R</b>	- коэффициент корреляции
<b>R<sub>vt</sub><sup>0</sup></b>	- отражательная способность витринита
<b>R<sup>2</sup></b>	- коэффициент детерминации
<b>U<sub>a</sub></b>	- уран аутигенный

**Сокращения на фотографиях:** Бар – барит, Дол – доломит, Илл+См – иллит-сметтит, Кальц – кальцит, Каол – каолинит, Кв – кварц, Кпш – калиевый полевой шпат, ПШ – полевой шпат, Пир – пирит.

- Алексеев В.А., Алексеев Л.П. Геохимические барьеры: Учеб. пособие. – М.: Логос, 2003. – 143 с.
- 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: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Новосибирск, 2010. – 200 с.
- Амон Э.О. Радиоларии в экосистеме баженовского моря (поздняя юра – начало раннего мела), Западная Сибирь // Литология и геология горючих ископаемых. – 2011. – Вып. 21. – С. 145–170.
- 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.
- Антонова Т.Ф. Глинистые и песчано-алевритовые с глинистым цементом породы мезозоя Западно-Сибирской низменности и роль их для нефтяных залежей: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Новосибирск, 1966. – 18 с.
- Астахов А.С., Гусев Е.А., Колесник А.Н., Шакиров Р.Б. Условия накопления органического вещества и металлов в донных осадках Чукотского моря // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54, № 9. – С. 1348–1365.
- Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность) / Бадучан Ю.В., Гурари Ф.Г., Захаров В.А. и др. – Новосибирск: Наука, 1986. – 217 с.
- Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. – М.: Наука, 1976. – 267 с.
- Балушкина Н.С. Литофизическая типизация и нефтеносность пород баженовского горизонта в зоне сочленения Сургутского и Красноленинского сводов: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – М., 2011. – 27 с.
- Балушкина Н.С., Калмыков Г.А., Кирюхина Т.А., Коробова Н.И., Корост Д.В., Соболева Е.В., Ступакова А.В., Фадеева Н.П., Хамидуллин Р.А., Шарданова Т.А. Закономерности строения баженовского горизонта и верхов абалакской свиты в связи с перспективами добычи нефти // Геология нефти и газа. – 2013. – № 3. – С. 48–61.
- Балушкина Н.С., Калмыков Г.А., Белохин В.С. и др. Кремнистые коллекторы баженовского горизонта Средне-Назымского месторождения и структура их пустотного пространства // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. – 2014. – № 2. – С. 35–44.
- Балушкина Н.С., Юрченко А.Ю., Калмыков Г.А., Коробова Н.И., Петракова Н.Н., Бугаев И.А. Условия образования и нефтенасыщенность карбонатных коллекторов баженовской и абалакской свит // Нефт. хозяйство. – 2016. – № 1. – С. 32–35.
- Бахтуров С.Ф., Евтушенко В.М., Переладов В.С. Куонамская битуминозная карбонатно-сланцевая формация. – Новосибирск: Наука, 1988. – 160 с.
- 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 келловей севера Западной Сибири // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43, № 9. – С. 811–825.
- Бекман И.Н. Ядерная физика // Курс лекций. Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова. – М., 2010. – 511 с.
- Белкин В.И., Ефремов Е.П., Каптелинин Н.Д. Модель коллекторов нефти баженовской свиты Салымского месторождения // Нефт. хозяйство. – 1983. – № 10. – С. 27–31.
- Белкин В.И., Ефремов Е.П., Каптелинин Н.Д. Строение и нефтеносность баженовского резервуара // Литология и полез. ископаемые. – 1985. – № 2. – С. 108–123.
- Богородская Л.И., Конторович А.Э., Ларичев А.И. Кероген: методы изучения, геохимическая интерпретация. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, фил. «Гео», 2005. – 254 с.
- Бородкин В.Н., Смирнов О.А., Лукашов А.В., Плавник А.Г., Маркин М.А., Примак Л.В. Характеристика аномального строения баженовско-ачимовского комплекса Тагринского мегавала Западной Сибири по данным бурения и сейсморазведки 3d // Геология, геофизика и разработка нефт. и газовых месторождений. – 2021. – Т. 11 (359). – С. 5–13.

- Бочкарев В.С. Раннемезозойский этап развития Западно-Сибирской геосинеклизы // Основные проблемы геологии Западной Сибири. – Тюмень: СибНАЦ, 1985. – С. 21–34.
- Бочкарев В.С. Палеобатиметрические условия формирования ачимовской толщи Западной Сибири // Геология, геофизика и разведка нефт. месторождений. – 1999. – № 5. – С. 23–27.
- 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., Булынникова С.П., Климова И.Г., Месежников М.С., Вячиколева 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.
- Брадучан Ю.В., Глушко Н.К., Комиссаренко В.К., Шатова Л.А., Гришкевич В.Ф., Касаткин В.Е., Предеин С.А., Торопов Э.С. О возрасте отложений аномальных разрезов пограничных слоев юры и мела по скважинам Северо-Конитлорского месторождения // Вестн. недропользователя ХМАО. – Тюмень, 2005. – Вып. 16. – С. 20–24.
- Булынникова С.П., Гольберт А.В., Климова И.Г., Конторович А.Э., Полякова И.Д., Решетникова М.А., Турбина А.С. Палеобиофауны нефтегазоносных волжских и неокомских отложений Западно-Сибирской плиты. – М.: Недра, 1978. – 87 с.
- Бумагина В.А., Александров М.А., Климова Е.С., Семенова Н.Г., Мусихин А.Д. Строение и условия формирования баженовской свиты на Восточно-Уренгойском лицензионном участке // Нефт. провинция. – 2020. – № 3 (23). – С. 37–53.
- Бумагина В.А., Мартынюк Е.В., Швецов Е.И., Ширяев А.В. Характеристика карбонатных пород баженовского горизонта севера Западной Сибири (Япстиксалинская мегавпадина) // Геология нефти и газа. – 2022. – № 5. – С. 63–70.
- Бычков А.Ю., Калмыков Г.А., Бугаев И.А., Балушкина Н.А., Калмыков А.Г. Геохимические особенности пород баженовской и абалакской свит (Западная Сибирь) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. – 2016. – № 6. – С. 86–93.
- Важенина О.А. Особенности осадконакопления и литологические типы пород баженовской свиты на территории Широного Приобья (Западная Сибирь) // Вестн. ТГУ. Сер. Науки о Земле. – 2010а. – № 335. – С. 161–164.
- Важенина О.А. Палеонтологическая характеристика отложений абалакской и баженовской свит на территории Широного Приобья (Западная Сибирь) // Вестн. ТГУ. – 2010б. – № 340. – С. 198–201.
- Вассоевич Н.Б. Вопросы образования нефти. – Л.: Гостоптехиздат, 1958. – 389 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 129).
- Вахрамеев В.А. Ископаемая флора и стратиграфия континентальных меловых отложений восточного склона Урала и Западного Казахстана // Рефераты науч.-исслед. работ за 1945 г. – М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1945. – С. 10–11.
- Векшина В.Н. Кокколитофориды марьяновской формации Западно-Сибирской плиты // Тр. палеонтологии и стратиграфии по Западной Сибири (Тр. СНИИГиМС). – Л.: Гостоптехиздат, 1962а. – Т. 23. – С. 101–103.
- Векшина В.Н. Элементы палеогеографии мезозоя и палеогена Западно-Сибирской низменности по данным анализа диатомовых водорослей, кокколитофорид // Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири (Тр. СНИИГиМС. Сер. Нефт. геол.). – 1962б. – № 23. – С. 103–108.
- Вишневская В.С., Амон Э.О., Гатовский Ю.А. Радиоляриевая биостратиграфия баженовского горизонта (верхняя юра – нижний мел) Западной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2020. – Т. 28, № 6. – С. 105–124.
- Войцель З.А., Иванова Е.А., Клишко С.А. Спорово-пыльцевые комплексы юрских отложений Обь-Иртышского междуречья и их значение для стратиграфии // Спорово-пыльцевые комплексы мезозоя и палеогена Западной Сибири. – М.: Наука, 1966. – С. 27–42.
- Волков В.А., Олейник Е.В., Оксенойд Е.Е., Сидоров А.А. Строение и генерационный потенциал баженовской свиты на территории центральной части Западной Сибири // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2016. – № 3. – С. 79–98.
- Волков И.И., Остроумов Э.А. О формах соединений серы в иловых водах осадков Черного моря // Геохимия. – 1957. – № 4. – С. 337–345.
- Волков И.И. Сульфиды железа, их взаимосвязь и превращения в осадках Черного моря // Тр. Ин-та океанол. АН СССР. – 1961. – Т. 50. – С. 68–92.
- 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-Сибир-

- ской нефтегазоносной области. В 2-х т. Т. I. Стратиграфический очерк. Моллюски. – М.: Недра, 1990. – 286 с.
- Гаврилов Ю.О. Диагенетическая миграция сульфидов в отложениях разных обстановок седиментации // Литология и полез. ископаемые. – 2010. – № 2. – С. 133–150.
- Гаврилов Ю.О., Копаевич Л.Ф. О геохимических, биохимических и биотических следствиях эвстатических колебаний // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 1996. – Т. 4, № 4. – С. 3–14.
- Гаврилов Ю.О., Щепетова Е.В., Рогов М.А., Щербинина Е.А. Седиментология, геохимия и биота волжских углеродистых отложений северной части Среднерусского моря (Костромская область) // Литология и полез. ископаемые. – 2008. – № 4. – С. 396–424.
- Гавшин В.М., Бобров В.А. Закономерности распределения микроэлементов в баженовской свите // Доманикиты Сибири и их роль в нефтегазоносности. – Новосибирск: СНИИГиМС, 1982. – С. 76–91.
- Гайдебурова Е.А. Типы разрезов доманикитов Западной Сибири // Доманикиты Сибири и их роль в нефтегазоносности: Сб. науч. тр. – Новосибирск: СНИИГиМС, 1982. – С. 23–32.
- Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности / Под ред. Н.Н. Ростовцева. – М.: Гостоптехиздат, 1958. – 389 с.
- Герасименко Л.М., Заварзин Г.А. Реликтовые цианобактериальные сообщества // Проблемы доантропогенной эволюции биосферы. – М.: Наука, 1993. – С. 222–253.
- Гольберт А.В., Маркова Л.Г., Полякова И.Д., Сакс В.Н., Тесленко Ю.В. Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене. – М.: Наука, 1968. – 152 с.
- Гольберт А.В., Гурари Ф.Г., Климова И.Г. О возрастной миграции неокомских свит Западной Сибири // Материалы по региональной геологии Сибири. – Новосибирск: СНИИГиМС, 1971. – С. 4–9.
- Гончаров И.В., Самойленко В.В., Обласов Н.В., Носова С.В. Молекулярные параметры катагенеза органического вещества пород баженовской свиты Томской области // Геология нефти и газа. – 2004. – № 5. – С. 53–60.
- Гончаров И.В., Самойленко В.В., Обласов Н.В., Фадеева С.В. Катагенез органического вещества пород баженовской свиты юго-востока Западной Сибири (Томская область) // Нефт. хозяйство. – 2013. – № 10. – С. 32–37.
- Гончаров И.В., Самойленко В.В., Обласов Н.В., Фадеева С.В., Веклич М.А., Кашапов Р.С., Трушков П.В., Бахтина Е.С. Типы и катагенез органического вещества баженовской свиты и ее возрастных аналогов // Нефт. хозяйство. – 2016. – № 10. – С. 20–25.
- Гуляева Л.А. Осадки сероводородных бассейнов геологического прошлого // Докл. АН СССР. – 1953. – Т. ХСII, № 5. – С. 1019–1022.
- Гурари Ф.Г. Геология и перспективы нефтегазоносности Обь-Иртышского междуречья. – Л.: Гостоптехиздат, 1959. – 174 с.
- Гурари Ф.Г. Возможные типы коллекторов, связанные с доманикитами // Геология и геофизика. – 1981. – № 12. – С. 3–8.
- Гурари Ф.Г. Глинистые битуминозные толщи – новый тип коллекторов нефти и газа // Коллекторы нефти и газа и флюидоупоры. – Новосибирск: Наука, 1983. – 159 с.
- Гурари Ф.Г., Нестеров И.И., Рудкевич М.Я. О стратификации мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности // Геология и геофизика. – 1962. – № 3. – С. 3–10.
- Гурари Ф.Г., Микуленко К.И., Старосельцев В.С. и др. Тектоника мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Западно-Сибирской плиты // Тр. СНИИГиМС. – Новосибирск, 1971. – Вып. 100. – 148 с.
- Гурари Ф.Г., Гурари И.Ф. Формирование залежей нефти в аргиллитах баженовской свиты Западной Сибири // Геология нефти и газа. – 1974. – № 5. – С. 36–40.
- Гурари Ф.Г., Матвиенко Н.И. Палеогеография баженовской свиты по распространению в ней урана // Тр. СНИИГиМС. – Новосибирск, 1980. – Вып. 275. – С. 81–91.
- Гурари Ф.Г., Вайц Э.Я., Меленевский В.Н. и др. Условия формирования и методика поисков залежей нефти в аргиллитах баженовской свиты. – М.: Недра, 1988. – 199 с.
- Гурова Т.И. О вещественном составе верхнеюрских отложений Западно-Сибирской низменности // Докл. АН СССР. – 1960. – Т. 134, № 4. – С. 924–927.
- 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, фил. «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.

- Добрынин В.М., Мартынов В.Г. Модель и основные параметры пластового резервуара баженовской свиты Салымского месторождения нефти // Тр. ИГИРГИ. – М., 1980. – С. 26–27.
- Доманикиты Сибири и их роль в нефтегазоносности: Сб. науч. тр. / Под ред. Ф.Г. Гурари. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1982. – 138 с.
- Дорофеева Т.В., Блинкова Е.Ю., Лебедев Б.А. и др. Литогенетические особенности пород коллекторов баженовской свиты Западной Сибири // Коллекторы нефти баженовской свиты Западной Сибири – Л.: Недра, 1983. – 131 с.
- Дубинин А.В., Волков И.И. Механизм накопления редкоземельных элементов на гидроксидах железа в океане // Геохимия. – 1986. – № 8. – С. 1089–1100.
- 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.
- Заграновская Д.Е. Прогнозирование залежей нефти в баженовском горизонте по данным комплексирования геолого-геофизических исследований в Красноленинской и Фроловской нефтегазоносных областях Западной Сибири: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – М., 2019. – 23 с.
- Замирайлова А.Г., Занин Ю.Н., Фомин А.Н. Уголь-сапропелит в баженовской свите Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41, № 9. – С. 1341–1344.
- Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Меленевский В.Н., Давыдов Д.Ю. О двух вещественно-генетических типах черных сланцев баженовской свиты // Докл. РАН. – 1999. – Т. 368, № 1. – С. 91–94.
- 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. – 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.
- Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Эдер В.Г., Красавчиков В.О. Редкоземельные элементы в баженовской свите Западно-Сибирского осадочного бассейна // Литосфера. – 2011. – № 6. – С. 38–54.
- Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Эдер В.Г. Уран, торий и калий в черных сланцах баженовской свиты Западно-Сибирского морского бассейна // Литология и полез. ископаемые. – 2016а. – № 1. – С. 82–94.
- Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Эдер В.Г. Халькофильные элементы в черных сланцах баженовской свиты Западно-Сибирского морского бассейна // Геология и геофизика. – 2016б. – Т. 57, № 4. – С. 771–781.
- Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Эдер В.Г. Никель, молибден, кобальт в черных сланцах баженовской свиты Западно-Сибирского морского бассейна // Геохимия. – 2017. – № 2. – С. 161–170.
- Зарипов О.Г., Ушатинский И.Н. Природа коллектора и перспективы нефтегазоносности пород баженовской свиты // Тр. ЗапСибНИГНИ. – 1976. – № 110. – С. 68–71.
- Зарипов О.Г., Нестеров И.И. Закономерности размещения коллекторов в глинистых отложениях баженовской свиты и ее возрастных аналогов в Западной Сибири // Сов. геология. – 1977. – № 3. – С. 19–25.
- Зарипов О.Г., Сонич В.П. Новый тип разреза баженовской свиты и перспективы увеличения извлекаемых запасов на территории деятельности ОАО «Сургутнефтегаз» // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО – Югры: Материалы IV науч.-практ. конф. – Ханты-Мансийск, 2001. – С. 143–153.
- 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.: Т-во науч. 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. – Вып. 528. – 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., Пещевецкая 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.
- Зимин Ю.Г., Конторович А.Э., Фотиади Э.Э. Основные черты гидрогеологии и геотермии осадочного чехла // Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. – М.: Недра, 1972. – С. 67–81. (Тр. СНИИГИМС; Вып. 131).
- Зубков М.Ю. Перспективы обнаружения залежей углеводородов во вторичных коллекторах гидротермального происхождения // Нетрадиционные источники углеводородного сырья и проблемы его освоения: Тр. Междунар. симп. – СПб., 1992. – С. 155–156.
- Зубков М.Ю. Анализ распределения К, U, Th и В в верхнеюрских отложениях центральной части Краснотеннинского свода (Западная Сибирь) с целью их стратификации, корреляции и выделения в них потенциально продуктивных пластов // Геохимия. – 2001а. – № 1. – С. 51–70.
- Зубков М.Ю. Состав, строение и условия образования пород баженовской и абалакской свит центральной части Краснотеннинского свода (Западная Сибирь) // Литология и полез. ископаемые. – 2001б. – № 1. – С. 37–48.
- Зубков М.Ю. Закономерности распределения урана в черносланцевых толщах и битуминозных отложениях баженовской свиты // Горн. ведомости. – 2015. – Т. 131, № 4. – С. 28–46.
- Зубков М.Ю. Региональный и локальный прогнозы нефтеносности баженовской и абалакской свит (Западная Сибирь) // Горн. ведомости. – 2016. – № 3–4. – С. 46–68.
- Зубков М.Ю., Доронина Н.А. Геохимия пород баженовской свиты // Доманикиты Сибири и их роль в нефтегазоносности: Сб. науч. тр. – Новосибирск: СНИИГиМС, 1982. – С. 68–76.
- Зубков М.Ю., Мормышев В.В. Вещественный состав и условия образования пород баженовской свиты Салымского месторождения // Литология и полез. ископаемые. – 1987. – № 2. – С. 73–80.
- Зубков М.Ю., Скрылев С.А., Бондаренко П.М. и др. Методы оценки перспектив нефтегазоносности баженовской и абалакской свит Западной Сибири // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. – Ханты-Мансийск, 1999. – С. 206–222.
- Иванов К.С., Волков В.А., Вахрушева Н.В. Палеогеография баженовской свиты Западной Сибири по данным распределения редкоземельных элементов // Докл. РАН. – 2019. – Т. 488, № 2. – С. 181–184.
- Казаринов В.П. Формации мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской низменности в связи с поисками нефти и газа // Сов. геология. – 1958а. – № 12. – С. 57–68.
- Казаринов В.П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. – М.: Гостоптехиздат, 1958б. – 324 с.
- Калмыков А.Г., Калмыков Г.А., Хамидуллин Р.А., Коробова Н.И., Макарова О.М., Козлова Е.В. Строение порового пространства коллекторских интервалов баженовской свиты Приобского месторождения Западной Сибири // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. – 2019а. – № 2. – С. 39–45.
- Калмыков А.Г., Карпов Ю.А., Топчий М.С., Фомина М.М., Мануилова Е.А., Шереметьева Е.В., Третьякова И.О., Пронина Н.В., Шишков В.А., Балущкина Н.С., Фадеева Н.П., Ступакова А.В., Калмыков Г.А. Влияние катагенетической зрелости на формирование коллекторов с органической пористостью в баженовской свите и особенности их распространения // Георесурсы. – 2019б. – Т. 21, № 2. – С. 159–171.
- Калмыков Г.А. Строение баженовского нефтегазоносного комплекса как основа прогноза дифференцированной нефтепродуктивности: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. – М., 2016. – 50 с.
- Калмыков Г.А., Балущкина Н.С., Алешин А.П., Глебочева Н.К. Об особенностях распределения радиоактивности в породах баженовской свиты на западном склоне Сургутского свода Западной Сибири // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. – 2009. – № 1. – С. 38–46.
- Калмыков Г.А., Балущкина Н.С. Модель нефтенасыщенности порового пространства пород баженовской свиты Западной Сибири и ее использование для оценки ресурсного потенциала. – М.: ГЕОС, 2017. – 247 с.
- Канипова З.А., Мичурин С.В., Горожанин В.М. и др. Изотопно-геохимические особенности пирита из нефтеносных пород Аязовского месторождения (Башкирское Приуралье) // Геологический сборник Ин-та геологии Уфим. НЦ РАН. Информ. материалы. – 2014. – № 11. – С. 169–175.
- Карогадин Ю.Н. Ритмичность осадконакопления и нефтегазоносность. – М.: Недра, 1974. – 196 с.
- Клубова Т.Т. Глинистые коллекторы нефти и газа. – М.: Недра, 1988. – 155 с.
- Козлова Г.Э. Распространение радиолярий в баженовской свите Западной Сибири. – М.: Наука, 1983. – С. 47–55.

- Колганова М.М., Конторович А.Э. Некоторые черты геохимии ванадия и никеля в осадочных породах и нефтях // Геология нефтегазоносных районов Западно-Сибирской низменности: Тр. СНИИГГиМС. – Новосибирск, 1966. – Вып. 47. – С. 184–197.
- Кондрашова Е.С. Вулканогенные прослои в баженовской свите Западно-Сибирского осадочного бассейна // Изв. Том. политехн. ун-та. Инжиниринг георесурсов. – 2021. – Т. 332, № 3. – С. 62–73.
- Конторович А.Э. Химический состав осадочных пород Западно-Сибирской плиты // Докл. АН СССР. – 1965. – Т. 163, № 4. – С. 984–987.
- Конторович А.Э. Геохимия верхнеюрских отложений Западно-Сибирской плиты // Литология и полез. ископаемые. – 1967. – № 3. – С. 90–102.
- Конторович А.Э. Геохимические методы количественного прогноза нефтегазоносности // Тр. СНИИГГиМС. – М.: Недра, 1976. – Вып. 229. – 249 с.
- Конторович А.Э., Парпарова Г.М., Трушков П.А. Метаморфизм органического вещества и некоторые вопросы нефтегазоносности (на примере мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности) // Геология и геофизика. – 1967а. – № 2. – С. 16–29.
- Конторович А.Э., Бабина Н.М., Богородская Л.И., Винокур Б.Г., Зимин Ю.Г., Колганова М.М., Липницкая Л.Ф., Луговцов А.Д., Мельникова В.М., Парпарова Г.М., Рогозина Е.А., Стасова О.Ф., Трушков П.А., Фомичев А.С. Нефтепроизводящие толщи и условия образования нефти в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. – Л.: Недра, 1967б. – 223 с. (Тр. СНИИГГиМС. Сер. Нефт. геология; Вып. 50).
- Конторович А.Э., Полякова И.Д., Фомичев А.С. Закономерности накопления органического вещества в древних осадочных толщах (на примере мезозойских отложений Сибири) // Литология и полез. ископаемые. – 1971а. – № 6. – С. 16–27.
- Конторович А.Э., Берман Е.Л., Богородская Л.И., Винокур Б.Г., Колганова М.М., Липницкая Л.Ф., Мельникова В.М., Стасова О.Ф., Фомичев А.С. Геохимия юрских и нижнемеловых отложений Западно-Сибирской низменности. – М.: Недра, 1971б. – 251 с.
- Конторович А.Э., Трушков П.А., Фомичев А.С. Условия формирования залежей нефти и газа. Условия накопления и преобразования органического вещества в осадочных толщах // Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. – М.: Недра, 1972. – С. 201–226. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 131).
- Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К. и др. Геология нефти и газа Западной Сибири. – М.: Недра, 1975. – 680 с.
- Конторович А.Э., Петерс К.Е., Молдован Дж.М., Андрусевич В.Е., Демейсон Д.Дж., Стасова О.Ф., Хьюзинге Б.Дж. Углеводороды-биомаркеры в нефтях Среднего Приобья (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. – 1991. – № 10. – С. 3–34.
- Конторович А.Э., Сурков В.С., Трофимук А.А. и др. Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. Западно-Сибирский бассейн. – Новосибирск, 1994. – Вып. 2. – 201 с.
- Конторович А.Э., Меленевский В.Н., Занин Ю.Н. и др. Литология, органическая геохимия и условия формирования основных типов пород баженовской свиты (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39, № 11. – С. 1477–1491.
- Конторович А.Э., Занин Ю.Н., Меленевский В.Н., Замирайлова А.Г., Фомин А.Н., Давыдов Д.Ю. Твердые битумы баженовской свиты Западно-Сибирской плиты и главные особенности их геохимии // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40, № 8. – С. 888–896.
- Конторович А.Э., Меленевский В.Н., Иванова Е.Н., Фомин А.Н. Фенантрены, ароматические стераны и дибензотиофены в юрских отложениях Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна и их значение для органической геохимии // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45, № 7. – С. 873–883.
- Конторович А.Э., Фомин А.Н., Красавчиков В.О., Истомин А.В. Катагенез органического вещества в кровле и подошве юрского комплекса Западно-Сибирского мегабассейна // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50, № 11. – С. 1191–1200.
- 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 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. – 2014а. – Т. 55, № 5–6. – С. 745–776.

- Конторович А.Э., Бурштейн Л.М., Казаненков В.А. и др. Баженовская свита – главный источник ресурсов нетрадиционной нефти в России // Георесурсы, геоэнергетика, геополитика [Электрон. журн.]. – 2014б. – Т. 10, № 2. – С. 1–8.
- Конторович А.Э., Борисова Л.С., Фомин А.Н., Ярославцева Е.С. Эволюция состава и структурных особенностей нерастворимого органического вещества юрских отложений Западной Сибири в катагенезе (по результатам элементного анализа и ИК-спектроскопии образцов из сверхглубоких скважин) // Химия нефти и газа: Материалы IX Междунар. конф. – Томск, 2015. – С. 246–251.
- 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.
- Конторович А.Э., Бейзель А.Л., Борисов Е.В., Вакуленко Л.Г., Ершов С.В., Казаненков В.А., Калинина Л.М., Конторович В.А., Нехаев А.Ю., Никитенко Б.Л., Рыжкова С.В., Фомин М.А., Шурыгин Б.Н., Ян П.А. Фациально-стратиграфическое районирование баженовского, георгиевского и васюганского горизонтов в Западно-Сибирском осадочном бассейне // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Седьмое Всерос. совещ. (Москва, 18–22 сент. 2017 г.): Науч. материалы. – М., 2017. – С. 98–101.
- Конторович А.Э., Пономарева Е.В., Бурштейн Л.М., Глинских В.Н., Ким Н.С., Костырева Е.А., Павлова М.А., Родченко А.П., Ян П.А. Распределение органического вещества в породах баженовского горизонта (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. – 2018а. – Т. 59, № 3. – С. 357–371.
- Конторович А.Э., Родякин С.В., Бурштейн Л.М., Костырева Е.А., Рыжкова С.В., Ян П.А. Пористость и нефтенасыщенность пород баженовской свиты // Геология нефти и газа. – 2018б. – № 5. – С. 61–73.
- Конторович А.Э., Костырева Е.А., Родякин С.В., Сотнич И.С., Ян П.А. Геохимия битумоидов баженовской свиты // Геология нефти и газа. – 2018в. – № 2. – С. 79–88.
- Конторович А.Э., Бурштейн Л.М., Никитенко Б.Л., Рыжкова С.В., Борисов Е.В., Ершов С.В., Костырева Е.А., Конторович В.А., Нехаев А.Ю., Пономарева Е.В., Фомин М.А., Ян П.А. Маргинальный фильтр волжско-раннеберриасского Западно-Сибирского морского бассейна и его влияние на распределение осадков // Литология и полез. ископаемые. – 2019. – № 3. – С. 199–210.
- Конторович В.А. Тектоника и история развития юго-восточных районов Западной Сибири в мезозое и кайнозое // Геология, геофизика и разработка нефт. и газ. месторождений. – 2002. – № 4. – С. 4–16.
- Конторович В.А., Моисеев С.А., Иванов И.А., Рыжкова С.В. Нефтегазоносность морских отложений верхней юры на юго-востоке Западной Сибири // Геология, геофизика и разработка нефт. месторождений. – 2000. – № 1. – С. 8–18.
- Конторович В.А., Беляев С.Ю., Конторович А.Э. и др. Тектоническое строение и история развития Западно-Сибирской геосинеклизы в мезозое и кайнозое // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 11–12. – С. 1832–1845.
- Конышева Р.А., Сахибгареев Р.С. О природе емкости в аргиллитах баженовской свиты Западной Сибири // Докл. АН СССР. – 1976. – Т. 228, № 5. – С. 1197–1199.
- Конюхов А.И. Нефтематеринские отложения на мезозойских и кайнозойских окраинах материков. Сообщение 1. Нефтематеринские отложения на окраинах материков в триас-юрское и неоком-аптское время // Литология и полез. ископаемые. – 2012. – № 5. – С. 451–470.
- Корж М.В., Филина С.И. Особенности литогенеза аргиллитов баженовской свиты и возможный механизм образования в них залежей нефти // Нефтеносность баженовской свиты Западной Сибири. – М.: ИГиРГИ, 1980. – С. 6–17.
- Коробов А.Д., Коробова Л.А., Морозов В.П., Заграновская Д.Е., Захарова О.А. Аутигенный доломит высокобитуминозных баженовских отложений – показатель завершающей стадии генерации углеводородов // Нефт. хозяйство. – 2017. – № 4. – С. 41–43.
- Коробов А.Д., Коробова Л.А. Водорослевый аутигенный доломит баженовской свиты – индикатор обстановки интенсивной генерации углеводородов // Осадочная геология Урала и прилежащих регионов: сегодня и завтра: Материалы 12-го Урал. литолог. совещания. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. – С. 139–141.
- Коробова Н.И., Макарова О.М., Калмыков Г.А., Петракова Н.Н., Юрченко А.Ю., Шарифутдинов В.Ф., Корост С.Р., Калабин В.В. Основные типы разрезов нефтеносной баженовской свиты на северо-востоке Сургутского свода // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. – 2015. – № 5. – С. 54–61.
- Коровина Т.А. Закономерности формирования и распространения коллекторов в битуминозных отложениях баженовской свиты для оценки перспектив нефтегазоносности западного склона Сургутского свода: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – СПб., 2004. – 27 с.
- Коровина Т.А., Кропотова Е.П., Федорцов И.В. Особенности вещественного состава пород баженовской свиты на Ай-Пимской площади // Нефт. хозяйство. – 2001. – № 6. – С. 18–22.

- Костырева Е.А., Сотнич И.С. Геохимия органического вещества баженовской свиты севера Хантейской антеклизы // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58, № 3–4. – С. 533–543.
- Коченов А.В., Королев К.Г., Дубинчук В.Т., Медведев Ю.Л. Об условиях осаждения урана из водных растворов по экспериментальным данным // Геохимия. – 1977. – № 11. – С. 1711–1716.
- Крупенин М.Т., Мичурин С.В., Чередниченко Н.В., Адамович Н.Н. Элементы–примеси в пиритах Саткинского рудного поля // Тр. ИГГ УрО РАН. Ежегодник–2012, 2013. – 2013. – Вып. 160. – С. 213–223.
- Крылов Н.А., Корнев Б.В., Козлова М.П. Особенности размещения залежей нефти баженовской свиты в районах Среднего Приобья // Закономерности формирования и размещения нефтяных и газовых месторождений. – М.: ИГиРГИ, 1978. – С. 44–54.
- Лапковский В.В., Конторович В.А., Шмелев Н.Е. Обобщенный образ и обоснование границ баженовской свиты по каротажным данным для разрезов салымского типа (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. – 2018. – Т. 59, № 9. – С. 1408–1417.
- Лебедев Б.А., Дорофеева Т.В., Краснов С.Г. и др. Вещественный состав и природа емкости глинисто-сапропелево-кремнистых нефтеносных отложений баженовской свиты (верхняя юра) Западной Сибири // Литология и полез. ископаемые. – 1979. – № 2. – С. 90–101.
- Лисицын А.П. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью // Геохимия кремнезема. – М.: Наука, 1966. – С. 321–370.
- Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. – 1994. – Т. 34, № 25. – С. 735–743.
- Литвин В.Т., Стрижнев К.В., Рощин П.В. Особенности строения и интенсификации притоков нефти в сложных коллекторах баженовской свиты Пальяновского месторождения // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2015. – Т. 10, № 3. – С. 12–32.
- Литвин В.Т., Стрижнев К.В., Шевчук Т.Н., Рощин П.В. Кислотная обработка призабойной зоны пласта баженовской свиты после проведения гидроразрыва пласта // Нефт. хозяйство. – 2018. – № 4. – С. 70–73.
- Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. – Л.: Недра, 1987. – 237 с.
- Лопатин Н.В., Емец Т.П. Пиролиз в нефтегазовой геохимии. – М.: Наука, 1987. – 144 с.
- Макарова О.М., Коробова Н.И., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А., Балушкина Н.С., Белохин В.С., Козлова Е.В., Косоруков В.Л., Мануилова Е.А. Основные типы пород баженовской свиты на Сургутском своде и сопредельных территориях // Георесурсы. – 2017. – Спецвыпуск. – С. 155–164.
- 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. – 2009. – Вып. 12, т. 50. – С. 119–142.
- Маркин М.А., Бородкин В.Н., Курчиков А.Р., Смирнов О.А., Лукашов А.В., Комгорт М.В. Комплексный подход к выделению зон технической стимуляции отложений баженовской свиты Красноленинского свода Западной Сибири // Геология, геофизика и разработка нефт. и газовых месторождений. – 2020. – № 2 (348). – С. 10–13.
- Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретация полученных данных: Учеб. пособие. – Екатеринбург: Ур. гос. горн. ун-т, Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2005. – 289 с.
- Маслов А.В., Алексеев В.П. Особенности химического состава РЗЭ–Th–Sc-систематика тонкозернистых пород нижнего мезозоя Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь) // Изв. вузов. Геология и разведка. – 2007. – № 2. – С. 21–29.
- Махнач А.А. Катагенез и подземные воды. – Минск: Наука и техника, 1989. – 335 с.
- Меленевский В.Н. Методические рекомендации по применению пиролитических методов моделирования в органической геохимии. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991. – 48 с.
- Мормышев В.В., Завьяловец А.Н. Схема строения и обоснование режима разработки пласта Ю<sub>0</sub> Салымского месторождения // Особенности подсчета запасов нефти в баженовских отложениях Западной Сибири. – Тюмень: СибНИИ НП, 1985. – С. 110–123.
- Мухер А.Г., Кулагина С.Ф., Пахомова Е.А. Районирование баженовского горизонта по типам разреза в пределах красноленинско-фроловской зоны (Западная Сибирь) // Материалы VII Всерос. литологического совещания. – Новосибирск, 2013. – С. 297–301.
- Мухер А.Г., Кулагина С.Ф., Горячев А.В., Пахомова Е.А., Гладышев А.А. Особенности строения и перспектив нефтегазоносности нижнемеловых и верхнеюрских отложений западных районов Западной Сибири // Изв. вузов. Нефть и газ. – 2017. – № 5. – С. 25–34.

- Наливкин Д.В. Учение о фациях. Т. II. – М.; Л.: АН СССР, 1956. – 391 с.
- Недоливко Н.М., Перевертайло Т.Г. Литолого-петрографические особенности коллекторов баженовской свиты на юго-востоке Западно-Сибирской провинции (Томская область) // Изв. Том. политехн. ун-та. Инжиниринг георесурсов. – 2019. – Т. 330, № 1. – С. 77–87.
- Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. – Л.: Наука, 1980. – 100 с.
- Нежданов А.А. Зоны аномальных разрезов баженовского горизонта Западной Сибири // Строение и нефтегазоносность баженитов Западной Сибири. – Тюмень, 1985. – С. 27–34.
- Немова В.Д. Условия формирования коллекторов в отложениях баженовского горизонта в районе сочленения Краснотеннинского свода и Фроловской мегавадины // Нефтегазовая геология и практика. Теория и практика. – 2012. – Т. 7, № 2. – С. 1–14.
- Немова В.Д. Особенности постседиментационных преобразований радиоляритов баженовской свиты // Материалы VIII Всерос. литологического совещания. – М.: РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, 2015. – Т. I. – С. 247–249.
- Немова В.Д., Колосков В.Н., Покровский Б.Г. Формирование карбонатизированных коллекторов в глинисто-кремнистых отложениях баженовского горизонта на западе Широкого Приобья // Разведка и охрана недр. – 2011. – № 12. – С. 31–35.
- Немова В.Д., Асташкин Д.А., Гаврилов С.С. Методические особенности комплексных литолого-петрофизических исследований отложений баженовской свиты // Геология нефти и газа. – 2013а. – № 2. – С. 38–45.
- Немова В.Д., Дахнова М.В., Гаврилов С.С. Литолого-геохимические исследования отложений баженовской свиты в свете проблематики ее разработки // Тезисы конференции «Тюмень–2013». – Тюмень, 2013б.
- Немова В.Д., Атяшева Е.П., Панченко И.В., Бедретдинов Р.Ю. Эффективные подходы к изучению и прогнозу нефтеносности отложений баженовской свиты // Геология нефти и газа. – 2014. – № 6. – С. 36–48.
- Немова В.Д., Панченко И.В. Факторы продуктивности баженовского горизонта во Фроловской мегавадине // Нефтегазовая геология и практика. Теория и практика. – 2017. – Т. 12, № 4. – С. 1–16.
- Немова В.Д., Панченко И.В., Ильин В.С., Смирнова М.Е. Обзор результатов разработки баженовской свиты в связи с ее геологическим строением и пластовыми условиями (на примере Средне-Назымского и Салымского месторождений) // Геология, геофизика и разработка нефт. и газовых месторождений. – 2017. – № 1. – С. 38–45.
- Неручев С.Г. Уран и жизнь в истории Земли. – СПб.: ВНИГРИ, 2007. – 328 с.
- Нестеров И.И. Новый тип коллектора нефти и газа // Геология нефти и газа. – 1979. – № 10. – С. 26–29.
- Нестеров И.И. Нефтегазоносность битуминозных глин баженовской свиты Западной Сибири // Сов. геология. – 1980. – № 11. – С. 3–10.
- Нестеров И.И., Бородкин В.Н. Условия формирования и перспективы нефтегазоносности отложений основных резервуаров неокма северных районов Западно-Сибирской равнины // Тр. ЗапСибНИГНИ. – 1983. – № 183. – С. 15–29.
- Нестеров И.И., Ушатинский И.Н. Особенности терминологии и классификации битуминозных пород // Строение и нефтегазоносность баженитов Западной Сибири. – Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1985. – С. 19–26.
- Нестеров И.И., Нежданов И.И., Ушатинский И.Н. Аномальные разрезы баженовской и мегийонской свит Западной Сибири // Геология нефти и газа. – 1986. – № 4. – С. 23–28.
- Нестеров И.И., Ушатинский И.Н. Баженовская свита Среднего Приобья // Сов. геология. – 1986. – № 2. – С. 32–39.
- Нефтегазоносность глинистых пород Западной Сибири / Нестеров И.И., Ушатинский И.Н., Малыхин А.Я. и др. – М.: Недра, 1987. – 256 с.
- Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. Западно-Сибирский бассейн / Конторович А.Э., Сурков В.С., Трофимук А.А. и др. – Новосибирск: Изд-во «Февраль», 1994. – 201 с.
- Никитенко Б.Л. Стратиграфия, палеобиогеография и биофации юры Сибири по микрофауне (фораминиферы и остракоды). – Новосибирск: Параллель, 2009. – 680 с.
- Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н. Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИПС–МС) // Геохимия. – 2008. – № 10. – С. 1085–1091.

- Николаева И.В., Палесский С.В., Чирко О.С., Черноожкин С.М. Определение основных и примесных элементов в силикатных породах методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой после сплавления с  $\text{LiBO}_2$  // Аналитика и контроль. – 2012. – Т. 16, № 2. – С. 134–142.
- Новиков Р.Г., Салманов Ф.К., Тянь А.В. Перспективы открытия крупных залежей нефти в трещиноватых аргиллитах баженовской свиты // Нефть и газ Тюмени. – 1970. – Вып. 7. – С. 1–3.
- Нургалиев Р.Г., Дарищев В.И., Борисов М.Г., Щеколдин К.А., Славкина О.В., Микитин Е.О., Метт Д.А., Немова В.Д., Привознова А.Е., Бугаев К.А., Паршин Н.В., Карпов В.Б. Способ разработки проницаемых верхнеюрских отложений с использованием горизонтальных скважин с МСГРП и поддержания пластового давления за счет высоконапорной закачки воздуха: пат. 2764128 С1 Рос. Федерация; заяв. № 2021101777 от 26.01.2021; опубл. 13.01.2022.
- Нуриев А.А. Некоторые аспекты проведения гидравлического разрыва пласта в нефтематеринских породах // Нефтегазовое дело. – 2022. – Т. 20, № 1. – С. 39–44.
- Павлова М.А., Эдер В.Г., Замирайлова А.Г. и др. Интерпретация материалов геофизических исследований скважин Широкого Приобья из интервалов баженовской свиты: строение разрезов, литотипы и их физические параметры // Ленинградская школа литологии. Материалы Всерос. совещания, посвящ. 100-летию со дня рождения Л.Б. Рухина (Санкт-Петербург, 25–29 сент. 2012 г.). – СПб.: СПбГУ, 2012. – Т. II. – С. 138–140.
- Павлова М.А., Сухорукова К.В., Глинских В.Н. Интерпретация данных электрометрии на интервале баженовской свиты // Интерэкспо ГЕО–Сибирь–2013. IX Междунар. науч. конгр. (Новосибирск, 15–26 апр. 2013 г.): Междунар. науч. конф. «Недропользование. Горное дело. Новые направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Геоэкология»: Сб. материалов в 3 т. – Новосибирск, 2013. – Т. 2. – С. 132–136.
- Павлова М.А., Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Камкина А.Д., Глинских В.Н. Модель баженовской свиты на примере данных участка Салымского месторождения // Геология нефти и газа. – 2015. – № 3. – С. 57–62.
- Палеобиофауны нефтегазоносных волжских и неокомских отложений Западно-Сибирской плиты. Вып. 248. – М.: Наука, 1970. – 177 с.
- Палеобиофауны нефтегазоносных волжских и неокомских отложений Западно-Сибирской плиты / Булыньникова С.П., Гольберт А.В., Климова И.Г., Конторович А.Э., Полякова И.Д., Решетникова М.А., Турбина А.С. – М.: Недра, 1978. – 87 с.
- Палеогеография севера СССР в юрском периоде / Захаров В.А., Месежников М.С., Ронкина З.З. и др. – Новосибирск: Наука, 1983. – 191 с.
- Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене. – М.: Наука, 1968. – 152 с.
- Панченко И.В. Обоснование границ абалакско-баженовского комплекса на основании исследований новых керновых данных // Геомодель–2015 (Геленджик, 7–10 сент. 2015 г.). – Геленджик, 2015. – С. 99–115.
- Панченко И.В., Вишневская В.С., Калмыков Г.А., Барабошкин Е.Ю. Новые данные по биостратиграфии абалакской и баженовской свит Широкого Приобья, полученные на основе комплексного изучения макро- и микрофаунистических остатков // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. – М., 2013. – С. 162–165.
- Панченко И.В., Балущкина Н.С., Барабошкин Е.Ю. и др. Комплексы палеобиоты в абалакско-баженовских отложениях центральной части Западной Сибири // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2015а. – № 2. – С. 1–29.
- Панченко И.В., Камзолкин В.А., Латышев А.В., Соболев И.Д. Туфы и туффиты в баженовском горизонте (Западная Сибирь) // Материалы VIII Всерос. литологического совещания «Эволюция осадочных процессов в истории Земли». – М., 2015б. – С. 258–260.
- Панченко И.В., Немова В.Д., Смирнова М.Е. и др. Стратификация и детальная корреляция баженовского горизонта в центральной части Западной Сибири по данным литолого-палеонтологического изучения керна и ГИС // Геология нефти и газа. – 2016. – № 6. – С. 22–34.
- Панченко И.В., Гатина Н.Н., Вишневская В.С., Рогов М.А., Шурекова О.В., Федяевский А.Г., Разумкова Е.С. О постседиментационной природе аномальных разрезов баженовской и георгиевской свит (Западная Сибирь) по результатам литологии, биостратиграфии и корреляции новых керновых данных // Материалы X Всерос. совещания (Магадан, 20–25 сент. 2020 г.). – Магадан, 2020. – С. 201–205.
- 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 полез. ископаемые. – 2021. – № 2. – С. 144–183.

- Парпарова Г.М. Метаморфизм органического вещества мезо-кайнозойских отложений Сургутского района Западно-Сибирской низменности // Геология и геофизика. – 1966. – № 7. – С. 11–23.
- Перельман А.И. Геохимия ландшафта. – М.: Географгиз, 1961. – 392 с.
- Перельман А.И. Геохимия. – М.: Высш. шк., 1989. – 528 с.
- Перечнева Е.С., Вторушина Э.А., Вторушин М.Н. Минерально-компонентная классификация пород баженовской высокоуглеродистой формации // ПроНефть. – 2022. – Т. 7, № 3. – С. 32–41.
- Пероziо Г.Н., Мандрикова Н.Т. Протодоломиты Сибири и их генезис // Докл. АН СССР. – 1971. – Т. 199, № 4. – С. 913–914.
- Пероziо Г.Н., Соколова М.Ф. Глинистые минералы баженовской свиты // Доманикиты Сибирской платформы и их роль в нефтегазоносности. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1982. – С. 59–67.
- Плуман И.И. Ураноносность черных аргиллитов волжского яруса Западно-Сибирской плиты как критерий геохимических условий осадконакопления // Геохимия. – 1971. – № 9. – С. 1138–1143.
- Плуман И.И. Распространение урана, тория и калия в отложениях Западно-Сибирской плиты // Геохимия. – 1975. – № 5. – С. 756–766.
- Полякова И.Д., Кроль Л.А., Пероziо Г.Н и др. Литолого-геохимическая классификация разрезов и седиментационная модель баженовской свиты // Геология и геофизика. – 2002. – № 3. – С. 240–251.
- Пономарева Е.В., Бурштейн Л.М., Конторович А.Э., Костырева Е.А. Органический углерод в породах баженовского горизонта Западно-Сибирского мегабассейна // Докл. РАН. – 2018. – Т. 481, № 2. – С. 189–192.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий (Региональная стратиграфическая схема берриас-аптских отложений Западной Сибири. Утверждена на расширенном заседании Бюро МСК России 8 апр. 2005 г.). – СПб., 2006. – 64 с. (Тр. ВСЕГЕИ; Вып. 36).
- Предтеченская Е.А., Кроль Л.А., Гурари Ф.Г., Сапьяник В.В., Пероziо 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.
- Предтеченская Е.А., Шиганова О.В., Фомичев А.С. Катагенетические и гидрохимические аномалии в ниже-среднеюрских нефтегазоносных отложениях Западной Сибири как индикаторы флюидодинамических процессов в зонах дизъюнктивных нарушений // Литосфера. – 2009. – № 6. – С. 54–65.
- Предтеченская Е.А., Злобина О.Н., Бурлева О.В. Минералогические и геохимические аномалии как индикаторы флюидодинамических процессов в юрских нефтегазоносных отложениях Западно-Сибирской плиты // Геология, геофизика и разработка нефть. и газовых месторождений. – 2015. – № 1. – С. 11–24.
- Предтеченская Е.А., Малюшко Л.Д. Геохимические особенности и факторы модели баженовской свиты в центральных и юго-восточных районах Западно-Сибирской плиты // Изв. вузов. Геология и разведка. – 2016. – № 4. – С. 23–36.
- Предтеченская Е.А., Злобина О.Н. Красноленинский и Каймысовский нефтегазоносные районы – уникальные объекты проявления гидротермальных процессов в юрских отложениях Западно-Сибирской плиты // Осадочная геология Урала и прилежащих регионов: сегодня и завтра: Материалы 12-го Урал. литолог. совещания. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. – С. 269–272.
- Прозорович Г.Э., Соколовский А.П., Малых А.Г. Новые данные о трещиноватых коллекторах баженовской свиты // Нефть и газ Тюмени. – 1973. – № 18. – С. 7–9.
- Региональные стратиграфические схемы триасовых, юрских и меловых отложений Западной Сибири, рассмотренные VI МРСС по мезозойским отложениям Западной Сибири (Новосибирск, 14–16 окт. 2003 г.). – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2005. – 168 с.
- Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (Новосибирск, 2003 г.). – Новосибирск: СНИИГГиМС, ИГНГ СО РАН, 2004.
- Решения V Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины (Тюмень, 1990 г.). – Тюмень, 1991. – 54 с.
- Рихванов Л.П., Усольцев Д.Г., Ильенко С.С., Ежова А.В. Минералого-геохимические особенности баженовской свиты Западной Сибири по данным ядерно-физических и электронно-микроскопических методов исследований // Изв. Том. политехн. ун-та. Инжиниринг георесурсов. – 2015. – Т. 326, № 1. – С. 50–63.
- Рогов М.А. Аммониты и инфразональная стратиграфия кимериджского и волжского ярусов Панбореальной надобласти. – М.: ГИН РАН, 2021. – 732 с.

- Родионов В.А., Запивалов Н.П., Базылев А.П. Закономерности изменения электрического сопротивления и естественной радиоактивности пород баженовской свиты в пределах Западно-Сибирской плиты // Тр. ЗапсибНИГНИ. – Тюмень, 1976. – Вып. 116. – С. 96–103.
- Розен О.М., Нистратов Ю.А. Определение минерального состава осадочных пород по химическим анализам // Сов. геология. – 1984. – Т. 3. – С. 76–83.
- 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.
- Рослякова А.С., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А., Хамидуллин Р.А., Коробова Н.И., Макарова О.М., Козлова Е.В. Строение порового пространства коллекторских интервалов баженовской свиты Приобского месторождения Западной Сибири // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. – 2019. – № 2. – С. 39–45.
- Ростовцев Н.Н. Тектоническая схема Западно-Сибирской низменности по подошве платформенных мезозойско-кайнозойских отложений с элементами палеотектоники. – Л.: Гостоптехиздат, 1961. – 12 с.
- Рудкевич М.Я. Тектоника Западно-Сибирской плиты и ее районирование по перспективам нефтегазонасыщенности. – М.: Недра, 1969. – 278 с.
- Рухин Л.Б. Основы литологии. – Л.: Гостоптехиздат, 1961. – 781 с.
- Рыжкова С.В., Бурштейн Л.М., Ершов 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., Вакуленко Л.Г., Казаненков В.А., Конторович А.Э., Конторович В.А., Никитенко Б.Н., Шурыгин Б.Н., Борисов Е.В., Калинина Л.М., Нехаев А.Ю., Пономарева Е.В., Фомин М.А., Ян П.А. Фациально-стратиграфическое районирование келловей-кимериджских отложений Западно-Сибирского осадочного бассейна // Геология и геофизика. – 2020. – Т. 61, № 3. – С. 409–421.
- Савельева О.Л., Савельев Д.П., Чубаров В.М. Фрамбоиды пирита в углеродистых породах смагинской ассоциации п-ова Камчатский Мыс // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2013. – Т. 22, № 2. – С. 144–151.
- Сапьяник В.В., Предтеченская Е.А., Кроль Л.А., Зайцева Ю.Л., Хилько А.П., Павлухин И.С. Системно-исторический подход к прогнозу нефтеперспективных объектов в зоне сочленения баженовской и марьяновской свит // Геология и мин.-сырьевые ресурсы Сибири. – 2017. – № 3 (31). – С. 29–45.
- Сараев С.В. Петрохимический метод в изучении минерального состава пород баженовской свиты Западной Сибири // Геология и геофизика. – 1987. – № 10. – С. 33–38.
- Сидоренко О.В., Зонн М.С., Корж М.В. Некоторые закономерности формирования и коллекторские свойства глинистых пород баженовской свиты Западной Сибири. – М.: ИГиРГИ, 1986. – С. 27–41.
- Смыслов А.А. Уран и торий в земной коре. – Л.: Недра, 1974. – 231 с.
- Стафеев А.Н., Ступакова А.В., Сулова А.А., Гиладев Р.М., Шелков Е.С., Книппер А.А. Баженовский горизонт Сибири (титон – нижний берриас): тектонические и гидродинамические условия осадконакопления // Георесурсы. – 2019. – № 21 (2). – С. 117–128.
- Стратиграфический кодекс России. 3-е изд., испр. и доп. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2019. – 96 с.
- Страхов Н.М. К познанию диагенеза // Вопросы минералогии осадочных образований. – Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1956. – Кн. 3/4. – С. 7–26.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – Т. II. – 574 с.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – Т. III. – 550 с.
- Страхов Н.М. Об эксгальциях на срединно-океанических хребтах как источнике рудных элементов в океанических осадках // Литология и полез. ископаемые. – 1974. – № 3. – С. 20–38.
- Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза // Тр. ГИН АН СССР. – М.: Наука, 1976. – Вып. 292. – 300 с.
- Страхов Н.М., Залманзон Э.С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1955. – № 1.
- Страхов Н.М., Залманзон Э.С., Глаголева М.А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. – М.: АН СССР, 1959. – 223 с. (Тр. ГИН; Вып. 23).
- Стрекопытов С.В., Дубинин А.В., Волков И.И. Поведение РЗЭ, циркония и гафния в осадках и конкрециях трансстихоокеанского профиля // Геохимия. – 1995. – № 7. – С. 985–997.
- Стрекопытов С.В., Дубинин А.В., Волков И.И. Общие закономерности поведения редкоземельных элементов в пелагических осадках Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. – 1999. – № 2. – С. 133–145.

- Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. – М.: Недра, 1981. – 143 с.
- Таруц Г.М., Гайдебурова Е.А. Строение нефтегазоносных отложений баженовской свиты Западно-Сибирской плиты в связи с особенностями тектоники верхнеюрского бассейна осадконакопления (на примере Салымского района) // Цикличность осадконакопления нефтегазоносных бассейнов и закономерности размещения залежей. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. – С. 80–98.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. – М.: Мир, 1988. – 383 с.
- Тектоническая карта юрского структурного яруса Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции / Под ред. А.Э. Конторовича. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2001.
- Тектоническая схема мезозойско-кайнозойского платформенного чехла Западно-Сибирской плиты м-ба 1:2 500 000 / Под ред. Н.Н. Ростовцева. – Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1968.
- Темникова Е.Ю., Грубась С.И., Глинских В.Н. Применение машинного обучения для изучения минерально-компонентного состава баженовской свиты по данным геофизических исследований скважин и керна // Нефт. хозяйство. – 2021. – № 12. – С. 88–91.
- Темникова Е.Ю., Федосеев А.А., Казаненков В.А., Грубась С.И., Глинских В.Н., Лежнин Д.С. Литологическая характеристика разрезов баженовской свиты центральных и юго-восточных районов Западной Сибири по комплексу данных ГИС // Геология и геофизика. – 2022. – Т. 63, № 9. – С. 1269–1280.
- Теодорович Г.И. К вопросу об изучении нефтепроизводящих формаций (материнских пород) // Бюл. МОИП. – 1954. – Т. 29, № 3. – С. 59–66.
- Тесленко Ю.В. Климат Западной Сибири в Юрском периоде. Осадочные серии мезозоя и палеогена Сибири // Тр. ИГиГ СО АН СССР. – 1962. – Вып. 20. – С. 81–94.
- Трофимук А.А., Карогодин Ю.Н. Баженовская свита – уникальный природный резервуар нефти // Геология нефти и газа. – 1981. – № 4. – С. 29–33.
- Условия формирования и методика поисков залежей нефти в аргиллитах баженовской свиты / Гурари Ф.Г., Вайц Э.Я., Меленевский В.Н., Москвин В.И., Перозлио Г.Н., Предтеченская Е.А., Рудницкая Д.И., Стасова О.Ф., Фролов В.Х., Фролова Л.А. / Под ред. Ф.Г. Гурари. – М.: Недра, 1988. – 199 с.
- Успенский В.А., Инденбом Ф.Б., Чернышова А.С., Сенникова В.Н. К разработке генетической классификации рассеянного органического вещества // Вопросы образования нефти. – Л.: Гостоптехиздат, 1958. – С. 221–314. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 128).
- Ушатинский И.Н. Природа органического вещества в отложениях баженовской свиты Западной Сибири // Органическое вещество в современных и ископаемых осадках (седикахиты): Тез. докл. – М., 1979. – С. 251–253.
- Ушатинский И.Н. Литология и перспективы нефтеносности юрско-неокомских битуминозных отложений Западной Сибири // Сов. геология. – 1981. – № 2. – С. 11–12.
- Ушатинский И.Н. Состав и микроэлементы пород баженовской свиты и вмещающих глин // Ассоциация микроэлементов с органическим веществом в осадочных толщах Сибири. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. – С. 21–31.
- Ушатинский И.Н. Состав и условия формирования кремнистых формаций Западно-Сибирской геосинеклизы // Опалиты Западной Сибири. – Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1987. – С. 39–48.
- Ушатинский И.Н. Основные литотипы и петрофизические свойства пород баженовской свиты // Петрофизическое обеспечение подсчета запасов нефти и газа / Под ред. А.Я. Малыхина. – Тюмень, 1989. – С. 43–51.
- Ушатинский И.Н., Зарипов О.Г. Минералогические и геохимические показатели нефтегазоносности мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты. – Свердловск: Средне-Урал. кн. изд-во, 1978. – 208 с.
- Ушатинский И.Н., Харин В.С., Гаврилова Л.М. Геохимические критерии оценки нефтегазоносности мезозойских отложений Западной Сибири // Геохимические критерии оценки нефтегазоносности мезозойских отложений Западной Сибири. – Тюмень, 1980. – Вып. 157. – С. 48–50.
- Ушатинский И.Н., Ибрагимова Т.А. Особенности литологического строения баженовской свиты (месторождения Большой Салым) // Нефтегазовая геология и геофизика. – 1982. – № 11. – С. 12–13.
- Ушатинский И.Н., Харин В.С. Типы и состав пород баженовской свиты // Строение и нефтеносность баженовской свиты Западной Сибири. – Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1985. – С. 54–64.
- Ушатинский И.Н., Гаврилова Л.М., Волкова Л.Я. Геохимия породообразующих и малых элементов баженовской свиты Среднего Приобья // Геохимия сложнопостроенных месторождений нефти и газа. – Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1988. – С. 44–61.

- Филина С.И., Корж М.В., Зонн М.С. Палеогеография и нефтеносность баженовской свиты Западной Сибири. – М.: Наука, 1984. – 36 с.
- Фомин А.Н. Катагенез органического вещества и нефтегазоносность мезозойских и палеозойских отложений Западно-Сибирского мегабассейна. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2011. – 331 с.
- Фомин А.Н., Беляев С.Ю., Красавчиков В.О., Истомин А.В. Факторы катагенеза органического вещества в юрских отложениях Западно-Сибирского мегабассейна // Геология нефти и газа. – 2014. – № 1. – С. 129–135.
- Фомин М.А., Костырева Е.А., Рыжкова С.В., Саитов Р.М., Сотнич И.С., Эдер В.Г. Прогноз литологического состава баженовской свиты на основе комплексной интерпретации геологических и геофизических материалов // Изв. Том. политехн. ун-та. Инжиниринг георесурсов. – 2022. – Т. 333, № 1. – С. 154–167.
- Фор Г. Основы изотопной геологии. – М.: Мир, 1989. – 590 с.
- Хабаров В.В., Нелепченко О.М., Волков Е.Н. и др. Уран, калий и торий в битуминозных породах баженовской свиты Западной Сибири // Советская геология. – М.: Недра, 1980. – С. 94–105.
- Хабаров В.В., Барташевич О.В., Нелепченко Д.М. Геолого-геофизическая характеристика и нефтеносность битуминозных пород баженовской свиты Западной Сибири // Обзор ВИЭМС. Геология, методы, поиск и разведка месторождений нефти и газа. – М., 1981. – С. 17–32.
- Харченко С.И. Связь фильтрационно-емкостных и структурно-вещественных параметров пород пласта Ю<sub>1</sub> Восточно-Придорожного месторождения // Вестн. недропользователя ХМАО. – 2003. – № 10. – С. 5–8.
- Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса. – М.: ГЕОС, 2006. – Вып. 574. – 608 с.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И. О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1991. – № 12. – С. 74–82.
- Хотылев О.В., Балушкина Н.С., Вишневецкая В.С., Коробова Н.И., Калмыков Г.А., Рослякова А.С. Модель накопления радиоляритовых слоев в баженовской свите Западной Сибири // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. – 2019. – № 1. – С. 92–97.
- Хотылев О.В., Гатовский Ю.А., Балушкина Н.С., Коточкова Ю.А., Коробова Н.И., Фомина М.М., Карпова Е.В., Калмыков Г.А. Модели седиментации баженовской высокоуглеродистой формации в зоне развития тутлеймской и баженовской свит // Георесурсы. – 2021. – Т. 23, № 2. – С. 120–131.
- Шатров В.А., Войцеховский Г.В. Применение лантаноидов для реконструкций обстановок осадкообразования в фанерозое и протерозое (на примере разрезов чехла и фундамента Восточно-Европейской платформы) // Геохимия. – 2009. – № 8. – С. 805–824.
- Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И. и др. Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов. – СПб.: Недра, 1998. – 352 с.
- Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятков В.П. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, фил. «Гео», 2000. – 480 с.
- Шурыгин Б.Н., Дзюба О.С. Границы юры и мела на севере Сибири и бореально-тетическая корреляция приграничных толщ // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56, № 4. – С. 830–844.
- Щепетова Е.В. Обстановки формирования обогащенных ОВ отложений в морских бассейнах поздней юры и раннего мела Русской плиты // Концептуальные проблемы литологических исследований в России: Материалы VI Всерос. литолог. совещания. – М., 2011. – С. 497–500.
- Эдер В.Г. Применение кластерного анализа для выделения типов пород баженовской свиты по содержанию основных породообразующих окислов // Геохимия. – 2002. – № 2. – С. 233–238.
- Эдер В.Г. Некоторые типы разрезов верхнеюрских баженовской и георгиевской свит Обь-Иртышского междуречья // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 46, № 6. – С. 746–754.
- Эдер В.Г. Пиритизация пород зон перехода черносланцевой толщи к вмещающим отложениям на примере баженовской свиты Западной Сибири // Литология и полез. ископаемые. – 2020. – № 3. – С. 1–15.
- Эдер В.Г., Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г. Ихнофоссилии баженовской и георгиевской свит верхней юры Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 6. – С. 517–524.
- Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Занин Ю.Н. и др. Особенности формирования баженовской свиты на границе юры и мела в центральной части Западной Сибири // Материалы VII Всерос. литологического совещания. – Новосибирск, 2013. – С. 309–312.
- 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. – 2015а. – № 4. – С. 17–32.

- Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Занин Ю.Н., Жигульский И.А. Особенности литологического состава основных типов разрезов баженовской свиты // Геология нефти и газа. – 2015б. – № 6. – С. 96–106.
- Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Занин Ю.Н. Сравнительный анализ условий формирования баженовской свиты северной и южной частей Обь-Иртышского междуречья // Материалы VIII Всерос. литологического совещания. – М., 2015в. – Т. I. – С. 301–305.
- Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Жигульский И.А. Литология баженовской свиты в районах Хантейской гемиантеклизы и Межовского мегамыса Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Геология нефти и газа. – 2016. – № 6. – С. 87–96.
- Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Ян П.А. Закономерности распространения кремнистых пород и «кокколитовой» пачки баженовской свиты // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58, № 3–4. – С. 511–521.
- Эдер В.Г., Юрченко А.Ю., Балушкина Н.С., Костырева Е.А., Козлова Е.В., Замирайлова А.Г. Карбонатные породы черносланцевой баженовской свиты района Хантейской гемиантеклизы, Западная Сибирь // Интерэкспо ГЕО-Сибирь: XIV Междунар. научный конгресс (Новосибирск, 23–27 апр. 2018 г.): Междунар. науч. конф. «Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология». – Новосибирск, 2018. – Т. 1. – С. 93–101.
- Эдер В.Г., Костырева Е.А., Юрченко А.Ю., Балушкина 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. – 2019а. – Т. 21, № 2. – С. 129–142.
- Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Калмыков Г.А. Свидетельства образования карбонатных пород на геохимических барьерах в черных сланцах на примере баженовской свиты Западной Сибири // Георесурсы. – 2019б. – Т. 21, № 2. – С. 2–10.
- 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., Балушкина Н.С., Замирайлова А.Г., Фомин А.Н. Литолого-геохимические свидетельства катагенетических преобразований черных сланцев на примере баженовской свиты Западной Сибири // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. – 2021. – № 1. – С. 58–70.
- Эдер В.Г., Рыжкова С.В., Дзюба О.С., Замирайлова А.Г. Литостратиграфия и обстановки седиментации баженовской свиты (Западная Сибирь) в центральном, юго-восточном и северном районах ее распространения // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2022. – Т. 30, № 5. – С. 46–74.
- Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Ян П.А. Особенности использования литогеохимических индикаторов с целью реконструкции палеоклимата и состава источников сноса в Западно-Сибирском позднеюрско-нижнемеловом осадочном бассейне // Литология и полез. ископаемые. – 2023. – № 6. – С. 588–599.
- Эрнст В. Геохимический анализ фаций. – Л.: Недра, 1976. – 127 с.
- Юдович Я.Э. Геохимические индикаторы литогенеза // Литологическая геохимия. – М.: Геопринт, 2011. – 740 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. – Л.: Наука, 1988. – 210 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Элементы–примеси в черных сланцах. – Екатеринбург: Наука, 1994. – 303 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Минеральные индикаторы литогенеза. – Сыктывкар: Геопринт, 2008. – 564 с.
- Юргенсон Г.А. Типоморфизм и рудные формации. – Новосибирск: Наука, 2003. – 368 с.
- Юрченко А.Ю. Формирование вторичных карбонатных пород верхнеабалакско-баженовской толщи Салымского, Правдинского и Малобалькского нефтяных месторождений Западной Сибири: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – М., 2017. – 25 с.
- Юрченко А.Ю., Балушкина Н.С., Калмыков Г.А., Хамидуллин Р.А., Коробова Н.И., Блинова В.Н. Строение и генезис известняков на границе абалакской и баженовской свит в центральной части Западно-Сибирского бассейна // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. – 2015. – № 5. – С. 62–68.
- Юрченко А.Ю., Такахата Н., Танака К. и др. Природа рассеянного и конкреционного пирита в верхах абалакской свиты Салымского месторождения Западной Сибири // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. – 2016. – № 5. – С. 96–101.
- Юрченко А.Ю., Потапова А.С., Бумагина В.А., Вилесов А.П., Чертина К.Н., Балушкина Н.С., Калмыков Г.А., Хотылев О.В. Морфологическая и литогенетическая типизация карбонатных пород абалакско-баженовского комплекса // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. – 2019. – № 3. – С. 44–50.
- Якуш С.Е., Полищук А.М. Разработка баженовской свиты: проблемы и подходы // Процессы в геосредах. – 2019. – № 4 (22). – С. 540–551.

- Ясович Г.С. Перспективы нефтегазоносности зон развития аномальных разрезов баженовской свиты Среднего Приобья // Геолого-геохимические условия формирования зон нефтегазоаккумуляции в мезозойских отложениях Западной Сибири. – Тюмень: ЗапсибНИГНИ, 1981. – Вып. 166. – С. 51–60.
- 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. – № 102. – С. 28–57.
- Ясович Г.С., Мясникова Г.П. Новые данные по строению баженовской свиты Среднего Приобья в связи с ее нефтегазоносностью // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления. – Тюмень, 1979. – С. 132–135.
- Abbinck O., Targarova J., Brinkhus H., Visscher H. Late Jurassic to earliest Cretaceous paleoclimatic evolution of the southern North Sea // *Global and Planetary Change*. – 2001. – V. 30. – P. 231–256.
- Afanasyeva 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.
- Arthur A.M., Sageman B.B. Marine black shales: depositional mechanisms and environments of ancient deposits // *Annu. Rev. Earth Planet. Sciences*. – 1994. – V. 22 (1). – P. 499–551.
- Arthur M.A., Sageman B.B. Sea level control on source rock development: perspectives from the Holocene Black Sea, the mid-Cretaceous Western Interior Basin of North America, and the Late Devonian Appalachian Basin // N.B. Harris, B. Pradier (eds.). *The Deposition of Organic Carbon-rich Sediments: Models, Mechanisms and Consequences* / SEPM Special Publication. – 2005. – N 82. – P. 35–59.
- Atlas. Geological History of the Barents Sea / M. Smelror, O.V. Petrov, G.B. Larssen, S. Werner (eds). – Trondheim: Geol. Surv. Norway, 2009.
- Bausch W., Hoefs J. Isotopic composition of dolomites and calcites from the Upper Jurassic of Southern Germany // *Contrib. Mineral Petrology*. – 1972. – V. 37, N 2. – P. 121–130.
- Bergelin I., Obst K., Soderlund U., Larsson K., Johansson L. Mesozoic rift magmatism in the North Sea region: <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology of Scanian basalts and geochemical constraints // *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*. – 2011. – V. 100. – P. 787–804.
- Berner R. Migration of iron and sulfur within anaerobic sediments during early diagenesis // *Amer. J. Science*. – 1969. – V. 267. – P. 19–42.
- Berner R. Sedimentary pyrite formation: an update // *Geochem. et Cosmochim. Acta*. – 1984. – V. 47. – P. 605–615.
- Berner R.A. The long-term carbon cycle, fossil fuels and atmospheric composition // *Nature*. – 2003. – V. 426. – P. 323–326.
- Berner R., Raiswell R. Burial of organic carbon and pyrite sulfur in sediments over Phanerozoic time: a new theory // *Geochem. et Cosmochim. Acta*. – 1983. – V. 47. – P. 855–862.
- Brown C.W., Yoder J.A. Coccolithoflorid blooms in the Global Ocean // *J. Geophys. Res. Oceans*. – 1994. – V. 99. – P. 7467–7482.
- Calvert S.E., Pedersen T.F. Geochemistry of Recent oxic and anoxic marine sediments: implications for the geological record // *Marine Geology*. – 1993. – N 113. – P. 67–88.
- Casellato C.S. Causes and consequences of calcareous nanoplankton evolution in the Late Jurassic: implications for biogeochronology, biocalcification and ocean chemistry: Ph.D. Thesis. – 2007.
- Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // *Chem. Geology*. – 2002. – V. 191. – P. 305–327.
- Degens B.P., Harris J.A. Development of a physiological approach to measuring the catabolic diversity of soil microbial communities // *Soil Biol. and Biochem.* – 1997. – V. 29, iss. 9–10. – P. 511–539.
- Dera G., Brigaud B., Monna F., Laffont R., Puceat E., Deconinck J.F., Pellenard P., Joachimski M.M., Durlet C. Climatic ups and downs in a disturbed Jurassic world // *Geology*. – 2011. – V. 39, N 3. – P. 215–218.
- Dromart G., Garcia J.P., Gaumet F., Picard S., Rousseau M., Atrops F., Lecuyer C., Sheppard S.M. Perturbation of the carbon cycle at the Middle/Late Jurassic transition: geological and geochemical evidences // *Amer. J. Science*. – 2003. – V. 303. – P. 667–707.
- Dymond J., Suess E., Lyle M. Barium in deep-sea sediment: a geochemical proxy for paleoproductivity // *Paleoceanography*. – 1992. – N 7 (2). – P. 163–181.
- Dzyuba O.S., Izokh O.P., Shurygin B.N. Carbon isotope excursions in Boreal Jurassic–Cretaceous boundary sections and their correlation potential // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* – 2013. – V. 381–382. – P. 33–46.
- Eder V.G., Fomin A.N., Zamiraylova A.G. Study of pyrite in Upper Jurassic – Lower Cretaceous Black Shales of the Bazhenov Formation in the West Siberian Sedimentary Basin, its distribution and diagenetic migration

- patterns // 17th Int. Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2017. Geology, Mineral processing: Conf. Proc. (Albena, Bulgaria, 29 June – 5 July, 2017). – Albena, 2017. – V. 17, N 11. – P. 1059–1066.
- Eder V.G., Fomin A.N., Zamiraylova A.G. Manganese carbonates in the Upper Jurassic Georgiev formation of the Western Siberian Marine Basin // *Sediment. Geology*. – 2018. – V. 363. – P. 221–234.
- EIA (Energy Information Administration, U.S). Technically Recoverable Shale Oil and Shale Gas Resources: Russia Independent Statistics & Analysis. U.S. Department of Energy Washington, DC. – 2015. – P. 21. – [https://www.eia.gov/analysis/studies/worldshalegas/pdf/Russia\\_2013.pdf](https://www.eia.gov/analysis/studies/worldshalegas/pdf/Russia_2013.pdf).
- Ewing M., Thorndike E.M. Suspended matter in deep ocean water // *Science*. – 1965. – V. 147. – P. 1291–1294.
- Farr M.R. Geochemical variation of dolomite cement within the Cambrian Bonnetterre Formation, Missouri: Evidence for fluid mixing // *J. Sediment. Petrology*. – 1992. – V. 62, N 4. – P. 636–651.
- Föllmi K.B. Early Cretaceous life, climate and anoxia // *Cretaceous Res.* – 2012. – V. 35. – P. 230–257.
- Gavshin V.M., Zakharov V.A. Geochemistry of the Upper Jurassic – Lower Cretaceous Bazhenov Formation, West Siberia // *Economic Geology*. – 1996. – V. 91. – P. 122–133.
- Georgiev S.V., Stein H.J., Hannah J.L., Xu G., Bingen B., Weiss H.M. Timing, duration, and causes for Late Jurassic–Early Cretaceous anoxia in the Barents Sea // *Earth and Planet. Sci. Lett.* – 2017. – V. 461. – P. 151–162.
- Goldschmidt V.M. The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks // *J. Chem. Soc.* – 1937. – V. 140. – P. 655–673.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. (eds.). *Geologic Time Scale*. – N.Y.: Elsevier, 2020. – V. 2. – P. 563–1280.
- Hallam A. The Pliensbachian and Tithonian extinction events // *Nature*. – 1986. – V. 319. – P. 765–768.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change // K. Wilgus Cheryl et al. (eds.). *Sea Level Changes: An Integrated Approach*. – Soc. Econ. Paleontol. Mineralog., SEMP Spec. Publ., 1988. – P. 72–108.
- Haq B.U. Cretaceous eustasy revisited // *Glob. Planet. Chang.* – 2014. – V. 113. – P. 44–58.
- Haq B.U. Jurassic sea-level variations: a reappraisal // *GSA Today*. – 2018. – V. 28, N 1. – P. 4–10.
- Harnois L. The CIW index: A new chemical index of weathering // *Sedimentary Geol.* – 1988. – V. 55, N 3–4. – P. 319–322.
- Hofmann P., Ricken W., Schwark L. Leythaeuser coupled oceanic effects of climatic cycles from late Albian deep-sea sections of the North Atlantic / *Evolution of the Cretaceous Ocean Climate System* // *Geol. Soc. America*. – 1999. – Spec. Pap. 332. – P. 143–160.
- Holland H.D. *The chemical evolution of the atmosphere and oceans*. – Princeton, New Jersey, Princeton Univ. Press, 1984. – 582 p. – Series in Geochemistry.
- Huyck H.L. When is a metalliferous black shale not a black shale? Metalliferous Black Shales and Related Ore Deposits // *Proceedings, United States Working Group Meeting, Int. Geol. Correlation Project 254*. U.S. Geol. Survey Circular, 1990. – V. 1058. – P. 42–56.
- 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.
- Jarvis I., Burnett W.C., Nathan Y., Almbaydin F.S.M., Attia A.K.M., Castro L.N., Flicoteaux R., Hilmy M.E., Husain V., Qutavnah A.A., Serjani A., Zanin Yu.N. Phosphorite geochemistry: State-of-the-art and environmental concerns // *J. Eclogae Geol. Helv.* – 1994. – V. 87, N 3. – P. 643–700.
- Jones B., Manning D.A. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones // *Chem. Geol.* – 1994. – V. 111. – P. 111–129.
- Ketris M.P., Yudovich Ya.E. Estimation of Clarks in Carbonaceous biolithes: World averages for trace element contents in black shales and coals // *Int. J. Coal Geology*. – 2009. – V. 78. – P. 135–148.
- Kholodov V.N., Nedumov R.I. About geochemical criteria of hydrogen sulfide contamination of waters in old reservoirs // *Izvestia Acad. Nauk., Geol. Series*. – 1991. – N 12. – P. 74–82.
- Kim S.-T., O'Neil J.R. Equilibrium and non-equilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. – 1997. – V. 61. – P. 3461–3475.
- Klemme H.D., Ulmishek G.F. Effective petroleum source rocks of the world: Stratigraphic distribution and controlling depositional factors // *AAPG Bulletin*. – 1991. – V. 75. – P. 1809–1851.
- Kreis L.K., Costa A.L., Osadetz K.G. Hydrocarbon potential of Bakken and Torquay formations, southeastern Saskatchewan // C.F. Gilboy, S.G. Whittaker (eds.). *Saskatchewan and Northern Plains Oil & Gas Symposium 2006*. – Saskatchewan Geol. Society. – 2006. Special Publ. 19. – P. 118–137.
- Krumbein W.C., Garrels R.M. Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation – reduction potentials // *J. Geology*. – 1952. – V. 60. – P. 1–33.

- Langmuir D. Uranium solution-mineral equilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* – 1978. – V. 42. – P. 547–569.
- Langrock V., Stein R. Origin of marine petroleum source rocks from the Late Jurassic to Early Cretaceous Norwegian Greenland seaway. Evidence for stagnation and upwelling // *Marine and Petrol. Geology.* – 2004. – V. 21. – P. 157–176.
- Larson R.L., Erba E. Onset of the mid-Cretaceous greenhouse in the Barremian–Aptian: Igneous events and the biological, sedimentary, and geochemical responses // *Paleoceanography.* – 1999. – V. 14. – P. 663–678.
- Lazar O.R., Bohacs K.M., Macquaker J.H., Schieber J. Capturing key attributes of fine-grained sedimentary rocks in outcrops, cores and thin-sections: nomenclature and description guidelines // *Sediment. Res.* – 2015. – V. 85. – P. 230–246.
- Leventhal J.S. Carbon-sulfur plots to show diagenetic sulfidation in sediments // *Geochem. et Cosmochim. Acta.* – 1995. – V. 59, N 6. – P. 1207–1211.
- Machel H.G., Krouse H.R., Sassen R. Products and distinguishing criteria of bacterial and thermochemical sulfate reduction // *Appl. Geochemistry.* – 1995. – V. 10, N 4. – P. 373–389.
- Maclean T.T., Gilbert P.U. A high-resolution chemical and structural study of framboidal pyrite formed within a low temperature bacterial biofilm // *Geobiology.* – 2008. – V. 6. – P. 471–480.
- Mastuda H., Iijima A. Occurrence and genesis of Permian dolostone in the Kuzuu area, Tochigi Prefecture, Central Japan // *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sec. 2.* – 1989. – V. 22, N 1. – P. 89–119.
- McCave I.N. Transport and escape of fine-grained sediment from shelf areas // *Shelf Sediment Transport / D.J.P. Swift, D. Duane, O.H. Pilkey (eds.).* – Stroudsburg, PA: Dowden Hutchinson and Ross, 1972. – P. 225–248.
- McLennan L.C., Taylor S.R. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends // *J. Geology.* – 1991. – V. 99. – P. 1–21.
- Melinte M.C. Calcareous nannoplankton, a tool to assign environmental changes // *Geo-Eco-Marina.* – 2004. – V. 9–10.
- Morgans-Bell H.S., Coe A.L., Hesselbo S.P. et al. Integrated stratigraphy of the Kimmeridge Clay Formation (Upper Jurassic) based on exposures and boreholes in south Dorset, UK // *Geol. Magazine.* – 2001. – V. 138. – P. 511–539.
- 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.
- Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climate sand plate motions inferred from major element chemistry of lu-tites // *Nature.* – 1982. – V. 299. – P. 715–717.
- O’Braien N.R., Slatt R.M. *Argillaceous rock atlas.* – N.Y.: Springer-Verlag, 1990. – 137 p.
- Pearson S.J., Marshall J.E., Kemp A.E. The White Stone Band of the Kimmeridge Clay Formation, an integrated high-resolution approach to understanding environmental change // *J. Geol. Society.* – 2004. – V. 161. – P. 673–683.
- Pedersen T.F., Price N.B. The geochemical of manganese carbonate in Panama Basin sediments // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* – 1982. – N 46. – P. 59–68.
- Peters K.E., Kontorovich A.E., Moldowan J.M. Geochemistry of selected oil sand rocks from the central portion of the West Siberian Basin // *AAPG Bulletin.* – 1993. – V. 77. – P. 863–887.
- Peters K.E., Walters C.C., Moldowan J.M. *The biomarker guide.* – New York: Cambridge Univ. Press, 2005. – V. 2. – 1155 p.
- Pratt L.M., Force E.R., Pomerol B. Coupled manganese and carbon-isotopic events in marine carbonates at the Cenomanian–Turonian boundary // *J. Sediment. Petrol.* – 1991. – V. 61. – P. 370–383.
- 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, N 6. – P. 959–968.
- Raiswell R., Buckley F., Berner R.A., Anderson T.F. Degree of pyritization of iron as a paleoenvironmental indicator of bottom-water oxygenation // *J. Sediment. Petrol.* – 1988. – V. 58, N 5. – P. 812–819.
- Raup D., Sepkoski J.J. Periodicity of extinctions in the geologic past // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA.* – 1984. – V. 81. – P. 801–905.
- Reitner J., Peckmann J., Reimer A., Schumann G., Thiel V. Methane-derived carbonate build-ups and associated microbial communities at cold seeps on the lower Crimean shelf (Black Sea) // *Facies.* – 2005. – V. 51 (1). – P. 66–79.
- Spiridonov D.A., Kolpakov V.V. Geological structure and oil content of the bazhenov formation central part of the west Siberian plate. – St. Petersburg: Innovat. Geosci. Time for Breakthrough, 2018. – P. 44403.
- Taylor S.R., McLennan S.M. *The Continental Crust; its composition and evolution; an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks.* – Blackwell, Oxford, 1985. – 312 p.

- Tejada M.L.G., Suzuki K., Kuroda J. Ontong Java Plateau eruption as a trigger for the early Aptian oceanic anoxic event // *Geology*. – 2009. – V. 37. – P. 855–858.
- 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.
- Tribovillard N., Desprairies A., Lallier-Vergès E., Bertrand P., Moureau N., Ramdani A., Ramanampisoa L. Geochemical study of organic-matter rich cycles from the Kimmeridge Clay Formation of Yorkshire (UK): productivity versus anoxia // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 1994. – V. 108 (1–2). – P. 165–181.
- Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of the Elements in Some Major Units of the Earth Crust // *Bull. Geol. Soc. Amer.* – 1961. – V. 1, N 72. – P. 175–192.
- Tyrell T., Merico A. *Emiliana huxleyi*: bloom observations and the conditions that induce them // H.R. Thierstein, J.R. Young (eds.). *Coccolithophores: from molecular processes to global impact*. – Berlin, Germany: Springer, 2004. – P. 75–97.
- Tyson R.V. The “productivity versus preservation” controversy: cause, flaws, and resolution // *The deposition of organic-carbon-rich sediments: models, mechanisms, and consequences* / N.B. Harris (ed.). – SEPM Spec. P. – 2005. – V. 82. – P. 17–33.
- Vaughan D.J., Craig J.R. *Mineral chemistry of metal sulfides*. – Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1978. – 494 p.
- Vine J.D., Tourtelot E.B. *Geochemistry of black shale deposits – a summary report* // *Economic Geology*. – 1970. – V. 65, N 3. – P. 253–272.
- Visser J.N.J., Young G.M. Major element geochemistry and paleoclimatology of the Permo-Carboniferous glaciogene Dwyka Formation and post-glacial mudrocks in Southern Africa // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* – 1990. – V. 81. – P. 49–57.
- 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, N 4. – P. 483–494.
- Weissert H., Erba E. Volcanism, CO<sub>2</sub>, and paleoclimate: a Late Jurassic – Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record // *J. Geol. Society*. – 2004. – V. 161. – P. 1–8.
- Wignall P.B. *Black shales*. – Oxford: Clarendon Press, 1994. – 127 p.
- Wignall P.B., Myers K.J. Interpreting the benthic oxygen levels in mudrocks: A new approach // *Geology*. – 1988. – V. 16. – P. 452–455.
- Wilkin R.T., Barnes H.L., Brantley S.L. The size distribution of framboidal pyrite in modern sediments: An indicator of redox conditions // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. – 1996. – V. 60. – P. 3897–3912.
- Wronkiewicz D.J., Condie K.C. Geochemistry of shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: source-area weathering and provenance // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. – 1987. – V. 51. – P. 2401–2416.
- Yang H., Kyser K., Ansdell K. Geochemical La and Nd isotopic compositions of the metasedimentary rocks in the La Ronge Domain, Trans-Hudson Orogen, Canada: implications for evolution of the domain // *Prec. Res.* – 1998. – V. 92. – P. 37–64.
- 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. – P. 19714.
- Zanin Yu.N., Eder V.G., Zamirailova A.G. Composition and formation environments of the Upper Jurassic – Lower Cretaceous black shale Bazhenov Formation (the central part of the West Siberian Basin) // *Marine and Petroleum Geol.* – 2008. – V. 25. – P. 289–306.
- Zanin Y.N., Eder V.G., Zamirailova A.G., Krasavchikov V.O. Models of the REE distribution in the black shale Bazhenov Formation of the West Siberian marine basin, Russia // *Chemie der Erde – Geochemistry*. – 2010. – V. 70, N 4. – P. 363–376.
- 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 // *The Open Geol. J.* – 2012. – N 6. – P. 25–31.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>Предисловие</b> .....	3
<b>Глава 1.</b> Краткая геологическая характеристика района и методика исследования .....	5
<b>Глава 2.</b> Методический подход к изучению литологии и условий образования баженовской свиты .....	14
2.1. Литолого-петрографический блок .....	17
2.2. Физико-химический блок .....	21
2.3. Систематизация результатов, полученных из литолого-петрографических и физико- химических исследований .....	25
2.3.1. Исследование закономерностей литолого-геохимического состава пород и условий их седиментации .....	–
2.3.2. Исследование условий формирования пород в диагенезе и катагенезе .....	28
<b>Глава 3.</b> Литология баженовской свиты .....	32
3.1. Петрографическая характеристика пород .....	–
3.1.1. Компоненты пород .....	–
3.1.2. Типы пород .....	50
3.1.3. Закономерности распространения основных компонентов и типов пород .....	67
3.2. Типизация разрезов .....	88
3.3. Литолого-геохимическая характеристика зоны перехода баженовской свиты в вышележащие отложения .....	127
<b>Глава 4.</b> Условия седиментации баженовской свиты .....	145
4.1. Основные характеристики условий образования черносланцевых толщ .....	–
4.2. Некоторые особенности осадконакопления баженовской свиты по данным изучения микроэлементного состава .....	150
4.3. Пространственно-временные закономерности седиментации баженовской свиты ....	160
<b>Глава 5.</b> Условия преобразования баженовской свиты в диагенезе и катагенезе .....	172
5.1. Окислительно-восстановительные условия .....	174
5.2. Особенности образования карбонатных пород баженовской свиты .....	177
5.3. Литолого-геохимические свидетельства отложения аутигенных минералов на геохимических барьерах .....	189
5.3.1. Карбонаты .....	–
5.3.2. Пирит .....	196
5.4. Свидетельства изменений вещественного состава пород баженовской свиты в катагенезе .....	210
<b>Заключение</b> .....	220
<b>Принятые сокращения</b> .....	222
<b>Список литературы</b> .....	223

Научное издание

Тематический план выпуска изданий  
Сибирского отделения РАН на 2023 г.

**Эдер Вика Георгиевна**  
**Замирайлова Альвина Григорьевна**

**ЛИТОЛОГИЯ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ  
ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

Подготовлено к печати Сибирским отделением РАН

Редактор *М.А. Трашкеева*  
Художественные редакторы *В.Ю. Антонов, Е.Н. Сентябова, Н.Ф. Суранова*  
Корректор *Н.В. Счастлива*  
Оператор электронной верстки *Н.М. Райзвих*

---

Подписано в печать 15.09.2023. Формат 60×84 1/8.  
Уч.-изд. л. 25,7. Усл. печ. л. 28,4. Тираж 300 экз. Заказ № 305.

---

Сибирское отделение РАН  
630090, Новосибирск, просп. акад. Лаврентьева, 17  
Отпечатано в Сибирском отделении РАН,  
630090, Новосибирск, Морской просп., 2  
Тел. (383) 330-84-66, e-mail: e.lyannaya@sb-ras.ru