

*На правах рукописи*



**Панченко Иван Владимирович**

**Событийно-стратиграфические уровни верхнеюрско-нижнемеловой  
черносланцевой толщи Западной Сибири**

Специальность:

1.6.2 – Палеонтология и стратиграфия

1.6.1 – Общая и региональная геология. Геотектоника и геодинамика

Автореферат

диссертации на соискание ученой степени  
кандидата геолого-минералогических наук

Москва – 2023

Работа выполнена в ЗАО «Моделирование и мониторинг геологических объектов им. В.А. Двуреченского» (ЗАО «МиМГО»)

**Научный руководитель:**

**Барaboшкин Евгений Юрьевич,**  
доктор геолого-минералогических наук,  
профессор, геологический факультет  
МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва.

**Официальные оппоненты:**

**Амон Эдуард Оттович,**  
доктор геолого-минералогических наук,  
профессор, ведущий научный сотрудник  
лаборатории протистологии  
Палеонтологического института  
имени А.А. Борисяка РАН, г. Москва.

**Патина Ирина Станиславовна,**  
кандидат геолого-минералогических наук,  
ведущий научный сотрудник лаборатории  
сравнительного анализа осадочных бассейнов,  
Геологический институт РАН, г. Москва.

**Ведущая организация:**

ФГБУН «Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука  
Сибирского отделения Российской академии наук» (ИНГГ СО РАН)

Защита состоится 17 января 2024 года в 14:30 на заседании диссертационного совета, созданного на базе ФГБУН Геологический институт Российской академии наук, в конференц-зале (4 этаж).

Отзыв в двух экземплярах, оформленный в соответствии с требованиями ВАК, просим направлять по адресу: 119017, г. Москва, Пыжевский пер., д. 7, стр. 1, ГИН РАН, факс (495) 951-04-43, e-mail: fillita@yahoo.com.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ИГЕМ РАН, Москва, Старомонетный переулок, д. 35 и на официальном сайте ГИН РАН:  
<http://www.ginras.ru/struct/>

Автореферат разослан «\_\_\_» \_\_\_\_\_ 2023 г.

Ученый секретарь  
диссертационного совета



к.г.-м.н. Филимонова  
Татьяна Валериевна

## ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

**Актуальность темы исследования.** Диссертационное исследование посвящено детальной стратиграфии верхнеюрско-нижнемеловой толщи черных сланцев Западной Сибири, изучение которой возможно только по керну скважин и данным геофизических методов. Данная толща объединяет отложения, содержащие концентрированное (более 2,5%  $C_{орг}$ ) автохтонное органическое вещество (ОВ), приурочена к центральной части Западно-Сибирского бассейна и характеризует пелагическую область обширного эпиконтинентального палеоморя [Конторович и др., 2013]. С этой черносланцевой толщей связаны проявления промышленной нефтеносности (баженовская свита и нижнетутлеймская подсвита) и огромные ресурсы углеводородного (УВ) сырья (баженовские, тутлеймские отложения и их близкие по возрасту фациальные аналоги). Добыча нефти из таких сланцев ведется на десятках месторождений, на многих из которых они являются приоритетным объектом промышленной разработки. Успешность последней сегодня ограничена многими геологическим и технологическим причинами, однако корень проблемы кроется в отсутствии надежного стратиграфического каркаса и общепринятого понимания строения этой черносланцевой толщи. В разработке такого каркаса и состоит актуальность работы.

Верхнеюрско-нижнемеловые черные сланцы формировались в условиях низких скоростей седиментации с формированием пачек конденсированных отложений. В последних содержится колоссальный объем геолого-исторической информации, необходимой для детального анализа событий вблизи границы юры и мела. В свою очередь, применение событийно-стратиграфического подхода существенно повышает возможности детального расчленения сложноустроенных геологических объектов и надежность сопоставления их дробных стратонов на большой площади [Корень и др., 2000]. В настоящей работе сформулированы унифицированные принципы детального расчленения верхнеюрско-нижнемеловой черносланцевой толщи Западной Сибири, основанные на реконструированной последовательности событий в данном регионе на переходе от поздней юры к раннему мелу.

**Цель работы:** обоснование в верхнеюрско-нижнемеловой толще черных сланцев корреляционных уровней, обусловленных локальными и региональными геологическими событиями.

### **Задачи исследования:**

1. Анализ литологических, геохимических и фаунистических изменений в опорных разрезах, сопоставление выявленных трендов в разных районах Западной Сибири, поиск общих закономерностей вертикальной зональности разреза черносланцевой толщи.

2. Обоснование устойчивых литолого-стратиграфических реперов в разрезе и их корреляционной значимости.

3. Реконструкция геологических событий в истории формирования верхнеюрско-нижнемеловой толщи черных сланцев Западной Сибири.

4. Разработка схемы строения верхнеюрско-нижнемеловой черносланцевой толщи Западной Сибири, с выделением дробных литостратонов (пачек, маркирующих горизонтов) и обоснованием их возраста.

**Объектом** исследования является толща черных сланцев, в которой запечатлено становление относительно глубоководного эпиконтинентального моря на Западно-Сибирской плите на переходе от поздней юры к раннему мелу (кимеридж – нижний валанжин). Данная толща объединяет обогащенные ОВ ( $C_{орг}$  более 2,5%) отложения разных горизонтов: георгиевского (верхняя часть,  $J_3km-v_1$ ), баженовского ( $J_3v_{1-2}-K_1rz$ ), куломзинского ( $K_1rz-v_1$ ), тарского ( $K_1v_1$ ) и аганского (нижняя часть,  $K_1v_1$ ). **Предметом** исследования выступали мелководно-морские и пелагические силициты, кремнистые глины и глинисто-кремнистые известняки, тонкослоистые, повсеместно насыщенные ОВ, содержащие множество фаунистических остатков, обогащенные рядом химических элементов (*C, U, S, Fe, Mg, P, Cu, Zn, Mo, V, Ni, Ba, As, Se*).

**Методологическая основа и методы исследования** заключаются в комплексировании литостратиграфических (состав пород, анализ включений, литогеохимия, хемотратиграфия, тейфростратиграфия) и каротажных методов, биостратиграфии и тафономии (комплексы фаунистических остатков и их ассоциация с породой), секвенсной стратиграфии и результатов структурных построений по материалам сейсморазведки. Использование междисциплинарного подхода для решения стратиграфических задач, с учетом концепции синхронных и взаимосвязанных событий согласуется с методологией событийной стратиграфии (event stratigraphy) [Walliser, 1995; Дополнения..., 2000; Корень и др., 2000]. Опорный стратиграфический каркас изученного объекта построен на основе реконструируемой цепочки геологических событий, проявившихся локально и в региональном масштабе, с анализом возможных биогенных и абиогенных факторов.

Так как объект исследований не выходит на дневную поверхность и не доступен в естественных обнажениях, базовым геологическим материалом послужили керновые данные. Исследования керна основывались на тщательном (сантиметровом) седиментологическом и стратиграфическом макроописании и анализе. Попутно выполнялись определения химического состава в керне (в точках с шагом 5 – 30 см) портативным XRF анализатором, специально откалиброванным под особенности химического состава черных сланцев и других тонкодисперсных пород. Выявленные текстуры, границы, включения (конкреции, линзы, макрофауна, вторичные образования) фиксировались с сантиметровой привязкой по глубине бурения и фотографировались. Производился количественный подсчет обнаруженных и предварительно определенных таксонов макрофауны. При работе с керном применялся источник УФ света для лучшей визуализации текстур, границ и некоторых включений, насыщенности УВ и карбонатным материалом. Для достижения большей корректности макроописания, в ходе его выполнения анализировалось соответствие наблюдаемых свойств пород с каротажными характеристиками. Кроме того, проводилась проверка на наличие ошибок в укладке керна по ящикам, для чего использовались фотографии исходного состояния керна, проверялась сходимость стыков соседствующих кусков. Степень детализирования в исследованиях зависела от оценки достоверности кернового материала.

Методы камеральных и лабораторных исследований керна подбирались исходя из особенностей изучаемого черносланцевого разреза: тонкослоистость, насыщенность макрофауной, обогащенность химическими элементами [Брадучан и др., 1986; Захаров, 2006; Бычков и др., 2016; Панченко и др., 2020, 2021]. Ключевыми

видами исследований послужили: петрографическое описание шлифов, геохимические анализы посредством портативного и лабораторного приборов XRF, а также методом ICP, пиролиз Rock-Eval, биостратиграфия по аммонитам, двустворкам и радиоляриям.

Результаты, полученные по керну, сопоставлялись с каротажными данными, что позволило уточнить расчленение и сопоставление разрезов, скорректировать границы и мощности слоев и пачек, уточнить привязку по глубине. Учитывая специфику объекта исследования, наиболее информативными методами выступили гамма, нейтронный, боковой, индукционный, плотностной и акустический каротажи.

Результаты литолого-седиментологических, геохимических, палеонтологических исследований и каротажа взаимоувязывались и, тем самым, проверялись на достоверность, причем данные анализировались графически и в таблицах. По результатам обработки и проверки материалов для каждой скважины строился сводный графический планшет с колонками и графиками, на котором выполнялось итоговое расчленение разреза, справедливое для всей обозначенной совокупности методов. Маркирующие уровни разреза были выделены по итогам поэтапного сопоставления разрезов: сначала близрасположенных с керном, затем совокупности всех доступных близлежащих керновых и бескерновых (только с каротажом) скважин, далее проводилось сопоставление с разрезами скважин из более удаленных районов. При анализе межскважинного пространства учитывался структурный план территории (сейсмические данные).

**Фактический материал.** Исследование основывалось на результатах описания разрезов по керну более чем 200 скважин, анализе каменного материала (более 5000 образцов керна) и каротажных данных (500 скв.), полученных за период работы с 2012 по 2023 гг. и выполненных автором. Результаты лабораторных исследований керна включали: петрографические описания шлифов (более 1500 шт., выполненных автором, М.В. Ильиной, Е.В. Щепетовой, Е.В. Карповой, И.М. Гусевым), определения химического состава пород лабораторными методами (800 обр. XRF в ИГЕМ РАН, 200 обр. ICP-MS в ИПТМ РАН и МГУ им. М.В. Ломоносова) и портативными приборами (портативный XRF анализатор – более 10 000 точек определений в МиМГО), минерального состава (400 обр. XRD в ИГЕМ РАН, МГУ им. М.В. Ломоносова, НАЦРН им. В.И. Шпильмана), руководящих окаменелостей (аммониты – более 200 определений, выполненных М.А. Роговым (ГИН РАН), двустворки – более 100 определений В.А. Захарова (ГИН РАН), радиолярии – определения В.С. Вишневецкой (ГИН РАН) более чем по 400 шлифам), данные пиролитических исследований (более 500 обр. в ВНИГНИ, МГУ им. М.В. Ломоносова, SKOLTEX) и электронной микроскопии (100 обр. в ВНИГНИ, Институт географии РАН).

#### **Защищаемые положения:**

1. В разрезе верхнеюрско-нижнемеловых черносланцевых отложений центральной части Западно-Сибирской плиты присутствуют корреляционные уровни регионального масштаба, выраженные в устойчивых палеонтологических ассоциациях, преобладании минеральных компонентов и текстур, составе конкреций, геохимических аномалиях и пепловых прослоях, что находит отражение на каротажных кривых. По этим уровням выявлена последовательность из 24

маркирующих горизонтов и выделено 14 пачек с характерным строением, которые прослежены по всей изученной территории.

2. В пограничном верхнеюрско-нижнемеловом интервале черносланцевой толщи Западной Сибири содержится 12 тонких (первые мм – первые см) прослоев дистальной пироклаستيкулы, представленной измененными кристалло-витрокластическими пепловыми туфами и туффитами андезитового и андезибазальтового состава. Эти прослои сгруппированы в 8 тефростратиграфических уровней, каждый из которых идентифицируется по мощности, структурно-текстурным признакам и особенностям микроэлементного состава и прослеживается в центральной части Западно-Сибирской плиты под контролем лито- и биостратиграфических методов.

3. Внутри верхнеюрско-нижнемеловой черносланцевой толщи Западной Сибири находятся стратиграфические перерывы, связанные с подводными размывами, образованными в результате деятельности донных течений. В породе этим hiatusам соответствуют эрозионные поверхности, к которым приурочены скопления ихтиодетрита и крупных радиоларий, иногда с фосфоритовыми оолитами и глауконитом. Длительность наиболее крупных перерывов эквивалентна продолжительности от 1 до 8 аммонитовых зон бореального стандарта для верхней юры и нижнего мела.

4. Маркирующие горизонты в разрезе верхнеюрско-нижнемеловых черных сланцев Западной Сибири отвечают колебаниям уровня моря, изменениям кислородного и гидрологического режимов, эпизодам увеличения терригенного сноса, высокой биопродуктивности и выпадения вулканических пеплов. По комплексу признаков фиксируется 7 биотических, 9 гидрологических, 10 литолого-геохимических и 8 вулканических региональных событий. Проявление этих событий указывает на ключевые перестройки в осадочном бассейне, которые сопровождались изменением состава, текстурно-структурных особенностей и скорости поступления осадочного материала, что позволяет наметить в истории формирования черносланцевой толщи 10 основных этапов развития.

### **Научная новизна работы:**

1. В толще верхнеюрско-нижнемеловых черносланцевых отложений Западной Сибири выделены и прослежены на десятки и сотни километров корреляционные уровни, которые имеют большое практическое значение для расчленения и корреляции разрезов этой толщи, в том числе для сравнения особенностей ее строения в разных структурно-фациальных районах [Панченко и др., 2015a,b; 2016, 2022; Панченко, Немова, 2017; Панченко, 2020b].

2. В пограничном юрско-меловом интервале Западной Сибири детально изучены дистальные пепловые туфы и туффиты, проведена их классификация, выработаны методические приемы их поиска, диагностики и изучения, с помощью биостратиграфических и изотопных методов обоснован их возраст. Установлена и детально описана последовательность из 12 туфогенных прослоев. Для практического использования они сгруппированы в 8 субрегиональных пирокластических уровней, которые прослежены на огромной территории и используются как изохронные

маркирующие уровни для расчленения и корреляции разрезов с высокой детальностью [Панченко и др. 2021, 2022; Rogov et al., 2023].

3. Впервые в баженовских и тутлеймских отложениях выделены эрозионные поверхности, связанные с подводными течениями, которые активизировались на определённых этапах черносланцевой седиментации Западно-Сибирского бассейна в поздней юре и раннем мелу. С учетом литостратиграфических и биостратиграфических данных произведена оценка длительности соответствующих стратиграфических перерывов [Панченко, Немова, 2017; Панченко 2019; Панченко и др., 2021, 2022].

4. В верхнеюрско-нижнемеловых черносланцевых отложениях Западной Сибири установлены геологические события и выделены этапы развития, связанные с изменением уровня моря, периодами действия течений, колебаниями содержания кислорода, изменениями биопродуктивности. Построена эвстатическая кривая и выделены седиментационные циклы, проведена секвенс-стратиграфическая интерпретация [Панченко и др., 2015а, 2016, 2022; Панченко, 2019, 2021]. Разработаны фациально-палеогеографические схемы для каждого этапа развития верхнеюрско-нижнемеловой черносланцевой толщи.

**Теоретическая и практическая значимость.** Результаты исследований могут использоваться для сопоставления дробных литостратонов внутри черносланцевых разрезов верхней юры и нижнего мела Западной Сибири на большей площади их развития, в том числе, для детального прослеживания продуктивных на УВ сырьё пропластков в составе баженовской свиты и нижнетутлеймской подсвиты. Разработанная унифицированная схема уже успешно применяется при промышленной разработки баженовской свиты на нескольких месторождениях Западной Сибири (Средне-Назымское, Галяновское, Апрельское и др.). Изученные туфовые прослои могут быть прослежены и в смежных регионах, что позволит выполнить межрегиональную корреляцию близких по возрасту осадочных толщ.

**Личный вклад.** Непосредственно автором, с его участием или под его непосредственным руководством (в коллективе ЗАО «МиМГО») выполнены все этапы исследования: описание керна, отбор образцов и их подготовка к исследованиям, анализ результатов исследований и их обобщение, анализ каротажных данных, взаимоувязка результатов, полученных по керну и каротажу, детальные корреляции разрезов, геохимический анализ, поиск, отбор и таксономический анализ макрофауны, обобщения биостратиграфического возраста, фациальная и секвенс-стратиграфическая интерпретации, построение колонок и схем.

**Апробация результатов и публикации.** Результаты, полученные в ходе диссертационного исследования, представлены более чем в 30 печатных изданиях, из них 12 – в рецензируемых журналах (Gondwana Research, Geosciences, Палеонтологический журнал, Геология нефти и газа, Литология и полезные ископаемые), входящих в Web of Science или Scopus. Основные результаты апробированы на международных и Всероссийских конференциях в Москве, Санкт-Петербурге, Ханты-Мансийске, Томске, Магадане и др. (2013 – 2023 гг.). Кроме того, получено 2 патента.

**Достоверность результатов** обеспечивается количеством собранных автором геологических материалов (тысячи образцов), обилием изученных разрезов, проверкой результатов «слепым тестированием» и «кросс-валидацией», применением комплексного подхода и статистических методов, использованием современной аналитической базы, публикациями в рецензируемых журналах, запатентованными способами и многочисленной апробацией на конференциях.

**Объем и структура диссертации.** Диссертация состоит из 7 глав, введения, заключения и 5 приложений. Общий объем работы составляет 287 страниц печатного текста, в том числе 106 рисунков, 2 таблицы, список использованной литературы включает 218 наименований.

**Благодарности.** Автор благодарит научного руководителя Е.Ю. Барабошкина, за огромную совместную работу, напутствия, поддержку, своевременную критику и корректировку исследовательского вектора в трудные рабочие моменты.

Особую благодарность автор выражает М.А. Рогову, Е.В. Щепетовой и В.С. Вишневской (ГИН РАН) за интереснейшие совместные исследования, неоценимую помощь на многих этапах работы, моральную поддержку, советы и рекомендации.

Автор весьма признателен всему своему большому коллективу в ЗАО «МиМГО», в особенности П.Ю. Куликову, М.Е. Смирновой, Я.Б. Талдыкину, Р.А. Гарипову, А.И. Токмаковой, М.В. Ильиной, Р.Ю. Бедретдинову, В.С. Ильину, Н.Н. Гатиной, Ю.И. Трушковой, В.Ю. Руденко, С.С. Гаврилову и Е.А. Панченко.

Отдельные исследования были выполнены совместно с В.Д. Немовой (МиМГО, ЛУКОЙЛ), Г.А. Калмыковым, Н.С. Балускиной, Т.А. Шардановой, Н.И. Коробовой, А.Г. Калмыковым, Ю.А. Гатовским, Т.Н. Смирновой, Е.В. Карповой, А.В. Латышевым (МГУ им. М.В. Ломоносова), В.К. Пискуновым, Дж. Пельтье (НК TOTAL), Д.А. Мамаевым, С.В. Делия, В.Б. Карповым (РИТЭК), О.В. Латыповой, О.Б. Дмитриевой, И.Б. Корепановым (НАЦРН им. В.И. Шпильмана), Е.В. Козловой, М.Ю. Спасенных, Т.Д. Булатовым, Е.А. Леушиной (СКОЛТЕХ), О.В. Шурековой, А.Г. Федяевским, Н.К. Куликовой, А.А. Федоровой, Е.Г. Раевской (Геологоразведка, ВСЕГЕИ), В.Ф. Гришкевичем (ЛУКОЙЛ), В.А. Захаровым, А.П. Ипполитовым, Е.В. Покровской (ГИН РАН), А.Г. Маникиным, А.Ю. Гужиковым (СГУ им. Н.Г. Чернышевского), М.Б. Скворцовым, А.М. Кирсановым, С.В. Можеговой, М.В. Дахновой, Д.А. Асташкиным, Р.В. Мирновым, А.В. Барановой, Ю.Н. Савельевой (ВНИГНИ), В.Б. Ершовой, К.Ю. Васильевой (СПбГУ), А.Б. Кузнецовым (ИГГД РАН), И.Д. Соболевым (ИГЕМ РАН). Автор признателен и благодарен всем перечисленным коллегам за совместную работу, обсуждения, помощь, предоставленные результаты и материалы.

Автор благодарит свою семью за надежную опору, поддержку и терпение, столь необходимые во время выполнения труднейшего исследования.

## СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

### ГЛАВА 1. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ И ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Верхнеюрско – нижнемеловые черные сланцы Западной Сибири появились на стратиграфических схемах в 1960-х годах, когда были выделены мулымьинская, тутлеймская и баженовская свиты, содержащие «пачки битуминозных пород».



Нефтепроявления в этих отложениях послужили стимулом активного и разностороннего изучения их строения, начиная еще с начала 1970-х годов. С учетом отсутствия выхода на дневную поверхность и, соответственно, естественных обнажений, степень их изученности росла по мере разбуривания месторождений на Западно-Сибирской плите. Ввиду неравномерного освоения нефтегазоносной провинции, знания о черносланцевых породах наращивались поэтапно.

Схемы расчленения черносланцевых (=битуминозных) пород разной степени детальности предлагались широким кругом авторов в разное время [Гольберт и др., 1971; Ясович, Поплавская, 1975; Хабаров и др., 1981; Белкин и др., 1985; Брадучан и др., 1986; 1989; Шурыгин и др., 2000; Ершов и др., 2001; Сонич и др., 2001; Гришкевич, 2005; Эдер и др., 2013; 2022; Бумагина и др., 2018; Рыжкова и др., 2018; и многие другие]. Первые схемы были недостаточно информативны за счет крайне малого выноса керна и нестабильного качества каротажа [Ясович, Поплавская, 1975]. В 1970 – 1980-х годах была установлена площадная зональность верхнеюрско-нижнемеловых черносланцевых отложений [Ясович, Поплавская, 1975; Брадучан и др., 1986]. Территории с одинаковым строением этих отложений объединялись в районы, которым присваивались географические наименования, с выделением «типов разреза». С приходом понимания, что верхнеюрско-нижнемеловые черносланцевые отложения существенно неоднородны, последующие схемы отражали их строение, справедливое только для конкретного района, площади, месторождения или группы месторождений [Хабаров и др., 1981; Белкин и др., 1985; Сонич и др., 2001; Бумагина и др., 2018; Грабовская и др., 2018 и др.].

На сегодняшний день, одна только баженовская свита по площади поделена на полтора десятка «типов разреза», в каждом из которых выделяется разное количество пачек. Полученное множество «типов разреза» черносланцевых свит [Брадучан и др., 1986; Мухер и др., 2013] привело к отсутствию возможности детального сопоставления этих отложений на большой площади.

Во многом проблема усугубляется различием взглядов на литологию и стратиграфический объем ключевых черносланцевых свит, а возникающие споры трудно разрешить в условиях утраты керна скважин, принятых в качестве стратотипов [Панченко, 2020a,b]. Кроме того, объединению усилий разных научных групп мешают расхождения методических акцентов в исследованиях керна и анализе каротажа. Вероятно, из-за перечисленного комплекса причин в литературе долгое время не отмечались попытки привести обобщенную схему строения верхнеюрско-нижнемеловых черных сланцев детального уровня, хотя бы для центральной и наиболее перспективной области на УВ сырье.

Как показывают многочисленные предшествующие работы [Хабаров и др., 1981; Филина и др., 1984; Захаров, Сакс, 1983; Белкин и др., 1985; Брадучан и др., 1986; Коровина и др., 2001] и недавние современные исследования [Балушкина и др., 2013; Эдер и др., 2013; 2022; Бумагина и др., 2018; Рыжкова и др., 2018; Хотылев и др., 2021], верхнеюрско-нижнемеловые черносланцевые свиты Западной Сибири действительно высоко изменчивы по латерали, но при этом в них систематически отмечаются некоторые общие литологические и палеонтологические маркеры [Балушкина и др., 2013; Панченко и др., 2013; 2015a; 2016; 2021, 2022; Рыжкова и др., 2018, 2019; Маринов и др., 2021; Эдер и др., 2022], что указывает на вероятное

присутствие общих корреляционных уровней, связанных с этапами седиментации в Западно-Сибирском бассейне этого времени [Панченко, 2021].

Таким образом, формулируется постановка основной проблемы: для обеспечения грамотно спланированных и экономически рентабельных работ, нацеленных на разведку и разработку, а также подсчет запасов и ресурсов УВ, содержащихся в верхнеюрско-нижнемеловой черносланцевой толще, сегодня необходима детальная и надежно обоснованная стратиграфическая схема этих отложений, удобная и понятная широкому кругу специалистов.

## ГЛАВА 2. ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА И ТЕРРИТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЙ

Объект исследований распространен на большей части Западно-Сибирской плиты (рис.1). Его формированию отвечает длительный (кимеридж – ранний валанжин, около 10 млн лет) седиментационный цикл в эпиконтинентальном морском бассейне, ознаменованный увеличением объемов захоронения ОВ.

Повсеместно развитые морские отложения на Западно-Сибирской плите появляются в позднем бате – раннем келловее [Решения..., 2004]. В оксфорде и кимеридже происходит постепенное затопление источников терригенного сноса, связанное с увеличением площади моря на фоне погружения Западно-Сибирской плиты. В связи с этим поступления обломочных масс в центр бассейна сокращаются [Объяснительная..., 1976]. К волжскому веку некомпенсированное погружение приводит к благоприятным условиям для развития осадков, насыщенных биогенными компонентами и органическим углеродом – черных сланцев. В центральной области бассейна преобладала биогенная седиментация с накоплением остатков радиолярий, примитивных фотосинтезирующих одноклеточных, известкового нанопланктона [Захаров, Сакс, 1983; Брадучан и др., 1986; Захаров, 2006; Маринов и др., 2009; Важенина, 2010; Панченко и др., 2015a]. Такие отложения формировались без существенного влияния локальных факторов и подчинялись, прежде всего, региональным и глобальным изменениям: эвстатическим, тектоническим и климатическим. В ответ на глобальные и региональные перестройки в этих черных сланцах на огромной площади сформировались пачки с выдержанными литологическими, палеонтологическими и геохимическими признаками [Панченко, 2021]. Отчетливость и высокая контрастность этих признаков характерны для центральной области морского бассейна, с переходом в мелководно-морские обстановки четкость руководящих признаков теряется.

Территория исследований приходится на Казым-Кондинский, Фроловско-Тамбейский, Пурпейско-Васюганский, Сильгинский, Ажарминский и Тазо-Хетский структурно-фациальные районы верхней юры. Для неокома эта область соответствует Фроловскому, Приобско-Надымскому, Сургутскому, Нижневартовскому, Вэнгапурскому, Александровскому, Рязкино-Васюганскому, Ларьякскому, Ямало-Гыданскому, Уренгойско-Пурпейскому и Тазовскому районам.

Верхнеюрско-нижнемеловые черные сланцы на территории работ присутствуют в георгиевском, баженовском, куломзинском, тарском и аганском горизонтах [Решения..., 2004, Постановления..., 2006] и представлены баженовской и тутлеймской свитами в их полном объеме и частично фроловской (битуминозные слои в ее нижних 5-10 м), абалакской и георгиевской (верхние слои, обогащенные ОВ)

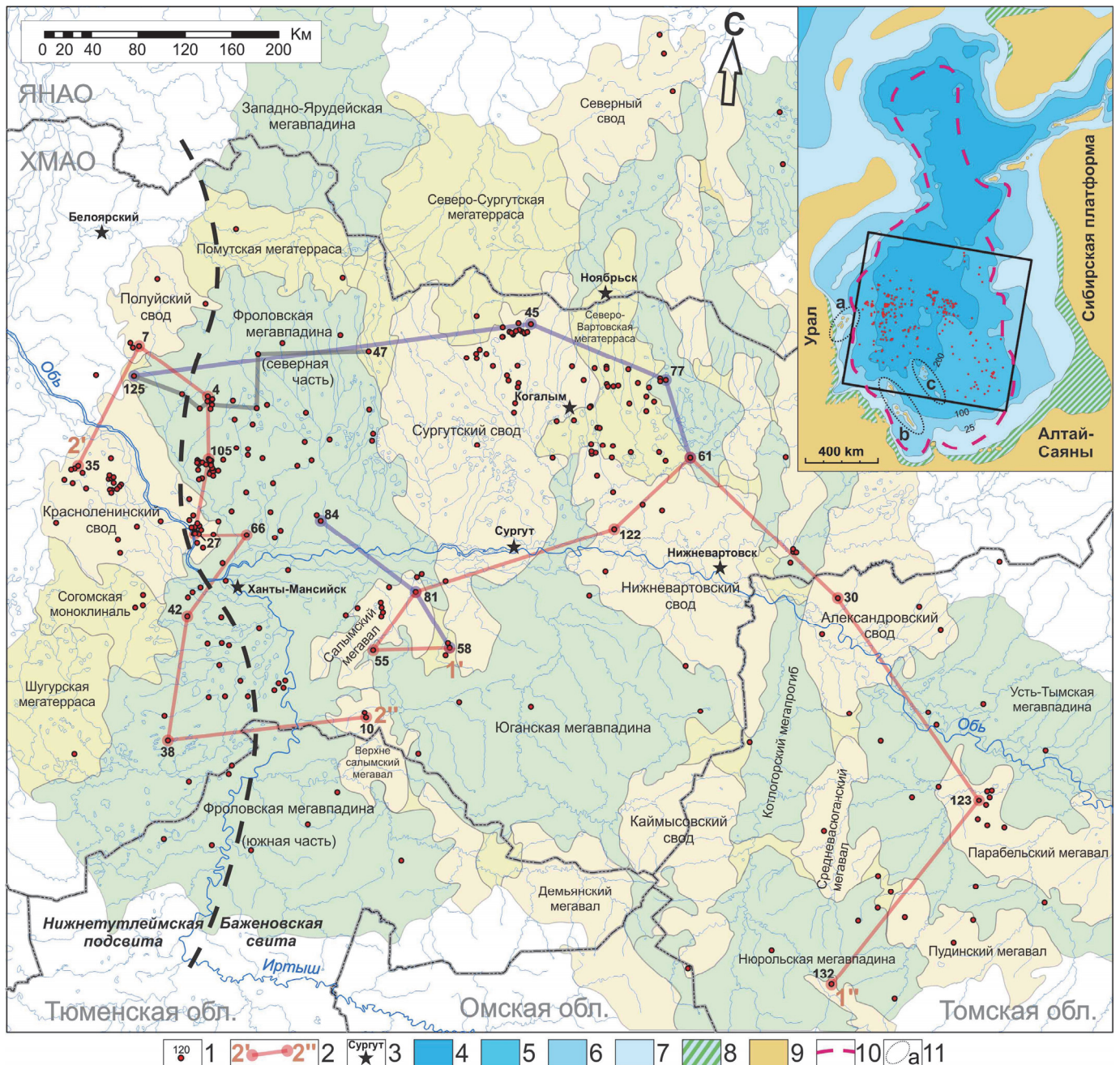


Рис. 1. Территория исследований с расположением изученных скважин с керном (315 скв.). Названия структур – по [Тектоническая..., 1998]. Вверху справа – контур изученной территории на палеогеографической схеме для волжского века (по [Конторович и др., 2013],

1 – скважины и их условный номер; 2 – линии сопоставления разрезов, приводимые в работе; 3 – города; 4-9 – области на палеогеографической схеме: 4 – море глубокое, 200-400 м; 5 – 7 – море мелкое, глубиной 100-200 м (5), 25-100 м (6); менее 25 м (7); 8 – равнина прибрежная, временами заливавшаяся морем; 9 – суша; 10 – область распространения баженовской свиты и нижнетутлеймской подсвиты; 11 – потенциальные источники локального терригенного сноса: а – Шаимский, б – Старосолдатский, с – Демьянский мегавалы.

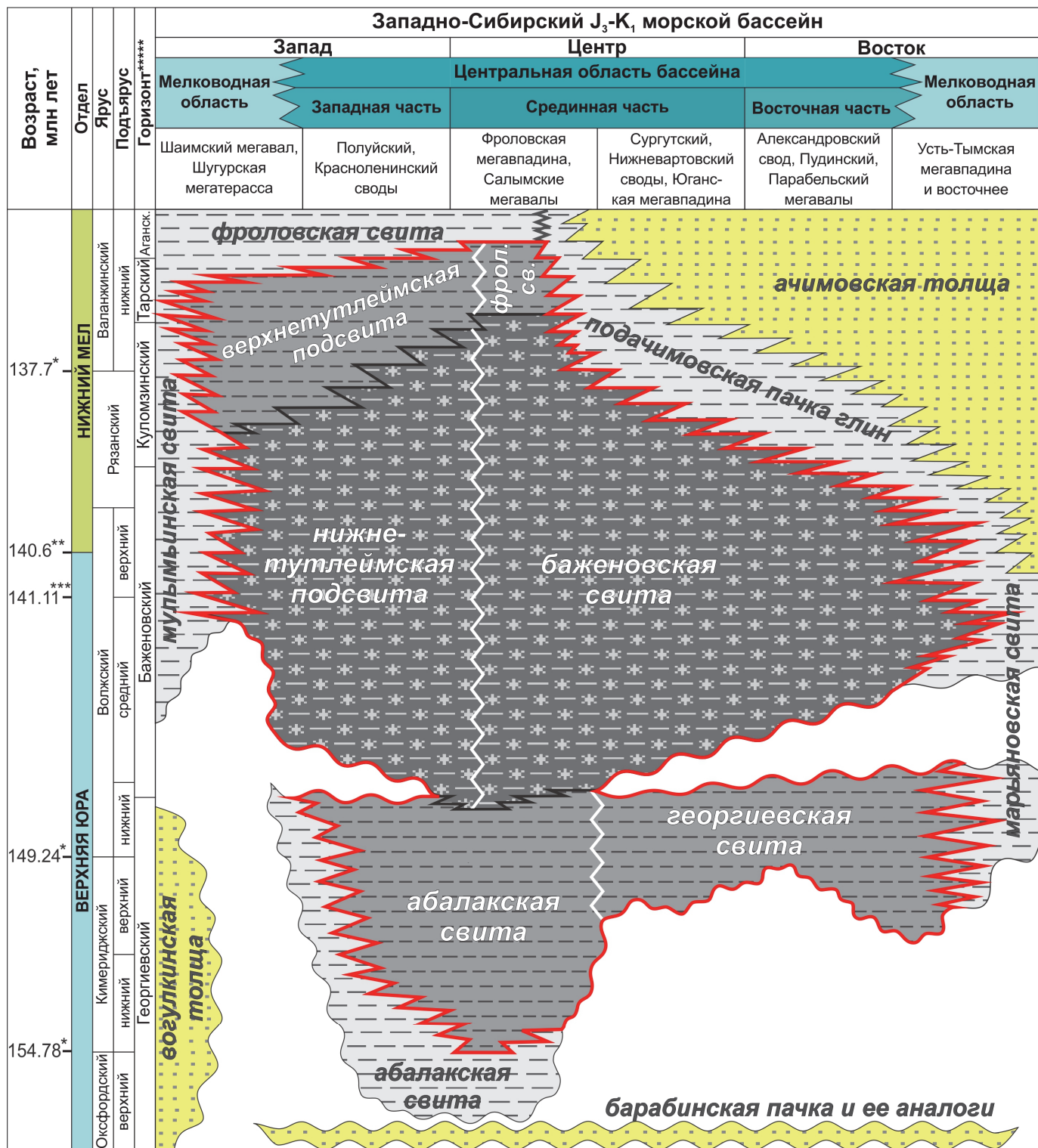


Рис. 2. Стратиграфические и фациальные границы объекта исследования.

Красной линией проведено разграничение сероцветных и черносланцевых фаций.

Возраст согласно: \* - Geologic Time Scale, 2020, \*\* - [Lena et al., 2019], \*\*\* - [Rogov et al., 2023].

свитами. Преимущественно черносланцевые отложения подстилаются, перекрываются и латерально замещаются сероцветными глинами (рис. 2).

По латерали черносланцевые отложения замещаются мулымьинской на западе (в Казым-Кондинском структурно-фациальном районе) и марьяновской на юге (в Тебисском районе) и востоке, (в Ажарминском) свитами. На северо-востоке, в Тазо-Хетском структурно-фациальном районе, насыщенность органическим веществом постепенно теряется в сложном и неоднородном фациальном переходе из баженовской свиты в яновстанскую [Шурыгин и др., 2000].

В западной части изученной территории достигается наибольший стратиграфический объем черных сланцев: от киммериджа до нижнего валанжина (до зоны *N. klimovskensis*), а в самых восточных областях их объем существенно меньше (рис. 2), сужаясь до интервала от средневожского подъяруса (начиная с зоны *D. maximus*) до рязанского яруса (*H. kochi*).

### ГЛАВА 3. ДЕТАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ВЕРХНЕЮРСКО-НИЖНЕМЕЛОВОЙ ЧЕРНОСЛАНЦЕВОЙ ТОЛЩИ

Стратиграфическое изучение черносланцевого разреза производилось комплексно, с детальным анализом палеонтологических, литологических и геохимических признаков, с учетом данных геофизического каротажа. Так как изучаемые отложения формировались со значительным участием биогенных процессов, наиболее информативным материалом послужили фоссилии.

#### 3.1. КОМПЛЕКСЫ МАКРОФАУНЫ

*Методы.* Изучение макрофауны выполнено на поверхностях напластования в керне, с производением подсчета количества предварительно определенных фоссилий на единицу площади (диаметр поверхности от 8 до 10 см), их фотографированием. Анализировались целостность и сохранность остатков, наложенная минерализация (пиритизация и пр.). Особое внимание уделено тафономическим ассоциациям, а также признакам переотложения или автохтонности (разрозненность, фрагментарность, сортировка, ориентировка фрагментов или раковин в ассоциациях). В ходе комплексной интерпретации полученных данных использовались также имеющиеся сведения о количестве, сохранности и морфологических особенностях радиолярий (материалы В.С. Вишневской [Вишневская, 2013, Вишневская и др., 2020]) и нанопланктона (данные М.А. Устиновой [Устинова и др., 2014]).

По изменению в разрезе 1) общего количества, 2) биоразнообразия, 3) ассоциаций, 4) сохранности, 5) соотношений авто- и аллохтонных фоссилий были выделены комплексы палеобиоты (КПБ) [Панченко и др., 2015а].

*Результаты.* В черносланцевой толще выделено 10 КПБ, устойчиво прослеживаемых по площади, но с некоторыми вариациями в зависимости от структурного положения разреза (рис. 3). КПБ позволили обнаружить весьма отчетливое вертикальное строение черносланцевой толщи, которое не столь очевидно при анализе только литологических данных, в том числе, совместно с каротажем. Именно поэтому выявленные палеонтологические маркеры выступили в качестве важнейших ориентиров при последующем выполнении комплексной интерпретации стратиграфических данных.

В сероцветных глинистых отложениях абалакской свиты, подстилающих черные сланцы, отмечается большое таксономическое и экологическое разнообразие бентосных форм. Здесь выделен нормально-морской мелководный комплекс макрофауны КПБ 1, относительно которого было произведено сравнение особенностей и количества биотаксонов в вышележащих отложениях. Большое родовое разнообразие в бентосе (КПБ 1) переходит в доминирование 1-2 родов (сначала *Buchia*, иногда с представителями *Nuculoma*, изредка *Inoceramus*, а выше – *Buchia* в ассоциации с *Lingularia*) при этом с относительно многочисленными и разнообразными биотурбациями (КПБ 2). Далее, с переходом в кремнистые глины, обогащенные ОВ (верхи абалакской и георгиевской свит), наблюдается еще большее сокращение биоразнообразия и практически полное исчезновение биотурбаций (КПБ 3). Здесь доминируют нетребовательные к условиям среды формы бентоса (лингулярии, *Chondrites* isp., *Pilichnus* isp.), при этом концентрация скелетных фоссилий в породе растет, что связывается с сокращением темпов седиментации. Выше, с появлением сапропелево-кремнёвых отложений происходит полное исчезновение биотурбаций и лингулярий (смена КПБ 3 на КПБ 4), однако граница комплексов может смещаться существенно выше уровня появления высокоуглеродистых фаций. Еще выше по разрезу, в КПБ 5, появляется относительно разнообразный мелкоракловинный бентос параавтохтонных двустворок, представителей эпифауны (*Liostrea*, *Buchia*, *Inoceramus*, реже *Aequipecten*), среди которых маркирующим родом выступает *Liostrea*, отмечаемый только в этом комплексе. КПБ 5 ярко выражен в разрезах, соответствующих подводным поднятиям (на сводах, мегавалах), во впадинах идентифицируется слабо. Сравнительно резкое исчезновение двустворок происходит с появлением пород, насыщенных ихтиодетритом (КПБ 6) и *Onychites* sp. Вышележащий КПБ 7 характеризуется редкостью остатков макрофауны и обилием радиолярий, что соотносится с возросшим темпом биогенной седиментации. В комплексе часто отмечаются явно переотложенные (сортированные по размеру и форме, иногда ориентированные) крючки онихитес, кости рыб и редко – морских рептилий. В КПБ 8 наблюдается высокая насыщенность макрофауной, сравнительно разнообразной и без преобладания какой-либо группы. Встречается редкая эпифауна (*Buchia*, *Inoceramus*), изредка отмечаются биотурбации *Trichichnus* isp.), повсеместно присутствуют ихтиодетрит и онихитес. Здесь же наиболее часты находки аммонитов. Данный комплекс обуславливается концентрированием фоссилий в условиях низких скоростей седиментации, что коррелируется с появлением однородных, тонкослоистых и наиболее насыщенных ОВ пород. Выше, в КПБ 9, преобладают монородовые скопления преимущественно инситных *Inoceramus*, а еще выше – в КПБ 10 – иноцерамы уступают место двустворкам *Buchia*. В слоях с бухиями появляется заметное количество кальцисфер (цисты динофлагеллят [Вишневская и др., 2020]), пелоидов и кокколитофорид. Последние немногим выше по разрезу играют породообразующую роль (верхи КПБ 10 и низы КПБ 11). КПБ 11 соотносится с интервалом завершения черносланцевой седиментации. Здесь сокращается число радиолярий, кокколитофорид и кальцисфер, а в породах преобладают остатки пелагических форм – рыб и теутид, причем остатки вторых исчезают из разреза синхронно с падением содержаний ОВ до субкларковых значений.

Кроме расчленения разреза выделенные КПБ подчеркивают следующие признаки: 1) насыщенность породы остатками макрофауны коррелируется с темпами седиментации (чем меньше численность макрофоссилий, тем выше скорость поступления осадка), причем с микро- и нано- остатками такой корреляции нет, так как они играют породообразующую роль; 2) тафономические ассоциации и биоразнообразие характеризуют палеоэкологические особенности, а их резкие изменения указывают на перемены в условиях среды; 3) размер, ориентировка и целостность фоссилий могут использоваться для анализа процессов переотложения, а значит гидрологических условий среды, склоновых и других процессов.

### 3.2. РЕГИОНАЛЬНО ПРОСЛЕЖИВАЕМЫЕ ПАЧКИ

*Методы.* Пачки выделены по совокупности литологических и каротажных методов, с опорой на комплексы палеобиоты. Наиболее заметные литологические особенности в изученном разрезе выражены в 1) преобладающем составе пород (кремнистость, глинистость, карбонатность, содержание ОВ и пирита), 2) текстурах (биотурбитовая, очень тонко-горизонтально слоистая и визуально массивная, линзовидно-горизонтально-слоистая, толсто-горизонтально-слоистая, тонкоритмичная и др.), 3) минеральных включениях (конкреции, линзы, нодули, тонко рассеянные агрегаты и др.) и 4) наличии породообразующей макрофауны.

*Строение черносланцевого разреза.* Подошва верхнеюрско-нижнемеловой черносланцевой толщи расположена в верхах абалакской (на западе территории) и георгиевской (в центральном и восточном районе) свит и выражена в смене сероцветных биотурбитовых глин на черные тонкослоистые и сланцеватые породы кремнисто-глинистого состава с редкими биотурбациями и насыщенными ОВ ( $C_{орг}$  2-5%). Таким образом, нижним элементом черносланцевого разреза являются существенно глинистые черные сланцы, обозначенные в настоящей работе как пачка А0, которая имеет непостоянное распространение и мощность (от 0 до 25 м).

Постоянным и наиболее выдержанным элементом черносланцевого разреза является вышележащая сапропелево-глинисто-кремнистая баженовская свита ( $J_3-K_1bz$ ) в совокупности с ее очень близким вещественным и латеральным аналогом – нижнетутлеймской подсвитой ( $J_3-K_1tt_1$ ), мощность которых в среднем достигает 15-45 м. По комплексу признаков они унифицировано расчленены на пачки, количество которых в наиболее полной последовательности достигает десяти (рис. 4). Этим пачкам присвоены индексация с номером и латинской буквой (от 1 до 6b) и краткое название, акцентирующее на диагностических признаках (снизу вверх):

- 1 – фосфатно-глинисто-кремнёвая линзовидно-слоистая;
- 2a – кремнёвая линзовидно-слоистая;
- 2b – высококремнёвая горизонтально-слоистая;
- 3 – высокоуглеродистая кремнёвая линзовидная;
- 4a – высокоуглеродистая однородная;
- 4b – высокоуглеродистая иноцерамовая;
- 5a – кокколитофоридовая кремнистая с бухиями;
- 5b – кокколитофоридовая пиритисто-глинистая тонкоритмичная;
- 6a – пиритисто-глинистая линзовидно-слоистая;
- 6b – высокоглинистая.

Нижние пачки 1, 2a, 2b и 3 сложены силицитами и радиоляритами низкоглинистыми (2-20 об.%) углеродистыми ( $C_{орг}$  2-20 масс.%) с многочисленным

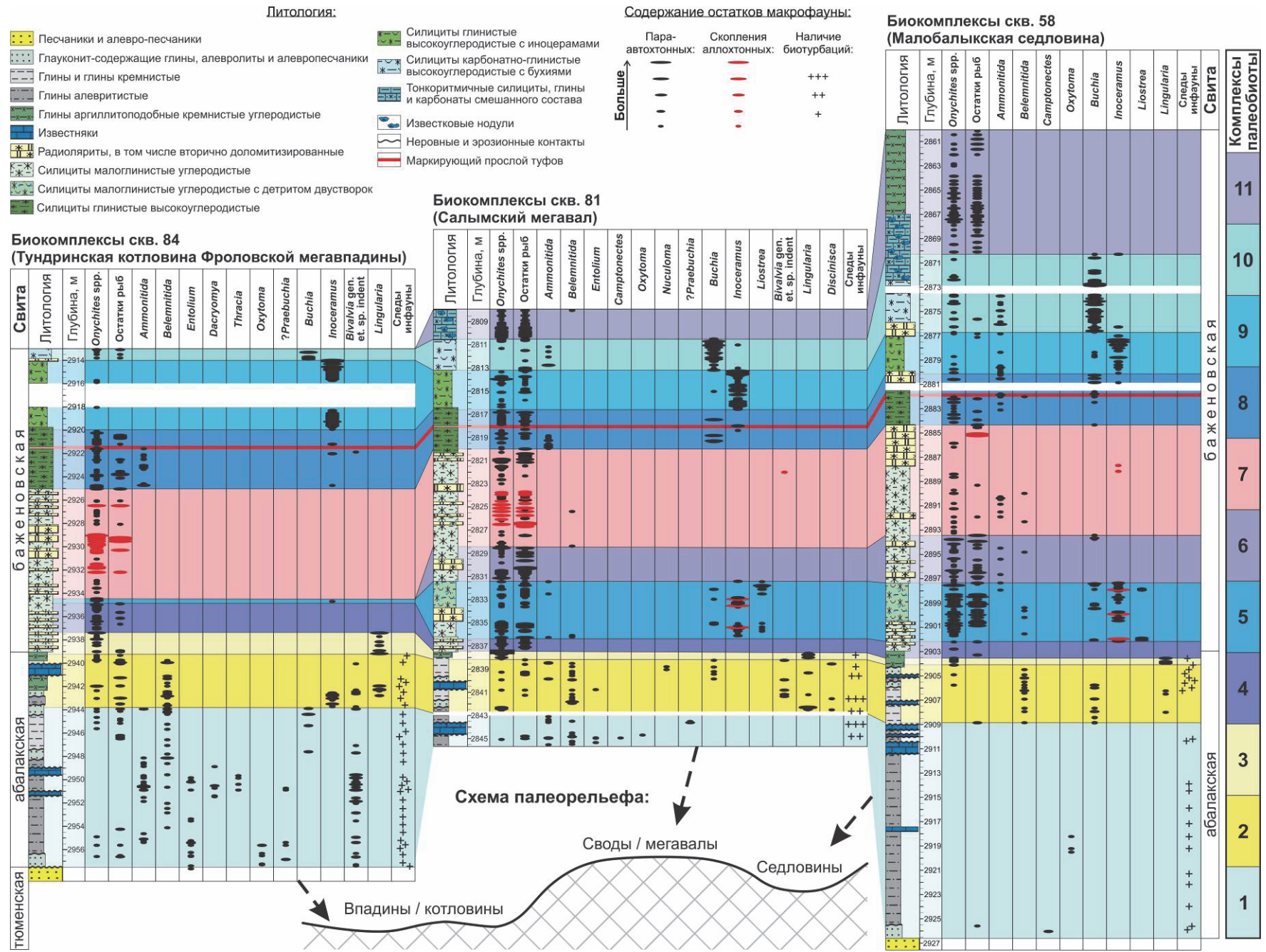


Рис.3. Результат расчленения и сопоставления разрезов по комплексам палеобиоты.



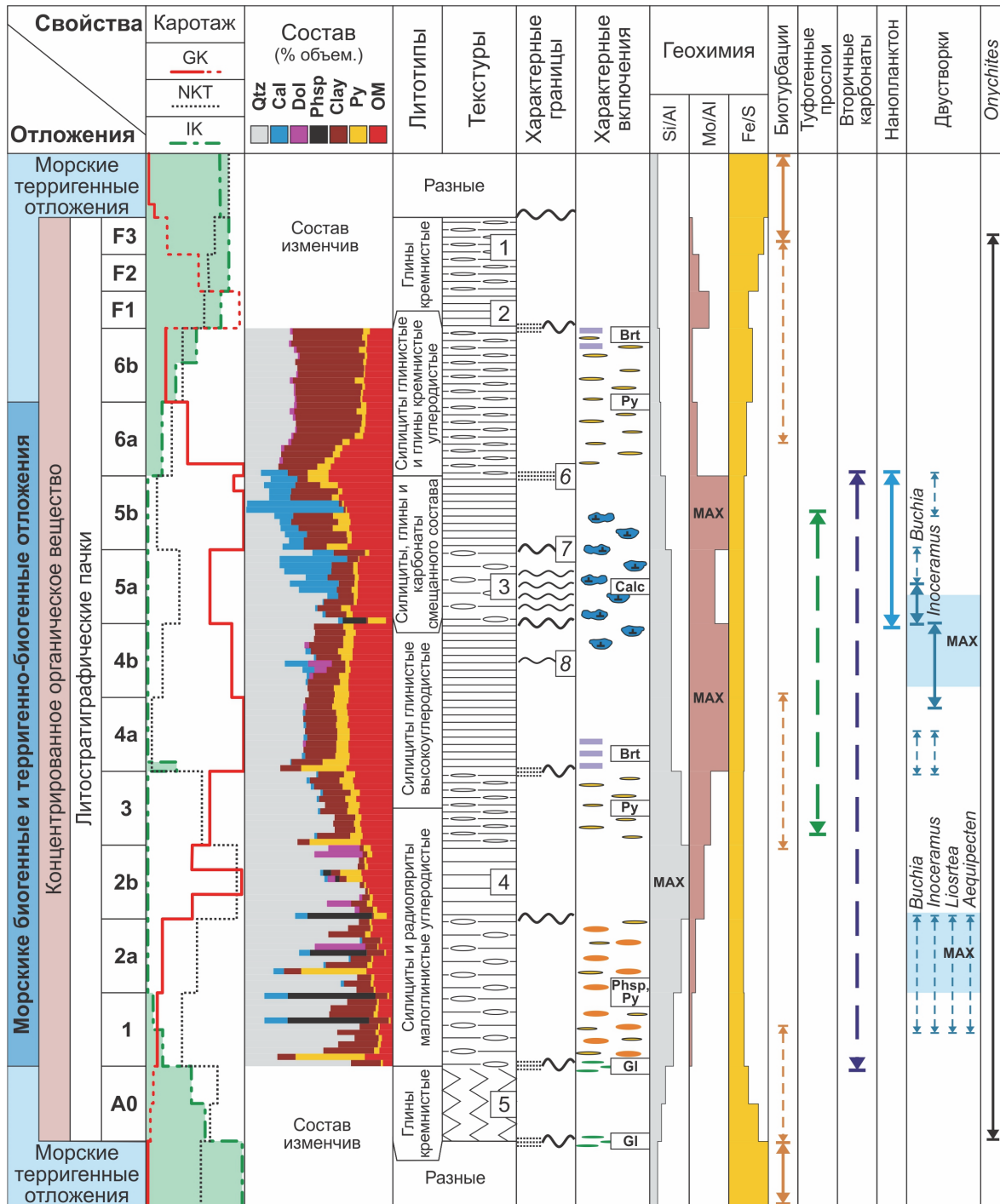


Рис.4. Выявленные принципиальные каротажные, литологические, геохимические и палеонтологические характеристики литостратиграфических пачек.

Цифрами указаны преобладающие текстуры (1-5): тонко-горизонтально-линзовидно-слоистые (1), тонко-горизонтальные, ламинарные (2), сочетание горизонтальной и линзовидной слоистости (3), средне- и толсто-горизонтально-слоистые (4), биотурбитовые (5); и характерные возможные границы (6-8): геохимические барьеры (6), ярко (7) и слабо (8) выраженные эрозионные поверхности;

Буквенные сокращения: включения барита (Brt), пиритовых линз (Py), известковых нодулей (Calc), фосфоритовых линз и конкреций (Phsp), глауконитовых скопления (Gl). Минеральный состав пород приведен для их вмещающей тонкодисперсной массы, без учета включений (конкреций, двустворок и пр.): Qtz – кварц и кремнезем, Cal – кальцит, Dol – доломит, Phsp – фосфорит, Clay – глины, Py – пирит, OM – органическое вещество. GK – гамма-метод, NKT – нейтронно-тепловой, IK – индукционный каротаж.

Стрелками показано частое (сплошная линия) и редкое / эпизодичное (пунктир) распространение. MAX – максимальное содержание.

ихтиодетритом (пачки 1 и 2b) линзовидными прослоями фосфоритов (пачки 1 и 2a), редкими двустворками (пачка 2a), линзовидным пиритом (пачки 1, 2a и 3). Пачки 4a и 4b сложены силицитами глинистыми (10-25 об.%) высокоуглеродистыми ( $C_{орг}$  10-30 масс.%), при этом в их тонкодисперсной массе практически отсутствует карбонат. Пачка 4a характеризуется однородностью состава и минимальным количеством включений, 4b – всегда насыщена раковинами иноцерамов. Вышележащие пачки 5a и 5b содержат непостоянное, но заметное количество нанопланктона, который здесь выполняет породообразующую функцию. Низы пачки 5a маркируются достаточно обильными раковинами бухий в низкокарбонатных отложениях, а выше по разрезу карбонатность нелинейно растет, вплоть до появления известняков. В этих пачках содержание глин, кальцита и кремневого материала непостоянно, при этом регулярно меняется преобладание одного из компонентов, что затрудняет классификацию этих пород [Коровина, 2005; Конторович и др., 2016; Немова и др., 2020]. Верхние пачки 6a и 6b – это существенно глинистый интервал с переходными (6b) по отношению к вышележащим отложениям свойствами. Для них характерно практически полное отсутствие карбонатного материала, преобладающая роль глин (40-60 об.%), при высоких концентрациях ОВ ( $C_{орг}$  5-30 масс.%).

Верхи черносланцевого разреза представлены верхнетутлеймской подсвитой, развитой на самом западе изученной территории (рис. 1) и ее стратиграфическим аналогом, развитым несколько восточнее – «битуминозными глинами» [Решения..., 2004] подошвенных слоев фроловской свиты. Эти подразделения являются крайне близкими фаціальными аналогами и не имеют латерального перехода, выраженного в веществе и фаунистических остатках [Панченко, 2020a,b], представлены относительно однородными глинами аргиллитоподобными низкокремнистыми углеродистыми ( $C_{орг}$  до 5%), мощностью до 25 м. В настоящей работе они подразделяются на три унифицированные пачки (снизу вверх): пачка F1 – глины аргиллитоподобные углеродистые черные пиритистые ламинарно-слоистые с многочисленным нектоном – наиболее радиоактивный и насыщенный пиритом интервал, вероятно, самый конденсированный в верхнетутлеймской подсвите / фроловской свите; пачка F2 – переслаивание глин черных углеродистых и темно-серых низкоуглеродистых, неравномерно насыщенных ихтиодетритом; в кровле F2 выделяется реперный интервал высококремнистых глин или силицитов глинистых; пачка F3 – глины аргиллитоподобные, темно-серые низкоуглеродистые, неотчетливо слоистые и часто комковатые, сыпучие, в отдельных прослоях насыщенные биотурбациями *Chondrites isp.*, *Pilichnus isp.* Таким образом, снизу вверх в пачках F1 – F3 наблюдается ступенчатое сокращение черносланцевых фаций и переход в сероцветные терригенные морские отложения.

### 3.3. МИНЕРАЛО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УРОВНИ

*Методы.* Для дополнительной детализации строения разреза применены литогеохимические подходы и методы хемотратиграфии, с использованием петрогенных элементов и элементов-примесей (без изотопии). Кроме того, преследовалась задача перейти на количественную оценку разреза и численно проанализировать изменения по площади глинистости, карбонатности, кремнёвости, сульфидности и некоторых других параметров, указывающих на условия среды седиментации, например, кислородный режим и морскую биопродуктивность. В этом

анализе применялись широко используемые геохимические отношения, а также авторские, выведенные с учетом специфики черносланцевых толщ (рис. 5).

В частности, для оценки интенсивности карбонатакопления и анализа типа карбонатов рассмотрены соотношения  $Ca$ ,  $Mg$  и  $Sr$  и их нормированные значения на элементы-индикаторы терригенной примеси ( $Al$ ,  $K$ ,  $Zr$ ,  $Ti$ ,  $Rb$ ) [Юдович, Кетрис, 1988, 2000; Складов и др., 2001; Маслов, 2005]. При этом учтено, что концентрирование  $Mg$  может быть связано как с карбонатным, так и с глинистым веществом (сметиты и смешаннослойные минералы) [Дорофеева и др., 1983; Фролов, 1993]. В изученном черносланцевом разрезе значительные превышения  $Si$  над  $Al$ , коррелируемые с пиками по  $Ca$ ,  $P$ ,  $S$ ,  $Mo$ , указывают на биогенный кремнезем (радиолярии) [Панченко, Куликов, 2020; Панченко и др., 2021; Leushina et al, 2021]. Концентрирование  $P$  чаще всего объясняется зоопланктоном или скоплениями костных остатков [Юдович, Кетрис, 2000; Юдович, 2010]. Элементы  $Mo$ ,  $Se$  и  $S$  захватываются ОВ [Дорофеева и др., 1983; Занин и др., 2011; Рихванов и др., 2015, 2019], при этом наиболее тесные связи наблюдаются между содержаниями ОВ,  $Mo$  и  $Se$ . Таким образом, соотношение пиковых содержаний  $P$  и  $Si$  может указывать на высокую биопродуктивность зоопланктона, взаимосвязанный рост концентраций  $S$  и  $Mo$  – на накопление сапропелевых биомасс. Флуктуации дефицита кислорода выявляются на интервалах с похожим поведением графиков  $Mo/Mn$  и  $S/(Rb+Zr)$  и повышенной сульфидностью ( $S/Fe$ ). Интенсивность терригенного привноса оценивалась по параметру  $(Al+K)/(Ca+Mg+Si)$ .

**Результаты.** Полученная вертикальная геохимическая и минерально-геохимическая зональность (рис. 5) позволяет детализировать расчленение пачек, с выделением еще более дробных единиц разреза. Выделяется до 20 минералого-геохимических интервалов, что повышает надежность сопоставления разрезов по скважинам на изученной территории. Кроме того, геохимические результаты использованы для анализа изменчивости состава пород в пачках по площади.

#### ГЛАВА 4. ПРОСЛОИ ТУФОВ И ТУФФИТОВ

В изученных черносланцевых отложениях отмечаются тонкие (<1 мм – 2 см) прослои туфогенного вещества, представленных туфами и туффитами, которые изучаются уже несколько лет [Панченко и др., 2013, 2015a,b, 2016, 2021, 2022; Булатов и др., 2017; Бумагина и др., 2018; Шалдыбин и др., 2018; Кондрашова, 2020, 2021]. В этих прослоях наблюдается тонкая фракция (0,04 – 0,1 мм) вулканокластического материала дальнего (субглобального, т.е. более 1 тыс. км) атмосферного переноса, и в целом они характеризуются близкими геохимическими и петрографическими свойствами и по составу отвечают измененным кристалло-витрокластическим пепловым туфам / туффитам (рис. 6) андезибазальтового состава [Панченко и др., 2021]. Природа таких прослоев связывается с осаждением и захоронением вулканического пепла в обширном эпиконтинентальном море в эпизоды благоприятствующих факторов: 1) крайне низких скоростей седиментации, 2) слабой гидродинамической активности и 3) при отсутствии биотурбации [Панченко и др., 2022]. Несмотря на крайне малую мощность, они систематически отмечаются в керне на определенных стратиграфических уровнях: в пачках баженовской свиты / нижнетутлеймской подсвиты 3, 4a, 4b, 5a и в пачке F1 фроловской свиты / верхнетутлеймской подсвиты, т.е. в самых конденсированных и углеродистых

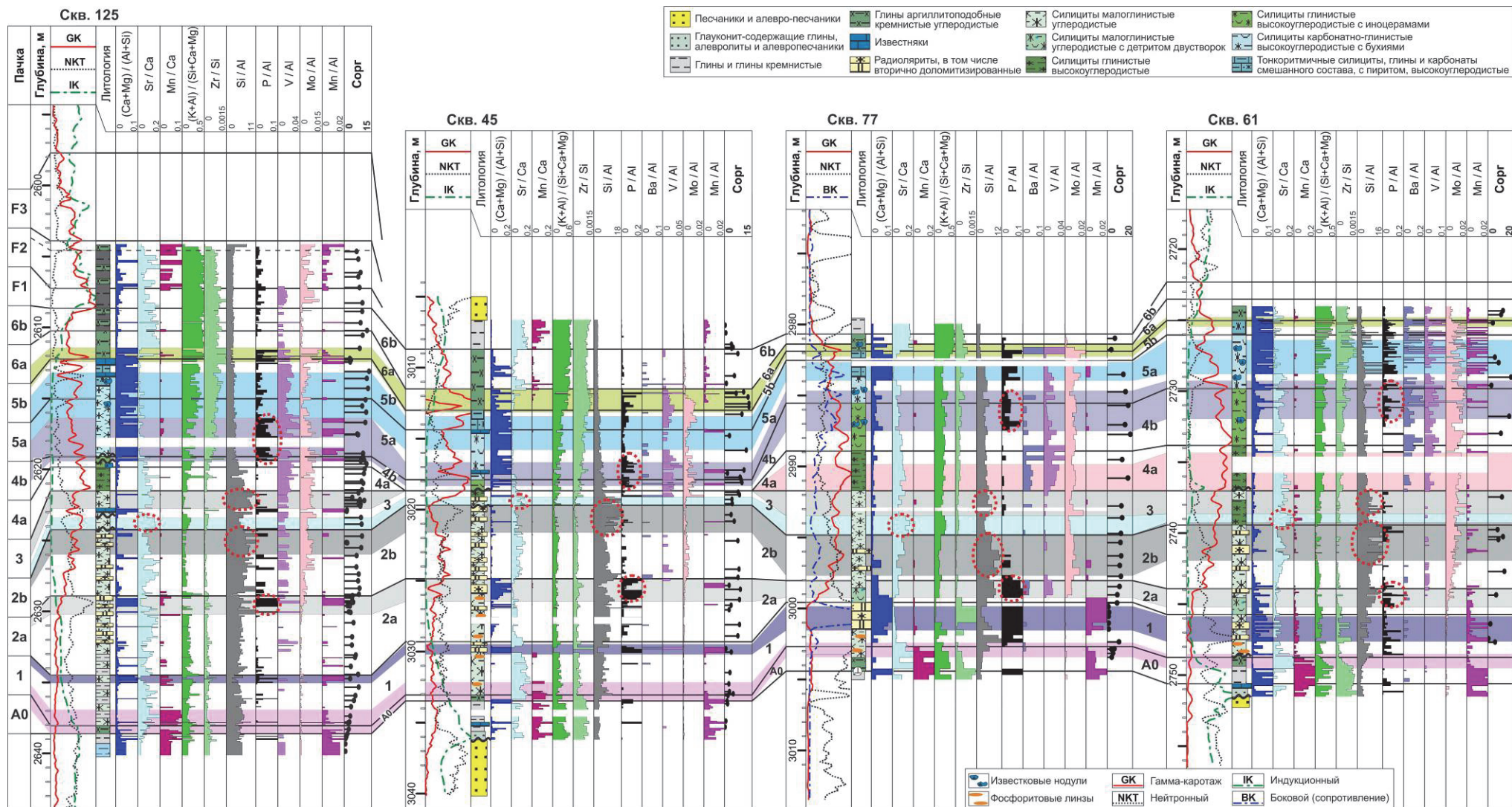


Рис. 5. Результат детального расчленения на пачки и более дробные интервалы по геохимическим данным. Линия сопоставления скважин 125 – 45 – 77 – 61 (см. рис.1).

интервалах черносланцевой толщи. Некоторые из таких прослоев прослеживаются на огромной территории (более 700 тыс. км<sup>2</sup>, рис. 7, 8), что позволяет их использовать в качестве изохронных уровней [Панченко и др., 2022].

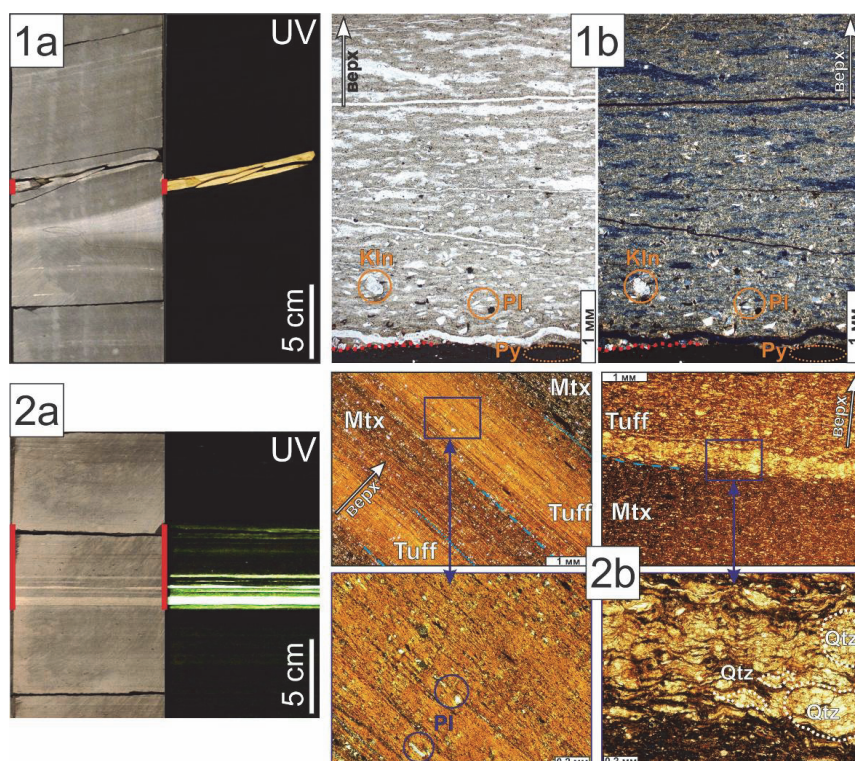


Рис. 6. Туфы (1) и туффиты (2): вид в керне (а) и шлифах (б).  
Mtx – вмещающая осадочная порода, Tuff – туфогенное вещество.

*Методы.* Туфы и туффиты чётко устанавливаются благодаря резким границам и контрастным по отношению к вмещающим породам окраске и минеральному составу, также им часто присуща аномально яркая люминесценция в УФ в желтых и оранжевых тонах. Систематизация накопленного за 2012 – 2022 гг. фактического материала о дистальных туфах и туффитах [Панченко и др., 2022] позволила установить четкие признаки их строения, люминесценции и состава. Всего выявлено 12 стратиграфических уровней с наличием пироклаستيку. Возраст этих уровней обоснован совокупностью био-стратиграфических и литостратиграфических методов. Наиболее хорошо опознаваемый туфовый уровень UB1 получил надежную датировку высокоточным методом CA-ID-TIMS по циркону (U-Pb метод) по представительному материалу из трех скважин [Rogov et al., 2023]. Для удобства в практическом применении некоторые последовательности близрасположенных и схожих по составу и строению туфогенных прослоев были объединены в единые тефростратиграфические уровни.

*Результаты.* Выделено восемь субрегиональных пирокластических уровней, прослеживаемых по всей центральной части Западно-Сибирского бассейна [Панченко и др., 2022]. Нижние 4 уровня – LB1, LB2, UB0, UB1 – отмечены в средневожском региоподъярсе, вышележащие 3 уровня – UB2, UB3, UB4 – в рязанском региоярсе и 1 уровень – LF1 – в нижневаланжинском подъярсе.

Детально проанализирован микроэлементный состав туфогенного вещества в прослоях. Геохимия туфогенного вещества соответствует надсубдукционной геодинамической обстановке и указывает на постоянство вулканогенного источника в период от средневожского до ранневаланжинского времени. По результатам картирования 1) геохимического состава и 2) изменений количества и размеров кристаллокластов в едином прослое туфов обнаружена латеральная зональность. По

направлению этой зональности реконструировано ЮЗ-СВ направление переноса пеплов господствующими ветрами. В качестве наиболее вероятного источника пеплов предполагается Закавказье [Панченко и др., 2021]. Выявлено обогащение РЗЭ в направлении от более древних туфогенных прослоев – к молодым, что может связываться с эволюцией геодинамической системы. По комбинации соотношений  $Gd/Yb$ ,  $Ho/Yb$ ,  $Yb/Lu$ ,  $Zr/Hf$ ,  $Nd/Sm$  выработаны отличительные геохимические признаки субрегиональных пирокластических уровней [Панченко и др., 2022].

Полученные результаты используются как тефростратиграфическая основа и хроностратиграфический каркас для пограничного юрско-мелового интервала.

## ГЛАВА 5. ЭРОЗИОННЫЕ ГРАНИЦЫ И ГИАТУСЫ

При детальном сопоставлении результатов седиментологии, биостратиграфии и геофизического каротажа в десятках скважин выявлены и на значительном удалении (десятки км) прослежены поверхности размывов, которым соответствуют различные по продолжительности перерывы. Выраженность эрозионных границ и увеличение объема гиатуса растут в направлении от поднятий (своды и мегавпадины, развивающиеся унаследовано от структур фундамента до раннего мела) к впадинам, достигая наибольшей интенсивности у подножий крупных склонов. Таким образом, можно судить о процессах размыва и перемыва именно в подводных условиях, при этом, очевидно, что контролировались они особенностями донного рельефа. Согласно структуре зерен и интерпретации текстур, в этих процессах участвовали низкоскоростные (до 15 см/с) донные течения. Перераспределению и ненакоплению подвергались наиболее тонкие фракции осадка, главным образом, пелитоморфные и мелкоалевритовые. В такой зоне вымывания оставались наиболее крупнозернистые компоненты – в зависимости от энергии течения в осадке концентрировались радиолярии (0,05 – 0,1 мм), рыбы косточки (первые мм) и кости (1 см и более), вплоть до костей морских рептилий, кроме того, формировались фосфоритовые оолиты (рис. 10). В то же время пелитоморфная фракция осадка: 1) осаждалась ограниченно, 2) не осаждалась, 3) не осаждалась и вымывалась из ранее накопленных, но еще не уплотненных илов. Результирующий продукт перемыва, в конечном счете, представлял собой осадок, практически лишенный тонкой и пелитоморфной примеси и состоящий из сравнительно крупных (0,1 – 10 мм) биогенных фрагментов и фосфатных оолитов (рис. 10). Соответствующая ему порода нередко обладает высокими значениями фильтрационно-емкостных свойств ( $K_f$  до 15%,  $K_{пр}$  до 1 мД и выше), что указывает на высокий коллекторский потенциал (рис. 10i-l), но чаще пустотность полностью залечивалась в диагенезе карбонатами и пиритом (рис. 10d-f, h). В некоторых случаях результирующая порода сложена перекристаллизованной радиоляриевой массой, насыщенной рыбьими косточками (рис. 10i-l), то есть представляет собой разновидность радиоляритов, среди которых известен весьма перспективный тип коллектора [Немова, Панченко, 2017].

Описанный механизм соответствует современным представлениям о биогенных контуритовых фациях [Stow et al., 2002]. В процессе образования контуритов происходили перераспределения осадочного вещества в условиях палеосклона крупных и локальных впадин, что приводило к размыву осадка в одних частях склона и нанесу контуритовых тел – «дрифтов» – в других (рис. 11). Например, в пределах Вынглорской котловины Фроловской мегавпадины на этапе формирования пачки 4а

происходило ненакопление и перемыв ранее сформировавшегося осадка, с выносом вещества в сопряженные аккомодационные пространства (рис. 12). По склону Верхнеяминского вала перемыв осадочного вещества был более длительным – на протяжении периода формирования пачек 4а, 4б и 5а, что привело к значительному сокращению мощности разреза на данной территории, в том числе, за счет локального перемыва нижележащих пачек 3 и 2б. Искажение мощности на некомпенсированном участке седиментации позже восполнялось последующими отложениями при увеличении темпов седиментации (рис. 11, 12).

Участки эрозионного размыва находят отражение на гамма-каротаже, т.к. скопления рыбьих костей дают аномально высокие показатели радиоактивности, а также на индукционных методах, за счет часто сопутствующей пиритизации перемытого осадка, которая дает прирост электрической проводимости. Эти сведения иногда позволяют интерпретировать эрозионные поверхности в скважинах без керна.

В черносланцевых разрезах из областей с длительным влиянием эрозионных процессов могут отсутствовать отдельные пачки и маркирующие горизонты, что затрудняет детальное сопоставление скважин. При этом распознавание гиатусов затруднительно без детального изучения керна и биостратиграфии.

Таким образом, полученные данные о гиатусах и их природе позволяют более достоверно производить детальные корреляции сложноизменчивого черносланцевого разреза и реконструировать некоторые седиментационные обстановки. Процессы размыва и перераспределения осадка формировали предпосылки для образования УВ коллекторов, поэтому области размывов служат важным поисковым признаком нефтеносности в черносланцевой толще.

## ГЛАВА 6. СОБЫТИЙНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ УРОВНИ В ТОЛЩЕ ВЕРХНЕЮРСКО-НИЖНЕМЕЛОВЫХ ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ

*Методика.* При реконструкции геологических условий выделены события, которые классифицированы на гидрологические, литолого-геохимические, биотические и вулканические. Событиям присвоены краткие индексы: HE – гидрологические (от Hydrological Event), LGE – литолого-геохимические (Litho-Geochemical), BE – биособытия (Biotic), вулканические проиндексированы исходя из стратиграфического положения (см. главу 4). С учетом размеров территории (рис. 1), на которой прослеживаются эти события (рис. 7, 8), их следует относить к рангу региональных [Дополнения..., 2000; Корень и др., 2000].

*Результаты.* Ниже перечислены (снизу вверх) маркирующие горизонты верхнеюрско-нижнемелового черносланцевого разреза с краткой событийной интерпретацией (рис.8).

1. Глауконититы и желваковидные фосфориты трансгрессивной пачки (событие HE1) – барабинской и ее аналога в абалакской свите. Маркируют быстрый подъем уровня моря и предшествуют черносланцевой седиментации. J<sub>3</sub>o<sub>3</sub>-km.

2. Подошва биотурбитовых черносланцевых отложений в георгиевской свите и кровельной части абалакской (LGE1) и уровень сокращения биоразнообразия (BE1), начало доминирования высокотолерантных форм в бентосе (лингулиды, *Chondrites*, *Pilichnus*), J<sub>3</sub>km-v<sub>1</sub>.

3. Глауконититы с редкими фосфоритами (HE2) в маломощной трансгрессивной пачке, выраженной на подводных поднятиях в подошве пачки 1 или 2а (в зависимости от диахронности). J<sub>3</sub>v<sub>1</sub>-v<sub>2</sub>.

4. Уровень исчезновения биотурбаций, инситного бентоса и начало преобладания нектонных фоссилий (BE2); скачек содержания  $C_{org}$ ,  $Mo$ , переход на биогенный режим седиментации в пелагической части эпиконтинентального бассейна (LGE2),  $J_3v_1-v_2$ .

5. Интервал развития линзовидных бурых фосфоритов (LGE3), пачки 1 и 2а,  $J_3v_2$ , зоны *P. iatriensis* – *D. maximus*.

6. Уровень развития параавтохтонной эпифауны двустворок (BE3), пограничный интервал пачек 1 и 2а,  $J_3v_2$ , зоны *P. iatriensis* – *D. maximus*.

7. Эрозионная граница трансгрессивной природы (HE3, подошва пачки 2b), динамичный подъем уровня моря.  $J_3v_2$ , пограничный интервал зон *D. maximus* – *L. groenlandicus*.

8. Уровень максимального кремненакопления (LGE4), на фоне вспышки биопродуктивности радиоляриевых сообществ (BE4) и роста гидродинамической активности (HE4); минимум осаждения пелитовой фракции. Пачка 2b,  $J_3v_2$ , зона *L. groenlandicus*.

9. Начало высокоуглеродистой седиментации (LGE5), снижение скорости осадконакопления (подошва пачки 3, зона *L. groenlandicus*, средневожжский подъярус) вместе с расширением процессов глинистой седиментации на фоне достижения значительных глубин моря и развития гидродинамически спокойных придонных участков морского бассейна (HE5).  $J_3v_2$ , *L. groenlandicus* – *E. vogulicus*.

10. Интервал развития градационно-слоистых туффитов субрегионального пирокластического уровня LB1.  $J_3v_2$ , зоны *L. groenlandicus* – *E. vogulicus*.

11. Линзовидные и градационно-слоистые туффиты субрегионального пирокластического уровня LB2.  $J_3v_2$ , *L. groenlandicus* – *P. exoticus*.

12. Поверхность максимального затопления (mfs, подошва пачки 4а) и достижение минимальных скоростей седиментации (HE6); геохимический барьер на границе пород контрастно разного состава (LGE6).  $J_3v_2$ , зона *P. exoticus*.

13. Прослой дистальных пепловых туфов и туффитов субрегионального пирокластического уровня UB0.  $J_3v_2$ , зона *P. exoticus*.

14. Наиболее мощный прослой туфов с дистальной пепловой пирокластикой – уровень UB1,  $J_3v_2$ , зона *P. exoticus* вблизи ее кровли.

15. Массовое развитие монородовых иноцерамовых сообществ (BE5) на всей территории, пограничный интервал пачек 4а-4b.  $J_3v_3$  –  $K_{1rz}$  (до зоны *N. kochi*).

16. Прослой пепловых туфов уровня UB2,  $K_{1rz}$  зона *P. maunsi*.

17. Эрозионная граница трансгрессивной природы (HE7, подошва пачки 5а).  $K_{1rz}$ , *N. kochi*.

18. Региональная литолого-геохимическая (LGE7) и биотическая (BE6) перестройка: подошва тонкоритмичных пород с кокколитофоридами и кальцисферами, резкое сокращение иноцерам, массовое появление бухий; активизация донных течений (HE8). Подошвенные слои пачки 5а,  $K_{1rz}$ , *N. kochi*.

19. Прослой пепловых туфов уровня UB3.  $K_{1rz}$ , зона *N. kochi*.

20. Прослой пепловых туфов уровня UB4. Пограничный интервал  $K_{1rz-v_1}$ .

21. Подошва пачки 5b – граница секвенций и начало регрессивного этапа (HE9), точка роста объемов глинистой седиментации (LGE8) и угнетения радиоляриевых сообществ и нанопланктона (BE7).

22. Геохимический барьер на границе пачек 5b и 6а, сокращение объемов биогенной седиментации (LGE9),  $K_{1v}$ , зона *N. klimovskensis*.

23. Геохимический барьер в кровле баженовских / нижнетутлеймских отложений и начало терригенной седиментации (LGE10), в зависимости от диахронности от пачки 4b до 6b включительно, от  $K_{1rz}$  *N. kochi* до  $K_{1v_1}$  *N. klimovskensis*.

24. Прослой туфов субрегионального пирокластического уровня LF1, пачка F1,  $K_{1v}$ , зона *N. klimovskensis*.



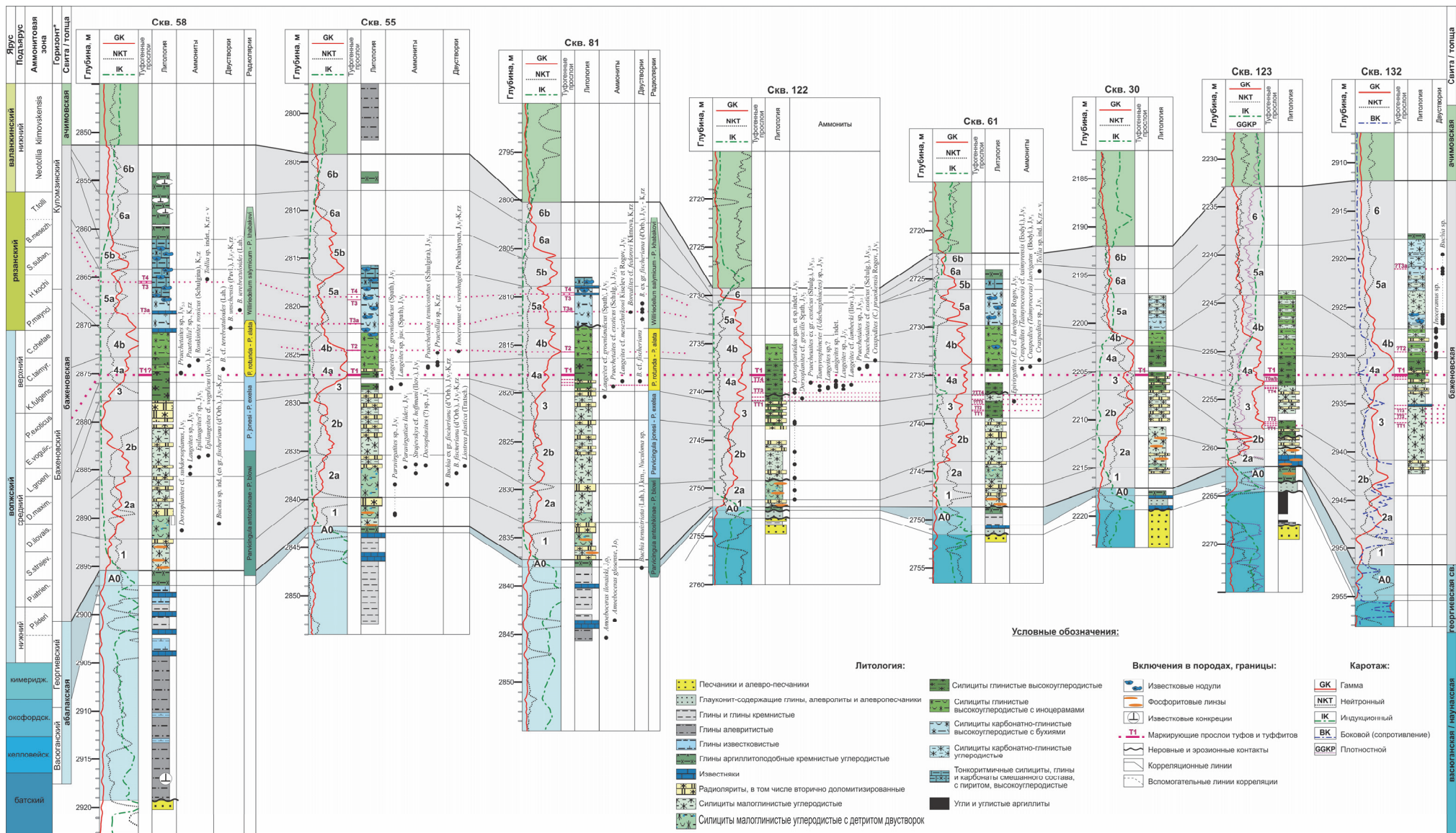


Рис. 7. Результаты расчленения и сопоставления скважин по линии 1' – 1'' (см. рис. 1), полученные на основе результатов изучения литологии, макрофауны, биостратиграфии и каротажа, с учетом положения туфогенных прослоев и эрозионных границ.

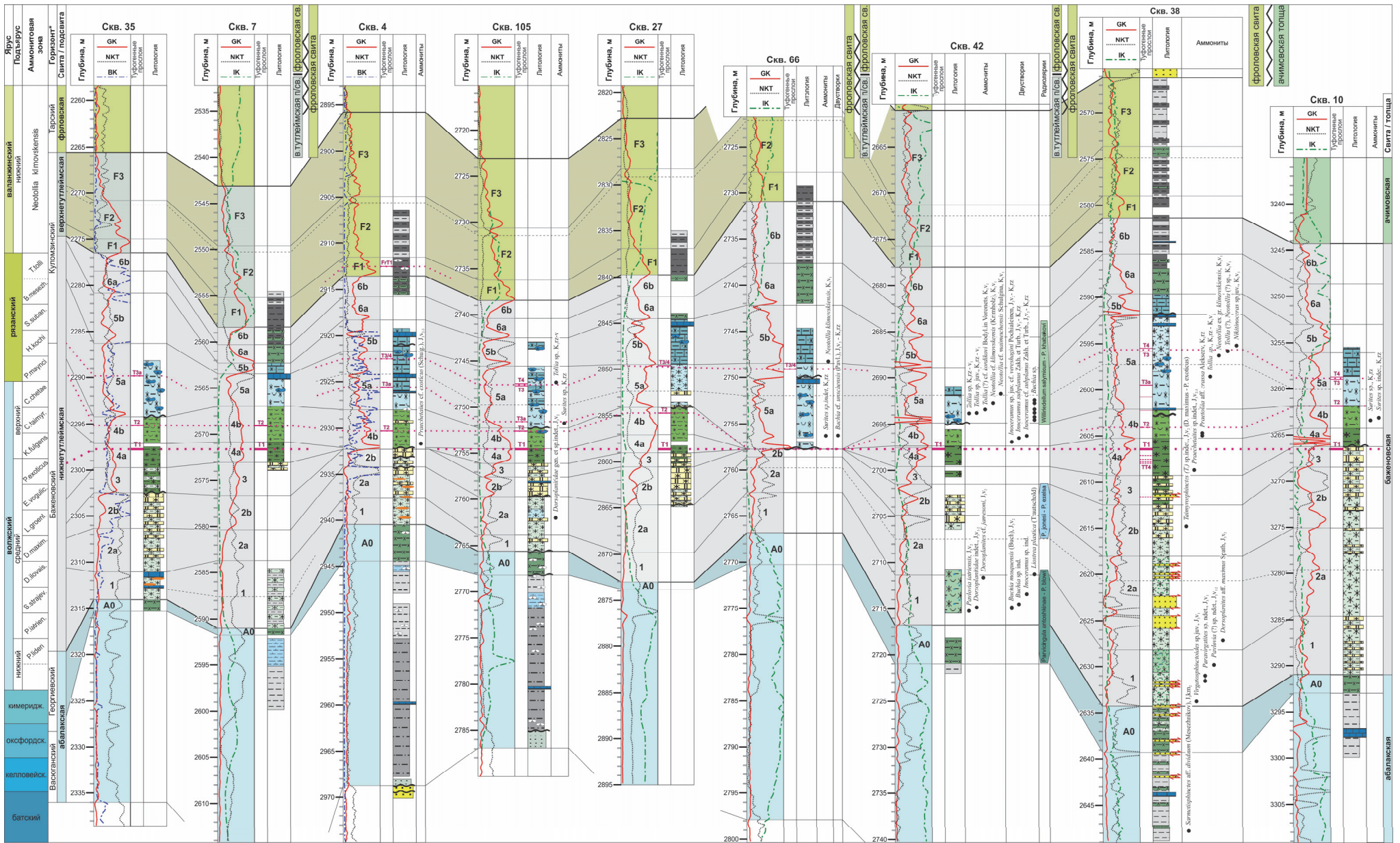
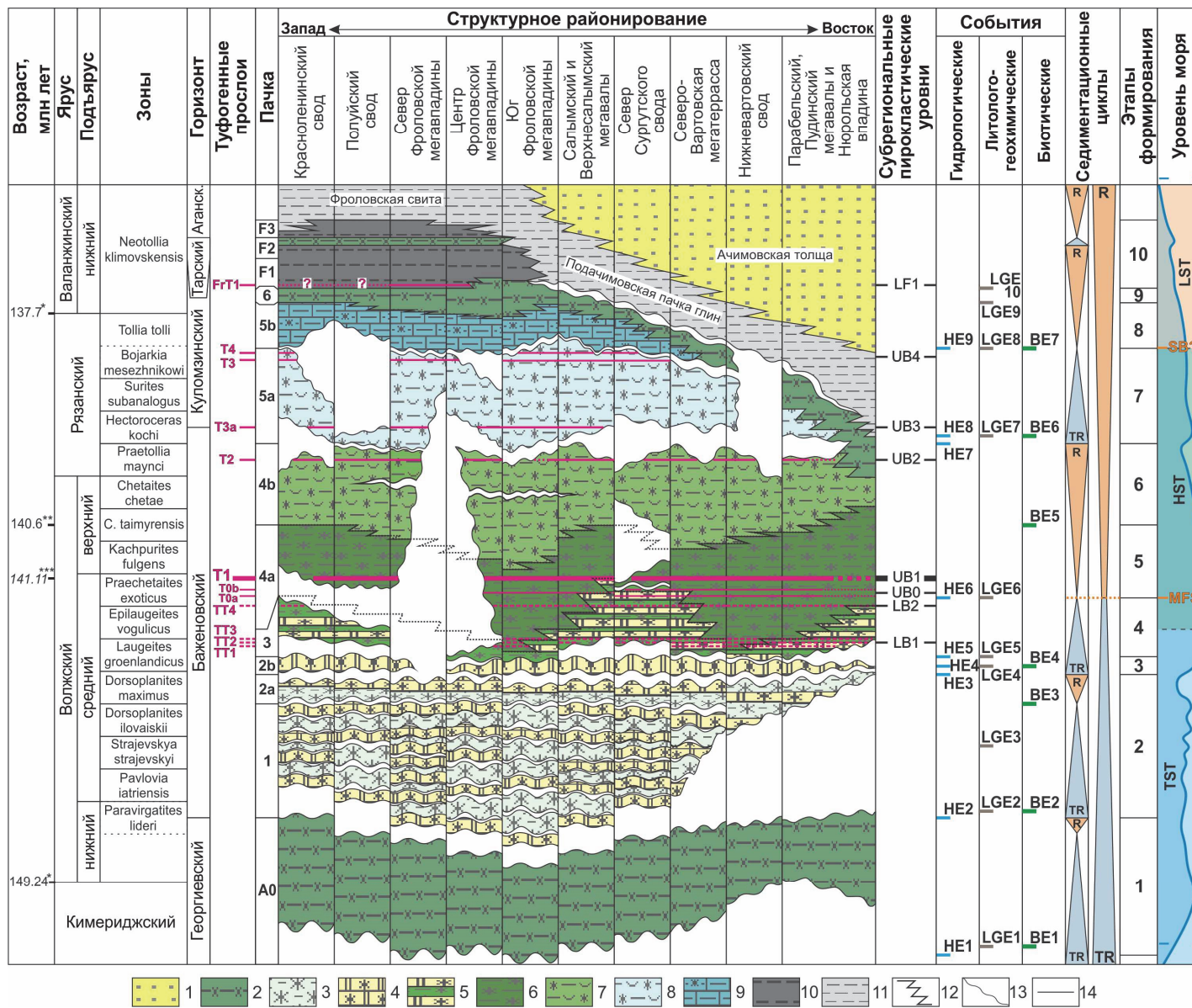


Рис. 8. Результаты расчленения и сопоставления скважин по линии 2' – 2'' (см. рис. 1).



**Условные обозначения:**

TR – трансгрессивный, R – регрессивный цикл;  
 MFS – поверхность максимального морского затопления, SB – положение секвенной границы;  
 TST – трансгрессивный тракт уровня моря, HST – тракт высокого стояния, LST – тракт низкого стояния уровня моря.

**Цифрами обозначены:**

1 – терригенная толща чередования алевролитов, песчаников и глин, 2 – глины аргиллитоподобные кремнистые и кремневые, низкоуглеродистые; 3 – силициты углеродистые низкоглинистые; 4 – радиоляриты и силициты низкоглинистые, их переслаивания; 5 – силициты глинистые высокоуглеродистые с тонкими прослойками радиоляритов и силицитов низкоглинистых; 6-7: силициты глинистые высокоуглеродистые однородные (6) и с многочисленными иноцерамами (7); 8 – силициты низкоглинистые и глинистые, углеродистые и высокоуглеродистые с раковинами бухий и нанопланктоном; 9 – тонкоритмичные кремнистые тонкодисперсные породы глинисто-карбонатные и карбонатно-глинистые, пиритистые, высокоуглеродистые с нанопланктоном; 10 – глины аргиллитоподобные темноцветные неоднородно кремнистые; 11 – глины сероцветные алевролитистые; 12-14 – границы: 12 – фациальное замещение, 13 – эрозионная поверхность, 14 – согласная граница.

**Возраст приведен по:**

- \* - [Geologic Time Scale, 2020],
- \*\* - [Lena et al., 2019],
- \*\*\* - [Rogov et al., 2023]

Рис. 9. Хроностратиграфический профиль, события и этапы формирования верхнеюрско-нижнемеловых черносланцевых отложений Западно-Сибирского бассейна.

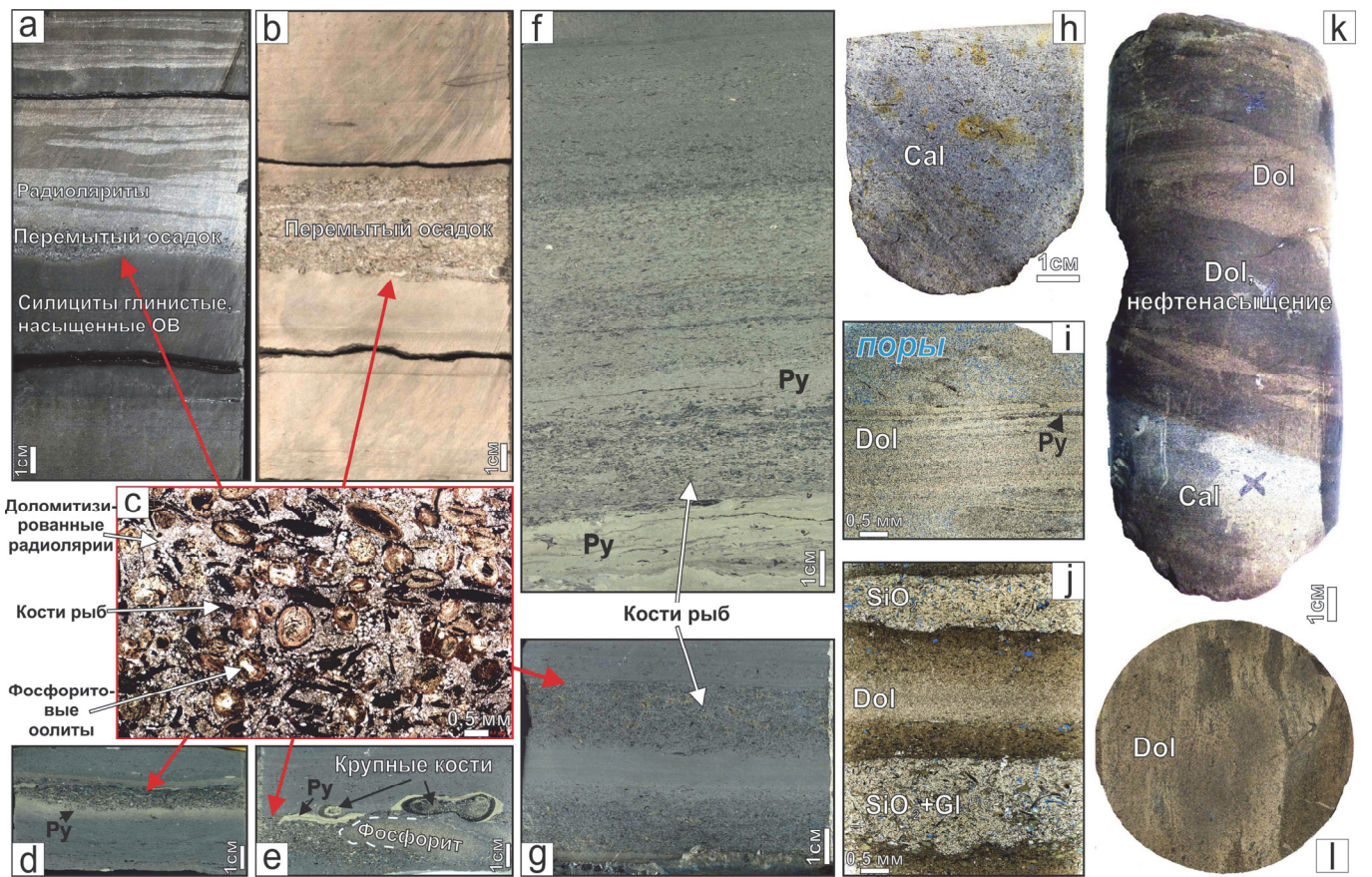


Рис. 10. Общий вид в керне (a, b, d-h, k, l) и шлифах (c, i, j) эрозионных поверхностей (a-g) и отложений, подверженных перемыву в зоне действия донных течений (h-i).

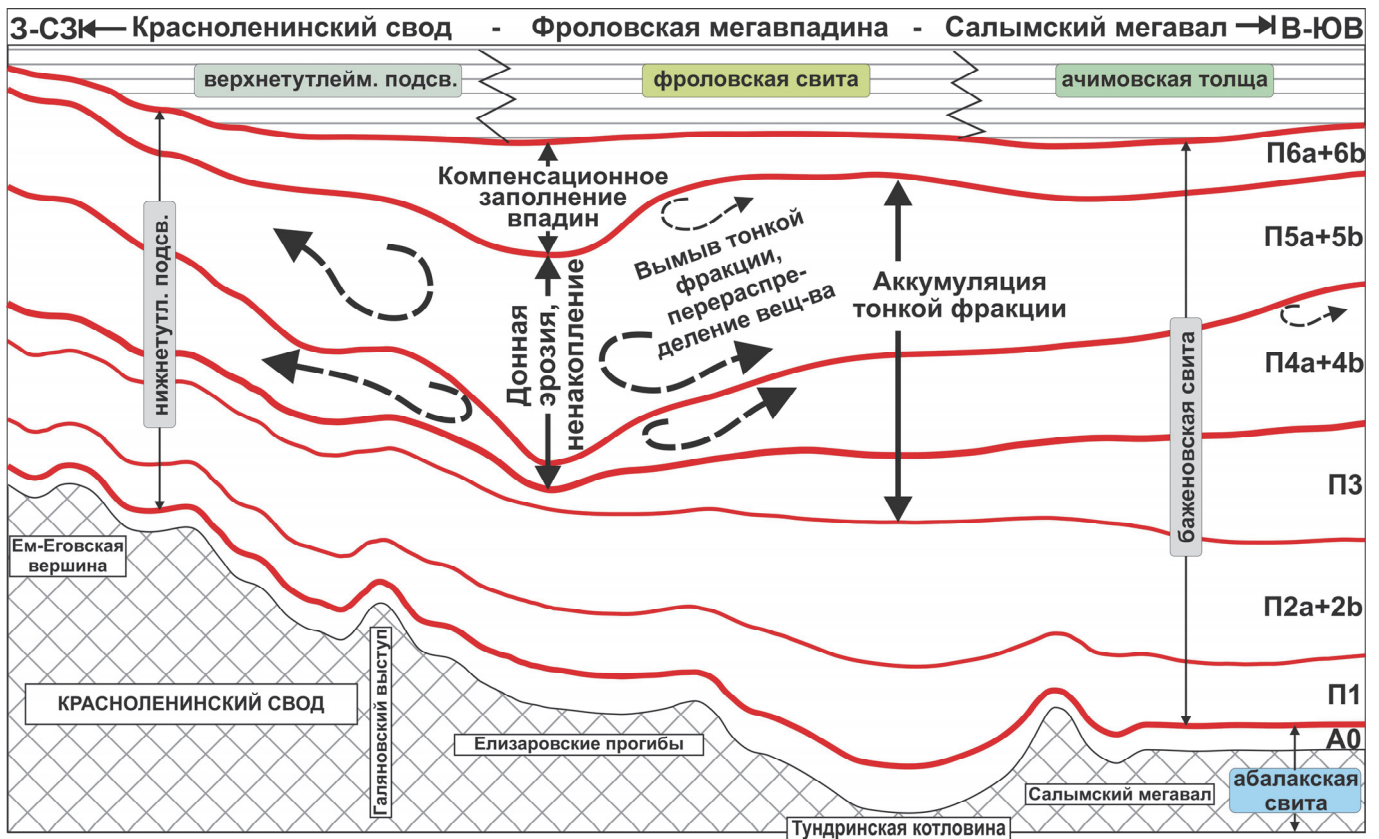


Рис. 11. Схема формирования перемытого осадка и контуритовых наносов в процессе донной эрозии на склоне Фроловской мегавпадины.

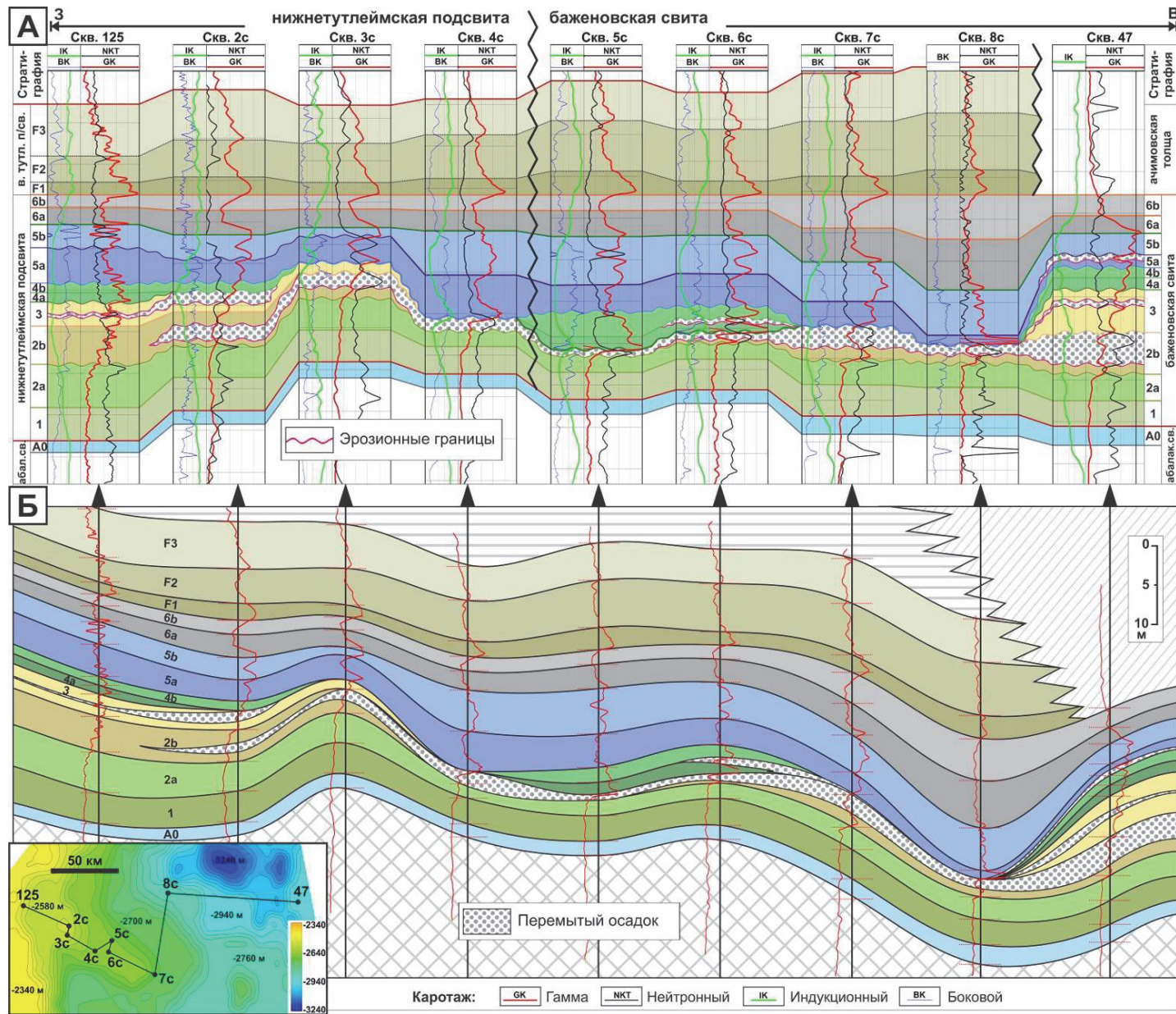


Рис. 12. Участок разреза с донной эрозией и перераспределением материала.

А – корреляция по каротажу (с учетом керна), Б – разрез согласно структурной поверхности по кровле пачки

## ГЛАВА 7. ЭТАПЫ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЗДНЕЮРСКО-РАННЕМЕЛОВОЙ ЧЕРНОСЛАНЦЕВОЙ ТОЛЩИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Установленные события (глава 6) отражают ключевые перестройки в осадочном бассейне, которые сопровождались изменением состава, текстурно-структурных особенностей и скорости поступления осадочного материала, что позволяет наметить в истории формирования черносланцевой толщи 10 основных этапов развития.

Этап 1 ( $J_3km-J_3v_1$ , рис. 13) запечатлен в пачке А0, условия седиментации которой маркируют очередной подъем уровня моря в ходе обширной трансгрессии, начавшейся еще в позднем бате. Происходит существенное увеличение площади водного зеркала, в центральной части бассейна формируются глубокие впадины. Возникшие перестройки аккомодационного пространства обеспечили благоприятные условия для концентрирования ОВ в осадке пелагической области. Процесс окисления ОВ вызвал дефицит кислорода в водной толще, что сказалось на сокращении морского биоразнообразия. Прежде всего, угнетение испытали бентосные формы, среди которых господствовали наиболее устойчивые формы брахиопод (лингулярии и дисциниды) и илоедов (следы *Chondrites isp.*, *Pilichnus isp.*).

Этап 2 ( $J_3v_1-J_3v_2$  D.maximus, рис. 13) – время формирования пачек 1 и 2а, становление высокоуглеродистой биогенной седиментации. Преобладают застойные условия с накоплением горизонтально-слоистых осадков, насыщенных ОВ, S, Fe, Se и лишенных бентоса, которые нарушаются эпизодами перемешивания водных масс течениями и штормами, привносящих кислород в придонные воды. В такие эпизоды формируются линзовидные текстуры, фосфориты, происходит заселение дна лингулами и агглютинирующими фораминиферами. В пелагической области обособливаются подводные выступы, на которых развивается специфический комплекс эпифауны двустворок *Buchia* и *Inoceramus*, в самых «комфортных» областях с ними ассоциируют устрицы *Liostrea*, маркирующие периоды достаточной аэрации наддонных вод. В местах с наиболее выраженным глинистым привносом устрицы уступают место *Aequipecten*. Вместе с инситными бентосными формами ассоциируют переотложенные.

Этап 3 ( $J_3v_2$  D. maximus - L. groenlandicus, рис. 13) – накопление пачки 2b. Начинается с интенсивного подъема уровня моря с размывом нижележащих отложений. Достигается максимумом биогенного кремненакопления при самых низких поступлениях глинистого вещества. Характерно интенсивное концентрирование ОВ и связанных с ним C, S, U, Mo, V и полиметаллов вплоть до аномально высоких содержаний. Развитие больших глубин и обилие поступающих масс ОВ вызывают устойчивый дефицит кислорода в осадке и наддонных водах, выраженный в дефиците Mn и P ( $Mo/Mn$ ,  $P/Al$ ), росте сульфидности. В пелагической области бентосные формы угнетены, доминируют рыбы и головоногие, а радиоляриевые сообщества достигают максимума биопродуктивности. Радиоляриевые илы формировались сравнительно быстро, поэтому не подвергались «разбавлению» терригенной примесью. Соответствующие отложения плащеобразно покрывают практически всю центральную область морского бассейна, скрывая под собой многие мелкие острова, ранее не затопленные морем (выступы фундамента).

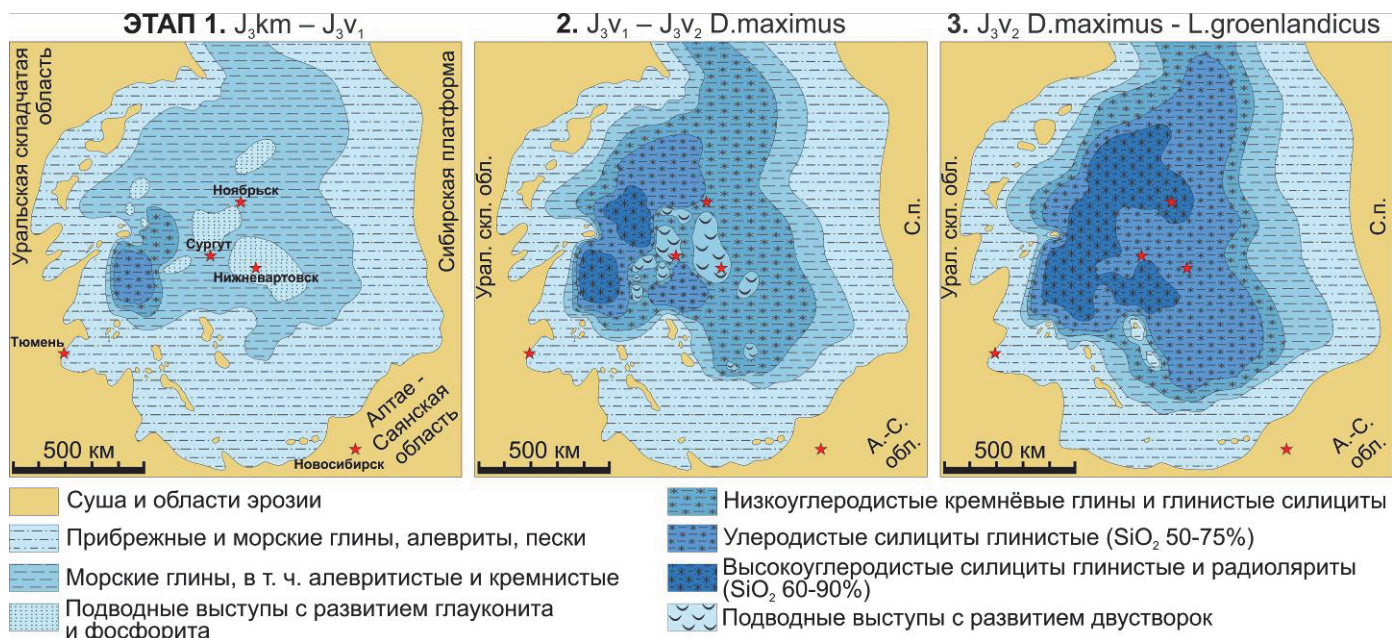


Рис. 13. Фациально-палеогеографические схемы для этапов развития 1, 2 и 3.

Этап 4 ( $J_3 v_2$  L. groenlandicus – E. vogulicus, рис. 14) маркируется пачкой 3. Продолжается подъем уровня моря, существенно увеличиваются его площадь и глубина. Изменения геометрии и объема бассейна приводят к преобладанию застойных придонных участков с низкой подвижностью водных масс. Происходит перестройка радиоляриевых сообществ, снижается их биопродуктивность. Возрастают объемы осаднения пелита, ОВ и других тонких частиц (в том числе, дистальной пирокластики – см. главу 4), при этом общая скорость седиментации – биогенной и терригенной – падает. В осадке усиливается процесс концентрирования *Mo*, *V*, *Ni*, *Cu*, *Zn*, *Fe*, *S* и др. элементов. В наиболее глубоких впадинах устанавливаются донные течения (см. главу 5).

Этап 5 ( $J_3 v_2$  E. vogulicus –  $Jv_3$  C. taimyrensis, рис. 14) соответствует пачке 4а. Достигаются критически низкие скорости осадконакопления и максимальные количества захороненного ОВ по разрезу ( $C_{орг}$  до 20-30%). Помимо этого, концентрируются аномальные содержания *Mo*, *V*, *Ni*, *Cu*, *Zn*, *Fe*, *S*, *Ba*. Этап отвечает началу тракта высокого стояния уровня моря. Черносланцевая седиментация охватывает наибольшую площадь бассейна, смещаясь в периферийные зоны. Кроме того, море перекрывает наиболее высокие палеоострова, не затопленные до этого. Сгенерированные на данном этапе объемы морской органики сформировали основной УВ потенциал черносланцевой толщи.

Этап 6 ( $Jv_3$  C. taimyrensis –  $K_1 rz$  P. maunsi, рис. 14) обособлен по иноцерамовым инзитным скоплениям в высокоуглеродистых глинисто-силицитовых отложениях пачки 4б. Этот субрегионально прослеживаемый интервал, вероятнее всего, связан с экологическими особенностями условий обитания данной группы. Основные лито-геохимические параметры мало отличаются от пачки 4а, однако отмечается спорадический рост содержаний *P* и *Mn*, что может указывать на периодическую подвижность придонных водных масс. Рост снизу вверх количества двустворок и глинистости интерпретируется как плавное уменьшение площади водного зеркала и глубины бассейна, с приближением источников терригенного сноса.

Этап 7 ( $K_1 rz$  H. kochi – S. Subanalogus, рис. 15) соответствует времени накопления пачки 5а, характеризуется наиболее яркой перестройкой черносланцевого

бассейна. Подошве пачке отвечает новый трансгрессивный цикл, выраженный эрозионной поверхностью. В формировании осадка значимую роль начинает играть фитопланктон кокколитофорид, появляются известковые диноцисты. Накапливаются тонкоритмичные пелагиты с чередованием слоев, в разной мере обогащенных ОВ, пиритом и нанопланктоном. Аккумулируются высокие концентрации ОВ и биофильных элементов (*Mo*, *S*, *Ni*, *Cu*, *Zn*, *V*). Колебания содержаний *P* вместе с параметрами *Mn/Ca*, *Mn/Al* и *Mo/Mn* указывают на периодическую подвижность придонных водных масс и неустойчивость дефицита кислорода. На данном этапе активно проявлены донные течения, перераспределяющие ранее накопленный материал нижележащих пачек, что вызывает существенные перестройки аккомодационных пространств и корректировку донного рельефа.

4.  $J_3v_2$  *L.groenlandicus* - *E.vogulicus*    5.  $J_3v_2$  *E.vogulicus* -  $J_3v_3$  *C.taimyrensis*    6.  $J_3v_3$  *C.taimyrensis* -  $K_1rz$  *P.maynci*

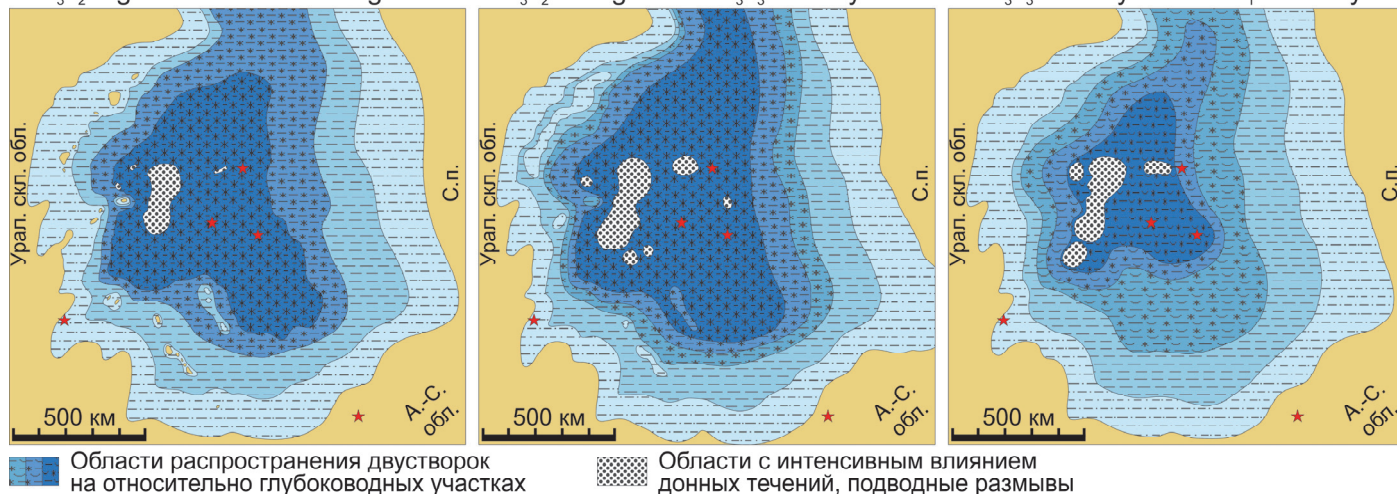


Рис. 14. Фациально-палеогеографические схемы для этапов развития 4, 5 и 6. Другие условные обозначения см. на рис. 13.

Этап 8 ( $K_1rz$  *V. mesezhnikowi* -  $K_1v_1$  *N. klimovskensis*, рис. 15) выражен пачкой 5b, формируется на фоне медленного понижения уровня моря. Растет роль терригенно-глинистой седиментации, существенно сокращается область развития черных сланцев. В узкой пелагической зоне характерны: крайне низкая скорость осадконакопления, концентрирование огромных масс ОВ и биофильных элементов (*Mo*, *S*, *Ni*, *Cu*, *Zn*, *V* и *P*), преобладание бескислородных условий в придонных слоях воды. Гидрологический режим оценивается как преимущественно спокойный. Отмечается редкая эпифауна двустворок *Vuchia* и *Inoceramus*. Кокколитофориды играют породообразующую роль только в отдельных областях бассейна, наиболее изолированных от влияния глинистой седиментации.

Этап 9 ( $K_1v_1$  *N. klimovskensis*, рис. 15) – формирование пачек 6a и 6b – завершает биогенный характер седиментации на фоне роста терригенного осадконакопления. Формируются отложения, контрастные по составу (меньше  $C_{орг}$  и бескарбонатные) с нижележащими, за счет чего по их подошве формируется реперный геохимический барьер с пиритизацией [Эдер, Замирайлова, 2019]. Характерно умеренное содержание  $C_{орг}$  (до 5-15%) и биофильных элементов. Скелетная макрофауна представлена исключительно нектонными формами (рыбы, головоногие), характерны биотурбации *Chondrites* *isp.*, *Pilichnus* *isp.* Происходит «запечатывание» остаточных аккомодационных пространств, образованных некомпенсированной медленной седиментацией предыдущих этапов, что выполаживает донный рельеф и выравнивает результирующие мощности профиля черносланцевого разреза (рис. 11, 12).



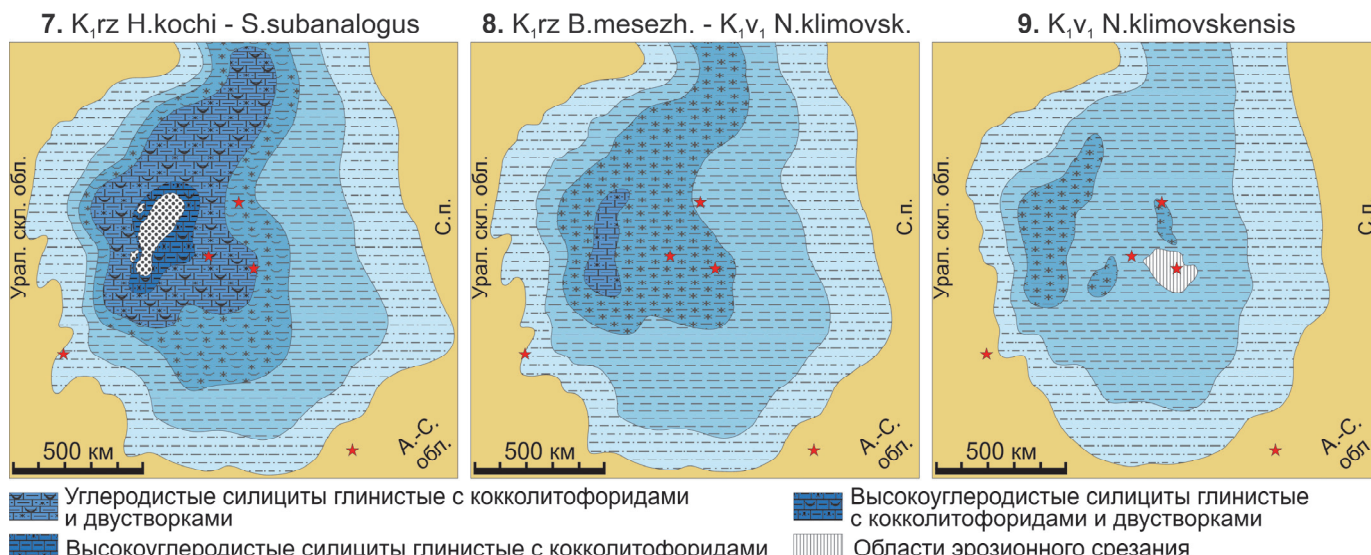


Рис. 15. Фациально-палеогеографические схемы для этапов развития 7, 8 и 9.  
Другие условные обозначения см. на рис. 13 и 14.

Этап 10 ( $K_1v_1$  N. klimovskensis). Смещение области черносланцевой седиментации в западные – наиболее подгруженные районы бассейна (пачки F1 – F3) и ее постепенное затухание с переходом на глинистое и алевро-глинистое осадконакопление вслед за сокращением площади водного зеркала и приближением источников терригенного материала.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Примененный комплекс литолого-седиментологических, геохимических, палеонтологических и тейростратиграфических исследований с привлечением каротажа и сейсмо-геологических построений позволил с позиций событийной стратиграфии выделить в верхнеюрско-нижнемеловой черносланцевой толще Западной Сибири регионально прослеживаемые уровни и интервалы, выявить перерывы, проинтерпретировать локальные и региональные события, детализировать этапы черносланцевой седиментации.

Систематизация прослоев туфов и туффитов по сотням изученных скважин и обоснование субрегиональных туфогенных уровней позволили разработать тейростратиграфический каркас, который служит основой для хроностратиграфических построений для пограничного верхнеюрско-нижнемелового интервала, а также может быть применен для межрегиональной корреляции.

Выявленные поверхности подводных размывов существенно дополняют представления о стратиграфической полноте черных сланцев и дают принципиально новые данные о наличии гиатусов, затрудняющих детальное сопоставление разрезов. Локализация отложений, связанных с процессами перемыва осадка донными течениями, позволяет наметить области, перспективные для поиска коллекторов УВ в изученном черносланцевом разрезе.

В наиболее мористой (пелагической) области Западно-Сибирского бассейна намечен общий ход эвстатических колебаний и выявлены дробные седиментационные циклы, отражающие региональные изменения. При получении еще более детальной возрастной привязки они могут быть сопоставлены с глобальным трендом.

Представленная диссертационная работа впервые предлагает последовательность событий и этапов формирования толщи верхнеюрско-нижнемеловых нефтеносных черных сланцев Западной Сибири.

## ОСНОВНЫЕ ПУБЛИКАЦИИ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

Статьи в изданиях, включенных в «Перечень...» ВАК Минобрнауки России:

1. *Leushina E., Bulatov T., Kozlova E., Panchenko I., Voropaev A., Karamov T., Yermakov Y., Bogdanovich N., Spasennykh M.* Upper Jurassic–Lower Cretaceous Source Rocks in the North of Western Siberia: Comprehensive Geochemical Characterization and Reconstruction of Paleo-Sedimentation Conditions. *Geosciences*. 2021. 11. 320. P.1-28. DOI: 10.3390/geosciences11080320
2. *Rogov M.A., Panchenko I.V., Augland L.E., Ershova V.B., Yashunsky V.Yu.* The first CA-ID-TIMS U-Pb dating of the Tithonian / Berriasian boundary beds in a Boreal succession. *Gondwana Research*. 2023. V.118. P. 165-173. DOI: 10.1016/j.gr.2023.02.010
3. *Немова В.Д., Панченко И.В.* Локализация приточных интервалов баженовской свиты и их емкостное пространство на Средне-Назымском месторождении // *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. 2017. Т.12. №1. С. 1-24. DOI: 10.17353/2070-5379/11\_2017
4. *Немова В.Д., Панченко И.В.* Факторы продуктивности баженовского горизонта во Фроловской мегавпадине // *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. 2017. Т.12. №4. С. 1-16. DOI: 10.17353/2070-5379/46\_2017
5. *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 нефтяных и газовых месторождений*. 2017. №1. С. 38-44.
6. *Панченко И.В., Балушкина Н.С., Барабошкин Е.Ю., Вишневская В.С., Калмыков Г.А., Шурекова О.В.* Комплексы палеобиоты в абалакско-баженовских отложениях центральной части Западной Сибири // *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. 2015. Т.10. №2. С.1-29. DOI: 10.17353/2070-5379/24\_2015
7. *Панченко И.В., Немова В.Д., Смирнова М.Е., Ильина М.В., Барабошкин Е.Ю., Ильин В.С.* Стратификация и детальная корреляция баженовского горизонта в центральной части Западной Сибири по данным литолого-палеонтологического изучения керн и ГИС // *Геология нефти и газа*. 2016. №6. С.22-34.
8. *Панченко И.В., Rogov M.A., Соболев И.Д., Латышев А.В., Захаров В.А.* Тефростратиграфия пограничных отложений юры и мела Западной Сибири // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2022. Т. 22 (6). DOI:10.2205/2022ES000817
9. *Панченко И.В., Соболев И.Д., Rogov M.A., Латышев А.В.* Вулканические туфы и туффиты в пограничных отложениях юры и мела (волжский-рязанский ярусы) Западной Сибири // *Литология и полезные ископаемые*. 2021. №2. С.144-183. DOI: 10.31857/S0024497X21020051
10. *Смирнова Т.Н., Ушатинская Г.Т., Жегалло Е.А., Панченко И.В.* Первые находки представителей семейства Discinidae (Brachiopoda, класс Lingulata) в верхнеюрских отложениях Западной Сибири // *Палеонтологический журнал*. 2017. № 2. С. 46-51. DOI: 10.7868/S0031031X17020167.