

Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего  
образования «Национальный исследовательский  
Томский политехнический университет»

*На правах рукописи*

КОНДРАШОВА ЕЛЕНА СЕРГЕЕВНА

**ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ АНОМАЛЬНО ЛЮМИНЕСЦИРУЮЩИХ ПРОСЛОЕВ  
БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА**

Специальность 25.00.09 – Геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель  
доктор геолого-минералогических наук,  
профессор С.И. Арбузов

Томск - 2021

## ОГЛАВЛЕНИЕ

|                                                                                                                                              |     |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| ВВЕДЕНИЕ.....                                                                                                                                | 3   |
| ГЛАВА 1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ, СТРАТИГРАФИИ, ЛИТОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ОТЛОЖЕНИЙ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА..... | 9   |
| 1.1 Стратиграфия баженовской свиты .....                                                                                                     | 9   |
| 1.2 Основные черты литологии баженовской свиты .....                                                                                         | 11  |
| 1.3 Геохимия органического вещества и нефтегазоносность пород баженовской свиты .....                                                        | 14  |
| 1.4 Геохимия микроэлементов баженовской свиты .....                                                                                          | 17  |
| 1.5 Вулканогенный материал в породах баженовской свиты.....                                                                                  | 21  |
| 1.6 Характеристика баженовской свиты и объекта исследования на изучаемой территории..                                                        | 23  |
| ГЛАВА 2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ.....                                                                                                          | 30  |
| 2.1 Опробование .....                                                                                                                        | 30  |
| 2.2 Аналитические методы исследования.....                                                                                                   | 33  |
| ГЛАВА 3. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЛЮМИНЕСЦИРУЮЩИХ ПРОСЛОЕВ.....                                                                                   | 44  |
| 3.1 Минеральный состав пород.....                                                                                                            | 44  |
| 3.2 Минералого-петрографические особенности люминесцирующих прослоев.....                                                                    | 49  |
| 3.2.1 Особенности люминесцирующих прослоев I группы .....                                                                                    | 49  |
| 3.2.2 Особенности люминесцирующих прослоев II группы.....                                                                                    | 52  |
| 3.3 Детальная характеристика минеральных компонентов люминесцирующих прослоев .....                                                          | 55  |
| 3.4 Характеристика неминеральных компонентов.....                                                                                            | 65  |
| ГЛАВА 4. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛЮМИНЕСЦИРУЮЩИХ ПРОСЛОЕВ.....                                                                             | 71  |
| ГЛАВА 5. ПРИРОДА ОБРАЗОВАНИЯ ЛЮМИНЕСЦИРУЮЩИХ ПРОСЛОЕВ .....                                                                                  | 87  |
| 5.1 Природа образования люминесцирующих прослоев глинистого типа .....                                                                       | 88  |
| 5.2 Природа образования люминесцирующих прослоев кремнистого типа .....                                                                      | 94  |
| 5.3 Схема формирования вулканогенных горизонтов .....                                                                                        | 99  |
| 5.4 Источник вулканогенного материала.....                                                                                                   | 104 |
| ГЛАВА 6. ПРИРОДА ЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ ИЗУЧАЕМЫХ ГОРИЗОНТОВ.....                                                                                     | 111 |
| ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....                                                                                                                             | 130 |
| СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ .....                                                                                                       | 134 |

## ВВЕДЕНИЕ

**Актуальность темы исследования.** Отложения баженовской свиты в настоящее время являются объектом пристального внимания геологов-нефтяников и рассматриваются не только как уникальный объект и главная нефтематеринская толща для нефтегазовых месторождений Западной Сибири, но и как нетрадиционный коллектор и перспективный объект для добычи углеводородов в категории «сланцевая нефть». Кроме того, баженовская свита относится к черносланцевым толщам и также насыщена многими редкими микроэлементами. В связи с этим, база данных о строении и составе отложений, геохимических и минералогических особенностях и перспективах нефтегазоносности с каждым годом пополняются новыми сведениями.

За последние десятилетия изучения отложений свиты значительно увеличился объем и качество исследований в связи с применением комплекса различных современных научных методов, направленных не только на изучение нефтематеринских и коллекторских свойств, но и на углубленное изучение вещественного (минерального и химического) состава отложений, а также на историю и условия их формирования.

В связи с повышением интереса к исследованию свиты увеличился объем бурения с максимальным выносом отложений, что позволило получать новые данные о строении и составе отложений, их геохимических и минералогических особенностях.

В процессе изучения отложений свиты в юго-восточной части Западно-Сибирского осадочного бассейна автором были выявлены прослои с аномально ярким люминесцирующим свечением в ультрафиолетовом свете. При дальнейшем изучении отложений свиты подобные горизонты также отмечены и в центральной части бассейна.

**Объект исследования:** отложения баженовской свиты в центральной и юго-восточной части Западно-Сибирского осадочного бассейна (ЗСБ).

**Предмет исследования:** аномально люминесцирующие прослои в отложениях баженовской свиты, их химический и минеральный состав.

**Цель работы:** установить минералого-геохимические особенности состава и природу формирования аномально люминесцирующих прослоев баженовской свиты в центральной и юго-восточной частях Западно-Сибирского осадочного бассейна.

**Задачи:**

1. Выявление, картирование и опробование аномально люминесцирующих прослоев в отложениях баженовской свиты в центральной и юго-восточной частях ЗСБ;
2. Выявление закономерностей распределения изучаемых прослоев (в вертикальном разрезе и по латерали) в пределах баженовской свиты на изучаемой территории;

3. Комплексное изучение вещественного состава и строения прослоев физико-химическими методами и их типизация;
4. Определение природы образования аномально люминесцирующих прослоев на основе анализа вещественного состава и минералого-геохимических особенностей;
5. Выявление минералого-геохимических критериев определения природы аномально люминесцирующих прослоев;
6. Определение природы люминесцентного свечения прослоев с применением комплекса физико-химических методов;
7. Оценка перспектив научного и практического использования аномально люминесцирующих прослоев как реперных горизонтов.

***Фактический материал и методы исследования:***

Изучаемые прослои отмечены в 63 скважинах на 12 площадях/месторождениях в центральной части ЗСБ - Широтное Приобье и в 41 скважине на 30 площадях/месторождениях в юго-восточной части бассейна. Для опробования было выбрано 30 скважин, равномерно распределенных по территории исследования, в которых изучаемые прослои имеют наиболее интенсивное люминесцирующее свечение и достаточную для представительного отбора образца мощность.

Для изучения вещественного состава и особенностей строения исследуемых прослоев и вмещающих их пород применялся комплекс минералого-петрографических методов, включавший петрографическое изучение шлифов и методы рентгеновской дифракции (РФА) в лаборатории седиментологии АО «ТомскНИПИнефть». Определение наличия углеводородов, количественного содержания органического углерода и других параметров исследуемых пород проводилось пиролитическим методом в лаборатории геохимии и пластовых нефтей АО «ТомскНИПИнефть».

Для количественного определения химического состава исследуемых пород, содержания редких и радиоактивных элементов применялся метод многоэлементного инструментального нейтронно-активационного анализа (ИНАА), выполненный в Ядерно-геохимической лаборатории Томского Политехнического Университета (ТПУ). Для полной комплексной оценки химического состава исследованных образцов горных пород были использованы методы атомно-эмиссионной спектromетрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-АЭС) и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС), выполненные в аналитическом центре Дальневосточного геологического института ДВО РАН (г. Владивосток). Изучение минеральных форм элементов, акцессорных минералов и элементов-примесей проводилось на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) в МИНОЦ «Урановая геология», отделение

геологии, ТПУ. Термогравиметрический анализ (ТГА) и дифференциально-сканирующая калориметрия (ДСК) выполнены в ЦКП "Физико-химические методы анализа", ТПУ. Изучение природы люминесценции прослоев включало в себя рентгенолюминесцентный и фотолюминесцентный анализы. Исследования проводились в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем», ТГУ. Работы по изучению и характеристике органического вещества, экстрагирование образцов в различных жидкостях (хлороформ, спиртобензол, ацетон) и ИК-спектрометрия проводились в ЦКП «Физико-химические методы анализа» и в Лаборатории исследования углей ТПУ. УФ-спектроскопия проводилась в Институте химии нефти СО РАН в Лаборатории физико-химических методов исследования.

***Научная новизна:***

1. Впервые в отложениях баженовской свиты в юго-восточной и центральной частях бассейна выявлены и прослежены прослой, аномально люминесцирующие в ультрафиолетовом свете;
2. Впервые проведена типизация люминесцирующих прослоев на основе особенностей их минерального состава – выделены глинистый и кремнистый тип. Для каждого типа охарактеризован их минеральный, макро- и микроэлементный состав, а также особенности строения;
3. На основе минералого-геохимических данных доказана вулканогенная (пепловая) природа образования люминесцирующих горизонтов. Геохимические особенности указывают на умеренно кислый состав вулканогенного материала в прослоях глинистого типа и средний - для кремнистого типа, характеризующие разные вулканические события;
4. Выявленные типы прослоев с ярко выраженным люминесцирующим свечением и разным минеральным и микроэлементным составом соответствуют нескольким эпизодам пеплонакопления и закономерно распределены по разрезу – измененные вулканогенные прослой глинистого типа приурочены к средней части разрезов, прослой кремнистого типа – к приподошвенной;
5. Установлена геохимическая специализация люминесцирующих прослоев глинистого типа, выраженная в накоплении группы литофильных редких металлов (Li, Th, Sr, Zr, Hf, Sn, Ta и легкие лантаноиды), свидетельствующая об источнике кислого состава. Аномально высокое содержание Th в прослоях глинистого типа в совокупности с особенностями строения прослоев является индикатором вулканогенной природы их формирования;
6. Установлено, что люминесценция горизонтов обусловлена органическим веществом (его компонентами).

**Теоретическая и практическая значимость:** Установленные минералого-геохимические особенности аномально люминесцирующих прослоев позволяют получить новые данные о вулканизме (его составе и специализации), отраженном в отложениях баженовской свиты на территории Западно-Сибирского осадочного бассейна и уточняют региональные закономерности формирования и распределения этих горизонтов на территории исследования. Выделенные прослои могут быть использованы в качестве маркирующих горизонтов для решения задач литостратиграфической корреляции ввиду их регионального распространения.

**Степень достоверности результатов:** Достоверность результатов работ обусловлена представительным отбором образцов для изучения, а также применением комплекса современных методов анализа минерального и химического состава.

**Апробация работы и публикации:** Результаты работы по теме диссертации докладывались на Международных и Всероссийских научно-практических конференциях: «Кустовая научно-техническая конференция молодых специалистов ПАО «НК «Роснефть» (г. Сочи, 2016 г.), «Проблемы геологии и освоения недр» (г. Томск, 2017-2021 гг.), «Уральская минералогическая школа-2018» (г. Екатеринбург, 2018 г.), «9-th Mid-European Clay Conference (г. Загреб, 2018), «Трофимукские чтения-2019» (г. Новосибирск, 2019 г.), «Large Igneous Provinces through earth history: mantle plumes, supercontinents, climate change, metallogeny and oil-gas, planetary analogues» (г. Томск, 2019 г.), «Методы, методы и снова методы в литологии. 4-ая Всероссийская школа студентов, аспирантов, молодых ученых и специалистов по литологии (Екатеринбург, 2020 г.), XV Международная научно-практическая конференция "Новые идеи в науках о Земле" (г. Москва, 2021 г.).

Основное содержание и научные положения диссертации изложены в 14 опубликованных работах, в том числе 3 статьи опубликованы в рецензируемых научных журналах, цитируемых базой данных Scopus и Web of Science и входящим в перечень ВАК и 1 статья опубликована в журнале 1 квартеля.

Исследование данной темы было начато автором в 2016 г. Основная часть работ выполнялась в рамках реализации гранта РФФИ «Выяснение природы образования, минералогических и геохимических особенностей состава аномально люминесцирующих глинистых прослоев баженовской свиты и их прикладного значения в литостратиграфии баженовской свиты Западно-Сибирского осадочного бассейна» (№ 19-35-90008, «Аспиранты»).

***Защищаемые положения:***

1. В отложениях баженовской свиты в центральной и юго-восточной части Западно-Сибирского осадочного бассейна выявлены и прослежены на территории более 200 тыс. км<sup>2</sup> прослой с ярким аномально люминесцирующим свечением в ультрафиолетовом свете. Прослой характеризуются уникальным минералого-петрографическим составом, отличающимся от вмещающих пород, и представлены 2 типами – глинистым (каолинит/смешаннослойным иллит-сметитовым) и кремнистым.
2. Минеральный и химический состав аномально люминесцирующих прослоев доказывает их первично вулканогенную (пепловую) природу. Геохимические особенности указывают на умеренно кислый состав вулканогенного материала в прослоях глинистого типа и средний - для кремнистого типа. Строение, минеральный и микроэлементный состав, специфика люминесценции, а также их выдержанность на значительной территории позволяет использовать выделенные горизонты в качестве региональных реперов для отложений баженовского времени.
3. Природа люминесценции изучаемых горизонтов связана с особенностями преобразования минерально-компонентного состава осадков под влиянием вулканогенного материала и обусловлена органическим веществом (его компонентами).

***Личный вклад автора:*** заключался в постановке цели и задач исследования, в обосновании и выборе методов исследования, а также в непосредственном выполнении комплекса исследовательских работ. Автор участвовал в выявлении и опробовании люминесцирующих прослоев и вмещающих их пород, в подготовке проб для аналитических исследований, в лабораторных исследованиях и в обработке полученных данных. Автор лично провел изучение вещественного состава люминесцирующих прослоев и вмещающих их пород методами рентгенофазового и петрографического анализа, принимал непосредственное участие в исследованиях на электронном микроскопе. Автор провел анализ полученных результатов, выполнил их интерпретацию и сформулировал итоги исследований в виде защищаемых положений.

***Структура и объем работы:*** Диссертация объемом 151 страницы состоит из введения, 6 глав, заключения и списка литературы из 211 источников. Работа содержит 76 рисунков и 14 таблиц.

***Благодарности:*** Автор выражает глубочайшую признательность научному руководителю доктору геолого-минералогических наук, профессору отделения геологии ТПУ Сергею Ивановичу Арбузову и научному наставнику кандидату геолого-минералогических наук, начальнику сектора литологии АО «ТомскНИПИнефть» Михаилу Викторовичу Шалдыбину за вовлечение в науку, методическую помощь, ценные указания и поддержку при выполнении

диссертационной работы. За ценные советы, консультации и помощь в проведении научно-исследовательских работ автор благодарит А.В. Глотова, О.В. Бетхер, И.В. Вологдину, В.П. Иванова, С.С. Ильенка, Б.Р. Соктоева, Г.Г. Кравченко, И.В. Гончарова, В.В. Самойленко, П.Ю. Трушкова, Р.С. Кашапова и сотрудников лабораторий Седиментологии, Геохимии и пластовых нефтей, Физики пласта, Сбора и обработки керна АО «ТомскНИПИнефть», начальника Управления лабораторными исследованиями керна А.Г. Скрипкина, сотрудников отделения геологии НИ ТПУ, а также M.J. Wilson, L. Wilson, Ю.М. Лопушняка за проявленный интерес и помощь в исследованиях.

## **ГЛАВА 1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ, СТРАТИГРАФИИ, ЛИТОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ОТЛОЖЕНИЙ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА**

Западно-Сибирская плита представляет собой крупнейшую в мире молодую эпипалеозойскую плиту с мезокайнозойским платформенным чехлом и разновозрастным гетерогенным складчатым фундаментом. К платформенному чехлу приурочен Западно-Сибирский осадочный бассейн – один из крупнейших осадочных бассейнов мезозой-кайнозойского возраста. В осадочном чехле установлен ряд крупных сводов (Нежневартровский, Сургутский, Северный, Красноленинский, Каймысовский, Межовский, Среднеямальский и др.), мегавалов, прогибов и впадин, осложнённых локальными поднятиями. Осадочный чехол представлен континентальными и морскими преимущественно терригенными отложениями. Песчаные породы служат хорошим коллекторами для нефти и газа, а глинистые создают непроницаемые покрышки.

Отложения баженовской свиты (БС) распространены в центральной части Западно-Сибирского осадочного бассейна. В среднем они залегают на глубинах 2000–3000 м. Породы свиты выдержанны на значительных расстояниях и являются реперными глинистыми пачками - флюидоупорами и одновременно нефтематеринской толщей.

Изучение стратиграфии, условий формирования и особенностей состава отложений свиты, вопросов ее нефтегазоносности проводилось многими исследователями, среди которых Ф.Г. Гулари, Н.П. Запивалов, В.Б. Белозеров, В.С. Бочкарев, Ю.В. Брадучан, З.А. Войцель, В.М. Гавшин, Е.А. Гайдебурова, А.В. Гольберт, И.В. Гончаров, Т.И. Гурова, Т.В. Дорофеева, Ю.Н. Занин, А.Г. Замирайлова, О.Г. Зарипов, В.А. Захаров, М.Ю. Зубков, В.П. Казаринов, А.Э. Конторович, М.В. Корж, Б.А. Лебедев, Л.Д. Малюшко, С.Г. Неручев, И.И. Нестеров, Н.М. Обласов, Г.Н. Перозио, И.И. Плуман, Е.А. Предтеченская, В.Н. Сакс, В.В. Самойленко, С.В. Сараев, С.Г. Саркисян, З.Я. Сердюк, М.Ф. Соколова, И.Н. Ушатинский, С.В. Фадеевой, С.И. Филина, М.В. Шалдыбин, Б.Н. Шурыгин, Г.С. Ясович, В.Г. Эдер и многие другие специалисты.

### **1.1 Стратиграфия баженовской свиты**

Впервые комплексное геохимическое исследование мезозойских отложений Западной Сибири с выделением «особой» нефтематеринской толщи – баженовской свиты провел Н.П. Запивалов и К.А. Черников (Черников, Запивалов, 1958). Полученные данные были всесторонне обоснованы в кандидатской диссертации Н.П. Запивалова (1961 г.) «Геолого-геохимическая характеристика мезозойских отложений и перспективы нефтегазоносности Обь-Иртышского междуречья».

Как самостоятельное литостратиграфическое подразделение баженовская свита выделена Ф.Г. Гурари в 1959 г. на основе изучения разрезов скважин в Тарском Прииртышье как пачка марьяновской свиты и отображена в региональной стратиграфической схеме в 1960 г. В качестве стратотипа свиты был принят разрез скважины 170Р Салымской площади в интервале глубин 2844-2881 м. (Брадучан и др., 1986).

Стратиграфия юрских отложений Западной Сибири рассматривалась на шести межведомственных стратиграфических совещаниях, начиная с 1956 года. Проект унифицированной схемы представили Ф.Г. Гурари, И.В. Лебедев и др. Согласно решению 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири баженовская свита входит в состав одноименного горизонта, главной отличительной чертой которого является битуминозность пород (Решения..., 2004).

Баженовская свита завершает разрез юрской системы. В возрастном отношении период формирования осадков свиты охватывает верх нижневолжского – низ нижнеберриасского подъярусов (Решения..., 2004) и занимает отрезок времени от 5 до 8 млн лет. (Важенина, 2010). Породы свиты согласно залегают на отложениях георгиевской свиты (верхний подъярус оксфордского яруса) и на отдельных площадях на отложениях барабинской пачки. Вышележащими отложениями является мощная толща глинистых морских отложений куломзинской свиты (берриасский, валанжинский ярусы). В восточном направлении отложения свиты замещаются мелководно-морскими отложениями марьяновской свиты.

В волжское время практически вся территория Западной Сибири представляла собой морской бассейн седиментации (рис. 1.1). Значительные территории в это время испытывали устойчивое опускание (Курчиков и др., 2014). Осадки баженовской свиты накапливались в условиях обширного эпиконтинентального относительно глубоководного морского бассейна (Брадучан и др., 1986; Захаров, 2006; Конторович и др., 2013).

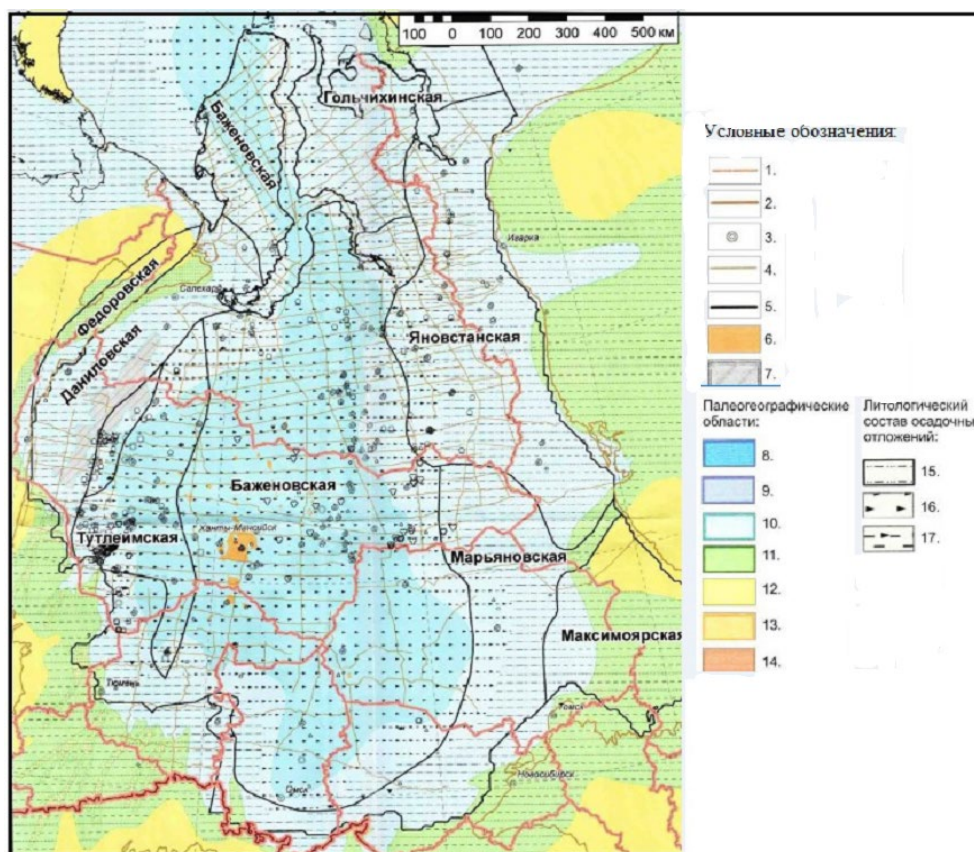


Рисунок 1.1 Литофациальная и палеогеографическая схема формирования отложений баженовского горизонта (волжский век) (Курчиков, 2014)

1 - граница субъектов; 2 - выход палеозойских пород; 3 - населенные пункты; 4 - региональные границы; 5 - граница распространения свит; 6 - залежи УВ; 7 - море, глубоководная часть шельфа; 8 - море, относительно глубоководная часть шельфа; 9 - море, мелкая часть шельфа и прибрежной зоны; 10 - равнина низменная аккумулятивная; 11 - равнина денудационно-аккумулятивная; 12 - равнина возвышенная; 13 - плато, нагорье; 14 - песчаные осадки (80-60%); 15 - глинистые осадки; 16 - песчано-глинистые осадки; 17 - песчанисто-алевритисто-глинистые осадки.

## 1.2 Основные черты литологии баженовской свиты

Несмотря на многочисленные исследования отложений баженовской свиты, до сих пор не приняты критерии для выделения типов ее пород. Это значительно затрудняет их систематизацию, так как зачастую многие исследователи применяют различную терминологию для характеристики одних и тех же пород (Макарова и др., 2017).

Долгое время считалось, что баженовская свита представляет собой толщу аргиллитов, обогащенных органическим веществом и описывалась нейтральным термином «битуминозные сланцы». Но при детальном изучении пород баженовской свиты выяснилось, что свита имеет весьма сложный литологический состав и в центральных наиболее глубоководных частях баженовского моря является продуктом преимущественно биогенной седиментации. Результаты многих исследований показывают, что баженовская свита в своем составе крайне неоднородна

(Гурари и др., 1963, Ушатинский, 1981; Конторович и др., 1998; 2013, 2016; Замирайлова, 2004; Захаров, 2006; Эдер и др., 2002, 2015).

Разработкой классификации пород баженовской свиты занимались многие исследователи – О.А. Важенина, Т.И. Гурова, В.П. Казаринов, А.Э. Конторович, И. Н. Ушатинский, Т.В. Дорофеева, С.И. Филина, А.Г. Замирайлова, Ю.Н. Занин, М.Ю. Зубков, И.И. Нестеров, В.Г. Эдер, и многие другие специалисты. Построение классификаций литологических типов отложений БС основано на соотношении породообразующих минеральный компонентов породы как без учета, так и с учетом содержания органического вещества.

И.Н. Ушатинский выделял в баженовской свите четыре типа пород: силициты, глины, мергели и известняки (Ушатинский, 1981). С.И. Филина с соавторами выделили три основных типа пород - аргиллиты, включая подтипы глинистых пород в различной степени окремненных и карбонатизированных, радиоляриты и известняки (Филина и др., 1984).

М.Ю. Зубков (2016) на основе построения треугольников вещественного состава в пределах изучаемой территории (Красноленинский район) выделил следующие типы пород свиты: глинистый, карбонатный, глинисто-карбонатный, кремнисто-карбонатно-глинистый, глинисто-кремнисто-карбонатный, глинисто-карбонатно-кремнистый, глинисто-кремнистый (Зубков, 20016) (рис. 1.2).

Ю.Н. Занин с соавторами (1999) выделили в составе баженовской свиты два основных типа пород: глинисто-кремнистые породы и силициты и аргиллиты. Авторы установили, что основными осадками, накапливавшимися в центральной части верхнеюрско-нижнемелового Западно-Сибирского бассейна (кроме краевых частей), были гемипелагические осадки (углеродисто-глинисто-кремнистые, углеродисто-кремнистые и силициты, углеродистокремнисто-карбонатные) и, в меньшей степени, осадки (глинистый материал аргиллитов) затухающих дистальных турбидитных потоков низкой скорости и плотности (Занин и др., 1999).

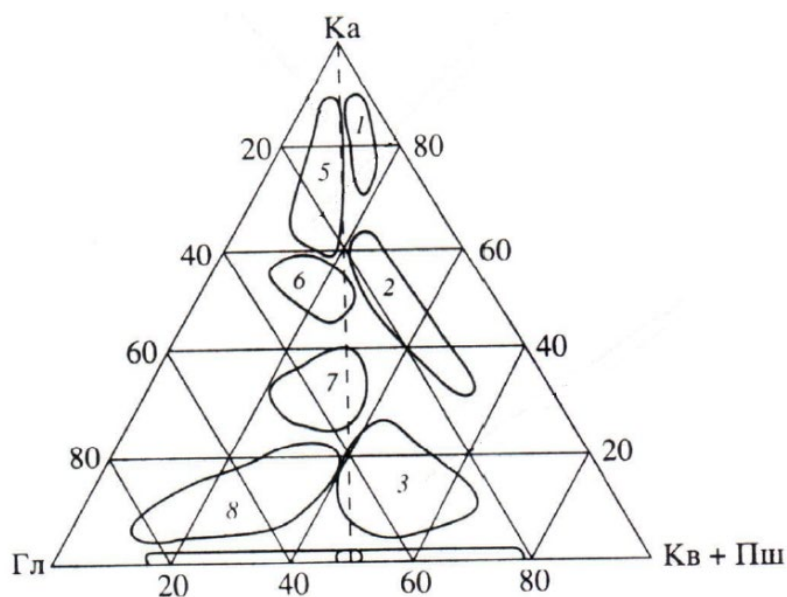


Рисунок 1.2. Литологические разности (типы) пород баженовской и абалакской свиты центральной части Красноленинского района

Типы пород: 1 – слабосиликатно-карбонатный с очень низким содержанием глинистых минералов; 2 – силикатно-карбонатный с низким содержанием глинистых минералов; 3 – карбонатно-глинисто-силикатный; 4 – глинисто-силикатный; 5 – слабосиликатно-карбонатный с низким содержанием кремнезема (слабосиликатно-карбонатный); 6 – силикатно-глинисто-карбонатный; 7 – силикатно-карбонатно-глинистый; 8 – карбонатно-силикатно-глинистый; 9 – силикатно-глинистый. Гл – глинистые минералы; Ka – карбонаты; Кв + Пш – суммарное содержание кварца (биогенного и терригенного) и полевошпатов (Зубков, 2001 б).

В большей части разрезов баженовской свиты центральной части Западно-Сибирского бассейна отмечается следующая смена пород: силикатно-глинистые породы; силициты – радиоляриты; силициты микрокристаллические; микститы. Фиксируется постепенное увеличение привноса терригенного материала, что связывается с разными стадиями (от ранней до поздней) высокого стояния уровня моря. Наиболее благоприятным периодом для накопления ОВ была поздняя стадия высокого стояния уровня моря (Эдер и др., 2015).

В классификации, разработанной А.Э. Конторовичем и соавторами (2016) (по соотношению главных минеральных компонент состава пород) отображены четыре крупных класса пород: силициты, аргиллиты, карбонатные породы и смешанные породы – микститы. К микститам отнесены породы, в которых содержание ни одного из компонентов не достигает 50 %. Выделенный класс является самым разнообразным по составу минеральных компонентов (Конторович и др., 2016).

В целом отложения баженовской свиты, основываясь на количественном соотношении породообразующих минералов, можно объединить в 4 литотипа: силикатные породы или силициты; силикатно-карбонатные породы; карбонатно-глинистые и глинистые породы;

кремнисто-глинистые породы. В зависимости от количественного соотношения основных породообразующих минералов литотипы подразделяются на подтипы.

Особенности отложений баженовской свиты также обусловлены седиментационными наложенными преобразованиями. Седиментационные преобразования связаны с изменениями в породах свиты глинистого, кремнистого, карбонатного, органогенного (углеродистого, до 10–25%) вещества, а также различных палеонтологических остатков. В результате наблюдается чередование пачек, пластов, прослоев различных типов пород (силицитов, кремнисто-карбонатных, глинистых, карбонатно-глинистых и кремнисто-глинистых пород) с характерными текстурами и структурами. Породы часто обогащены пиритом, фосфатами, сульфидами и другими аутигенными минералами, а также характерными ассоциациями микроэлементов (Важенина, 2010).

Исследования вещественного состава, изучение минералого-геохимических особенностей, литотипизации пород баженовской свиты проводятся во многих российских институтах, в частности в АО «ТомскНИПИнефть». Лабораторная база института позволяет провести комплексное вещественное, геохимическое и петрофизическое изучение состава и строения отложений свиты.

Таким образом, в литологическом плане строение баженовской свиты неоднородное, в ней выделяется несколько разновидностей переслаивающихся между собой типов пород. В связи с высоким интересом к изучению пород свиты с каждым годом данные о составе отложений свиты уточняются и пополняются новыми.

### **1.3 Геохимия органического вещества и нефтегазоносность пород баженовской свиты**

Среди осадочных толщ некоторые морские отложения выделяются высоким содержанием органического вещества и описаны как "углеродистые формации", "формации черных сланцев", "формации горючих сланцев", "доманиковые свиты" и т.п. К таким породам относится в том числе и изучаемый объект - баженовская свита.

Черные сланцы - это геологические образования, отличительной особенностью которых является обогащенность органическим веществом (ОВ). ОВ в осадочных породах может содержаться в широких диапазонах – от долей процентов до десятков. По данным Я.Э. Юдовича осадочные породы считаются обогащенными ОВ если в их составе содержится Сорг. более 1 % и могут быть отнесены к черным сланцам. Среди таких пород по содержанию Сорг. различают низкоуглеродистые (1-3 %), углеродистые (3-10 %) и высокоуглеродистые (более 10 %) (Юдович, Кетрис, 1988).

Диапазон содержаний органического углерода в породах баженовской свиты составляет 2 – 25 %, в среднем 7-13% (Гончаров, 1987; Самойленко, 2011; Goncharov et al, 2014; Конторович и др., 2018) (рис. 1.3). Накопление пород свиты происходило в восстановительных условиях глубоководного морского бассейна с периодическим сероводородным заражением придонных вод. Согласно многочисленным исследованиям органическое вещество баженовской свиты ассоциирует с керогеном преимущественно II (реже III) типа и является производным смеси остатков фитопланктона, зоопланктона и микроорганизмов (бактерий), накапливавшихся в восстановительной обстановке (Конторович и др., 1967, 1969, 1975; Тиссо, 1981; Гончаров, 1987; Самойленко, 2011 и др.). С данным типом керогена связано формирование наиболее распространенных нефтематеринских толщ.

Наиболее близким современным аналогом баженовских отложений являются сапропелевые илы Черного моря, которые содержат в среднем от 1,5 до 4 % Сорг. (Гавшин и др., 1988). Согласно Н.М. Страхову (1961), в древнечерноморских отложениях содержание Сорг. (%) в серой глине - 1,8, в микрослоистом иле – 2,5-3,5, в черном иле – 8,6-20,3 (Страхов, 1961).

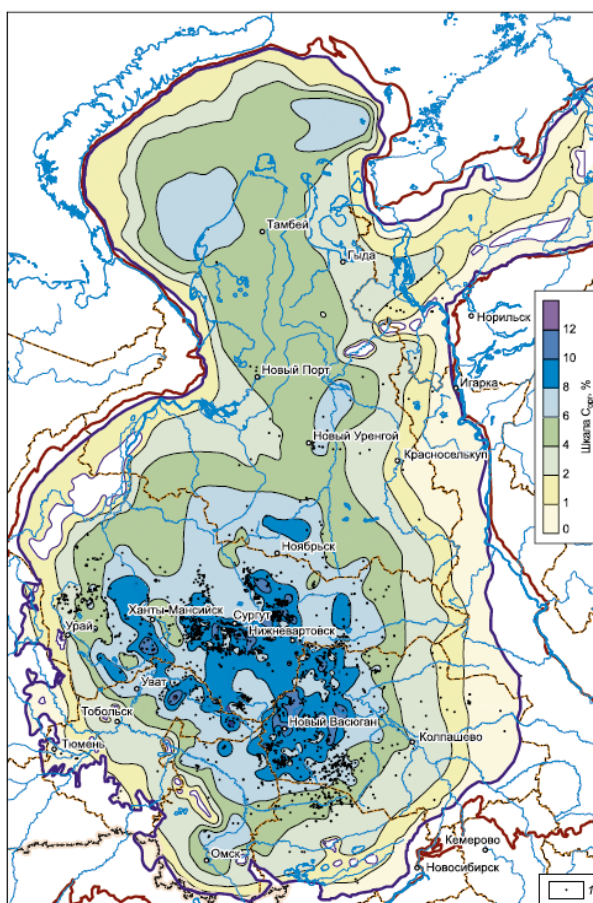


Рисунок 1.3. Карта средних концентраций органического углерода в породах баженовского горизонта на территории Западной Сибири (%) по А.Э. Конторовичу и др., 2018.

На территории РФ к аналогам баженовской свиты можно отнести следующие отложения: битуминозные аргиллиты шунтарской, малгинской и аянской свиты рифея в пределах Восточной-Сибирской платформы (диапазон Сорг. – 0,15-8 %), кембрийские отложения куонамской свиты в Западной и Восточной Сибири (Сорг. – 0,10-19,5%), аргиллиты и известняки граптолитовой свиты силура в Восточной Сибири (Сорг. – 0,19-11,2%), доманиковые отложения Волго-Уральской синеклизы (девон) с содержанием Сорг. 0.11-30.28 %). Также следует отметить эоценовые и олигоценовые мергели и аргиллиты Северного Кавказа с содержанием Сорг. – 0,2-9% (Жарков, 2011).

Мировыми аналогами баженовской свиты по содержанию ОБ и схожему набору минеральных компонентов являются такие сланцевые формации как нефтеносные сланцы миоцен-плиоцена (Япония), палеозойские сланцы Bakken (США) (Сорг. до 30%, в среднем 11%), верхнемеловая формация Eagle Ford (США) (Сорг. – 2-11%), миоценовые битуминозные глины свиты Monterey (Сорг. – 7-11%), карбоновые сланцы Barnett (Сорг. – 1-5%), эоценовая формация Green River (США) (Сорг. – 0,5-8,1%) и др. (Юдин, 2018).

Промышленные скопления углеводородов в высокоуглеродистых породах, к которым относится и баженовская свита, известны давно. В подобных формациях в США выявлено 35 месторождений и перспективных толщ. Наиболее крупные и разрабатываемые месторождения – Bakken, Barnett Shale, Eagle Ford, Woodford (Юдин, 2018).

В настоящее время баженовская свита является наиболее перспективным и изучаемым объектом на территории РФ с позиций открытия в ней залежей углеводородов в формациях, характеризующихся как «сланцевая нефть». Свита долгое время рассматривалась как главная нефтегенерирующая толща для юрско-мелового нефтегазоносного комплекса Западной Сибири, а также как региональная глинистая покрывка, являющаяся экраном для юрского нефтегазоносного комплекса. Впервые на перспективы обнаружения залежей нефти в битуминозных аргиллитах указал Ф.Г. Гурари. Нефтеносность баженовской свиты (пласт Ю<sub>0</sub>) была установлена в 1967 г. на Правдинском и Салымском месторождениях (Бордюг и др., 2010). С 1974 г. началась пробная эксплуатация залежей нефти из баженовской свиты на Салымском месторождении (Добрынин, Мартынов, 1980). С открытием промышленных залежей нефти в отложениях свиты началось комплексное изучение нефтеносности (генезис, типы коллекторов) баженовской свиты, которое продолжается до сих пор. В настоящее время известно более 70 месторождений с промышленными запасами нефти в баженовской свите.

#### 1.4 Геохимия микроэлементов баженовской свиты

В рамках изучения баженовской свиты как черносланцевой толщи многими исследователями проводилось детальное изучение ее литохимического состава и геохимических особенностей. Однако геохимические и минералогические особенности отложений всё ещё являются недостаточно изученными с точки зрения условий и причин формирования повышенных концентраций некоторых химических элементов и ряда других вопросов.

Работы в области исследований химического состава отложений свиты, концентраций микроэлементов начались в 60-х годах и продолжаются до сих пор. Результативность в изучении литогеохимических особенностей пород свиты увеличивалась с открытием новых экспериментальных методов в области изучения химического состава.

Среди исследователей, занимающихся вопросами геохимических особенностей пород свиты можно отметить В.М. Гавшина, Ф.Г. Гурари, В.А. Боброва, Т.И. Гурову, Н.П. Запивалова, А.Г. Замирайлову, Ю.Н. Занина, М.Ю. Зубкова, Г.А. Калмыкова, А.Э. Конторовича, М.В. Корж, В.О. Красавчикова, Н.И. Матвиенко, Н.И. Плумана, Е.А. Предтеченскую, С.Г. Саркисяна, Н.Ф. Столбову, И.Н. Ушатинского, С.И. Филину, В.Г. Эдер, и многих других.

Породы черносланцевых формаций часто характеризуются повышенной радиоактивностью. Большое количество работ посвящено содержанию и закономерностям распределения в осадочных породах, в том числе в черных сланцах, таких радиоактивных элементов, как U, Th и K (Mapel, 1956; Swanson, 1961; Смыслов, 1974; Плуман, 1971, 1975; Adams, 1988; Quinby-Hunt et. al., 1989; Юдович, 1994; Rawatt, 2010 и др.). Для пород баженовской свиты также характерна повышенная радиоактивность.

По данным, приводимым в работах В.М. Гавшина и В.А. Боброва, среднее содержание урана в породах баженовской свиты составило  $35,7 \pm 1,6$  г/т, тория –  $6,31 \pm 0,6$  г/т, калия –  $1,44 \pm 0,22$  % (Гавшин, Бобров, 1979, 1982; Гавшин и др., 1983). В работе М.Ю. Зубкова (по Красноленинскому своду) показано, что верхняя часть баженовской свиты по сравнению с нижней характеризуется более высоким средним содержанием урана и тория (соответственно 41,6 и 31,3 г/т урана и 5,4 и 3,7 г/т тория) (Зубков, 2001а).

Обобщенным результатом проведенных работ по изучению радиоактивности баженовской свиты следует считать вывод о приуроченности урана к органическому материалу в условиях восстановительной среды, а также о его связи с повышенным привносом в бассейн седиментации из кор выветривания. И.И. Плуманом установлено, что повышенная гамма-радиоактивность свиты полностью определяется ураном (Плуман, 1971, 1975, 1977). Автором подчеркнуто, что максимальная радиоактивность рассматриваемых отложений, обусловленная содержанием в них урана, характерна для осадков внутренней части бассейна, понижаясь к

осадкам краевых его частей. Такой тип распределения урана установлен для современных осадков Черного и Балтийского морей (Батурин, 1975).

Л.П. Рихвановым и соавторами (2015) при исследовании методом осколочной (f) радиографии показано, что распределение урана в породах свиты неравномерное. Авторы отмечают, что высокие концентрации урана отчётливо приурочены к остаткам органического вещества, представленного радиоляриями и ихтиофауной (Рихванов и др, 2015).

В.В. Хабаров с соавторами были первыми, кто связал содержания урана в баженовской свите с определенными типами пород (Хабаров и др., 1980). Наиболее высокие содержания урана (50–60 г/т) в Салымском нефтегазоносном районе, по данным этих авторов, характерны для сильнобитуминозных глинистых пород с высоким (10–15%) содержанием органического углерода. В слабобитуминозных глинистых породах с содержанием органического вещества в 5–6% содержания урана более низкие – 20–45 г/т. М.Ю. Зубковым было также проанализировано распределение содержаний урана по типам пород и показано, что наиболее высокое содержание урана (до 78,3 г/т при средних значениях 41,6–47,9 г/т) характерно для пород силицитового ряда (глинистый силицит, кремнистая глина) в отличие от пород других типов (мергель – 24,6 г/т; известняк – 8,1 г/т) (Зубков, 2001а).

Особенности геохимии тория в осадочных бассейнах существенно отличаются от геохимии урана. Считается, что уран изначально поступал в водную среду в растворенном виде, а большая часть тория поступала в бассейн в составе взвеси, адсорбированной на глинистых частицах или гидроокислах железа (Смыслов, 1974; Батурин, 1975; Титаева, 2005). Согласно М.П. Кетрис и Я.Э. Юдовичу среднее содержание тория в черных сланцах составляет  $7,0 \pm 0,4$  г/т (Ketris, Yudovich, 2009).

Диапазон содержания тория в отложениях баженовской свиты по данным Л.П. Рихванова и соавторов составляет 0,9–9,8 г/т (Рихванов и др., 2015).

По данным Ю.Н. Занина и соавторов (2016) в отложениях свиты наиболее высокое содержание тория характерно для аргиллитов нормальных разрезов с высоким содержанием глинистого материала ( $11,0 \pm 2,7$  г/т при колебаниях от 5,40 до 14,40 г/т). В карбонатных породах свиты среднее содержание тория составляет –  $4,75 \pm 5,02$  г/т, в глинисто-кремнистых –  $5,07 \pm 1,88$  г/т, в фосфатно-глинисто-кремнистых –  $8,40 \pm 2,26$ , в глинисто-алевритовой породе –  $1,95 \pm 0,21$  г/т. По мнению авторов, повышенному содержанию глинистого материала отвечает повышенная концентрация тория (Занин и др., 2016).

Наряду с высокими содержаниями органического вещества и повышенной радиоактивностью в породах баженовской свиты установлены повышенные концентрации

многих других микроэлементов: Mo, U, V, Cu, Zn, Ni, As, Sb, Se, Ag, Au, Ba, Br и др. (Гавшин, Бобров, 1982; Гавшин, Гулари, 1987; Занин и др., 2016; Предтеченская и др., 2015, 2016).

Отмечается, что с ростом глубины бассейна седиментации в породах существенно возрастают концентрации Cu, V, Ni, As, Cd, Nb, и особенно Zn. Значительное обогащение более глубоководной части бассейна этими элементами может быть связано с биохимической деятельностью организмов. В работах А.П. Виноградова, В.В. Гордеева, А.И. Перельмана установлено, что обогащение отложений Ca, Mg, Ba, Sr, As, Cd, P, V, Ni, Fe и Mg зависит от интенсивности биогеохимической деятельности организмов. P, Ca, Sr являются элементами биологического накопления; Ca, Ba, As и Ni – биологического захвата (Виноградов, 1967; Гордеев, 1978; Перельман, 1979).

Области максимального накопления железа, марганца и других элементов, согласно выводам А.Э. Конторовича и соавторов, смещены от береговой области в сторону пелагических глинистых фаций. Отмечены повышенные содержания ванадия и никеля в баженовских породах и связь их с битуминозностью органического вещества (Конторович и др., 1967, 1969).

Е.А. Предтеченская и Л.Д. Малюшко (2016) установили, что положительные корреляции с Сорг. в отложениях свиты имеют U, As, Cd, Co, Ni, Mo, V, Nb, Y, Yb, отрицательные – Mn, Ga, Sc, Zr, Si, P и некоторые другие элементы (Предтеченская, Малюшко, 2016). Как отмечает И.Н. Ушатинский, при повышенном содержании карбонатного вещества в кремнисто-глинистых породах наблюдается и наиболее высокое суммарное содержание микроэлементов. Обогащены микроэлементами высокобитуминозные известковые глины и силициты, обеднены – слабоглинистые силициты. Большинство микроэлементов имеет наиболее высокие концентрации в верхних частях свиты, вниз по разрезу содержание их уменьшается (Ушатинский, 1984, 1988).

Показателями существенно- или высоко восстановительного режима рассматриваются такие элементы как U, Ni, Zn, Mo, Se, Re, Cu, Co, V, As, Ag, Cr, Cd (Ушатинский, 1984; Гавшин, 1988; Гаврилов и др., 2002, 2004). Минералогическими критериями окислительно-восстановительных обстановок являются пирит и сидерит (Занин и др., 2005).

По результатам исследований Л.П. Рихванова и соавторов (2015) (на основе инструментального нейтронно-активационного метода анализа) отложения баженовской свиты по сравнению со средними данными для черных сланцев мира в 3 раза обогащены U, Zn, Sr, Ba и в 1,5 раза – As, Co и Tb. Отмечено наличие двух геохимических ассоциаций: кластофильной (Na, Sc, Cr, Rb, Cs, La, Sm, Hf) – элементы, связанные с Th и Ta (обычные компоненты терригенной минеральной фракции) и органофильной (Zn, As, Sb, Ba, Au, U) – элементы,

связанные с органическим веществом (Рихванов, и др, 2015; Кетрис, Юдович 1988; Ketris, Yudovich, 2009).

В некоторых работах показано, что зоны максимального обогащения битуминозных пород свиты микроэлементами связаны с участками промышленной нефтегазоносности (Брадучан, 1986; Гавшин, 1982, 1983; Нестеров, 1980 и др.).

В процессе изучения свиты рядом авторов значительное внимание уделялось анализу закономерностей распределения в ней малых элементов, включая редкоземельные (РЗЭ).

В черных сланцах различного местоположения и возраста (от верхнедокембрийских до четвертичных) среднее содержание РЗЭ колеблется от 83 до 175 г/т, а среднее содержание в основных типах пород бажендовской свиты близко к среднему содержанию (131,4 г/т) этих элементов в черных сланцах.

В работе Ю. Н. Занина и соавторов (2011) выделено шесть типов моделей распределения РЗЭ, отвечающих основным типам пород бажендовской свиты и условиям их формирования. Среднее содержание редкоземельных элементов в бажендовской свите уменьшается по типам пород в следующей последовательности: фосфатные глинисто-кремнистые породы (417,9 г/т) - аргиллиты (140,4 г/т) - глинисто-кремнистые породы (97,4 г/т) - алевроитовый аргиллит аномальной пачки (84,7 г/т) - доломит (26,0 г/т) - глинисто-алевритовая порода аномальной пачки (21,2 г/т). Породы с повышенным содержанием фосфора в бажендовской свите наиболее обогащены РЗЭ. Также по мнению авторов глинистые минералы и полевые шпаты ответственны за концентрацию прежде всего легких РЗЭ (Занин и др., 2011).

Таким образом, по обобщенному мнению многих авторов, Si, Ca, Mg, Sr, Ba, P, Co, Ni, Cu, Zn, V, As, Cd, Pb, Ag, Y, Yb, Cr и Fe, участвующие в составе пород бажендовской свиты, являются элементами, связанными с органическим веществом, а K, Na, Li, Al, Ti, B, Ga, Ge, Mn, Sc, Cr, Sn, Zr – терригенными элементами. Внутри каждой из выделенных групп существуют тесные значимые связи элементов, а также выделяются определённые парагенетические ассоциации. Выделены две основные группы элементов – связанные с ОВ и терригенного образования, геохимические свойства и поведение которых в процессе формирования бажендовской свиты определялись: для первой — связью с ОВ осадков и живыми организмами, химическим сродством, процессами биоседimentации, биоассимиляции, сорбции микроэлементов на биогенном детрите, способностью к комплексообразованию, а также к образованию сернистых соединений. В качестве возможного дополнительного источника для ряда элементов (Si, Fe, Mg, Al, Na и, возможно, Y и Yb) предполагается примесь пирокластического или эндогенного материала (пеплопады, подводные эксгаляции).

Основными факторами, обусловившими состав и геохимические особенности баженовской свиты, являлись фациальные условия седиментации, содержание в осадках Сорг., биогенных карбонатов и кремнезема. Важными факторами также служили механическая дифференциация обломочного материала, морфология дна осадочного бассейна и аутигенное минералообразование в процессах седименто-, диа- и катагенеза (Предтеченская и др., 2015).

Косвенными индикаторами неблагоприятных геохимических условий (периодического сероводородного заражения придонных вод, повышенной концентрации тяжёлых токсичных металлов и радиоактивных элементов), особенно в зонах депрессий дна бассейна, повлекших неоднократную гибель популяций двустворчатых моллюсков и другой бентосной фауны могут служить интенсивная пиритизация органических остатков и пород в целом и повышенные концентрации в породах токсичных элементов — As, Hg, Cd, Sb, Pb и U. При этом следует учитывать возможное периодическое воздействие подводных эманаций в связи с гидротермальным подтоком в зонах дизъюнктивных нарушений (Предтеченская и др., 2015).

### **1.5 Вулканогенный материал в породах баженовской свиты**

На присутствие пирокластического материала в породах осадочного чехла Западно-Сибирской плиты исследователи обращали внимание еще на ранних этапах геологического изучения региона. Его наличие устанавливалось в петрографических шлифах и связывалось главным образом с поступлением в осадки вулканического пепла. С расширением и углублением геологических исследований данные о присутствии пирокластического материала в отложениях стали пополняться. Вместе с тем, определение количества и состава пирокластического материала действительно представляет большие трудности из-за влияния постседиментационных процессов.

Исследованиями продуктов вулканизма и распространением вулканогенного материала в юрских отложениях (в том числе в отложениях баженовской свиты) на территории Западно-Сибирского осадочного бассейна подробно занимались А.В. Ван, Ю.П. Казанский, В.А. Каштанов, И.Н. Ушатинский, Е.А. Предтеченская и др. (Приуральская часть бассейна, Шаимский, Салымский, Красноленинский районы, восточная окраина бассейна) Р.А. Конышева, Л.В. Ровнина (Салымский район, Линейная площадь) (Ван, 1973, 1974; Ван, Каштанов, 1971; Ровнина и др., 1980; Ван, Казанский, 1985; Конышева, 1975; Ван и др., 2011; Предтеченская и др., 2016; Ермолова, 2003).

На территории бассейна наиболее обогащенными вулканическим пеплом верхнеюрские разрезы описаны в ее западной части – в Шаимском, Красноленинском, Северо-Сосьвинском и Салымских районах. По данным А.В. Вана и соавторов (2011) вулканогенные прослои

представлены в основном литокластическими туфами и туффитами, туфогенными аргиллитами, туфоалевролитами. К востоку и юго-востоку от Приуралья количество пепловых прослоев и их мощность значительно уменьшаются. Пепловый материал в центральных и восточных районах плиты представлен в основном кристаллокластикой и продуктами изменения витрокластики (Ван и др., 2011).

Признаки подводной эксгальтивной деятельности были обнаружены в прослоях среди битуминозных отложений баженовской свиты в Салымском и Красноленинском районах (Предтеченская и др., 2015). Для слагающих эти прослои кремнистых аргиллитов и радиоляриевых силицитов характерны повышенные значения железного, Fe-Mn модулей и аномальные концентрации ряда элементов. Предполагается, что подводные эксгальциации были источником таких элементов, как Fe, Cu, Zn, V, Mo, As, Cd – производных основных и ультраосновных магм, а также B, Ba, Si, Pb, Sn, U и Y – составных компонентов кислых и средних магм. Концентрации этих элементов в породах баженовской свиты в разрезах некоторых скважин превышают кларковые в 100 раз и более. Повышенные содержания Ba, Cd, V, Mo, Mn в Шаимском и других районах также, по мнению авторов, связаны с гидротермальной разгрузкой, приуроченной к зонам подводных эксгальций и тектонической трещиноватости (Предтеченская и др., 2015).

И.Н. Ушатинский (1985), изучая отложения баженовской свиты Салымского района, указал на низкие значения железо-марганцево-титанового модуля. Критическое значение модуля, по данным Н.М. Страхова, при котором можно предполагать хотя бы минимальное участие в осадконакоплении эксгальтивных компонентов, составляет 25. В Салымском районе величина модуля в 2-2,5 раза ниже критической. Следовательно, мнение о значительной роли в отложениях эксгальтивного материала и существенном проявлении в то время вулканической деятельности не согласуется с геохимическими данными (Ушатинский, 1985).

По данным А.В. Вана и соавторов (2011), Е.А. Предтеченской и соавторов (2016) в центральной части бассейна на Ачимовской, Рагозинской, Махнинской, Ноябрьской и других площадях в кремнистых аргиллитах и радиоляритах близ подошвы свиты повышены концентрации железа и величина отношения  $Fe+Mn / Ti$ . На этих площадях обнаружены мелкие таблитчатые кристаллы свежих плагиоклазов и остроугольные, оскольчатые обломки кварца. Авторы предполагают, что на вышеупомянутых площадях (как и в Приуральской части плиты) при формировании баженовской свиты участвовал материал пеплопадов, который сохранился в основном в депрессиях дна бассейна седиментации (Ван и др., 2011; Предтеченская и др., 2016).

При исследовании тектономагматической активизации и вулканизма осадочного чехла Приенисейской зоны Западно-Сибирской плиты Г.Н. Черкасовым и соавторами (2015) в составе

верхнего отдела юры (оксфорд – киммеридж-титон) установлено, что пирокластический материал представлен туфами риолитов и дацитов, туфогенными аргиллитами, известковыми литокластическими туффитами (Черкасов и др., 2015).

Рядом исследователей - И.В. Панченко, В.А. Камзолкиным, А.В. Латышевым, И.Д. Соболевым, Е.Е. Оксенойд, Т.Д. Булатовым, В.А. Бумагиной и др. отмечены тонкие глинистые прослои туфов и туффитов в центральной части Западно-Сибирского бассейна (Среднее Приобье). (Панченко и др., 2015, 2021; Булатов и др., 2017; Оксенойд и др., 2018, Бумагна и др., 2018)).

Согласно В.И. Афониному и соавторам (2019) в глинисто-кремнистых породах баженовской свиты установлены прослои туфов и прослои с обломками андезитов и их предположительная связь с крупными изверженными провинциями (Afonin et al, 2019).

Таким образом, на присутствие вулканогенного материала в отложениях свиты указывали многие исследователи. Реликты вулканической деятельности встречаются неравномерно даже на территории одной площади, что возможно связано с морфологией дна баженовского моря и с высокой степенью преобразованности вулканического материала.

## **1.6 Характеристика баженовской свиты и объекта исследования на изучаемой территории**

Территория исследования охватывает более 200 тыс. км<sup>2</sup> в центральной и юго-восточной части Западно-Сибирского бассейна (ХМАО- Широтное Приобье и Томская область) (около 500 км с запада на восток и около 400 км с севера на юг).

Макроскопическое изучение керна скважин, вскрывших отложения баженовской свиты на изучаемой территории включало в себя описание текстурно-структурных особенностей пород, наличие и характеристику прослоев и включений различной природы, цвет породы и другие признаки. Изучение пород свиты сопровождалось исследованием вещественного состава петрографическим и рентгенографическим методами.

По обобщенным результатам исследований в пределах изучаемых разрезов породы баженовской свиты представлены следующими литотипами (табл. 1.1):

- Кремнистые породы (силициты). Пирит отмечается преимущественно в рассеянном виде (содержание в среднем 10 %). Текстура слойчатая, горизонтальная. Отмечаются множественные остатки фауны – онихиты, раковины двустворок. Также встречаются тонкие (до 3 мм) прослои остатков раковин радиолярий.
- Кремнисто-глинистые и глинисто-кремнистые породы. Отмечаются множественные стяжения пирита с содержанием в породе до 25 %. Текстура слойчатая, горизонтальная.

- Микститы (породы, в которых содержание каждого из породообразующих компонентов: кварц, глинистые и карбонатные породы не превышает 50 %) глинисто-кремнисто-карбонатного состава. Отмечаются конкреции, содержащие кальцит или доломит. Пирит отмечается в рассеянном виде (содержание в породе до 25 %). Текстура слойчатая, горизонтальная. Отмечаются остатки фауны – онихиты, остатки раковин двустворок.

- Кремнистые микститы (породы, в которых содержание кремнезёма 50-75 %, а содержание глинистых компонентов и карбонатов колеблется в пределах 10-40 % для каждого). Представлены прослоями разной мощности. Минералы группы карбонатов распространены в виде прослоев, редко конкреций. Пирит отмечается как в рассеянном виде, так и с полосчатым распределением (содержание в породе до 25 %). Текстура слойчатая, горизонтальная. Отмечаются остатки фауны – онихиты, остатки раковин двустворок, редкие аммониты.

Таблица 1.1. Сводная классификация пород баженовской свиты на территории исследований с указанием литотипов и минеральных компонентов.

| Индекс | Литотипы              | Массовое содержание минеральных компонентов, % |                          |           |
|--------|-----------------------|------------------------------------------------|--------------------------|-----------|
|        |                       | Кварц                                          | Глинистые минералы + ПШ* | Карбонаты |
| I      | Карбонатный           | 0-25                                           | 0-25                     | 75-100    |
| I-S    | Кремнисто-карбонатный | 25-50                                          | 0-10                     | 50-75     |
| II     | Кремнистый            | 75-100                                         | 0-25                     | 0-25      |
| II-C   | Карбонатно-кремнистый | 50-75                                          | 0-10                     | 25-50     |
| II-T   | Глинисто-кремнистый   | 50-75                                          | 25-50                    | 0-10      |
| IV     | Микститы              | 10-50                                          | 10-50                    | 10-50     |
| IV-S   | Кремнистый микстит    | 50-75                                          | 10-40                    | 10-40     |

Примечание: ПШ\* – полевые шпаты

Ниже представлена диаграмма вещественно-генетической классификации состава пород одного из разрезов на территории Широкого Приобья (рис. 1.4).

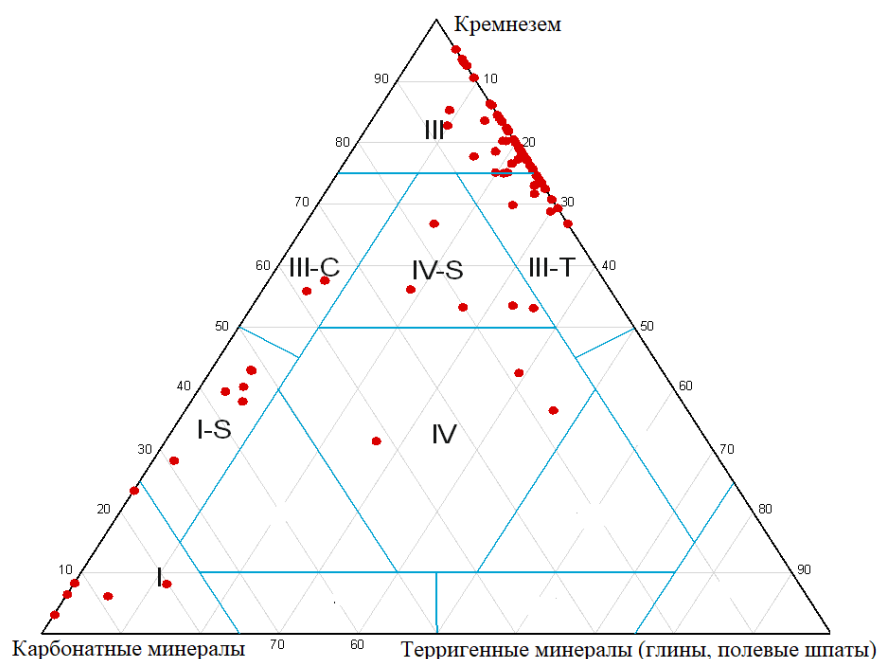


Рисунок 1.4 – Диаграмма вещественно-генетической классификации состава пород баженовской свиты для скважины X центральной части территории исследования.

Литотипы: I – карбонатный, I-S - кремнисто-карбонатный, III – кремнистый, III-C - карбонатно-кремнистый, III-T - глинисто-кремнистый, IV – микститы, IV-S – кремнистые микститы.

Стандартный комплекс первичных исследований керна, реализуемый в АО «ТомскНИПИнефть», включает в себя этап изучения керна при ультрафиолетовом (УФ) освещении для определения прямых признаков наличия углеводородов, которые люминесцируют при облучении их УФ светом.

Изучение керна баженовской свиты в УФ свете для некоторых ее участков выявило наличие единичных тонких прослоев с аномальным ярким (как правило, желтым, оранжево-желтым) свечением. Прослой пород, интенсивно светящихся в УФ свете, могут быть как одиночными, так и в виде нескольких смежных прослоев (серий) (рис. 1.6). Прослой имеет разную интенсивность свечения (от слабой до сильной), но при этом отчетливо выделяется на фоне «обычных» пород свиты (Шалдыбин и др., 2018; Shaldybin et.al, 2018, 2019; Кондрашова, 2020, 2021). Также следует отметить, что выделенные люминесцирующие прослой отмечены в разных типах пород свиты (от карбонатного до кремнистого микстита).

Выделенные прослой по внешнему облику (морфологии) разделены на две группы: I группа – единичные прослой мощностью от 0,3 до 1 см, такие прослой характеризуются повышенной хрупкостью, относительно вмещающих пород (рис. 1.5, А). II группа - смежные прослой (тонкие миллиметровые серии) с суммарной мощностью в среднем от 6 до 15 см (в некоторых разрезах мощность достигает 45 см), данные прослой характеризуются повышенной

твердостью (рис. 1.5, Б). В разрезе одной скважины могут присутствовать прослои двух групп одновременно, расстояние между группами составляет от 1,5 до 10 м. (рис. 1.6, 1.7).

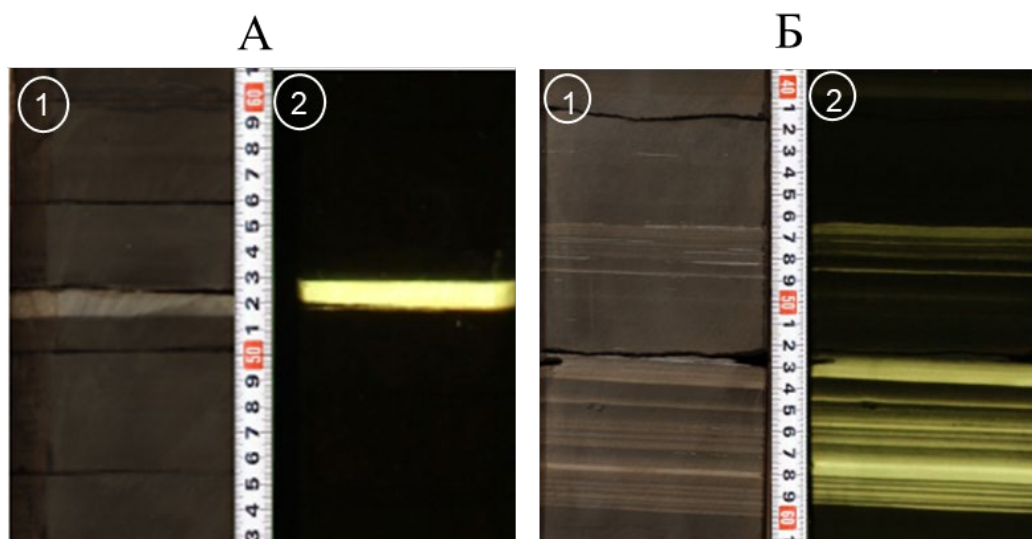


Рисунок 1.5 Аномально люминесцирующие прослои в отложениях баженовской свиты. А – прослои I группы, Б – прослои II группы. Фотографии керна в дневном (1) и УФ (2) свете

Неполное вскрытие отложений свиты в большинстве изученных скважин затрудняет оценку наличия/отсутствия люминесцирующих прослоев. В виду этого часто в отложениях свиты наблюдается либо только прослои I группы, либо только II группы.

Аномально люминесцирующие прослои отмечены в 63 скважинах на 12 площадях/месторождениях в центральной части - Широтное Приобье и в 41 скважине на 30 площадях/месторождениях в юго-восточной части бассейна (рис. 1.8). Скважины, в которых обнаружены изучаемые прослои расположены как в пределах положительных, так отрицательных структур.

И.В. Панченко и соавторами, Е.Е. Оксенойд, Т.Д. Булатовым, В.А. Бумагиной и соавторами отмечены подобные люминесцирующие прослои в УФ свете в отложениях баженовской свиты на соседних территориях – Среднее Приобье (рис. 1.8) (Панченко и др., 2018, 2021; Бумагина и др., 2018; Оксенойд, Булатов, 2018).

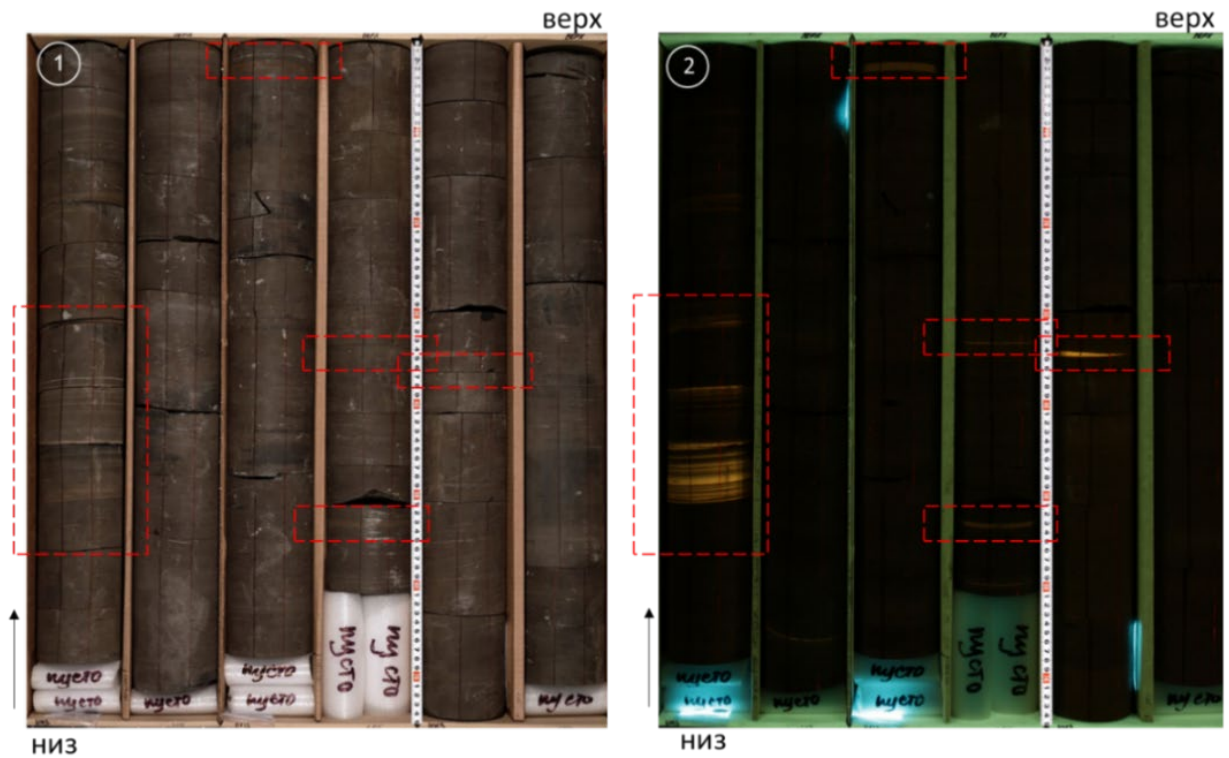


Рисунок 1.6. Распределение anomalно люминесцирующих прослоев в разрезе скважины, вскрывающей баженовскую свиту в интервале глубин 2384,3-2380,2 м. Фотографии керна в дневном (1) и УФ (2) свете

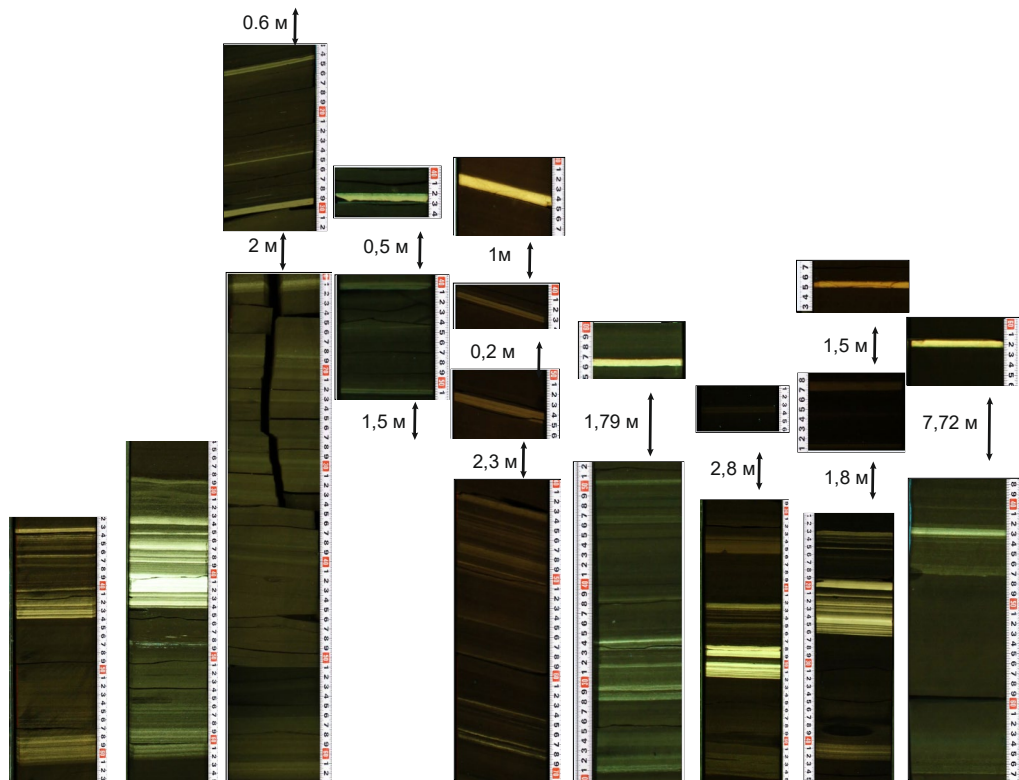


Рисунок 1.7. Распределение anomalно люминесцирующих прослоев в разрез скважин, вскрывающей баженовскую свиту. Фотографии керна в УФ свете

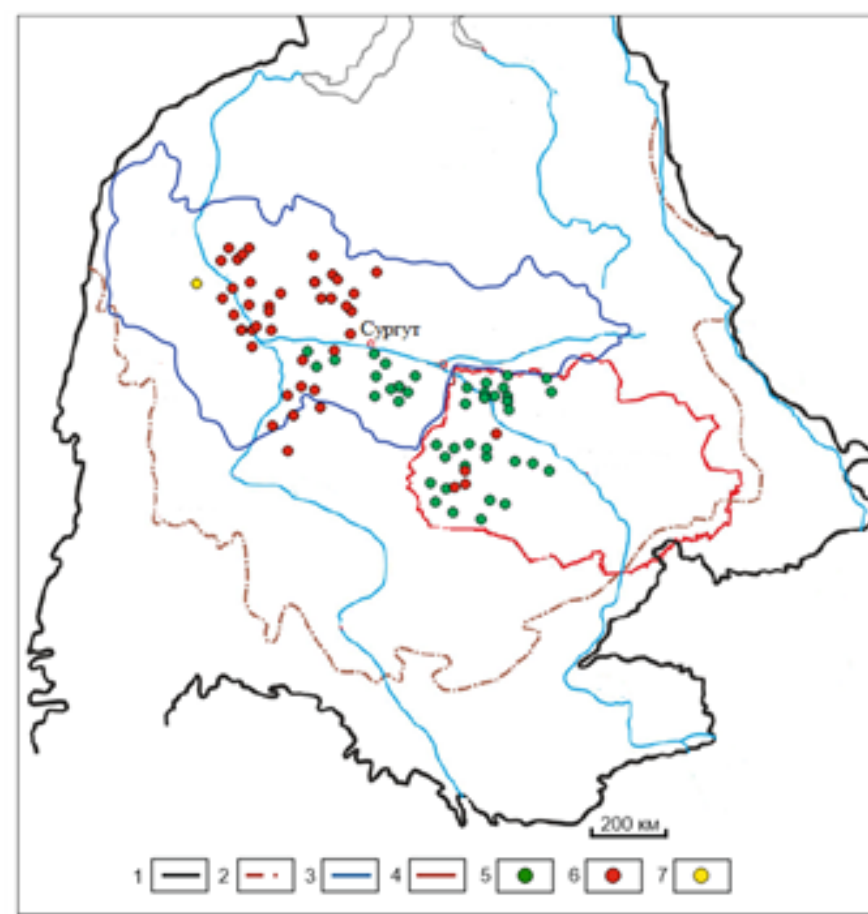


Рисунок 1.8 Схема распределения площадей (месторождений) с выделенными люминесцирующими горизонтами на территории Западно-Сибирской плиты

1 - Границы Западно-Сибирской плиты 2 – Граница распространения юрских отложений; 3 - Территориальная граница ХМАО, 4 - Территориальная граница Томской области, 5 - 7 - Площади с выявленными люминесцирующими прослоями: 5 – по данным автора настоящей работы; 6 – по данным И.В. Панченко и др. (Панченко и др., 2015, 2021), 7 – по данным В.А. Бумагиной и др. (Бумагина и др., 2018).

### Основные выводы:

Баженовская свита является одновременно региональным флюидоупором и нефтематеринской толщей, выдержанной на значительных расстояниях. Литологическое строение свиты неоднородное, в ней выделяется несколько разновидностей переслаивающихся между собой типов пород. Основной особенностью свиты является ее обогащенность органическим веществом, а также специфичный набор микроэлементов, отличающий ее от других осадочных пород Западно-Сибирской плиты.

На территории исследования отложения баженовской свиты представлены следующими литотипами: кремнистые породы (силициты), кремнисто-глинистые и глинисто-кремнистые породы, микститы, кремнистые микститы.

Среди отложений свиты выявлены прослои разной мощности с аномально ярким свечением в ультрафиолетовом освещении. Выделенные прослои по внешним признакам разделены на 2 группы: I группа – единичные прослои мощностью от 0,3 до 1 см, II группа - смежные прослои (тонкие миллиметровые серии) с суммарной мощностью в среднем от 6 до 45 см.

Аномально люминесцирующие прослои отмечены в 63 скважинах на 12 площадях/месторождениях в центральной части - Широтное Приобье и в 41 скважине на 30 площадях/месторождениях в юго-восточной части бассейна, что подчеркивает их региональное распространение.

## ГЛАВА 2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В процессе работы были опробованы и изучены люминесцирующие прослои и вмещающие их породы баженовской свиты в центральной и юго-восточной части Западно-Сибирского осадочного бассейна.

Методика исследования состоит из следующих основных этапов:

- -выявление и опробование аномально люминесцирующих прослоев;
- -комплексное изучение состава и строения прослоев разными физико-химическими методами, выяснение природы люминесцентного свечения прослоев.

Все основные результаты выполненных исследований получены в научно-исследовательских, аналитических, университетских и испытательных лабораториях и лично автором или при его активном участии (отбор образцов, пробоподготовка, проведение экспериментальных и некоторых аналитических работ, обработка полученных результатов).

### 2.1 Опробование

Начальный этап исследования заключался в выделении люминесцирующих прослоев в разрезах скважин, вскрывающих отложения баженовской свиты. Для этого использовался керновый материал, находящийся в кернохранилище АО «ТомскНИПИнефть».

Выявление изучаемых прослоев проводилось по цифровым фотографиям керна в ультрафиолетовом свете (УФ). Исследуемые прослои определялись по характерному ярко-желтому, оранжевому свечению с четкими границами. По визуальному признаку люминесцирующие прослои были разделены на 2 группы: I группа – единичные прослои мощностью до 1 см, II группа – серия смежных тонких люминесцирующих прослоев суммарной мощностью 5-45 см.

Цифровое фотографирование керна в дневном и УФ свете выполнялось в Лаборатории сбора и обработки керна АО «ТомскНИПИнефть» на фотоустановке CPD- 265 (Coretest Systems, Inc.); размер снимаемой поверхности составляет 0,7×1,1 м; максимальное разрешение цифровой сканирующей приставки Betterlight - 8000×6000 пикселей. Полученные снимки подвергались корректировке (баланс белого цвета, яркость, уровни цветов).

Процесс изучения фотографий керна сопровождался составлением сводного реестра всех скважин с выявленными в них люминесцирующими прослоями с указанием месторождения, скважины, глубины отбора и группы (единичный прослой/серия). Изучаемые прослои отмечены в 63 скважинах на 12 площадях (месторождений) Широкого Приобья и в 41 скважине на 30

площадах юго-восточной части Западно-Сибирского бассейна (рис. 2.1). При появлении новых скважин, поступающих в кернохранилище для изучения, сводный реестр пополнялся данными.

Для опробования были выбраны только те скважины, в которых изучаемые прослои имеют самое интенсивное люминесцирующее свечение, четкие границы и достаточную мощность (не менее 1 см в случае прослоев I группы и от 5 см в случае прослоев II группы). В одной скважине может быть одновременное нахождение прослоев разных видов, в таком случае проводился отбор из каждого типа. Исходя из этого было выбрано 30 скважин, равномерно распределенных на территории исследования (таблица 2.1).

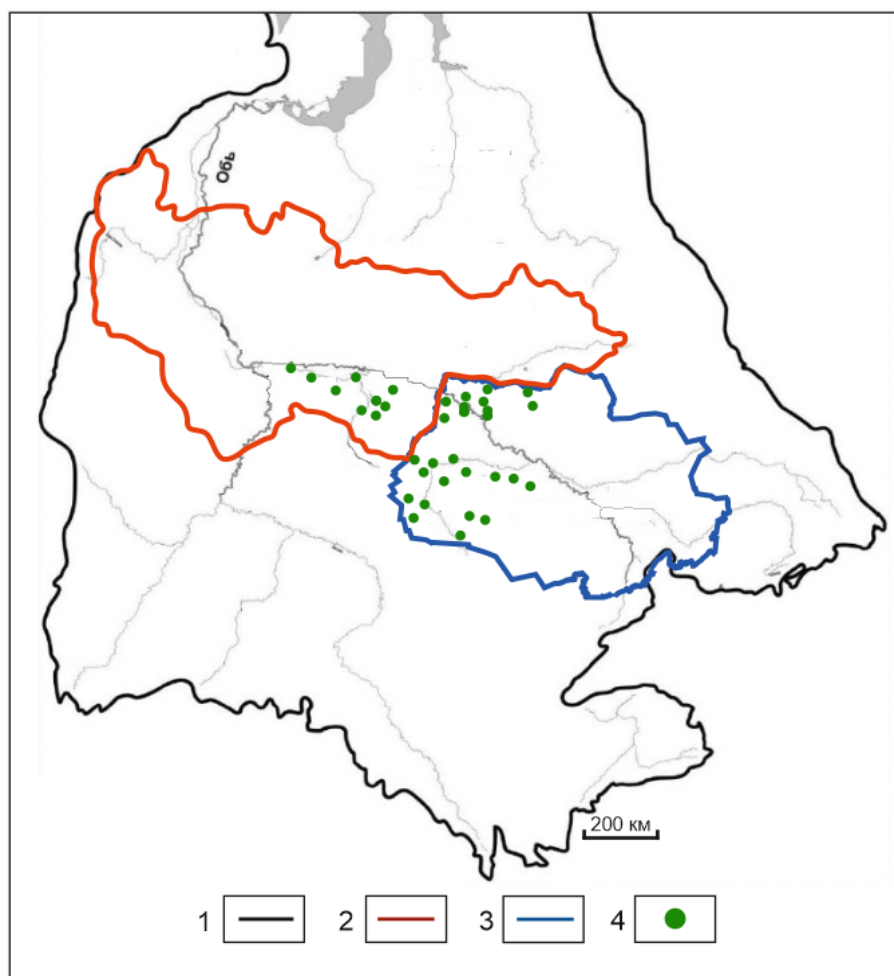


Рисунок 2.1. Территория исследований и схема распределения скважин с аномально люминесцирующими прослоями.

1 – Границы Западно-Сибирской плиты, 2 – Территориальная граница ХМАО, 3 – Территориальная граница Томской области, 4 – Скважины с выделенными аномально люминесцирующими прослоями

Таблица 2.1 Сводный реестр образцов аномально люминесцирующих прослоев и вмещающих их пород.

| № п/п | Скважина | Тип ЛП      | Глубина отбора, м | № п/п | Скважина | Тип ЛП      | Глубина отбора, м |
|-------|----------|-------------|-------------------|-------|----------|-------------|-------------------|
| 1     | Скв. 1   | вмещ.порода | 2428,1            | 27    | Скв. 14  | I группа    | 2647,7            |
| 2     |          | II группа   | 2428,4            | 28    | Скв. 15  | I группа    | 2207,3            |
| 3     |          | вмещ.порода | 2426,5            | 29    |          | II группа   | 2210,1            |
| 4     |          | I группа    | 2426,9            | 30    | Скв. 16  | I группа    | 3041,9            |
| 5     | Скв. 2   | I группа    | 3070,7            | 31    | Скв. 17  | I группа    | 2645,8            |
| 6     |          | II группа   | 3074,6            | 32    | Скв. 18  | II группа   | 2669,2            |
| 7     | Скв. 3   | I группа    | 3062,1            | 33    | Скв. 19  | II группа   | 2258,4            |
| 8     |          | II группа   | 3066,3            | 34    | Скв. 20  | II группа   | 2721,2            |
| 9     | Скв. 4   | вмещ.порода | 2518,6            | 35    |          | вмещ.порода | 2804,7            |
| 10    |          | I группа    | 2518,8            | 36    | Скв. 21  | I группа    | 2805,1            |
| 11    |          | вмещ.порода | 2519,1            | 37    | Скв. 22  | вмещ.порода | 2359,5            |
| 12    |          | II группа   | 2520,2            | 38    |          | I группа    | 2361,0            |
| 13    | Скв. 5   | I группа    | 2530,6            | 39    | Скв. 22  | вмещ.порода | 2363,2            |
| 14    | Скв. 6   | I группа    | 2528,4            | 40    | Скв. 23  | II группа   | 2656,3            |
| 15    | Скв. 7   | I группа    | 3063,8            | 41    | Скв. 25  | I группа    | 2817,3            |
| 16    | Скв. 8   | вмещ.порода | 2882,0            | 42    | Скв. 26  | вмещ.порода | 29,11,1           |
| 17    |          | I группа    | 2882,4            | 43    |          | II группа   | 2911,6            |
| 18    |          | вмещ.порода | 2882,8            | 44    | Скв. 27  | вмещ.порода | 2921,8            |
| 19    | Скв. 9   | I группа    | 2275,5            | 45    |          | I группа    | 2922,1            |
| 20    | Скв. 10  | вмещ.порода | 2420,9            | 46    | Скв. 28  | I группа    | 2815,8            |
| 21    |          | I группа    | 2421,3            | 47    | Скв. 29  | вмещ.порода | 2890,0            |
| 22    |          | вмещ.порода | 2421,7            | 48    |          | I группа    | 2890,3            |
| 23    |          | II группа   | 2424,0            | 49    |          | вмещ.порода | 2890,5            |
| 24    | Скв. 11  | I группа    | 2889,6            | 50    | Скв.30   | вмещ.порода | 2898,0            |
| 25    | Скв. 12  | I группа    | 2965,8            | 51    |          | I группа    | 2898,3            |
| 26    | Скв. 13  | I группа    | 2940,4            | 52    |          | вмещ.порода | 2898,4            |

Отбор образцов проводился непосредственно из керновой колонки откалыванием (в случае отбора из единичных прослоев) и отпиливанием части керна (пластины) размером до 5\*10 см (в случае отбора прослоев II группы). Также отбирались образцы из вмещающих пород на расстоянии 1- м выше и ниже относительно люминесцирующих прослоев. Всего было отобрано 52 образца.

Для проведения аналитических исследований образцы истирались в шаровой мельнице до конечного размера частиц около 20 мкм, также применялись дополнительные виды пробоподготовки образцов, в зависимости от метода исследования.

## 2.2 Аналитические методы исследования

Изучение минералого-петрографических, химических и геохимических особенностей люминесцирующих прослоев проводилось комплексом физико-химических методов. Перечень проведенных исследований приведен в таблице 2.2.

Таблица 2.2 Сводный реестр выполненных работ.

| Вид анализа                                                            | Место проведения исследований/испытаний                                                             | Кол-во проб |
|------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------|
| Макроскопическое описание керна                                        | Лаборатория седиментологии АО «ТомскНИПИнефть»                                                      | 30 скв.     |
| Рентгенофазовый анализ                                                 | Лаборатория седиментологии АО «ТомскНИПИнефть»                                                      | 52          |
| Оптическая микроскопия                                                 | Лаборатория седиментологии АО «ТомскНИПИнефть»                                                      | 30          |
| Пиролитический метод                                                   | Лаборатория геохимии и пластовых нефтей АО «ТомскНИПИнефть»                                         | 30          |
| Инструментальный нейтронно-активационный анализ (ИНАА)                 | Ядерно-геохимическая лаборатория отделения геологии ТПУ                                             | 26          |
| Масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой.                     | Аналитический центр ДВГИ ДВО РАН                                                                    | 26          |
| Атомно-эмиссионная спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой        | Аналитический центр ДВГИ ДВО РАН                                                                    | 26          |
| Сканирующая электронная микроскопия                                    | МИНОЦ «Урановая геология» при кафедре геоэкологии и геохимии Томского Политехнического Университета | 12          |
| Рентгенолюминесценция                                                  | ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем», ТГУ                                            | 12          |
| Термогравиметрический анализ, дифференциально-сканирующая калориметрия | ЦКП "Физико-химические методы анализа", Томский Политехнический Университет                         | 12          |
| Инфракрасная спектроскопия                                             | Лаборатория исследования углей, ТПУ.<br>ЦКП "Физико-химические методы анализа", ТПУ                 | 25          |
| Экстракция образцов                                                    | ЦКП "Физико-химические методы анализа", ТПУ                                                         | 9           |
| Определение содержания С, N, H, S                                      | ЦКП "Физико-химические методы анализа", ТПУ                                                         | 9           |
| Ядерно-магнитный резонанс                                              | ЦКП "Физико-химические методы анализа", ТПУ                                                         | 3           |
| Ультрафиолетовая спектроскопия                                         | Лаборатория физико-химических методов исследования, СО РАН Институт химии нефти                     | 4           |

### Рентгенофазовый анализ

Количественно-минералогический рентгенофазовый анализ образцов из люминесцирующих прослоев и вмещающих их пород проводился в лаборатории седиментологии АО «ТомскНИПИнефть» с использованием рентгеновского дифрактометра RIGAKU Ultima IV с реализацией съемки рентгенограмм в геометрии Брега-Брентано. Материал катода Cu. Рабочий режим 40 kV и 30 mA. Диапазон съемки 3,5 -65 2 $\theta$ . Шаг сканирования 0,02 2 $\theta$ . Режим съемки – непрерывный. Для проведения валового анализа подготавливались неориентированные препараты (порошкообразные), для качественной диагностики глинистых минералов - ориентированные пробы на стеклянной подложке, также проводилось прокаливание при 550 С и насыщение препаратов парами органической жидкости.

Пробоподготовка, получение дифрактограмм и их расшифровка проводилась согласно принятой в лаборатории методике измерений – СТО 44235454-017-2017 Методика (метод) измерений массовой доли минералов в образцах горных пород методом рентгенофазового анализа (рентгеновской дифрактометрии) с использованием рентгеновского дифрактометра. Для проведения валового анализа образцы истирались в порошок на специализированной мельнице, затем подготовленный порошок наносился в кювету. Приготовление проб для проведения анализа глинистой части заключалось в разбавлении образца водой, отмучивании и обработке в ультразвуковой ванне для диспергации суспензии, отстаивании для разделения породообразующих компонентов (кварца, полевых шпатов (ПШ), карбонатных и других минералов) и глинистых частиц размером менее 2 мкм, центрифугирование суспензии для отделения необходимой глинистой массы и нанесение на стеклянную подложку (предметное стекло). Полученный ориентированный препарат для проведения дополнительных исследований после съемки в воздушно-сухом состоянии подвергался термической обработке (прокаливанию при температуре 550 °С и насыщению парами органической жидкости (этиленгликолем).

Погрешность определения каждой минеральной фазы при доверительной вероятности  $P=0,95$  в диапазоне измерений от 1,5 до 15% составляет 43%, от 15 до 100% - 25%.

Идентификация фазового состава исследованных образцов происходила путем сопоставления наблюдаемого набора углов дифракционных максимумов или набора межплоскостных расстояний с данными компьютерных баз данных. При работе с дифрактограммами применялись специализированные программные продукты PDXL и SiroQuant. Данные виды ПО позволяют получать информацию о минералогическом составе породы, структуре кристаллических фаз в образце, количественном содержании минералов, степени кристалличности всей пробы и т. д. Основным инструментом информационно-поисковой системы являлась цифровая база данных рентгеновской порошковой дифрактометрии

PDF2 Международного центра дифракционных данных (ICDD) Количественный подсчет содержаний минеральных фаз проводился методом Ритвельда, путем моделирования экспериментальной дифрактограммы с наилучшим приближением “теория-эксперимент”.

При анализе дифракционных картин проводилось качественное определение и количественная оценка содержания всех минеральных фаз, выявленных в образцах изучаемых пород, также проводилась качественная оценка/сравнение полученных картин со справочными данными согласно D.M. Moore и R.C. Jr. Reynolds (Moore, Reynolds 1997), S. Hillier (Hillier, 2003) и В.В. Крупской (Крупская и др., 2016). Ниже приведены справочные данные по основным минералам и их характерным рефлексам, выделенным в вещественном составе исследуемых пород по данным (таблица 2.3, 2.4).

Таблица 2.3. Классификационные признаки и значение базальных отражений основных минералов на дифракционных картинах неориентированных препаратов по D.M. Moore и R.C. Jr. Reynolds (Moore et al, 1997) и базе данных PDF-2 (ICDD).

| Межплоскостное расстояние, Å | Угол 2Θ, °C  | Межплоскостное расстояние, Å | Угол 2Θ, °C  | Межплоскостное расстояние, Å | Угол 2Θ, °C  |
|------------------------------|--------------|------------------------------|--------------|------------------------------|--------------|
| Кварц                        |              | Микроклин                    |              | Альбит                       |              |
| 4.27                         | 20.8         | 4.22                         | 21.06        | 4.03                         | 22.05        |
| <b>3.34</b>                  | <b>26.67</b> | 3.80                         | 23.40        | 3.47                         | 25.66        |
| 2.45                         | 36.57        | <b>3.24</b>                  | <b>27.52</b> | <b>3.31</b>                  | <b>26.75</b> |
| 2.82                         | 39.49        | 3.03                         | 29.50        | 3.24                         | 27.53        |
| 2.237                        | 40.32        | 2.89                         | 30.95        | 2.77                         | 32.35        |
| Кальцит                      |              | Доломит                      |              | Пирит                        |              |
| 3.86                         | 23           | <b>2.89</b>                  | <b>30.98</b> | 3.13                         | 28.54        |
| <b>3.04</b>                  | <b>29.43</b> | 2.67                         | 33.56        | <b>2.71</b>                  | <b>33.07</b> |
| 2.50                         | 36.00        | 2.41                         | 37.39        | 2.43                         | 37.02        |
| 2.29                         | 39.43        | 2.19                         | 41.18        | 2.21                         | 40.49        |
| 2.10                         | 43.18        | 2.02                         | 44.99        | 1.92                         | 47.45        |
| 1.79                         | 50.85        | 1.78                         | 51.10        | 1.63                         | 56.34        |
| Иллит/Мусковит               |              | Каолинит                     |              |                              |              |
| <b>9,92</b>                  | <b>8,91</b>  | <b>7,06</b>                  | <b>12,53</b> |                              |              |
| 5,01                         | 17,69        | 4,32                         | 20,54        |                              |              |
| 4,46                         | 19,89        | 4,14                         | 21,45        |                              |              |
| 3,32                         | 26,83        | 3,54                         | 25,14        |                              |              |

Примечание: жирным шрифтом выделены первые самые интенсивные базальные отражения.

Таблица 2.4. Значение основных базальных отражений основных глинистых минералов на дифракционных картинах ориентированных препаратов по S. Hillier (Hillier, 2003).

| Минерал                           | Обработка      |                            |                                 |
|-----------------------------------|----------------|----------------------------|---------------------------------|
|                                   | Воздушно-сухой | Насыщение (гликолирование) | Температурная обработка, 550 °С |
| Иллит                             | 10             | 10, небольшое смещение     | 10                              |
| Смектит (Na)                      | 12             | 17                         | 10                              |
| Смектит (Ca, Mg)                  | 15             | 17                         | 10                              |
| Иллит-смектит (неориентированный) | 15             | 17                         | 10                              |
| Иллит-смектит (ориентированный)   | 15-10          | 17                         | 10                              |
| Каолинит                          | 7.15           | 7.15                       | Разрушается                     |
| Хлорит                            | 14.2           | 14.2                       | 14.2                            |

### Петрографический анализ в шлифах

Петрографические шлифы изготавливались в лаборатории сбора и обработки керна АО «ТомскНИПИнефть» (техник С.Г. Емельянов) на комплексе оборудования производства Struers. Шлифы изготавливались с применением вакуумированной пропитки заготовок шлифов окрашенной эпоксидной композицией.

Оптическое изучение минерального состава, структурно-текстурных особенностей люминесцирующих прослоев, характер контактов с вмещающими породами, анализ включений, минеральный состав основной массы и примесей и другие особенности пород проводились автором в лаборатории седиментологии АО «ТомскНИПИнефть» с помощью поляризационного микроскопа Olympus BX51, микрофотографирование выполнялось с помощью встроенной цифровой камеры. Фотографировались наиболее представительные участки шлифа, отражающие состав, структуру и текстуру породы и особенности вещественного состава. Выполнялась фотосъемка в трех режимах: в параллельных и скрещенных николях, редко – в отраженном свете для подчеркивания пиритизированных объектов.

При проведении исследований консультации оказывали сотрудники лаборатории седиментологии АО «ТомскНИПИнефть», доценты кафедры петрографии ГГФ ТГУ И.В. Вологодина и О.В. Бетхер.

### Многоэлементный инструментальный нейтронно-активационный анализ

Для определения химического состава образцов, содержания редких и радиоактивных элементов выполнялся многоэлементный инструментальный нейтронно-активационный анализ (ИНАА). ИНАА проводился в Ядерно-геохимической лаборатории отделения геологии ТПУ. Измерение производилось на многоканальном анализаторе импульсов АМА 02Ф с полупроводниковым Ge-Li детектором ДГДК-63А, методика НСАМ ВИМС № 410-ЯФ. Аналитики А.В. Судыко, Л.В. Богутская.

ИНАА позволяет проводить исследование материала без его разрушения, избегая растворения и этапы химического разделения и получать одновременно информацию по 28 элементам в диапазоне концентрации от  $n \times 1\%$  до  $n \times 10^{-7} \%$ . Преимущество метода заключается в возможности определения концентраций редких, редкоземельных и радиоактивных элементов (La, Ce, Eu, Tb, Th, U и многих других). Помехи от матричных или других элементов могут быть исключены или значительно нивелированы варьированием продолжительностями облучения и охлаждения (Судыко, 2016).

Образцы для анализа были представлены в виде тонкодисперсного порошка. Продолжительность облучения составляла 20 часов. Измерение короткоживущих изотопов производилось через неделю, а долгоживущих - через 20 суток выдержки, на авто-гамма-спектрометре.

Таблица 2.5 Пределы определения содержаний элементов в породах методом ИНАА.

| Элемент | Предел, г/т | Элемент | Предел, г/т |
|---------|-------------|---------|-------------|
| Na      | 20          | Ba      | 8           |
| Ca      | 300         | La      | 0.03        |
| Sc      | 0.02        | Ce      | 0.05        |
| Cr      | 0.2         | Sm      | 0.01        |
| Fe      | 100         | Eu      | 0.01        |
| Co      | 0.1         | Tb      | 0.05        |
| Ni      | 20          | Yb      | 0.1         |
| Zn      | 2           | Lu      | 0.01        |
| Rb      | 0.6         | Hf      | 0.01        |
| As      | 1           | Ta      | 0.05        |
| Sr      | 7           | Au      | 0.01        |
| Ag      | 0.5         | Th      | 0.2         |
| Cs      | 0.3         | U       | 0.1         |
| Sb      | 0.2         | Br      | 0.3         |

## Методы масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой

Для определения элементного состава люминесцирующих прослоев были использованы методы атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-АЭС) (Ti, Al, Ca, Fe, Mg, Mn, K, Na, P) с пересчетом на оксиды и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) (Li, Be, Sc, V, Cr, Cu, Co, Ni, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Cd, Sn, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Pb, Bi, Th, U). Исследования проводились в аналитическом центре Дальневосточного геологического института ДВО РАН по методикам НСАМ № 487-ХС, НСАМ № 499- АЭС- М.

Метод ИСП-АЭС основан на регистрации интенсивности определенной длины волны, испускаемой атомом элемента при переходе в стационарное энергетическое состояние после возбуждения (получения дополнительной энергии) в аргоновой плазме. Определение содержания элементов выполнено на спектрометре iCAP 7600Duo. аналитики Г. А. Горбач, Н. В. Хуркало. Пробоподготовка – кислотное разложение ( $\text{HClO}_4 + \text{HNO}_3 + \text{HF}$ ). Определение содержания  $\text{H}_2\text{O}$ , ППП,  $\text{SiO}_2$  выполнено методом гравиметрии - аналитик Ж.А. Щека.

Метод ИСП-МС является комбинацией индуктивно связанной плазмы и масс-спектрометра. Он основан на использовании индуктивно связанной плазмы в качестве источника ионов и масс-анализатора для их разделения и детектирования по отношению массы к заряду ( $m/z$ ). Применение данного метода обеспечивает возможность одновременного прямого определения широкого спектра элементов в динамическом диапазоне концентраций до 9 порядков и более. Пробоподготовка – кислотное разложение ( $\text{HClO}_4 + \text{HNO}_3 + \text{HF}$ ). Анализ выполнен на спектрометре Agilent 7700х, аналитики – Е.В. Волкова, Д.С. Остапенко.

### Сопоставление результатов ИНАА и ИСП-МС

Анализ данных сравнения результатов двух методик – ИСП-МС и ИНАА показал, что методики демонстрируют удовлетворительную сходимость по большинству элементов (табл. 2.6).

Таблица 2.6. Сопоставление результатов ИНАА и ИСП-МС для пробы 1-р, г/т.

| Элемент       | Sc   | Cr   | Co   | Zn   | Rb   | Sr   | Ba   | La   | Ce   |
|---------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| <b>ИСП-МС</b> | 12,0 | 20,5 | 9,6  | 147  | 14,5 | 373  | 421  | 53,5 | 125  |
| <b>ИНАА</b>   | 13,2 | 41,2 | 11,0 | 204  | 14,9 | 377  | 882  | 63,6 | 139  |
| Элемент       | Tb   | Lu   | Hf   | Ta   | Nd   | Sm   | Eu   | Th   | U    |
| <b>ИСП-МС</b> | 0,64 | 0,53 | 7,21 | 2,52 | 37,2 | 4,83 | 1,09 | 70,1 | 73,1 |
| <b>ИНАА</b>   | 1,11 | 0,52 | 10,6 | 3,52 | 59,7 | 4,82 | 1,59 | 80,0 | 93,2 |

### Пиролитический анализ по технологии Rock-Eval

Пиролитический анализ образцов по технологии Rock-Eval использовался для определения наличия всех видов углеводородов, количественного содержания органического углерода, кислородного и водородного индекса и др. параметров для уточнения условий формирования исследуемых отложений.

Метод пиролиза для люминесцирующих прослоев, а также вмещающих пород был выполнен на установке «Rock-Eval 6 Turbo» французской фирмы VINCI Technologies в Лаборатории геохимии и пластовых нефтей АО «ТомскНИПИнефть» согласно СТО 44235454-015-2016 Методика (метод измерений пиролитических параметров проб осадочных пород методом пиролиза с применением пиролизатора ROCK-EVAL 6 TURBO. Аналитики – П.В. Трушков, Р.С. Кашапов.

В основе метода Rock-Eval лежит термическое моделирование эволюции нефтематеринской породы. Для этого навеска породы массой от 10 до 100 мг подвергается ступенчатому нагреву в токе инертного газа (пиролизу).

Для исследования свойств и катагенетической зрелости органического вещества осадочных пород образцы анализировали в цикле «Bulk Rock». Перечень определяемых и расчетных параметров представлен в таблице 2.7.

Таблица 2.7 Основные определяемые параметры цикла «BulkRock»

| Определяемые параметры цикла |               |                                               | Расчетные параметры цикла |                           |                            |
|------------------------------|---------------|-----------------------------------------------|---------------------------|---------------------------|----------------------------|
| Параметр                     | Ед. измерения | Примечание                                    | Параметр                  | Ед. измерения             | Примечание                 |
| S1                           | мг УВ/г       | Свободные УВ, термодесорбирующиеся при 300 °С | T <sub>max</sub>          | °С                        | T <sub>max</sub>           |
| S2                           | мг УВ/г       | Генерационный потенциал породы                | HI                        | мг УВ/г ТОС               | Водородный индекс          |
| TrpS <sub>2</sub>            | °С            | Температура максимума пика S <sub>2</sub>     | OI                        | мг CO <sub>2</sub> /г ТОС | Кислородный индекс         |
| PC                           | % вес.        | Пиролизируемый органический углерод           | MinC                      | % вес.                    | Минеральный углерод        |
| RC                           | % вес.        | Остаточный органический углерод               | ТОС                       | % вес.                    | Общий органический углерод |

### **Сканирующая электронная микроскопия**

Изучение минеральных форм элементов, тонкодисперсных и акцессорных минералов и элементов-примесей проводилось на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) Hitachi S-3400N с ЭДС Bruker X@Flash 4010/5010 для проведения рентгеноспектрального анализа. Исследования осуществлялись в МИНОЦ «Урановая геология» отделения геологии ТПУ. Аналитик – С.С. Ильенко с участием автора.

Сканирующая электронная микроскопия основана на регистрации рентгеновских квантов, испускаемых атомами вещества под воздействием электронов. Для проведения исследований использовались отшлифованные куски породы и полированные шлифы. Подготовка образцов (изготовление шлифов и пришлифовок) для исследования проводилась в лаборатории сбора и обработки керна АО «ТомскНИПИнефть». Энергодисперсионная рентгеновская спектрометрия позволила получить информацию о качественном и количественном составе микроминеральных включений.

Наблюдение поверхности образца осуществлялось с применением детектора обратно-рассеянных (отраженных) электронов. Этот режим является основным, применяемым в низком вакууме и дает информацию о фазовом составе пробы по контрасту.

### **Рентгенолюминесцентный анализ**

Изучение природы свечения люминесцирующих прослоев проводилось по результатам рентгенолюминесцентного анализа. Анализ выполнен для выяснения источника люминесценции (центра люминесценции), которым может быть атом (часто примесный), ион, молекула, радикал, вакансия, захватившую электрон, или дырка.

Исследования проводились в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем», ТГУ, аналитик – Н.Н. Борозновская

Для проведения исследований было выбрано 12 образцов (по 4 образца из каждого типа прослоев). Разделение по типам прослоев происходило на основе результатов РФА (по преобладающей минеральной фазе). Также были исследованы образцы вмещающих пород. Образцы для анализа представлены фракцией размером в пределах 0,2-0,5 мм. При большой степени измельчения (до пыли) возможно перепоглощение за счет наложения множества тончайших слоев минерального вещества друг на друга. В этом случае возможно занижение интенсивности свечения и искажение спектра.

Рентгенолюминесцентный анализ проводился на установке, собранной на базе монохроматора МДР-12 с компьютерным управлением. Построение спектров проводилось как по всему спектральному диапазону 250-900 нм, так и отдельно в УФ области. Источник

возбуждения - рентгеновская трубка БСВ-2 от аппарата УРС-55 с Мо – антикатодом. Спектральная область от 200 до 900 нм.

### **Методы термического анализа**

Термический анализ как группа методов исследования применялся для изучения вещественного состава исследуемых объектов и процессов, протекающих при их нагревании.

В настоящей работе были использованы методы термогравиметрического анализа (ТГА), основанного на оценке изменения массы образца в зависимости от температуры, при этом определялся характер происходящих процессов (процессы дегидратации, фазовых и структурных изменений вещества и др.) и метод дифференциально – сканирующей калориметрии (ДСК) для изучения изменений теплового потока (наличие и оценка экзо-и эндотермических реакций, протекающих при химических реакциях и фазовых переходах), проходящих в исследуемых образцах при их нагревании.

ТГА и ДСК выполнялись в Центре коллективного пользования Томского политехнического университета на установке SDT Q600 V20/9 Build 20, оператор – А.А. Горбунова, аналитик – А.А. Иванов.

### **Инфракрасная спектроскопия**

Для изучения органического вещества и его особенностей была проведена ИК-спектроскопия. ИК-спектры поглощения снимали на ИК-Фурье-спектрометре марки ФТ-801 (Simex) в таблетках KBr. Съемка спектров проводилась для исходных пород (в порошке), для образцов после удаления минеральной части (кероген) и для экстрактов (после проведения экстракции в течении 14 дней хлороформом). Анализ проводился в ЦКП "Физико-химические методы анализа" ТПУ, аналитик – А.А. Иванов.

Структурно-групповой анализ органического вещества с выделением функциональных групп и соединений проведен по результатам колебательной спектроскопии средней области ИК-спектра  $4000-600\text{ см}^{-1}$ . Анализ порошкообразных образцов проводился методом пропускания с образцами в таблетках с KBr с использованием аппаратно-программного комплекса (АПК «Спектротест») на базе спектрометра фирмы «SHIMADZU» IRAffinity-1 с Фурье преобразованием, который позволяет получать ИК-спектр в диапазоне  $7500-350\text{ см}^{-1}$  с максимальным разрешением  $0,5\text{ см}^{-1}$ . Получение спектра проводилось диффузным методом с использованием приставки DRS-8010ASC. Для проведения структурно-группового анализа использовались образцы исходной породы и образцы после удаления минеральной части. Анализ проводился в лаборатории исследования углей, ТПУ. Оператор – Е.Р. Исаева, аналитик – В.П.

Иванов. Интерпретация полученных спектров проводилась путем сравнения со справочными материалами (рис. 2.2).

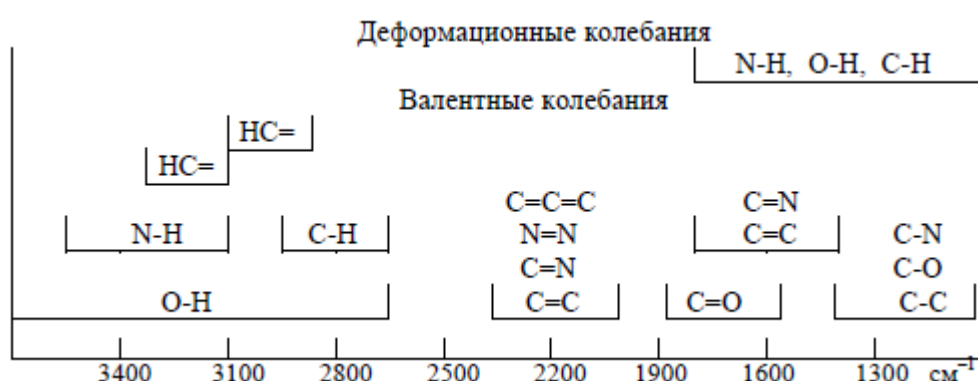


Рисунок 2.2 Диапазон характеристических порол органических соединений  
(Анисимова, 2009).

### Ядерно-магнитный резонанс

Анализ  $C^{13}$  и  $H^1$  растворимого органического вещества образцов проводился на спектрометре ядерного магнитного резонанса Bruker Avance 3 HD (США). Анализ образцов экстрактов проводили в дейтерохлорофрме, в качестве внутреннего стандарта использовали тетраметилсилан в ЦКП "Физико-химические методы анализа", ТПУ, аналитик – А.А. Иванов.

### Определение легких элементов C, S, N, H

Для дополнительного изучения органического вещества в изучаемых породах применялся элементный анализ - определение содержания легких элементов CHNS. Анализ проводился на полученных экстрактов образцов на автоматическом элементном CHNS анализаторе Flash 2000 (Thermo Fisher Scientific). Масса проб определялась на аналитических весах XP26 Excellence Plus XP Micro Balance (Mettler Toledo). Каталитический кварцевый реактор разложения наполнялся оксидом меди и электролитической медью согласно рекомендациям производителя. Условия термического разложения: температура печи – 950 °C, скорость подачи кислорода – 250 мл/мин, время подачи кислорода – 15 сек. В качестве калибровочного стандарта использовали ВВОТ (Thermo Fisher Scientific). Анализ выполнен в ЦКП "Физико-химические методы анализа" ТПУ, аналитик – А.А. Иванов, консультация Е.В. Степанова.

### **Ультрафиолетовая спекстроскопия**

Для определения состава органического вещества и его люминесцентных свойств применен метод ультрафиолетовой спектроскопии. Анализ проводился в Институте химии нефти СО РАН в лаборатории физико-химических методов исследования с применением спектрофотометра UV/VIS UVIKON 943 (KONTRON INSTRUMENTS, Италия). Съёмка проводилась при растворении вещества в этаноле и хлороформе в области 200-500 нм. Оператор-аналитик- Петренко Т.В.

### ГЛАВА 3. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЛЮМИНЕСЦИРУЮЩИХ ПРОСЛОЕВ

Минерально-компонентный состав изучаемых прослоев изучен комплексом методов – рентгенофазовым и петрографическим анализом, сканирующей электронной микроскопией и методом пиролиза по технологии Rock Eval. Такой комплекс методов позволил не только определить вещественный состав пород в целом и структурно-текстурные признаки, но и выяснить особенности минерального состава, минеральные формы элементов, тонкодисперсные и акцессорные минералы. Комплексный подход к изучению исследуемых пород на территории юго-восточной и центральной частей Западно-Сибирского бассейна применен впервые, что обуславливает актуальность проведенных исследований.

#### 3.1 Минеральный состав пород

Методом рентгенофазового анализа были изучены люминесцирующие прослои двух групп и вмещающие их породы. Далее по тексту для вмещающих пород используется термин «баженовиты». Качественное и количественное определение минеральных фаз проводилось методом валового рентгенофазового анализа, для качественной оценки глинистых минералов и их соотношений применялся глинистый рентгенофазовый анализ. Минеральный состав пород приведен в таблице (таблица 3.1).

Изучение образцов I группы методом валового рентгенофазового анализа (РФА) неориентированных препаратов показало, что в минеральном составе преобладают глинистые минералы (50÷70 %) – каолинит и смешаннослойные минералы (ССМ) ряда иллит-сметтит, также в составе присутствует кварц (1,5÷5%, редко до 10%), полевые шпаты (ПШ) (2÷20%), пирит (2÷5%), карбонатные минералы (кальцит, реже доломит) (1÷5%), тридимит/кристобалит (1÷7%), иллит (1÷5, редко до 10%), в единичных образцах присутствует барит (до 5%) (рис. 3.1) (Кондрашова, 2020).

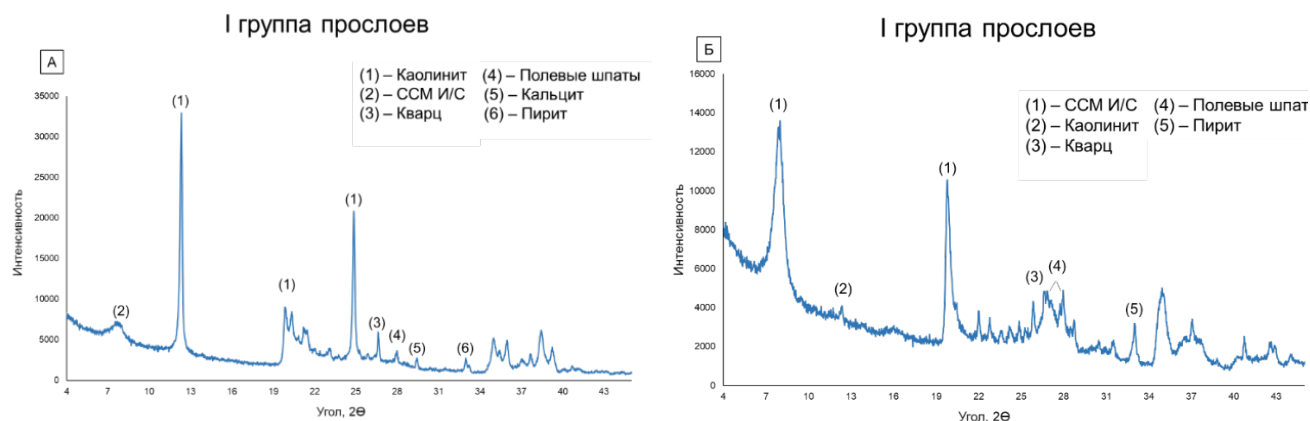


Рисунок 3.1 Дифрактограммы неориентированных препаратов образцов I группы прослоев.

А – основная фаза каолинит, Б – основная фаза – смешаннослойные образования иллит-сметитового ряда.

Таблица 3.1. Минеральный состав люминесцирующих прослоев и вмещающих их пород баженовской свиты, %.

| № п/п | Группа прослоев/ Минерал | Кварц       | Плагиоклаз | КПШ | Пирит | Марказит | Кальцит | Доломит | Барит | Тридимит/ Кристобалит | Каолинит    | Иллит | ССМ*        | Сумма |
|-------|--------------------------|-------------|------------|-----|-------|----------|---------|---------|-------|-----------------------|-------------|-------|-------------|-------|
| 1     | I группа                 | 4,0         | 4,2        | 1,4 | 3,1   | 0,0      | 1,5     | 0,0     | 0,0   | 3,9                   | <b>69,5</b> | 1,2   | 11,2        | 100   |
| 2     |                          | 4,9         | 4,5        | 0,0 | 3,5   | 0,0      | 1,0     | 0,0     | 0,0   | 5,7                   | <b>74,2</b> | 1,2   | 5,0         | 100   |
| 3     |                          | 2,3         | 6,5        | 1,8 | 2,4   | 0,0      | 1,0     | 0,0     | 0,0   | 2,6                   | <b>62,5</b> | 1,1   | 19,8        | 100   |
| 4     |                          | 4,0         | 4,3        | 1,0 | 3,4   | 0,0      | 2,0     | 0,0     | 5,0   | 4,3                   | <b>66,0</b> | 2,5   | 7,6         | 100   |
| 5     |                          | 3,1         | 6,1        | 1,0 | 3,7   | 0,0      | 2,1     | 0,0     | 0,0   | 4,7                   | <b>67,0</b> | 2,3   | 10,0        | 100   |
| 6     |                          | 2,0         | 2,0        | 0,0 | 3,2   | 0,0      | 1,0     | 0,0     | 0,0   | 4,9                   | <b>56,6</b> | 1,5   | 28,8        | 100   |
| 7     |                          | 2,0         | 13,0       | 1,8 | 2,1   | 0,0      | 1,0     | 0,0     | 1,0   | 3,9                   | <b>45,9</b> | 10,3  | 19,2        | 100   |
| 8     |                          | 2,3         | 5,8        | 0,0 | 3,2   | 0,0      | 1,1     | 0,0     | 0,0   | 6,6                   | <b>70,6</b> | 1,9   | 8,5         | 100   |
| 9     |                          | 3,2         | 18,2       | 2,4 | 3,8   | 0,0      | 2,5     | 0,0     | 0,0   | 0,0                   | 5,0         | 2,1   | <b>62,8</b> | 100   |
| 10    |                          | 1,9         | 20,1       | 3,9 | 3,4   | 0,0      | 3,0     | 0,0     | 0,0   | 1,0                   | 6,1         | 2,0   | <b>58,7</b> | 100   |
| 11    |                          | 2,0         | 20,8       | 4,3 | 4,8   | 0,0      | 0,0     | 0,0     | 0,0   | 1,0                   | 5,5         | 1,8   | <b>59,8</b> | 100   |
| 12    |                          | 3,9         | 18,9       | 2,8 | 5,0   | 0,0      | 1,0     | 0,0     | 3,0   | 1,0                   | 8,9         | 2,2   | <b>53,3</b> | 100   |
| 13    |                          | 2,3         | 16,9       | 2,1 | 4,2   | 0,0      | 1,0     | 0,0     | 0,0   | 2,5                   | 10,2        | 1,9   | <b>59,0</b> | 100   |
| 14    |                          | 3,0         | 19,1       | 1,7 | 3,8   | 0,0      | 1,6     | 0,0     | 0,0   | 1,5                   | 5,9         | 3,0   | <b>60,4</b> | 100   |
| 15    |                          | 10,2        | 17,2       | 0,0 | 6,5   | 0,0      | 0,0     | 0,0     | 0,0   | 0,0                   | 0,0         | 1,9   | <b>64,2</b> | 100   |
| 16    | II группа                | <b>91,4</b> | 1,9        | 0,0 | 0,0   | 5,0      | 0,0     | 1,7     | 0,0   | 0,0                   | 0,0         | 0,0   | 0,0         | 100   |
| 17    |                          | <b>78,7</b> | 1,0        | 1,0 | 2,6   | 0,0      | 0,0     | 0,0     | 0,0   | 0,0                   | 15,7        | 1,0   | 0,0         | 100   |
| 18    |                          | <b>92,2</b> | 2,4        | 0,0 | 1,0   | 0,0      | 1,8     | 0,0     | 0,0   | 0,0                   | 1,5         | 1,0   | 0,0         | 100   |
| 19    |                          | <b>81,5</b> | 7,3        | 2,5 | 5,2   | 0,0      | 0,0     | 0,0     | 0,0   | 0,0                   | 2,4         | 1,2   | 0,0         | 100   |
| 20    |                          | <b>84,6</b> | 6,9        | 1,8 | 3,3   | 0,0      | 0,0     | 0,0     | 0,0   | 0,0                   | 2,2         | 1,3   | 0,0         | 100   |
| 21    |                          | <b>89,8</b> | 4,2        | 1,1 | 2,3   | 0,0      | 0,0     | 0,0     | 0,0   | 0,0                   | 1,6         | 1,0   | 0,0         | 100   |

|    |                      |             |      |     |     |     |     |     |     |     |     |      |     |     |
|----|----------------------|-------------|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|
| 22 |                      | <b>88,5</b> | 6,9  | 1,5 | 2,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 1,1 | 0,0  | 0,0 | 100 |
| 23 |                      | <b>89,1</b> | 7,1  | 1,0 | 1,4 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 1,4 | 0,0  | 0,0 | 100 |
| 24 |                      | <b>86,2</b> | 6,4  | 1,0 | 1,5 | 0,0 | 2,7 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 1,2 | 1,0  | 0,0 | 100 |
| 25 |                      | <b>90,4</b> | 4,0  | 1,0 | 1,2 | 0,0 | 1,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 1,4 | 1,0  | 0,0 | 100 |
| 26 | Вмещающи<br>е породы | <b>68,1</b> | 6,0  | 0,0 | 8,9 | 0,0 | 0,0 | 5,6 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 10,0 | 1,4 | 100 |
| 27 |                      | <b>62,5</b> | 13,2 | 0,0 | 7,2 | 0,0 | 0,0 | 2,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 11,6 | 3,5 | 100 |
| 28 |                      | <b>63,9</b> | 8,9  | 0,0 | 8,5 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 2,7 | 13,5 | 2,5 | 100 |
| 29 |                      | <b>68,6</b> | 7,5  | 0,0 | 6,9 | 0,0 | 2,5 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 2,8 | 10,2 | 1,5 | 100 |

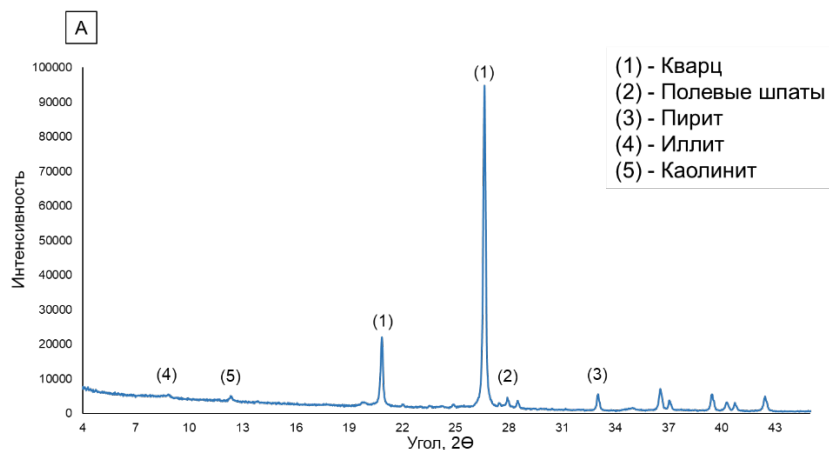
Примечание: ССМ\* - смешаннослойные минералы. Жирным шрифтом выделены минеральные компоненты с наибольшим содержанием.

Результаты исследований образцов II группы показали, что в минеральном составе преобладает кварц (до 90%), также присутствует пирит (2÷5%), ПШ (2÷10%), глинистые минералы (2÷10%, редко до 10%)) представлены каолинитом, иллитом/мусковитом, в единичных образцах отмечены карбонатные минералы (кальцит) (1÷3%) (рис.3.2, А) (Кондрашова, 2020).

Для вмещающих пород (баженовитов) по данным РФА характерно присутствие кварца в качестве основной фазы (50÷60%), повышенного количества пирита, глинистые минералы (до 15%) представлены иллитом/мусковитом при небольшом содержании ССМ (до 15%). Каолинит присутствует в изученных баженовитах в подчиненном количестве (до 3%). Отмечено наличие карбонатных минералов (кальцит, доломит) в содержании (до 5%), ПШ (до 15%). (рис. 3.2, Б).

Породы I группы по преобладающей минеральной фазе разделены на 2 подтипа: подтип А – преобладающий минерал каолинит, подтип Б – основная фаза - смешаннослойные минералы ряда иллит-сметтит. Отмечено, что прослои преимущественно каолинитового состава присутствуют в разрезах скважин в юго-восточной части (Томская область), а прослои с преобладанием смешаннослойных минералов наблюдаются в скважинах центральной части бассейна (ХМАО – Широтное Приобье) (Кондрашова, 2021).

## II группа прослоев



## Вмещающие породы

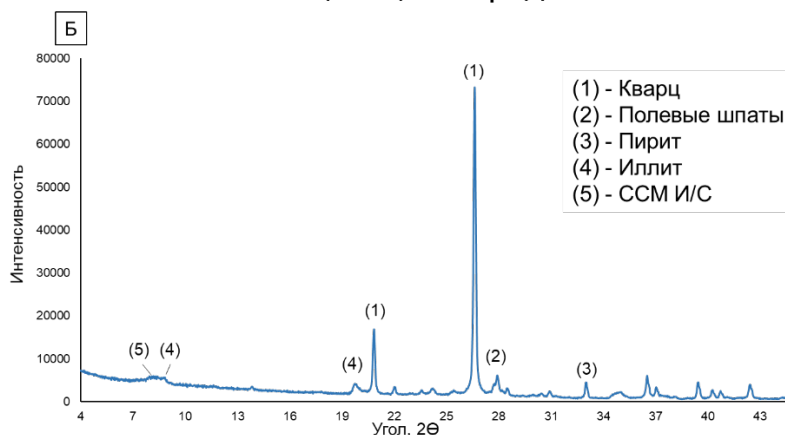


Рисунок 3.2 Дифрактограммы неориентированных препаратов

А - образцы II группы прослоев, Б – образцы вмещающих пород

Для дополнительного изучения и диагностики глинистых минералов проведен рентгенофазовый анализ глинистой составляющей. Изучались дифракционные картины, полученные от ориентированных препаратов в воздушно-сухом состоянии, после насыщения парами органической жидкости (этиленгликоля) и после прокаливании при 550 °С. Особое внимание при диагностике глинистых минералов следует обращать на поведение базальных рефлексов до и после насыщения этиленгликолем.

Каолинит на полученных рентгенограммах определялся по сильному базальному отражению первого порядка 7.15Å и сильным отражением второго порядка 3,57 Å. В результате насыщения препаратов каолинитового состава этиленгликолем на дифракционных картинах не происходит видимых изменений. После прокаливании в течение 2-х часов при температуре 550°С происходит разрушение октаэдрических сеток каолинитовых минералов и, как следствие на дифракционных картинах не наблюдается характерных рефлексов (рис. 3.3).

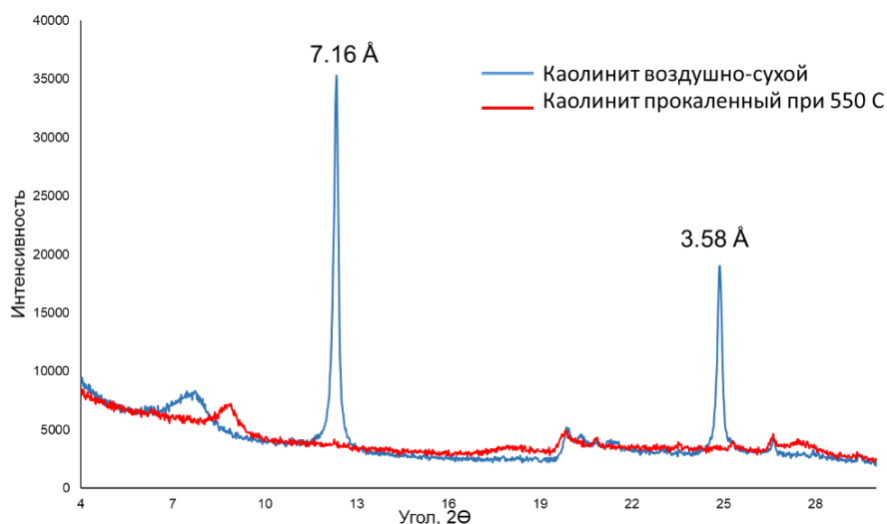


Рисунок 3.3 Дифракционные картины каолинита в воздушно-сухом и прокаленном состоянии

Идентификация смешаннослойных минералов достаточно сложна, ввиду того, что ССМ сложены в разных соотношениях чередующимися пакетами разных минералов (иллит-сметит, хлорит-сметит и др.) (Дриц, Коссовская, 1990). Наличие ССМ в образцах диагностируется по первому базальному отражению (рефлексу, имеющему уширение, что свидетельствует о наличии в составе межслоевых разбухающих «сметитовых» слоев) в области 15-10 Å (Moore, Reynolds, 1997; Hillier, 2003). На полученных дифрактограммах первое базальное отражение наблюдается в области 12-10 Å (рис. 3.4). Содержание сметитовых слоев в ССМ составляет около 20-30%.

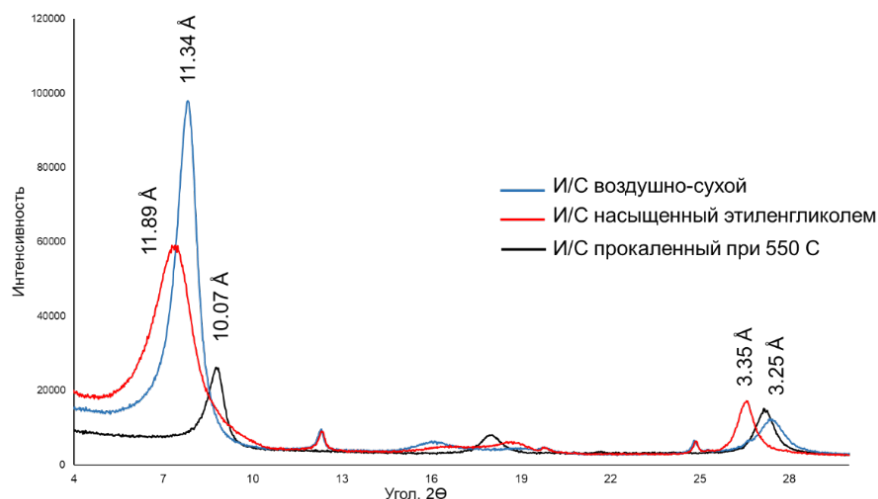


Рисунок 3.4 Дифракционные картины иллит-сметита в воздушно-сухом, насыщенном этиленгликолем и прокаленном состоянии, И/С – иллит-сметит

Иллит определялся по сильному отражению 10 Å, отражениям второго порядка при 5 Å и третьего порядка при 3.33 Å. В научной литературе часто используется термин «гидрослюда», под которым понимается гидратированный минерал группы слюд с содержанием набухающих (смектитовых) межслоев 10-20% и термин «иллит», под которым понимается слюдистый дисперсный минерал, с содержанием смектитовых межслоев не более 5-10% (Дриц, Коссовская, 1991; Шлыков, 1991, 2006).

### 3.2 Минералого-петрографические особенности люминесцирующих прослоев

Изучение минерального состава, структурно-текстурных особенностей люминесцирующих прослоев каждой группы, характер контактов с вмещающими породами, минеральный состав основной массы и примесей и другие особенности пород проводились автором с использованием петрографического анализа (микроскопическое оптическое изучение).

Характеристика минерального состава петрографическим методом пород каждой групп представлена ниже. Для изучения состава, структуры и особенностей пород применялись работы и классификации Н.В. Логвиненко (1974, 1984), В.Т. Фролова (1992, 1993), В. Н. Шванова (1998), О. В. Япаскурта (1995, 2004), В.А. Наумова (1981) и др.

#### 3.2.1. Особенности люминесцирующих прослоев I группы

Породы данной группы представлены *аргиллитами* с примесью разномзернистого алевроитового (до псаммитового) обломочного материала. Текстура неясная, волнисто слоистая, подчеркнутая тонкими намывами органического вещества, аутигенным пиритом и чешуйками глинистых минералов. Соотношение глинистой матрицы и обломочной составляющей в породах составляет 70/30.

Основная масса породы сложена неразличимым глинисто-гидрослюдистым материалом. Глинистые минералы по данным РФА представлены каолинитом, ССМ ряда иллит-смектит, редко иллитом/мусковитом. Глинистые частицы имеют волокнистую, чешуйчатую и спутанную форму.

Обломочный материал распределен в основной массе неравномерно и представлен плохо сортированными угловатыми, линзовидными, округлыми и редко изометричными формами зерен преимущественно кварцевого, полевошпатового и кремнистого состава (глинисто-кремнистые и окремненные обломки пород, предположительно, кислого состава) (рис. 3.5, 3.6).

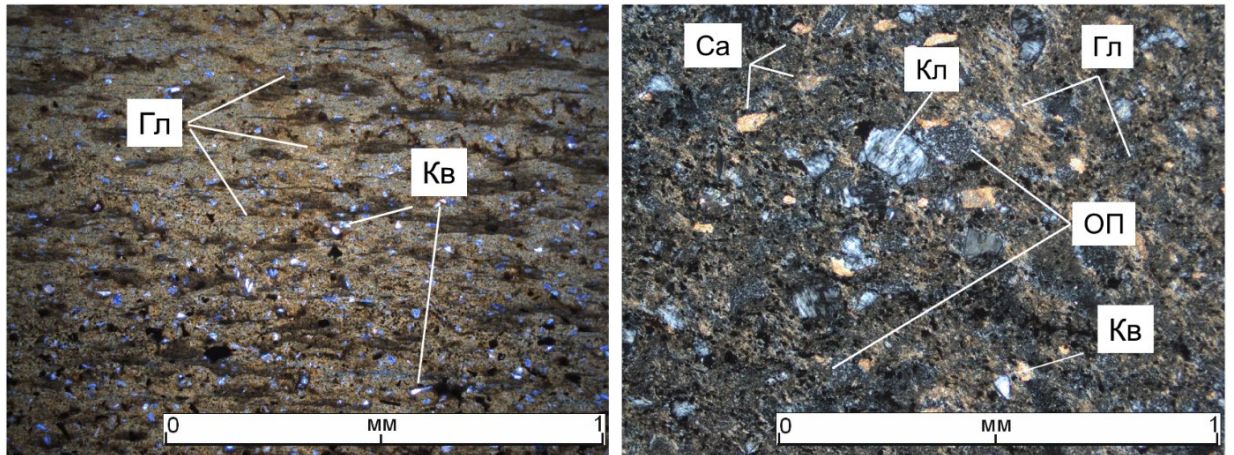


Рисунок 3.5 Микрофотографии шлифов пород I группы

Обломочные зерна кварца, полевых шпатов, обломки пород, погруженные в глинисто-гидрослюдистую основную массу. Са – кальцит, ОП – обломки пород, Кв – кварц, Гл – глинисто-гидрослюдистая основная масса, Кл – каолинит, с анализатором.

Зерна кварца и ПШ размером от 0,05 до 0,4 мм (в среднем 0,01-0,1 мм) плохо окатанные или угловатые, неравномерно распределены в основной глинистой массе. Сортировка зерен плохая или отсутствует. Единичные обломочные зерна корродированы. Редко зерна послойно ориентированы. Зачастую отмечается градиционное распределение зерен по направлению к контакту с баженовитами (увеличение размерности и количества зерен). Карбонатные минералы отмечаются редко и представлены кальцитом или же проявлены в виде карбонатизации зерен ПШ и обломков пород.

Пирит представлен в виде отдельных зерен, стяжений неправильной формы, глобулами различной размерности, которые неравномерно распределены по породе.

Отмечаются включения крупных зерен аутигенного каолинита изогнутой, «червеобразной» формы размером до 0,3 мм (рис. 3.6, а).

Наблюдаются обломки пород, которые структурно и по оптическим признакам напоминают обломки кремнистых пород и/или окремненных кислых эффузивных пород. Отмечаются также обломки кремнисто-глинистого состава (рис. 3.6, б).

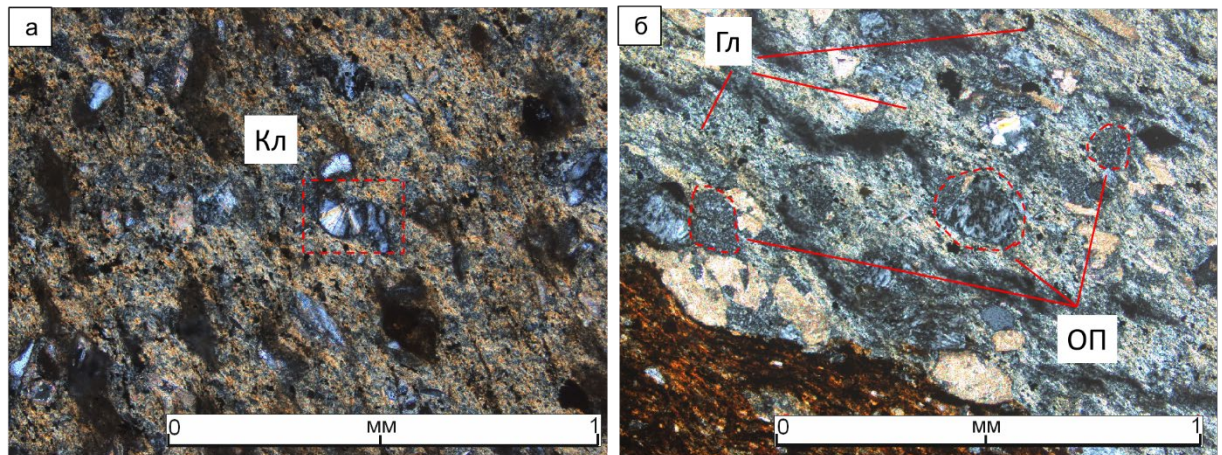


Рисунок 3.6 Микрофотографии шлифов пород I группы

а – аутигенный каолинит, б – обломки пород в глинисто-гидрослюдистой основной массе, Гл – глинисто-гидрослюдистая основная масса, Кл – каолинит, ОП – обломки пород, с анализатором.

Органическое вещество на фоне всех компонентов породы имеет подчиненное распространение. Отмечаются немногочисленные включения ОВ в виде пятен, линзочек, тонких намывов буровато-желтого цвета.

Люминесцирующие прослойки имеют четкую границу с вмещающими породами свиты. Граница четкая, извилистая определяется по резкому изменению окраски пород. Часто на границе отмечается врезание обломочных зерен во вмещающие породы, что напоминает текстуры нагрузки (рис. 3.7, а). В некоторых случаях на границе отмечаются сутурные швы зубчато-столбчатого типа, заполненные темным (коричневым до черного) глинистым, глинисто-пиритовым агрегатом с ОВ (рис. 3.7, б). По данным О.В. Япаскурта процесс стилолитизации, помимо растворения, связан и с локально повышенным давлением и с тем, что сутурные швы (в зонах глубокого катагенеза и последующих преобразований) генетически представляют швы флюидоразрыва (Япаскурт, 1995). Источниками для избыточных флюидов могут оказаться различные процессы. Прежде всего это трансформация смектитов в гидрослюда на границе между подстадиями среднего и глубинного катагенеза. Сутурные швы в исследуемых прослоях отмечены только в глинистых породах смешаннослойного состава.

По результатам минералого-петрографического изучения образцов породы отнесены к **глинистому типу**.

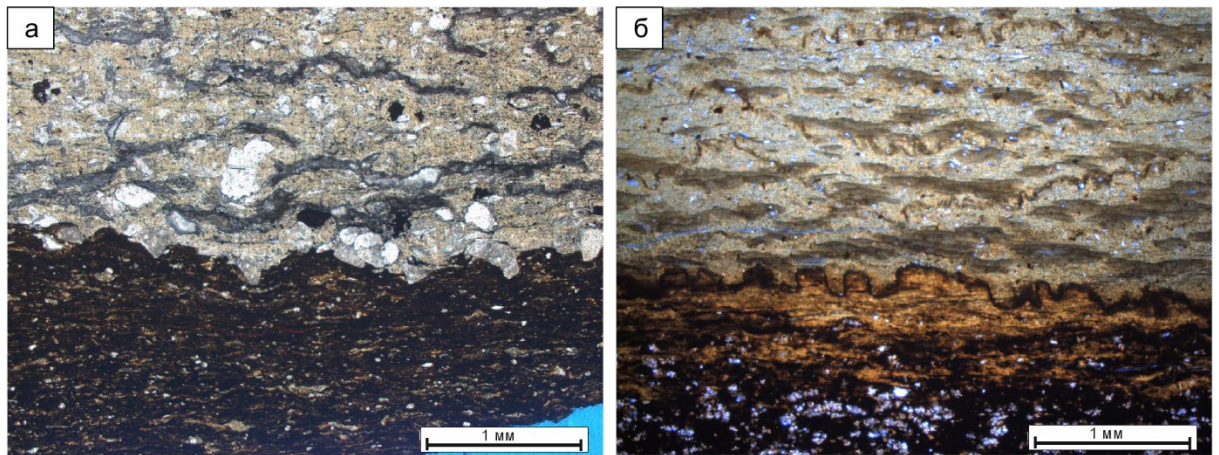


Рисунок 3.7 Микрофотографии шлифов пород I группы

а – граница глинистого прослоя и баженовита, без анализатора, б – сутурные швы на границе прослоя и вмещающих пород, с анализатором.

### 3.2.2 Особенности люминесцирующих прослоев II группы

Породы данной группы представлены тонким ритмичным чередованием (до 1-2 мм) параллельных горизонтальных слойков коричнево-серого цвета, обладающих свечением в УФ и темно-серых до черных глинисто-кремнистых пород, обогащенных ОВ и не проявляющих люминесценцию (рис. 3.8, а, б).

Светлые люминесцирующие слойки представлены *алевролитами* кварцевыми разномелкозернистыми с глинисто-гидрослюдистым цементом и *радиоляритами*

*Алевролиты* кварцевые тонко-мелкозернистые до алевроаргиллитов с лепидобластовой и линзовидной микротекстурой, которые обусловлены послойным распределением тонких волнистых чешуй глинистых включений, облекающих остроугольные вытянутые, овальные, уплощенные ориентированные зерна кварца, реже ПШ и окремненные обломки пород размером до 0,1 мм (рис. 3.8, в). Текстура слабоволнистая, узорчатая, линзовидная, подчеркнутая сгустками, цепочками, пятнами бурого ОВ, аутигенным пиритом и глинисто-гидрослюдистым цементом (рис. 3.8, г). Соотношение обломочной и глинисто-гидрослюдистой составляющей в алевролитах неодинаковое и варьирует от 70/30 до 90/10 соответственно. Основная масса пород представлена алевритовым материалом плохо сортированным, угловатой или плохо окатанной, уплощенной формы. Зерна кварца размером в среднем 0,05-0,1 мм имеют угловатую, уплощенную, овальную, реже округлую форму. Контакты зерен конформные и инкорпорационные. Обломочные зерна ПШ отмечаются редко.

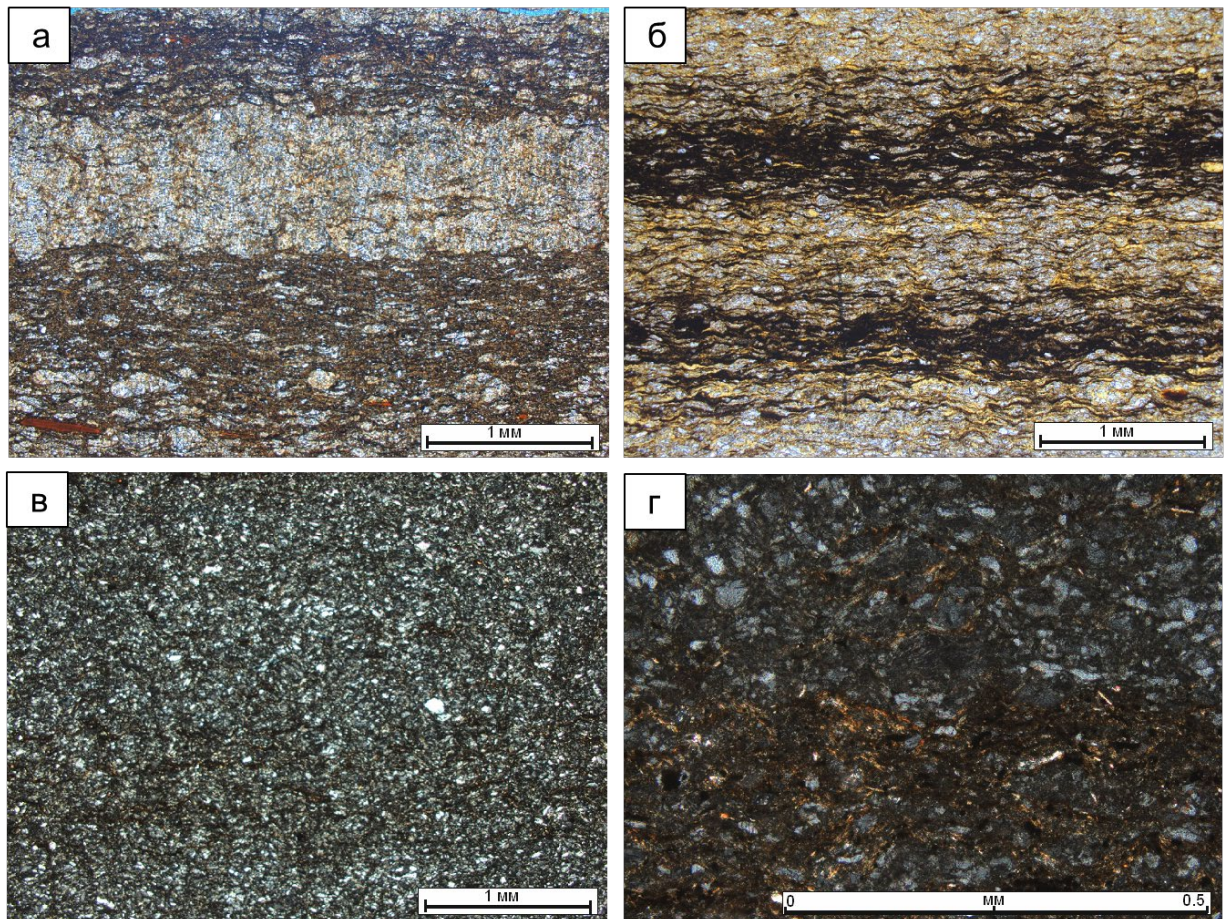


Рисунок 3.8 Микрофотографии пород II группы

а, б – переслаивание люминесцирующих слоёв алевролитов и слоёв с повышенным содержанием ОВ; в – алевролиты кварцитоподобного вида; г – алевролиты с глинисто-гидрофлюидным цементом. а, б – без анализатора, в, г – с анализатором.

Отмечаются неравномерно рассеянные зерна и глобулы аутигенного пирита и их сегрегации. В основном скопления пирита приурочены к микрофаунистическим остаткам и к включениям ОВ.

Обломочный материал помимо зерен кварца и ПШ также представлен окремненными обломками неясной природы, интенсивно измененными и замещенными вторичными продуктами. Обломки имеют фельзитовую микроструктуру, что характерно для кислых пород (предположительно, риолитов?), а также микроструктуру, напоминающую раскристаллизованное стекло? (рис. 3.9). Контуры обломков не всегда четкие из-за неравномерного развития глинисто-гидрофлюидного цемента с ОВ. Единично отмечаются обломки кремнисто-глинистого состава.

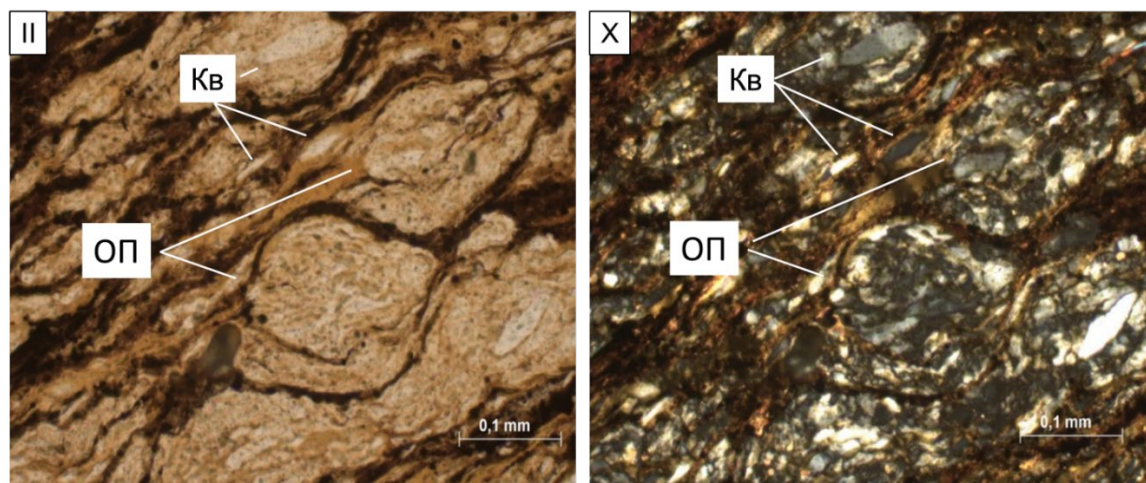


Рисунок 3.9 Микрофотографии алевролитов II группы

Линзовидные кремненные обломки, предположительно, кислых эффузивов или раскристаллизованное стекло основной массы (ОП), уплотненные копьевидные зерна кварца (Кв). II - без анализатора, X – с анализатором.

Органогенные (микрофаунистические) остатки и их детрит представлены реликтами радиолярий и неопределенным детритом (ихтиодетрит?). Неопределенный детрит встречается в виде остатков уплощенной или овальной формы размером 0,1 до 2 мм по удлинению, замещенный гелифицированным ОБ, аутигенным пиритом и фосфатным агрегатом.

Люминесцирующие прослои данной группы имеют хорошо заметные границы с вмещающими породами. Граница четкая, извилистая определяется по резкому изменению окраски пород (рис. 3.8, а, б).

**Радиоляриты.** Среди пород II группы данный тип пород встречается редко. Породы состоят из линзовидных скоплений остатков радиолярий округлой, овальной формы, диаметром до 0,2 мм. Наблюдаются стадии перекристаллизации панцирей радиолярий вплоть до образования линз и прослоев тонко раскристаллизованного кремнезема. Зачастую остатки радиолярий выполнены халцедоновидным кварцем. В некоторых индивидах сохранилось первичное ячеистое строение. Также в шлифах наблюдается кремнистое вещество, не имеющее радиоляриевой структуры, которое могло сформироваться при растворении раковин радиолярий и последующем выпадении кремнезема в твердую фазу через стадию кремневого геля. Остатки часто корродированы кальцитом или даже полностью им замещены. Среди радиолярий наблюдаются сегрегации пирита. Текстурный рисунок подчеркивается линзовидным распределением бурого ОБ, выполняющего роль цемента (рис. 3.10).

По результатам минералого-петрографического изучения образцов породы отнесены к **кремнистому типу**. Под термином «кремнистый» автор подразумевает породы с содержанием

минералов кремнезема более 70% независимо от их природы (биогенной, терригенной/обломочной или вулканогенной).

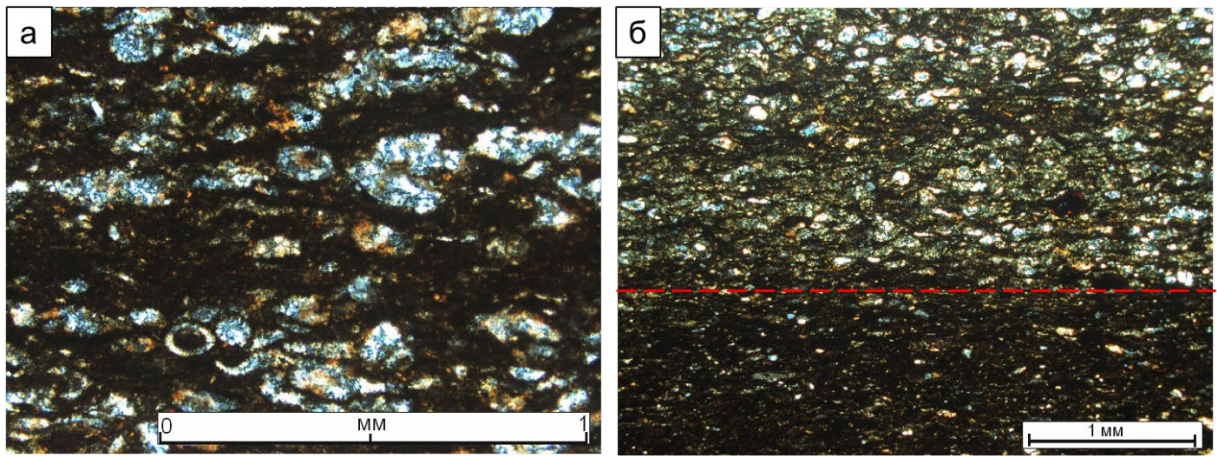


Рисунок 3.10 Микрофотографии шлифов II группы

а – радиолариты окремненные, карбонатизированные, б – граница баженовитов, обогащенных ОВ и радиоларитов, с анализатором.

### 3.3 Детальная характеристика минеральных компонентов люминесцирующих прослоев

Ниже приведена более подробная характеристика всех выявленных минеральных компонентов по данным РФА, микроскопического описания и данных электронной микроскопии.

**Минералы кремнезема.** Минералы группы кремнезема присутствуют в породах обеих групп преимущественно в виде зерен кварца в обломочной части. Для прослоев I группы зерна кварца размером до 0,1 мм угловатые, реже окатанные, уплощенные. В единичных зернах кварца наблюдаются секториальные двойники, изменение оптической ориентировки и мозаичное погасание, также растрескивание с образованием трещин (рис. 3.11, а). Вокруг отдельных более крупных зерен кварца отмечаются каемки регенерации (рис. 3.11, б).

В породах II группы зерна кварца имеют уплощенную, овальную форму, но также встречаются и более крупные зерна остроугольной, копьевидной формы (рис. 3.11, б). В некоторых образцах отмечается процесс рекристаллизационно-грануляционного бластеза основной кварцевой массы с образованием гранобластовой структуры, из-за чего породы приобретают кварцитоподобный облик (рис. 3.8, в). В таких породах соотношение обломочной и глинистой составляющих достигает 90/10 соответственно. Признаки стадийных преобразований зерен кварца (регенерация, бластез, секториальное двойникование) в породах II

группы свидетельствуют о завершении стадии катагенеза и о начале стадии метагенеза (Япаскерт, 1995; Симанович, 1978).

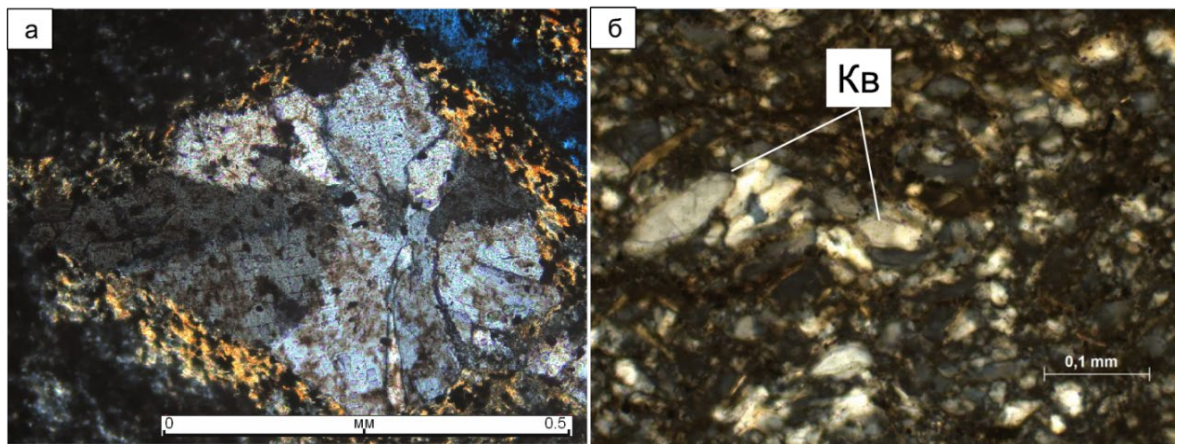


Рисунок 3.11 Микрофотографии изучаемых прослоев

а – зерно кварца с мозаичным погасанием и микротрещинами в прослоях I группы, б – остроугольные зерна кварца с регенерационной каемкой (Кв) в прослоях II группы, с анализатором.

При изучении на сканирующем микроскопе образцов двух групп пород кварц отмечался в виде кристаллических агрегатов различной формы (рис. 3.12).

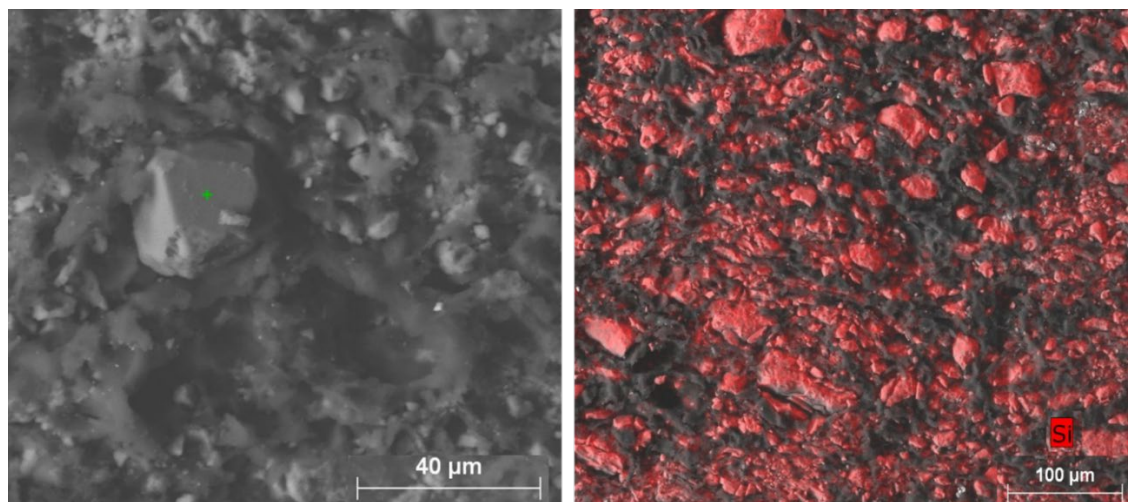


Рисунок 3.12 Кварц в матрице породы. Элементное картирование выбранного фрагмента по Si для пород II группы.

Помимо обломочного кварца в резко подчиненном количестве присутствует биогенный кремнезем в виде перекристаллизованных остатков радиолярий в прослоях II группы. В таких породах наблюдается частичное или полное замещение реликтов радиолярий кремнистыми

разностями (рис. 3.10, а). В исследуемых породах при оптическом изучении не удалось определить минеральную фазу кремнезема (нет точных диагностических признаков наличия опала, халцедона или кристобалита).

В целом, для пород баженовской свиты характерно присутствие преимущественно биогенного кремнезема в количестве от 30 до 70%, что отличает их от исследуемых пород (Ушатинский и др., 1985; Зубков, 2001; Занин и др., 2005; Конторович и др., 2013; Эдер и др., 2015б; Зубков, 2016 и др.).

Генезис минералов кремнезема может быть обломочным (терригенным), биогенным и вулканогенным (высвобождающийся  $\text{SiO}_2$  из продуктов вулканического пепла) (Справочник..., 1983; Зубков, 2016). В качестве дополнительного источника кремнезема некоторые исследователи рассматривают его гидротермальное поступление в зонах разгрузки подводных эксталяций (Зубков, 2001, 2016; Предтеченская и др., 2015). Также необходимо учитывать, что, в зависимости от природы первичного материала, за счет которого образуются глинистые минералы, выделяется различное количество  $\text{SiO}_2$ . Так, наибольшее количество кремнезема освобождается при изменении кислого туфогенного материала (Котельников, Конюхов, 1986).

**Сульфиды.** Сульфидные минералы в породах преимущественно представлены пиритом, редко отмечается сфалерит.

Пирит в породах двух групп при петрографическом изучении отмечается в виде рассеянной тонкодисперсной вкрапленности с размером зерен менее 0,05 мм, а также в виде стяжений, глобулей, сегрегаций размером до 0,2 мм. Часто пирит ассоциирует с ОВ, фаунистическими остатками и глинистым цементом пород (рис. 3.13, а). Как правило, включения пирита имеют неравномерное распределение по породе, но отмечается и послойное распределение, связанное с ориентированным глинистым цементом (рис. 3.13, б). Следует отметить, что содержание пирита (как по данным РФА, так и при изучении на оптическом микроскопе) различаются в породах I и II групп прослоев. Наибольшие концентрации характерны для прослоев I группы. Предположительно это может быть связано с более повышенным содержанием органического вещества.

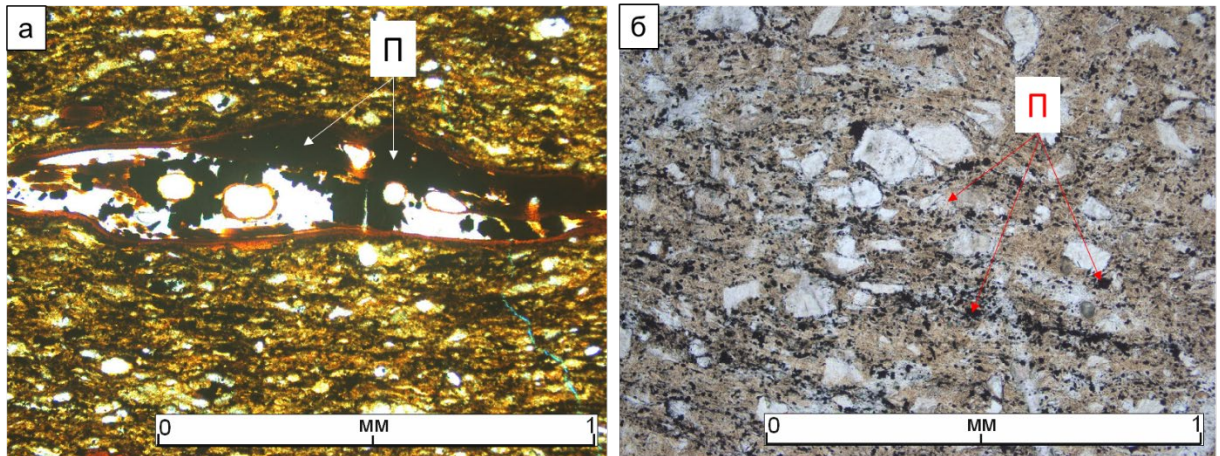


Рисунок 3.13 Микрофотографии пород

а – псевдоморфозы пирита по микрофаунистическим остаткам в породах II группы, б – послойное распределение пирита в образцах I группы, без анализатора, П – пирит.

Исследования на электронном микроскопе показали, что морфологически пирит имеет фрамбоидальную и кристаллическую форму (рис. 3.14). Присутствие фрамбоидов пирита говорит о его аутигенном происхождении. По данным Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис образование пирита обычно связывается со средообразующей функцией ОВ, за счет которой идет микробиологическая сульфат-редукция с последующим связыванием серы в пирит в восстановительных условиях (Юдович, Кетрис 1988, 1994; Кизильштейн и др., 1973). Наиболее часто фрамбоиды сложены октаэдрическими кристалликами. Помимо сульфидов железа в породах обнаружены микровключения цинка с серой (сфалерит), которые отмечаются как отдельные фазы, так и в срастании с фрамбоидами пирита.

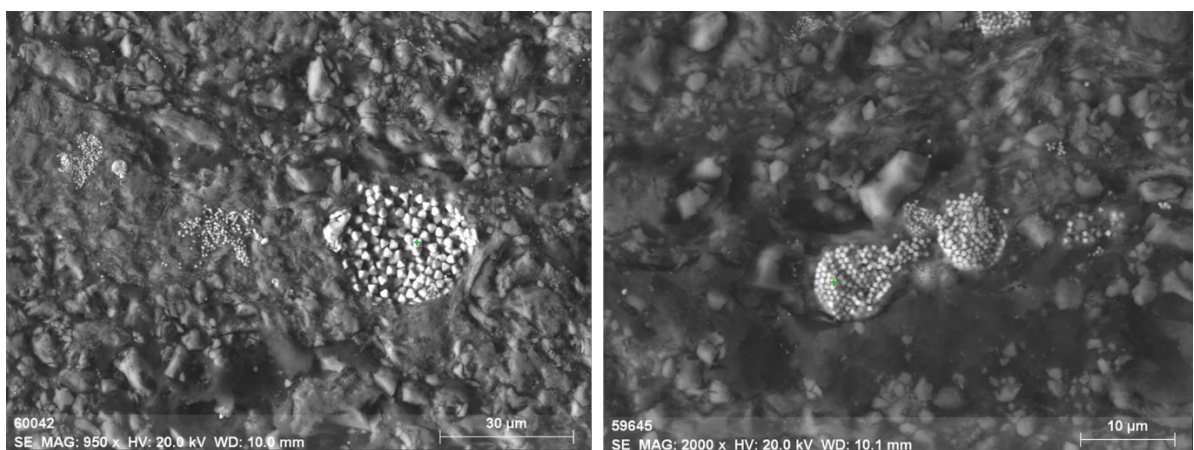


Рисунок 3.14 Формы нахождения пирита в изучаемых породах

Среди **карбонатных минералов** в прослоях двух групп преобладает кальцит (в количестве до 5%), в редких образцах отмечается доломит (до 2%). В шлифах кальцит отмечается в качестве самостоятельных зерен и вторичного продукта замещения ПШ и обломков пород. В единичных случаях среди алевролитов встречаются послойно ориентированные пластинки карбонатного детрита. В радиоляритах остатки часто корродированы кальцитом и даже полностью им замещены.

**Фосфатные минералы.** Минералы данной группы при дифрактометрии не были обнаружены. При изучении шлифов отмечаются фаунистические остатки, замещенные пирит-фосфатным агрегатом с гелефицированным ОВ (рис. 3.13, а). Однако, изучение пород на электронном микроскопе показало наличие фосфатных минералов в каждой группе пород. Обнаружены как скрытокристаллические минеральные включения неправильной, причудливой, округлой формы, так и в виде отдельных кристаллических форм (рис. 3.15, а). Скрытокристаллические агрегаты, предположительно, имеют связь с биогенными остатками (рис. 3.15, б). По данным энергодисперсионных спектров отмечаются фосфаты кальция (фторапатит, хлоапатит) и редких земель (монацит) (рис. 3.16).

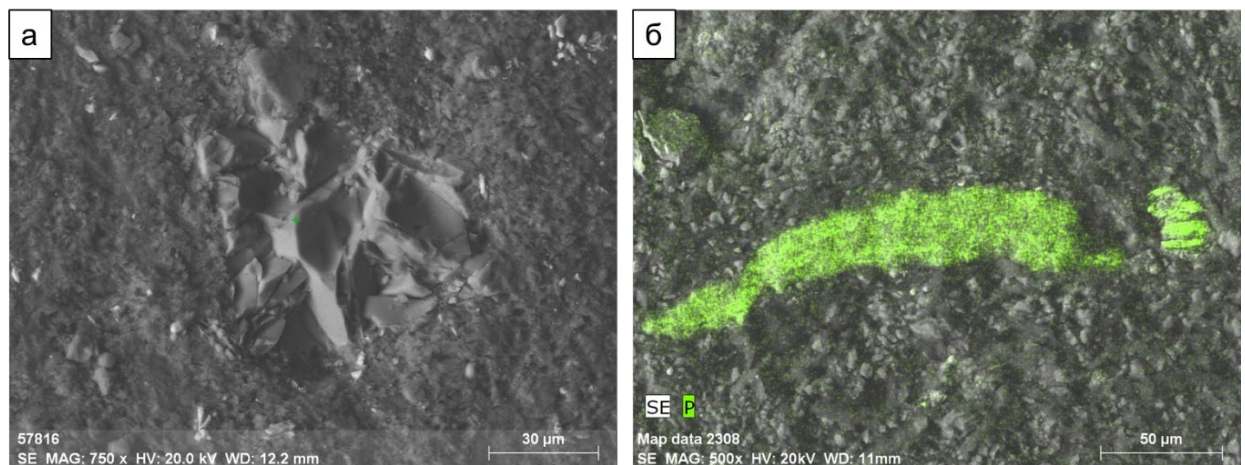


Рисунок 3.15 Включение фосфата кальция в породе

а – кристаллическая форма фосфата кальция, б – скрытокристаллический агрегат по фаунистическому остатку, картирование по фосфору.

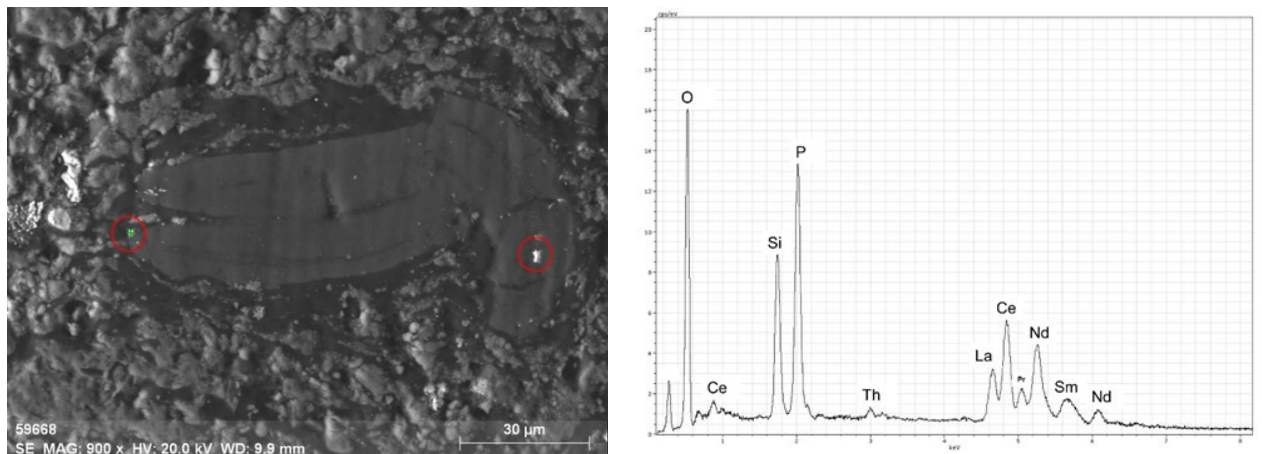


Рисунок 3.16 Включение фосфата редких земель (монацит) в скрытокристаллической кремнисто-фосфатно-кальцевой массе и его энергодисперсионный спектр

**Сульфатные минералы.** Сульфатные минералы представлены баритом и отмечены в каждом типе пород в форме отдельных индивидов и агрегатов различной формы, ассоциирующих с фрамбоидами пирита и с биогенными остатками (рис. 3.17). Следует отметить, что в породах I группы глинистого состава барит встречается чаще, чем в породах II группы.

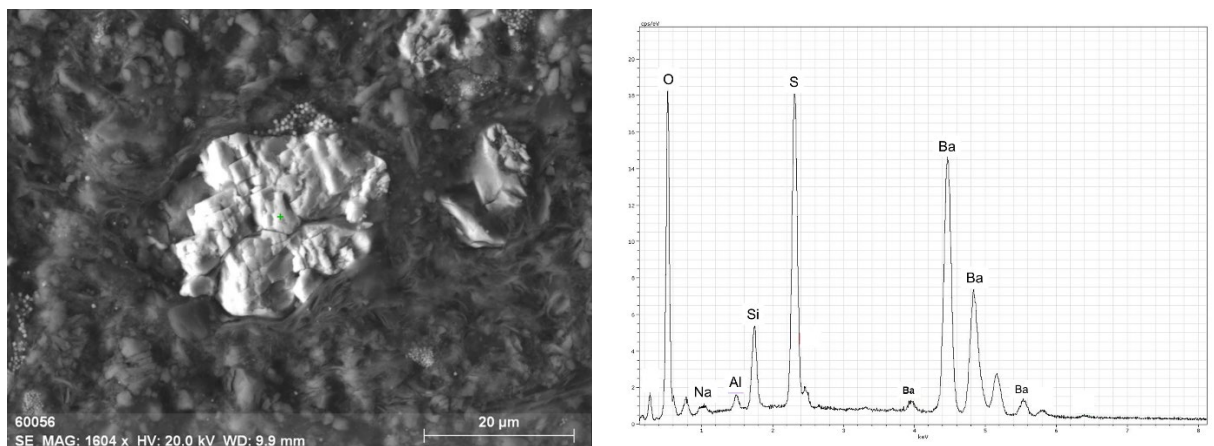


Рисунок 3.17 Минеральное включение бария в глинистой породе смешаннослойного состава (I группа) и его энергодисперсионный спектр

Значительные концентрации барита в баженовских отложениях отмечались многими исследователями (Гавшин, Бобров, 1982; Зубков, 2016; Эдер, Замирайлова, 2017; Предтеченская и др., 2015, 2016; и др.). Барий относится к элементам, имеющим связь с ОВ и органофильную геохимическую ассоциацию (Рихванов и др., 2015). Рядом исследователей установлено, что обогащение отложений Ba зависит от интенсивности биогеохимической деятельности организмов (Виноградов, 1967; Гордеев, Лисицын, 1978; Перельман, 1979). По А.И. Перельману барий является элементом биологического захвата. Таким образом, накопление бария происходит

фитопланктоном в процессе жизнедеятельности. По данным J. Dymond и соавторов, барий, высвободившийся из некромассы фитопланктона в обогащенных ОБ осадках, мигрирует в составе растворов и осаждается в субоксидных условиях (Dymond et al., 1992).

**Циркон.** Кристаллы циркона в исследуемых породах отмечаются редко и обнаружены преимущественно при изучении пород на электронном микроскопе. Форма кристаллов в основном призматическая, характерны механические повреждения и следы коррозии по граням, следов окатанности не наблюдается. На единичных кристаллах в сердцевине отмечаются продольные поры (рис. 3.18). Циркон чаще отмечается в прослоях I группы. При анализе шлифов было обнаружено лишь одно включение циркона.

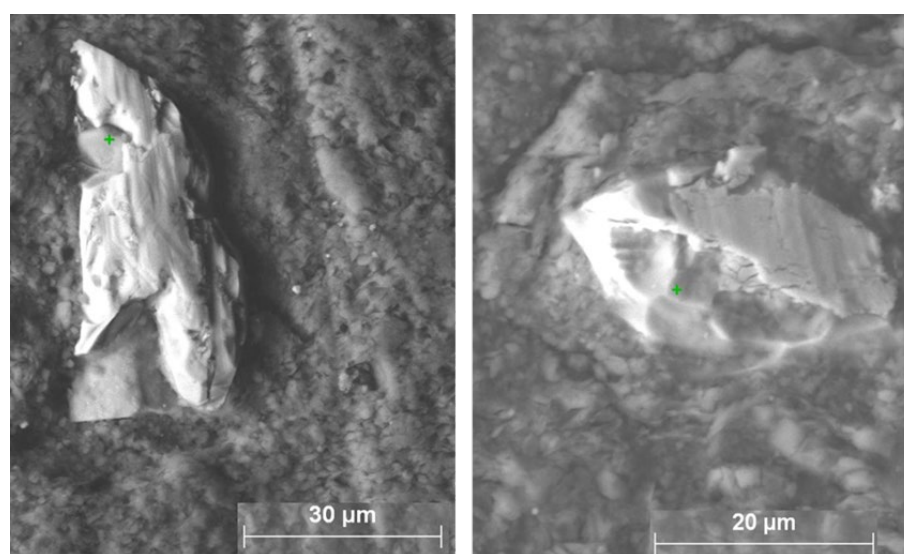
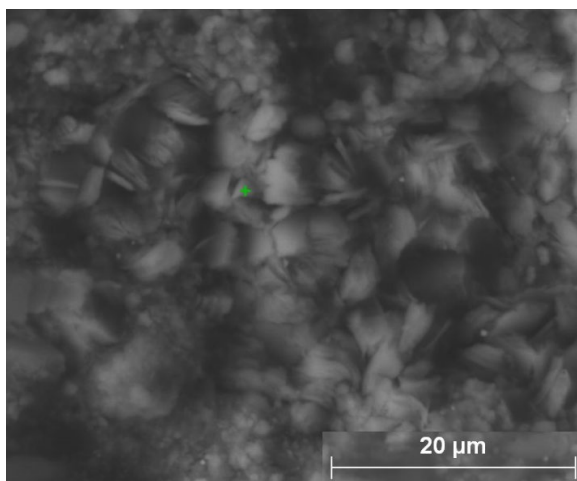


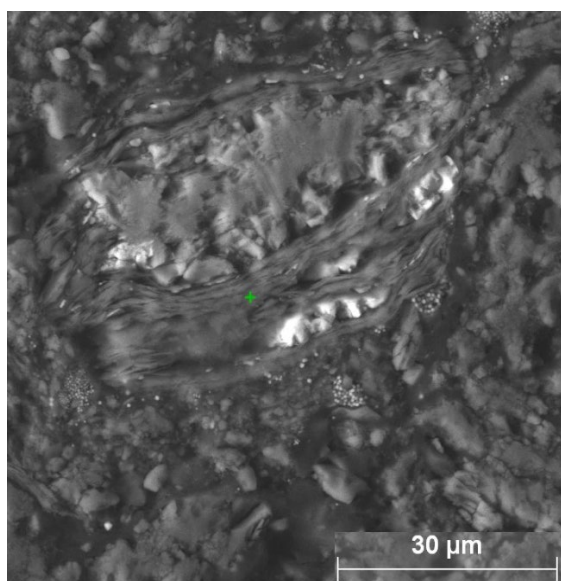
Рисунок 3.18 Кристаллы циркона призматической формы со следами коррозии и механического дробления в породах I группы

**Глинистые минералы.** Для определения состава глинистых минералов основным методом являлся рентгенофазовый анализ. Среди глинистых минералов в исследуемых породах выделены каолинит, смешаннослойные минералы ряда иллит-сметтит и иллит. Присутствие и состав того или иного глинистого минерала подтверждалось при изучении на электронном микроскопе (рис. 3.19, 3.20).



| Элемент  | Весовые проценты, % |
|----------|---------------------|
| Кислород | 60,9                |
| Натрий   | 0,14                |
| Алюминий | 18,87               |
| Кремний  | 20,0                |
| Сумма    | 100                 |

Рисунок 3.19 Каолинит в основной массе породы и его химический состав



| Элемент  | Весовые проценты, % |
|----------|---------------------|
| Кислород | 49,4                |
| Натрий   | 0,4                 |
| Магний   | 0,9                 |
| Алюминий | 17,9                |
| Кремний  | 22,0                |
| Калий    | 3,7                 |
| Железо   | 3,2                 |
| Сера     | 1,9                 |
| Сумма    | 100                 |

Рисунок 3.20 Минеральный агрегат в глинистой массе смешаннослойного состава и ее химический состав

В шлифах глинистые минералы слагают неразличимую по оптическим признакам массу из волокнистых и чешуйчатых агрегатов гидрослюдистого состава (рис. 3.21). Также отмечаются включения аутигенного каолинита более крупного размера (0,2-0,4 мм), имеющих изогнутую, «червеобразную» форму (рис. 3.21). Крупные включения аутигенного каолинита являются одним из диагностических признаков вулканогенных прослоев (тонштейнов) в углях в виду его исключительно аутигенной природы (Черновьянц, 1992; Bohor and Triplehorn, 1993).

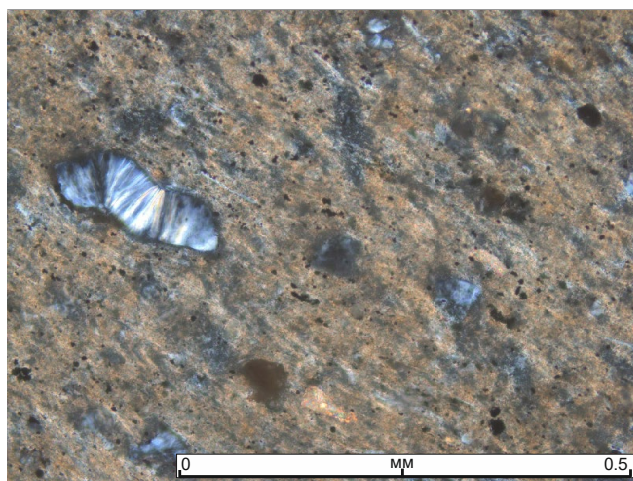


Рисунок 3.21 Глинисто-гидрослюдистая основная масса породы I группы, включение аутигенного каолинита, с анализатором

Комплекс глинистых минералов в породах баженовской свиты, вопросы их генезиса и латерального распределения обсуждался в многочисленных работах. Детально изучены содержания глинистых минералов, особенности их концентрации на отдельных территориях и в общем для Западно-Сибирской плиты, на основании их общего содержания и соотношения с другими породообразующими компонентами выделялись типы пород свиты (Гурова, 1960; Лебедев и др., 1979; Ушатинский, 1973, 1981; Ровнина и др., 1980; Корж, Филина, 1980; Перозио, Соколова, 1982; Филина и др., 1984; Ушатинский, Харин, 1985; Нестеров, 1987; Конторович и др., 1998, 2016; Занин и др., 1999; Зубков, 1999; Важенина, 2010; Калмыков, Балущкина, 2017 и многие другие).

**Каолинит** в породах может иметь различное происхождение: аллотигенное - в результате обломочного сноса из кор выветривания и дальнейшего его преобразования и аутигенное – при преобразовании калиевых полевых шпатов с выносом Al и трансформации ССМ – иллит – каолинит (Сидоренко, 1986). Также образование каолинита в черносланцевых отложениях может быть вызвано преобразованием кислого вулканического материала (пепла) с образованием почти мономинеральных каолинитовых горизонтов – тонштейнов (Bohor, Triplehorn, 1993; Юдович, Кетрис, 1994; Spears, 2012; Arbuzov et al, 2016; Day et al, 2017). Каолинит, в связи с весьма низкой обменной способностью, в процессе постседиментационного изменения пород на стадии раннего катагенеза ни аградации, ни деградации практически не подвергается. Однако, при поступлении вулканогенного пирокластического материала в условиях кислой среды могут формироваться горизонты каолинитового состава апопеплового генезиса. При этом отмечается широкое развитие аутигенного каолинита.

**Смешаннослойные минералы** имеют широкое распространение в породах свиты. Образование ССМ может быть за счет трансформации смектита, поступившего вместе с продуктами размыва кор выветривания (Гурари, 1988; Занин и др., 2003; Ушатинский, 1988 и др.).

Также ССМ могут образовываться за счет постседиментационного изменения вулканогенного материала - образование на вулканическом субстрате (бентонитовые глины) (Перозио, Соколова, 1982; Шлыков, 1991; Ван и др., 1973, 2011; Юдович, Кетрис, 1988, 1994; Day et al, 2017; Bohor, Triplehorn, 1993). Следует отметить, что весьма интенсивное и быстрое накопление туфогенного материала определенным образом влияет на характер среды, в частности, обуславливает резкое уменьшение количественного содержания в ней катионов по отношению к массе накапливающегося материала (Котельников, Конюхов, 1986; Fisher, Schmincke, 1984). Однако при накоплении маломощных пластов пеплового материала среда оказывает существенное воздействие на поступающий материал. В этом случае возможна адсорбция образующимся монтмориллонитом Mg и K и возникновение либо хлоритоподобных фаз, либо различного типа смешанослойных образований с большим на рассматриваемой стадии осадочного процесса содержанием разбухающих пакетов. R.C. Antweiler и J.I. Drever подчеркнули важность органических соединений при выветривании вулканического стекла. Они контролируют высвобождение и транспорт растворенных веществ за счет образования комплексов с Al и Fe. Таким образом, вулканический пепел в осадочной толще является одновременно химическим источником и поглотителем ряда элементов (Antweiler, Drever, 1983; Fisher, Schmincke, 1984).

**Гидрослюдистые образования (иллит)** являются аутигенными и образуются за счет трансформационных преобразований смектитовых минералов в диа- и катагенезе. Указанное преобразование, вследствие неоднородных Si-Al-тетраэдрических замещений при переходе от двухэтажного пакета каолинита к трехэтажному пакету слюдистого типа, происходит через серию монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований. (Котельников, Конюхов, 1986).

При анализе полученных результатов исследований и сопоставлении их с местонахождением изучаемых разрезов отмечено, что прослой с преимущественно каолинитовым составом характерны для разрезов юго-восточной части бассейна, а прослой со смешанослойным составом – в разрезах центральной части. Предполагается, что отложения свиты в юго-восточной части в своем составе имеют большее количество обломочного материала (ПШ, обломков пород) из-за близости источника сноса и претерпели более значительную проработку постседиментационными процессами.

Обстановка умеренного выщелачивания в щелочной среде также способствует развитию гидролиза, но в растворе сохраняется часть ионов и рН достигает значительной величины. Из наименее растворимого глинозема, кремнезема и присутствующих в растворе катионов возникают трехслойные минералы. Серицитизация полевых шпатов, хлоритизация магнезиально-железистых минералов, трансформация вулканических стекол в монтмориллонит являются новообразованиями, возникающими в щелочной среде при удалении вещества. При отсутствии катионов возникает каолинит, а в их присутствии формируются трехслойные минералы слюдистого типа (Мило, 1964). По мнению А.В. Вана и Ю.П. Казанского (1985) полное выщелачивание почти каждой алюмосиликатной породы приводит к образованию каолинита, а частичное - к образованию монтмориллонита. Образование каолинита по алюмосиликатным минералам происходит под воздействием более интенсивных процессов выщелачивания и разложения (чем при образовании монтмориллонита). При большом содержании ОВ формируется криптокристаллический каолинит, а при малом возникают крупные кристаллы. (Ван, Казанский, 1985).

Предполагается, что основные глинистые минералы прослоев I группы имеют аутигенное происхождение и возникли как результат вторичного преобразования пирокластического (пеплового) материала на стадии диа и катагенеза. Продукты извержения являются чрезвычайно реакционноспособными, обладая высокой химической активностью, в том числе в реакциях ионного обмена. Таким образом, происходит сингенетическое формирование смектитовых минералов по пеплам в условиях, вероятно, теплого климата. В то же время наличие в таких прослоях каолинита в качестве одной из основных минеральных фаз, который, однако, отсутствует в обычных насыщенных керогеном баженовских породах, свидетельствует о разной степени постседиментационного преобразования осадка и возможно изменений условий среды (понижение рН).

### **3.4 Характеристика неминеральных компонентов**

**Органическое вещество (кероген).** По сравнению с «типичными» породами баженовской свиты люминесцирующие прослои в значительной степени обеднены органическим веществом. При петрографическом изучении исследуемых пород ОВ встречается в рассеянном состоянии, также представлено линзами, пятнами, включениями светло-коричневого ОВ, которое в совокупности с глинистым материалом подчеркивает текстуру пород. Отмечается гелефицированное вещество бурого цвета, развивающееся по органическим остаткам (рис. 3.22). Диапазон содержания органического углерода в породах свиты по данным пиролизического

метода составляет 2 – 25 %, средний диапазон 7-13 % (Гончаров и др., 2014; Конторович и др., 2018; Самойленко, 2011).

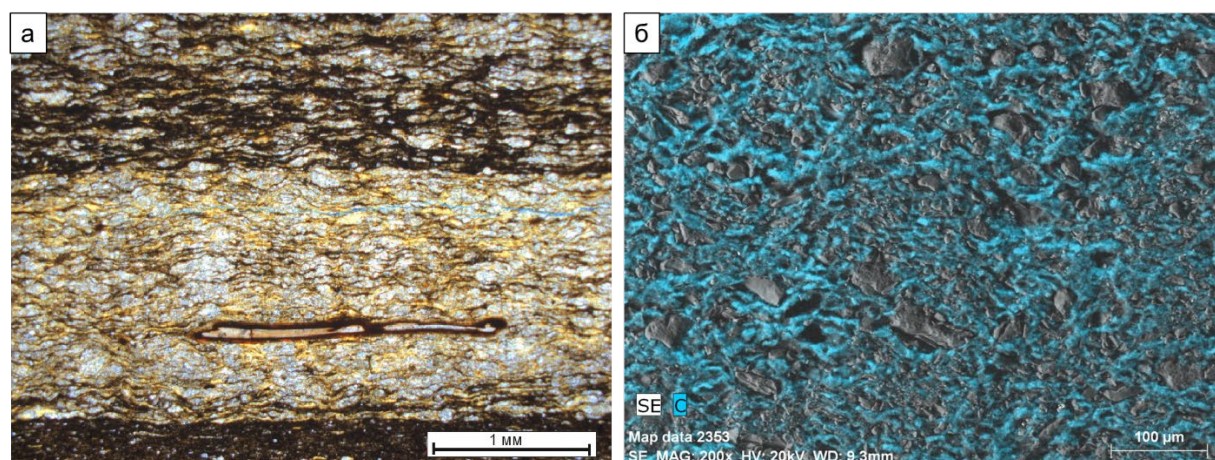


Рисунок 3.22 Микрофотографии пород

а – гелефицированное ОВ по фаунистическому остатку, без анализатора, б – элементное картирование фрагмента породы по углероду.

Накопление пород баженовской свиты происходило в восстановительных условиях глубоководного морского бассейна с периодичным сероводородным заражением придонных вод. ОВ баженовской свиты ассоциируют с керогеном типа II, которое является производным смеси остатков фитопланктона, зоопланктона и микроорганизмов (бактерий), накапливавшееся в восстановительной обстановке, а также с промежуточным типом между II и III. (Гончаров и др., 2014; Конторович А.Э. и др., 1975; Lopatin et. al., 2003; Самойленко, 2011).

Пиролитический анализ образцов люминесцирующих прослоев, а также выше- и нижележащих по разрезу вмещающих пород был выполнен на установке RockEval. Этот метод позволяет определить содержание в породе свободных углеводородов (УВ) S1, углеводородов, образующихся при деструкции керогена S2, и общее содержание органического углерода Сорг. Фиксируется также выход  $\text{CO}_2$  (S3), образующийся за счет деструкции кислородсодержащих функциональных групп керогена, HI – водородный индекс, OI – кислородный индекс, MinC – минеральный углерод. Эти параметры характеризуют природу и состояние ОВ в породе (Goncharov et. al, 2014). Результаты пиролитического метода для вмещающих пород и исследуемых люминесцирующих прослоев представлены в табл. 3.2.

Исследованные глинисто-кремнистые вмещающие породы обладают высокими значениями современного нефтегазогенерационного потенциала (S2 19 – 137 мг/г породы; содержание Сорг. изменяется в диапазоне от 5 до 18%) и содержат органическое вещество превосходного нефтегенерационного качества. Величина параметра HI, характеризующая

современное нефтегазогенерационное качество ОВ пород, принимает значения от 500 до 700 мг УВ/г Сорг. На модифицированной диаграмме Ван-Кревелена (рис. 3.23) исследованные образцы пород занимают область значений между керогеном I и II типа. Необходимо отметить, что тип ОВ вероятных материнских пород зависит, в первую очередь, от типа исходных биопродуцентов, ставших основным источником биомассы на этапе седиментогенеза, а также окислительно-восстановительного режима фациальных обстановок, в которых протекало формирование и раннедиагенетические преобразования биотической некромассы. Накопление исходных осадков баженовского горизонта было сопряжено с максимумом позднеюрской трансгрессии, в условиях резкого дефицита, растворённого в водах палеобассейна кислорода и периодически возникавшего сероводородного заражения придонных вод. Резко восстановительные обстановки седиментогенеза и раннего диагенеза способствовали хорошей сохранности ОВ в осадках, а преобладающий вклад морских биопродуцентов позволяет отнести ОВ пород баженовской свиты к керогену типа II с превосходными нефтегазогенерационными свойствами. Органическое вещество подобного типа при достижении необходимого уровня термической зрелости способно генерировать колоссальные количества преимущественно жидких УВ.

В методе пиролитического анализа для оценки уровня термической зрелости ОВ вероятных материнских пород используется величина параметра  $T_{max}$  ( $^{\circ}C$ ), отражающая температуру максимального выхода УВ, образующихся при термическом крекинге керогена пород. Для исследованных образцов пород баженовской свиты значения этого параметра охватывают широкий диапазон градаций катагенеза от ПК ( $424^{\circ}C$ ) до конца МК<sub>1</sub><sup>2</sup> ( $444^{\circ}C$ ). Наименьшие значения этого параметра ( $T_{max} = 424-428^{\circ}C$ ) отмечаются для пород баженовской свиты, залегающей в юго-восточной части бассейна (в пределах восточного борта Нижневартовского свода и Угловского вала). Подобные значения соответствуют догенерационному этапу термического преобразования ОВ и свидетельствуют о том, что к настоящему моменту породы баженовской свиты в пределах разреза указанных скважин не могли являться источником каких-либо количеств жидких либо газообразных УВ. Наибольшим уровнем термической зрелости характеризуются породы баженовской свиты в разрезах центральной части бассейна ( $T_{max} = 440-444^{\circ}C$ ), которые уже вступили в фазу активной генерации и к настоящему моменту могли реализовать значительную часть своего начального углеводородного потенциала.

Значительно более бедными, по сравнению с типичными породами баженовской свиты, генерационными свойствами обладают прослой изучаемых люминесцирующих пород (табл. 3.2, рис. 3.23) (Шалдыбин и др., 2018, Кондрашова, 2020)). Содержание Сорг. для этих образцов не превышает 3 % (диапазон 0,2-2,7 %), а значения современного нефтегазогенерационного

потенциала (S2) изменяются от 1 до 14 мг УВ/г породы. Столь резкое снижение содержания Сорг. в осадках по сравнению с вмещающими породами может указывать на некое экстремальное падение биопродуктивности баженовского палеоморя и может являться следствием привноса в иловый осадок вулканогенного (пеплового) материала и его дальнейшим преобразованием. По данным С.Г. Неручева, материалы пеплопадов могут влиять на содержание ОВ в осадке вследствие угнетения и массовой гибели планктона из-за обогащения иловых вод токсичными элементами (Hg, Cd, As, U и др.) (Неручев, 1982). Вместе с тем, некоторое уменьшение значений водородного HI и кислородного OI индекса для этих пород не может быть связано с резким изменением окислительно-восстановительного режима палеобассейна осадконакопления, а, скорее, обусловлено общим снижением биопродуктивности вод баженовского палеоморя в периоды пеплопадов. По этой же причине для образцов люминесцирующих пород наблюдаются и значительные вариации пиролитического параметра Tmax., который в данном случае является отражением особенностей структуры ОВ и в целом его невысокого содержания в породах.

Таблица 3.2. Результаты пиролитического метода.

| Скважина | Описание | S1, мг/г | S2, мг/г | PI   | Tmax, °C | TOC, % | HI,<br>мг УВ/г<br>TOC | OI,<br>мг CO <sub>2</sub> /г<br>TOC | MinC, % |
|----------|----------|----------|----------|------|----------|--------|-----------------------|-------------------------------------|---------|
| 1        | Вмещ.    | 2,97     | 68,54    | 0,04 | 438      | 9,97   | 687                   | 2                                   | 0,09    |
|          | ЛП       | 0,54     | 5,39     | 0,09 | 432      | 1,08   | 499                   | 10                                  | 0,06    |
|          | Вмещ.    | 2,96     | 41,71    | 0,07 | 440      | 6,74   | 619                   | 1                                   | 0,53    |
| 2        | Вмещ.    | 10,47    | 95,09    | 0,10 | 439      | 14,70  | 647                   | 0                                   | 0,27    |
|          | ЛП       | 0,84     | 3,60     | 0,19 | 426      | 0,67   | 537                   | 7                                   | 0,25    |
|          | Вмещ.    | 5,21     | 99,40    | 0,05 | 437      | 15,26  | 651                   | 0                                   | 0,21    |
| 3        | Вмещ.    | 10,34    | 93,81    | 0,10 | 439      | 15,23  | 616                   | 0                                   | 0,37    |
|          | ЛП       | 0,28     | 1,50     | 0,16 | 420      | 0,37   | 405                   | 0                                   | 0,26    |
|          | Вмещ.    | 5,56     | 101,49   | 0,05 | 439      | 15,43  | 658                   | 0                                   | 0,22    |
| 4        | Вмещ.    | 5,28     | 94,28    | 0,05 | 425      | 13,62  | 692                   | 1                                   | 0,40    |
|          | ЛП       | 0,01     | 0,30     | 0,04 | 435      | 0,17   | 176                   | 6                                   | 0,19    |
|          | Вмещ.    | 5,49     | 102,64   | 0,05 | 424      | 14,50  | 708                   | 1                                   | 0,22    |
| 5        | Вмещ.    | 3,99     | 78,41    | 0,05 | 426      | 10,92  | 718                   | 2                                   | 0,55    |
|          | ЛП       | 0,09     | 1,64     | 0,05 | 431      | 0,43   | 381                   | 16                                  | 0,23    |
|          | Вмещ.    | 5,05     | 98,46    | 0,05 | 428      | 12,94  | 761                   | 2                                   | 0,34    |
| 6        | Вмещ.    | 8,73     | 90,89    | 0,09 | 436      | 17,41  | 522                   | 1                                   | 0,21    |
|          | ЛП       | 3,01     | 14,95    | 0,17 | 438      | 2,74   | 546                   | 6                                   | 0,73    |
|          | Вмещ.    | 8,08     | 95,49    | 0,08 | 439      | 17,50  | 546                   | 1                                   | 0,48    |
| 7        | Вмещ.    | 7,76     | 88,33    | 0,08 | 436      | 13,56  | 651                   | 2                                   | 0,36    |
|          | ЛП       | 0,49     | 4,14     | 0,11 | 434      | 0,77   | 538                   | 13                                  | 0,28    |
|          | Вмещ.    | 6,09     | 99,47    | 0,06 | 434      | 15,48  | 643                   | 1                                   | 0,34    |
| 8        | Вмещ.    | 5,08     | 52,59    | 0,09 | 439      | 8,49   | 619                   | 0                                   | 0,33    |
|          | ЛП       | 0,80     | 1,70     | 0,32 | 419      | 1,14   | 149                   | 7                                   | 0,50    |
|          | Вмещ.    | 2,99     | 63,09    | 0,05 | 439      | 10,13  | 623                   | 0                                   | 0,72    |
| 9        | Вмещ.    | 8,00     | 123,14   | 0,06 | 433      | 16,96  | 726                   | 0                                   | 0,42    |

|    |       |      |        |      |     |       |     |   |      |
|----|-------|------|--------|------|-----|-------|-----|---|------|
|    | ЛП    | 0,66 | 1,16   | 0,36 | 412 | 0,52  | 223 | 2 | 0,34 |
|    | Вмещ. | 7,33 | 137,01 | 0,05 | 432 | 18,60 | 737 | 0 | 0,21 |
| 10 | Вмещ. | 9,13 | 95,13  | 0,09 | 438 | 15,40 | 618 | 0 | 0,54 |
|    | ЛП    | 0,66 | 1,45   | 0,31 | 371 | 0,54  | 269 | 0 | 0,31 |
|    | Вмещ. | 5,78 | 108,91 | 0,05 | 440 | 17,10 | 637 | 0 | 0,79 |
| 11 | Вмещ. | 5,89 | 110,09 | 0,05 | 429 | 15,54 | 708 | 1 | 0,38 |
|    | ЛП    | 0,46 | 1,07   | 0,30 | 418 | 0,27  | 396 | 0 | 0,24 |
|    | Вмещ. | 6,12 | 115,17 | 0,05 | 428 | 15,90 | 724 | 1 | 0,46 |

Примечание: Вмещ. – вмещающие породы, ЛП – аномально люминесцирующие прослои,  $S_1$  – свободные углеводороды (УВ),  $S_2$  – УВ-продукты пиролиза керогена,  $T_{max}$  – температура максимального выхода УВ при пиролизе керогена, ТОС – общее содержание органического углерода в породе, HI – водородный индекс, OI – кислородный индекс, MinC – минеральный углерод.

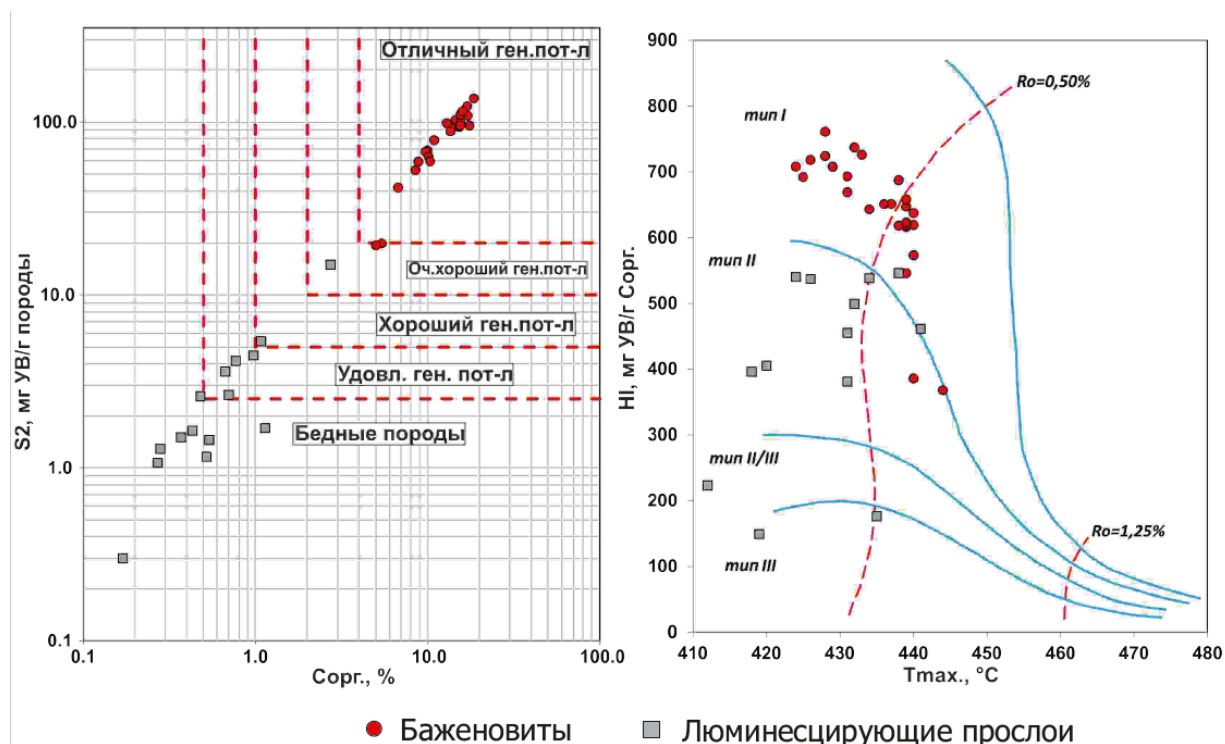


Рисунок 3.23 Характеристика современного генерационного потенциала (слева) и нефтегазогенерационного качества ОВ (справа) пород баженовской свиты и исследуемых люминесцирующих прослоев

### Основные выводы:

Минералого-петрографические особенности состава люминесцирующих прослоев позволили провести их типизацию. Прослои I группы имеют глинистый состав – основными минералами являются каолинит и смешаннослойные минералы ряда иллит-сметтит, также отмечены кварц, полевые шпаты, пирит, кальцит и барит. Породы данной группы прослоев отнесены к *глинистому типу*. По преобладающей минеральной фазе породы I группы прослоев дополнительно подразделяются на 2 подтипа: подтип А – прослои имеют преимущественно

каолинитовый состав и представлены каолинитом и характерны для прослоев, выделенных в юго-восточной части исследуемой территории; подтип Б – преобладающим компонентом являются смешаннослойные образования ряда иллит-сметтит, данный тип прослоев отмечен в центральной части бассейна.

Характерна территориальная закономерность размещения прослоев глинистого состава. Прослои каолинитового состава преимущественно распространены в юго-восточной части исследуемой территории, а смешаннослойного состава – в центральной. Данная закономерность может быть обусловлена разной степенью постседиментационных преобразований отложений.

Прослои II группы на всей территории исследования характеризуются однотипным минеральным составом – преобладающим компонентом является кварц, в подчиненном количестве отмечены глинистые минералы, пирит, кальцит. Породы данной группы прослоев отнесены к *кремнистому типу*.

Для люминесцирующих прослоев характерно низкое по сравнению с вмещающими породами содержание органического вещества (Сорг. – 0,2-2,7%). По результатам пиролизического метода выявлены четкие различия в параметрах органического вещества, которые характеризуют его природу и состояние в породе.

#### ГЛАВА 4. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛЮМИНЕСЦИРУЮЩИХ ПРОСЛОЕВ

Изучение химического состава, определение содержания редких, в том числе радиоактивных и редкоземельных элементов аномально люминесцирующих прослоев и вмещающих их пород проводилось с использованием комплекса физико-химических методов. Методы инструментальной нейтронной активации, масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой, атомно-эмиссионная спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой, расчет геохимических модулей и отношений позволили получить качественную информацию о химическом составе изучаемых пород, а также об их геохимических особенностях.

Оценка содержаний химических элементов проводилась путем сравнения данных с результатами определений концентраций элементов для пород баженовской свиты по Л.П. Рихванову и соавторам (Рихванов и др., 2019), В.М. Гавшину (Гавшин, 1982), а также с кларком содержания элементов в глинах и глинистых породах по Н.А. Григорьеву (Григорьев, 2003). Среднее содержание элементов по методу ИСП-МС приведено в таблице 4.1.

Таблица 4.1. Среднее содержание химических элементов в аномально люминесцирующих прослоях и вмещающих их породах (баженовитах), г/т.

| Элемент | Кремнистый тип | Глинистый тип |             | Вмещающие породы | Рихванов и др., 2019 | Гавшин, 1982 | Григорьев, 2003 |
|---------|----------------|---------------|-------------|------------------|----------------------|--------------|-----------------|
|         |                | п/т А         | п/т Б       |                  |                      |              |                 |
| Li      | 20,4           | <b>104</b>    | <b>37,8</b> | 21,8             | 29,9                 | н.д.         | 46,0            |
| Be      | 0,41           | 0,70          | 1,41        | 1,80             | <5                   | н.д.         | 2,80            |
| Sc      | 4,05           | 11,0          | 11,5        | 14,2             | 12,5                 | 9,1          | 15,0            |
| V       | 159            | 570           | 662         | 615              | 347                  | 539          | 120             |
| Cr      | <b>36,4</b>    | 19,5          | 19,9        | 77,3             | 74,7                 | 78,0         | 76,0            |
| Co      | <b>9,62</b>    | 5,9           | 4,1         | 30,9             | 27,4                 | н.д.         | 19,0            |
| Ni      | <b>107</b>     | 42,2          | 25,6        | 325              | 162                  | 291          | 47,0            |
| Cu      | 41,5           | 49,7          | 110         | 131              | 99,0                 | 132          | 36,0            |
| Zn      | 168            | 61,4          | 165,1       | 848              | 447                  | 678          | 52,0            |
| Ga      | 3,49           | 8,70          | 17,6        | 13,4             | 14,1                 | н.д.         | 16,0            |
| Ge      | 0,39           | 0,40          | 0,45        | 1,32             | 2,00                 | н.д.         | 2,00            |
| As      | 5,98           | <b>22,3</b>   | <b>51,4</b> | 16,6             | 30,3                 | 45,0         | 9,30            |
| Rb      | 14,9           | 30,7          | 31,6        | 64,2             | 65,7                 | 90,0         | 130             |
| Sr      | 119            | 374           | <b>483</b>  | 364              | 301                  | н.д.         | 240             |
| Y       | 11,0           | 11,8          | 13,1        | 38,2             | 26,6                 | н.д.         | 31,0            |
| Zr      | 26,7           | <b>83,2</b>   | <b>81,4</b> | 77,9             | 108                  | 211          | 190             |
| Nb      | 1,86           | 3,01          | 2,73        | 6,07             | 8,20                 | н.д.         | 11,0            |
| Mo      | <b>91,8</b>    | 40,3          | 24,6        | 245              | 152                  | 122          | 1,6             |
| Ag      | 0,26           | 0,37          | 0,94        | 0,92             | <0,7                 | н.д.         | 0,20            |

|    |      |             |             |       |       |      |      |
|----|------|-------------|-------------|-------|-------|------|------|
| Cd | 3,59 | 1,11        | 2,79        | 16,97 | 11,40 | н.д. | 1,00 |
| Sn | 0,15 | 2,68        | 1,79        | 1,07  | 1,60  | н.д. | 3,50 |
| Sb | 2,26 | 3,24        | 4,73        | 7,32  | 4,80  | 6,90 | 1,00 |
| Cs | 1,12 | 3,98        | 3,04        | 5,00  | 4,90  | н.д. | 10,0 |
| Ba | 806  | 777         | <b>5793</b> | 1484  | 1995  | 2264 | 460  |
| La | 6,80 | <b>28,7</b> | <b>45,5</b> | 21,0  | 24,3  | 27,0 | 48,0 |
| Ce | 14,0 | <b>59,1</b> | <b>87,7</b> | 42,9  | 44,7  | 53,0 | 75,0 |
| Pr | 1,73 | <b>6,1</b>  | <b>8,7</b>  | 5,28  | 5,60  | н.д. | 10,0 |
| Nd | 8,20 | 19,7        | 27,4        | 24,6  | 23,2  | н.д. | 36,0 |
| Sm | 1,71 | 2,99        | 4,39        | 5,35  | 3,90  | 6,30 | 8,0  |
| Eu | 0,43 | 0,60        | 1,16        | 1,35  | 1,20  | 1,34 | 1,20 |
| Gd | 1,87 | 2,40        | 3,75        | 5,92  | 5,40  | н.д. | 5,80 |
| Tb | 0,22 | 0,35        | 0,42        | 0,78  | 0,70  | 0,89 | 0,83 |
| Dy | 1,64 | 2,09        | 2,37        | 5,36  | 4,50  | н.д. | 4,40 |
| Ho | 0,30 | 0,43        | 0,49        | 1,00  | 0,90  | н.д. | 0,70 |
| Er | 0,98 | 1,38        | 1,50        | 3,44  | 2,60  | н.д. | 1,90 |
| Tm | 0,13 | 0,20        | 0,21        | 0,43  | 0,40  | н.д. | 0,60 |
| Yb | 0,95 | 1,38        | 1,45        | 3,38  | 3,20  | 3,23 | 2,50 |
| Lu | 0,13 | 0,21        | 0,22        | 0,45  | 0,40  | н.д. | 0,39 |
| Hf | 0,66 | <b>5,58</b> | <b>4,30</b> | 1,70  | 2,60  | 3,10 | 5,00 |
| Ta | 0,17 | <b>1,63</b> | <b>1,52</b> | 0,40  | 0,30  | 0,55 | 1,40 |
| W  | 0,39 | 0,84        | 0,45        | 0,95  | 1,20  | н.д. | 2,60 |
| Tl | 0,81 | 0,57        | 0,96        | 2,43  | 2,70  | н.д. | 0,01 |
| Pb | 4,56 | <b>32,5</b> | <b>42,0</b> | 15,7  | 15,1  | н.д. | 14,0 |
| Th | 3,51 | <b>67,3</b> | <b>55,9</b> | 7,08  | 6,20  | 6,30 | 10,0 |
| U  | 22,1 | 42,4        | 34,5        | 60,0  | 38,3  | 35,7 | 4,5  |

Примечание: п/т А – прослой каолинитового состава, п/т Б – прослой смешаннослойного состава. Жирным шрифтом выделены повышенные содержания в сравнении с вмещающими породами и между типами прослоев.

В изучаемых вмещающих породах в сравнении с результатами исследований пород баженской свиты, выполненных Л.П. Рихвановым и соавторами (Рихванов и др., 2019) и В.М. Гавшиным (Гавшин, 1982), отмечены повышенные концентрации Zn, Mo, Ni, V и U. Многими исследователями отмечается связь накопления данных микроэлементов в отложениях свиты с содержанием ОВ в осадке и выделение их в группу органофильных элементов (Гавшин, 1982; Ушатинский, 1984; Ушатинский и др., 1988; Конторович, 1967, 1971; Предтеченская и др., 2016; Занин и др., 2016 и другие.). Выделенные микроэлементы являются показателями существенно- или высоковосстановительного режима (сероводородное заражение в иловых осадках) (Ушатинский, 1984; Гавшин, Гурари, 1987; Gavshin, Zakharov, 1996; Гаврилов и др., 2002, 2004 и другие.).

Для пород глинистого типа повышенные концентрации в сравнении с вмещающими отложениями отмечаются для As, Pb, Li, Th, несколько повышенные для Sr, Zr, Hf, Sn, Ta и легких

лантаноидов. Пониженные концентрации элементов характерны для Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Nb, Mo и Cd. Среди группы редкоземельных элементов повышенное содержание характерно только для La, Ce и Pr, в то время как содержание остальных членов группы не превышает среднее значение для вмещающих пород (рис. 4.1) (Кондрашова, 2020).

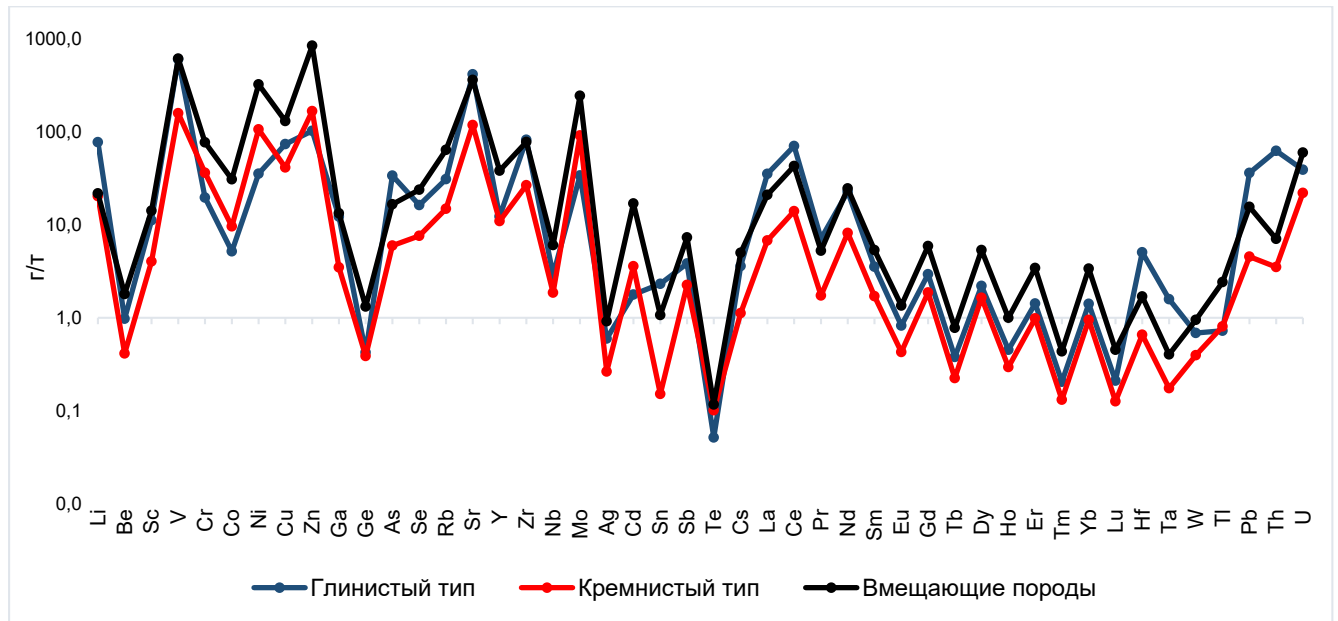


Рисунок 4.1 Средние содержания химических элементов в аномально люминесцирующих прослоях глинистого и кремнистого типа и вмещающих породах

Следует отметить различие концентраций некоторых элементов внутри глинистого типа прослоев (между подтипами А и Б). Так, для образцов смешаннослойного иллит-сметитового состава (подтип Б) отмечаются повышенные содержания Ba, Cu, Zn, Sr, Ga, As, La, Ce и Nd. Для пород каолинистового состава (подтип А) отмечается превышение в содержании Li, Ni и Mo (рис. 4.2, 4.3).

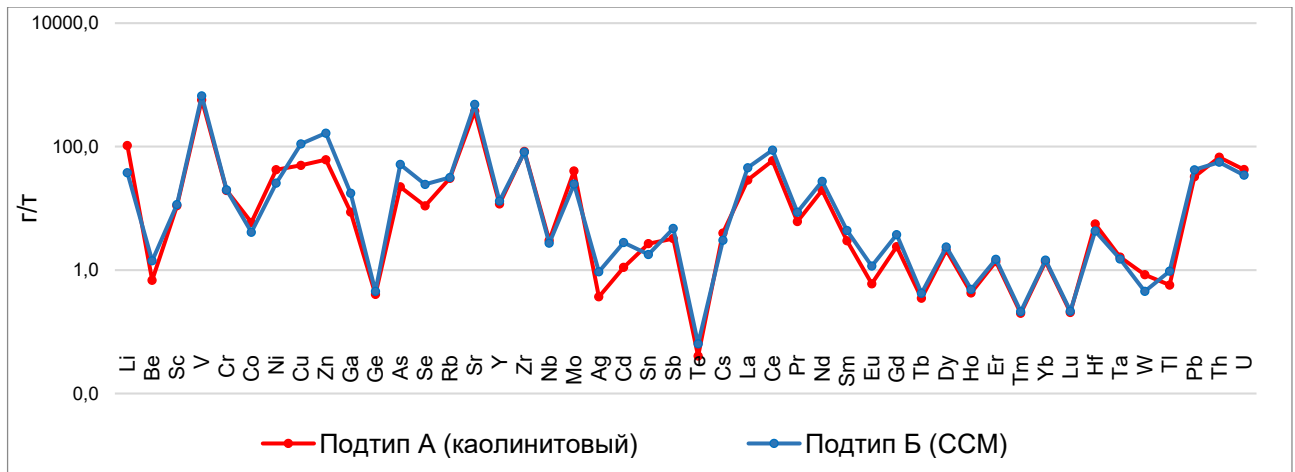


Рисунок 4.2 Сопоставление средних концентраций элементов в аномально люминесцирующих прослоях глинистого типа каолининового состава (подтип А) и смешаннослойного иллит-сметитового (подтип Б)

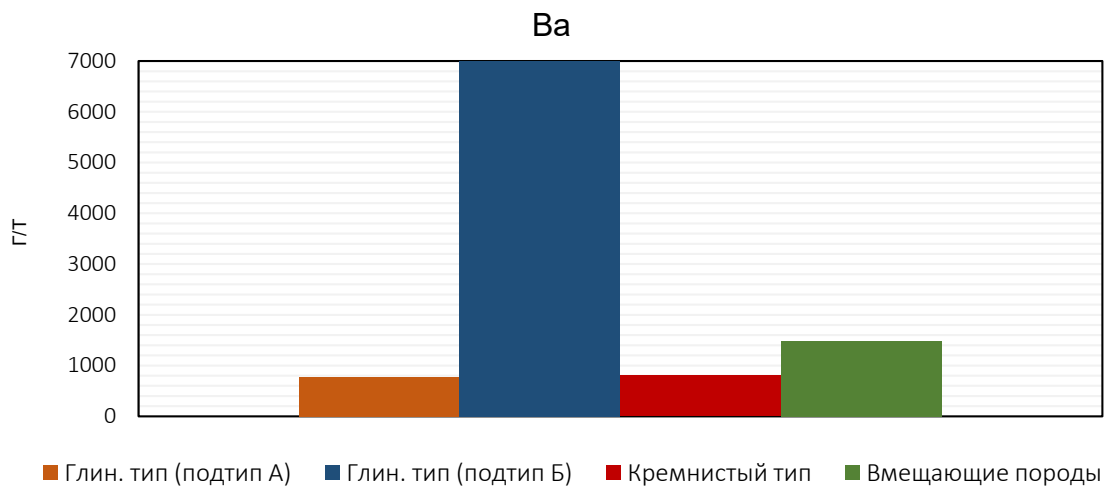


Рисунок 4.3 Сопоставление средних концентраций бария в аномально люминесцирующих прослоях

Глинистый тип (подтип А) – прослой глинистого типа каолининового состава; глинистый тип (подтип Б) – прослой глинистого типа смешаннослойного состава

Для пород кремнистого типа содержание всех элементов ниже в 2-4 раза по сравнению с вмещающими породами, что может быть связано с их выщелачиванием в процессе эпигенеза. При этом, отмечаются повышенные концентрации Mo, Cd, Zn, Ni, Co и Cr в сравнении с глинистым типом прослоев (рис. 4.4) (Кондрашова, 2020).

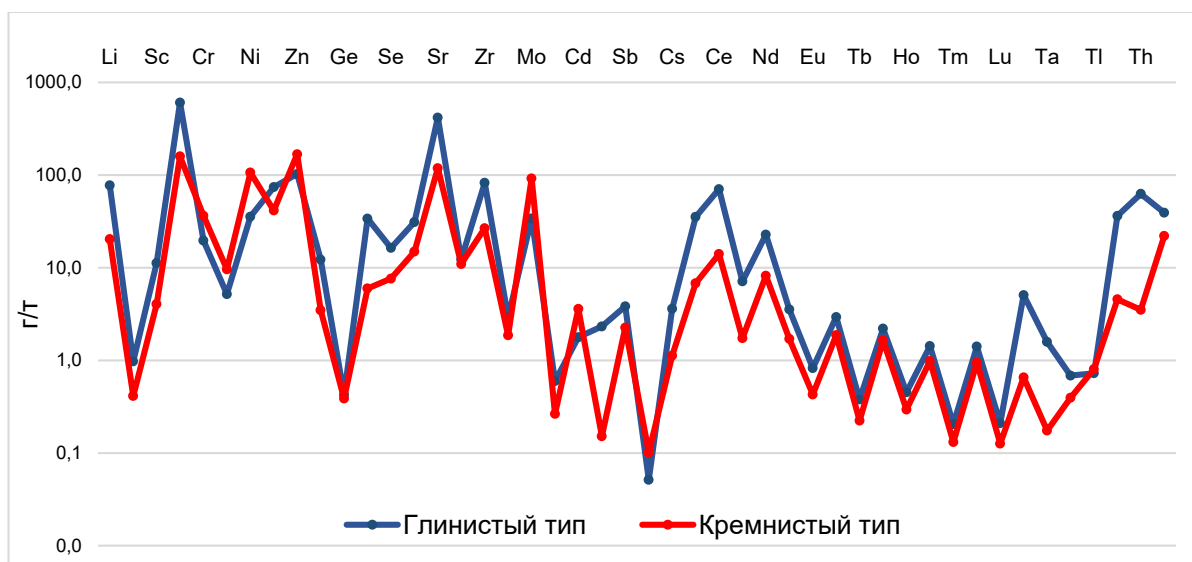


Рисунок 4.4 Сопоставление средних концентраций элементов в аномально люминесцирующих прослоях глинистого и кремнистого типа

Различия в накоплении тех или иных элементов в изучаемых прослоях и вмещающих породах можно объяснить разным минеральным составом и низким содержанием органического вещества. Так, по результатам пиролитического метода содержание Сорг. для люминесцирующих прослоев составляет 0,2-2,7 %, а для вмещающих пород содержание Сорг. варьирует от 5 до 18%. Следовательно, исследуемые прослои сильно обеднены ОВ. Как отмечалось выше с органическим веществом баженовской свиты наиболее тесно связаны V, Cu, Ni, Mo и U. Именно этими компонентами обогащены изучаемые вмещающие породы и обеднены люминесцирующие прослои, вследствие разного (низкого) содержания ОВ.

Снижение концентраций микроэлементов в изучаемых прослоях каждого типа может быть вызвано резкой сменой условий осадконакопления в иловых водах. Такие условия могут быть вызваны синхронным поступлением в осадок материалов вулканогенного пирокластического (пеплового) материала совместно с осадками нормальной морской седиментации. Поступление в осадок продуктов пеплового материала в связи с его повышенной реакционной способностью, а также присутствием в нем токсичных продуктов (As, Hg, Cd и др.) (Неручев, 1982) может влиять на продуктивность организмов вплоть до их массовой гибели, что объясняет низкое содержание органического вещества в исследуемых породах. Для глинистых прослоев отмечено повышенное содержание As по сравнению с вмещающими породами.

R.C. Antweiler и J.I. Drever (1983) подчеркнули важность органических соединений при выветривании вулканического стекла. Они контролируют высвобождение и транспорт растворенных веществ за счет образования комплексов с Al и Fe. Таким образом, вулканический

пепел в осадочной толще является одновременно химическим источником и поглотителем ряда элементов (Antweiler, Drever, 1983; Fisher, Schmincke, 1984).

Барий по мнению многих исследователей относится к органофильным элементам (имеет биогенное происхождение) (Гавшин, Гурари, 1987; Предтеченская, Молюшко, 2016; Эдер, Замирайлова, 2017 и другие). В целом, средние содержания бария в исследуемых прослоях сопоставимы с таковыми для баженовской свиты, но для глинистых прослоев характерны повышенные содержания бария. Так, диапазон концентраций бария для вмещающих пород составляет 525-2264 г/т, для пород кремнистого типа – 173-907 г/т (единичное значение 2990 г/т). Для прослоев глинистого типа диапазон содержаний бария составляет 233-12200 г/т (единичный результат – 20858 г/т).

Следует отметить, что наиболее высокие концентрации бария характерны для глинистых прослоев смешаннослойного иллит-сметитового состава (подтип Б). Барий в составе прослоев присутствует в виде отдельных минеральных индивидов, а также в виде агрегатов, ассоциирующих с фрамбоидами пирита. Концентратором бария помимо живых организмов может также выступать глинистая (алевритовая) фракция, что объясняет повышенное содержание бария в глинистых прослоях смешаннослойного типа. Для минералов данной группы характерна более высокая сорбционная способность, нежели для каолинита.

Отдельно следует отметить характер распределения содержаний радиоактивных элементов - Th и U. Оценка содержаний элементов проводилась по данным ИНАА. Среднее содержание в баженовитах Th - 7,8 г/т, U – 58,1 г/т, Th/U отношение составляет 0,13. Для пород кремнистого типа среднее содержание Th и U составляет 2,5 г/т (единичное значение 24,7 г/т), и – 28,4 г/т соответственно, Th/U – 0,17. Для прослоев глинистого типа среднее содержание U составляет 54,4 г/т, Th – 73,8 г/т., Th/U – 1,3 (Кондрашова, 2020).

Среднее содержание Th в породах глинистого типа в 8-11 раз превышает содержание во вмещающих породах. Кларк тория в глинах и глинистых породах по Н.А. Григорьеву составляет 10 г/т (Григорьев, 2003). Кларк тория в черных сланцах, по данным Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис, составляет 6-7 г/т, аномальным считается его содержание свыше 10 г/т. (Юдович, Кетрис, 1994). Среднее содержание тория в отложениях баженовской свиты по данным Л.П. Рихванова и соавторов составляет 6,2 г/т (Рихванов и др., 2019), по данным В.М. Гавшина – 6,3 г/т (Гавшин, 1982). Согласно Ю.Н. Занину и соавторов диапазон средних содержаний тория в различных типах пород баженовской свиты варьирует от 1,95 г/т до 11,0 г/т (Занин и др., 2016). Наиболее высокие содержания тория характерны для прослоев глинистого типа. Диапазон содержаний тория них составляет 45,9-91,4 г/т. Для исследуемых кремнистых пород и вмещающих пород

средние концентрации тория не превышают таковых для «обычных» пород свиты и составляют 2,5 г/т (единичное значение 24,7 г/т) и 2.5 г/т соответственно.

В связи с низкой миграционной способностью тория в зоне гипергенеза, его аномальное концентрирование может быть обусловлено либо накоплением акцессориев (россыпи), либо в составе вулканогенно-обломочного материала (Юдович, Кетрис, 1994). По данным Ю.Н. Занина и соавторов наблюдается значимая корреляция тория с глинистым материалом. По данным авторов наиболее высокое содержание тория (11,0 г/т при диапазоне от 5,40 до 14,40 г/т) характерно для аргиллитов с высоким (50,85 %) содержанием глинистого материала. Отложения, формирующиеся в условиях низких скоростей, могут получать дополнительные порции тория из морской воды. Несмотря на низкое содержание тория в морской воде, концентрация его в глинистом материале могла заметно повышаться при длительном пребывании последнего в осадке (Занин и др., 2016). По данным, опубликованным в работе А.А. Смыслова (1974), большая часть тория поступала в бассейн адсорбированной на глинистых частицах или гидроокислах железа (Смыслов, 1974).

Согласно Я.Э. Юдовичу (2006) вышекларковые концентрации тория для черносланцевых угленосных толщ могут быть связаны с кислой пирокластикой (формирование каолинитовых вулканогенных горизонтов - тонштейнов) (Юдович, Кетрис, 2006). Тонштейны – практически мономинеральные каолинитовые горизонты, по своим характеристикам (глинистый состав, относительно небольшая мощность, выдержанность на значительной территории) могут считаться аналогами изучаемых глинистых люминесцирующих прослоев.

Анализируя полученные данные, можно сделать заключение, что наиболее вероятный источник поступления тория в исследуемые породы - вулканогенный пирокластический (пепловый) материал (Кондрашова, 2020, 2021). Маловероятна связь накопления тория с обломочным материалом источников сноса с кор выветривания и равномерное его распределение на значительной территории крупного Западно-Сибирского бассейна осадконакопления в баженовское время. Торий является элементом-гидролизатом, и в водной среде мигрирует слабо. Миграция тория возможна за счет переноса в составе органоминеральных комплексов и в обломочной части (Арбузов, Рихванов, 2010). Следовательно, аномально высокие содержания тория могут служить индикаторами пеплов кислого и щелочного состава.

В отличие от прибрежно-морских россыпей, имеющих ленообразную форму, выделенные торий-содержащие горизонты простираются на сотни километров в меридиональном и широтном направлении, имеют выдержанную мощность (до 1 см) и могут являться следствием обширного пеплопада верхнеюрского времени. Присутствие вулканогенного пирокластического материала в юрских отложениях, в том числе в породах баженовской свиты, на территории

Западно-Сибирского бассейна отмечали многие исследователи (Ван, Каштанов, 1971; Ван, 1973; Конышева, 1975; Ровнина и др., 1980; Ван и др., 2011 и другие).

Концентрации урана в исследуемых породах не превышают средних значений для пород свиты в целом. Среднее значение урана для глинистого типа прослоев составляет 39,4 г/т, для кремнистого – 22,4 г/т, для вмещающих – 60,1 г/т. Накопление урана имеет тесную связь с накоплением органического вещества в условиях восстановительной среды (Плуман, 1971, 1975; Гавшин, 1982; Ушатинский, 1984; Хабаров, 1980; Зубков, 2001; Эдер и др., 2015; Занин и др., 2016; Предтеченская и др., 2016 и др.). Средние содержания урана в породах баженовской свиты по данным В.М. Гавшина составляет 35,7 г/т., по Л.П. Рихванову и соавторам – 38,3 г/т. (Гавшин, 1982; Рихванов и др., 2019). Содержания урана могут изменяться в зависимости от типа пород, содержания ОВ, а также от территориального местоположения изучаемой территории. Так, для пород центральной части Западно-Сибирского бассейна по данным В.В. Хабарова и соавторов (1980) наиболее высокие содержания урана (50–60 г/т) отмечены в Салымском нефтегазоносном районе и характерны для сильнобитуминозных глинистых пород с высоким (10–15 %) содержанием органического углерода (Хабаров и др., 1980).

Химический состав изученных прослоев, а также вмещающих пород приведен в таблице 4.2. Содержание кремнезема в породах глинистого типа колеблется в пределах 45,2–50,3 %, глинозема – 27,1–35,7 %. Для пород кремнистого типа 66,0–84,9% и 0,5–12,0 %, для баженовитов – 56,0–64,8 % и 6,4–10,1 % соответственно. Данные анализа содержания порообразующих оксидов соответствуют данным петрографического и рентгенофазового анализа. Повышенные содержания  $Al_2O_3$  и  $K_2O$  в породах глинистого типа подтверждают данные о повышенном содержании ПШ и глинистых минералов в породах так же, как повышенные содержания  $SiO_2$  в породах кремнистого типа свидетельствуют о более кремнистом составе пород, по сравнению с баженовитами. Повышенное содержание  $MgO$  в породах подтипа Б может быть обусловлено входением  $Mg$  в межслоевое пространство смешеннослойных минералов. Для баженовитов отмечается повышенное содержание  $Fe_2O_3$ , что может быть обусловлено более высоким содержанием пирита и органического вещества (Кондрашова, 2020).

Таблица 4.2. Породообразующие оксиды в исследуемых горизонтах и вмещающих их породах, вес. %.

| Образец | Оксид/<br>Тип<br>прослоев      | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ | MnO   | MgO | CaO | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | H <sub>2</sub> O- | ППП* |
|---------|--------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|------------------------------------|-------|-----|-----|-------------------|------------------|-------------------------------|-------------------|------|
| 1       | Кремнистый<br>тип              | 78,6             | 0,1              | 2,6                            | 2,1                                | <0,01 | 0,2 | 0,1 | 0,3               | 0,4              | 0,0                           | 0,1               | 15,3 |
| 2       |                                | 84,9             | 0,0              | 0,8                            | 0,8                                | <0,01 | 0,0 | 0,3 | 0,1               | 0,1              | 0,0                           | -                 | 12,8 |
| 3       |                                | 72,1             | 0,2              | 12,0                           | 1,3                                | 0,0   | 0,2 | 0,5 | 0,2               | 0,3              | 0,1                           | 0,3               | 12,7 |
| 4       |                                | 72,8             | 0,2              | 3,4                            | 1,6                                | 0,0   | 0,4 | 0,8 | 0,6               | 0,5              | 0,1                           | 0,3               | 19,0 |
| 5       |                                | 72,7             | 0,2              | 3,9                            | 3,0                                | 0,0   | 0,4 | 0,4 | 0,4               | 0,7              | 0,2                           | 0,3               | 17,7 |
| 6       |                                | 83,7             | 0,0              | 1,1                            | 0,5                                | <0,01 | 0,2 | 0,3 | 0,1               | 0,2              | 0,0                           | 0,0               | 13,7 |
| 7       | Глинистый<br>тип –<br>подтип А | 45,2             | 0,3              | 34,9                           | 2,0                                | 0,0   | 0,4 | 0,9 | 0,4               | 0,8              | 0,2                           | 1,0               | 13,7 |
| 8       |                                | 46,9             | 0,4              | 34,0                           | 1,1                                | 0,0   | 0,8 | 1,1 | 0,6               | 2,5              | 0,2                           | 1,8               | 10,3 |
| 10      |                                | 47,6             | 0,3              | 33,8                           | 1,0                                | 0,0   | 0,7 | 0,8 | 0,7               | 2,2              | 0,2                           | 0,6               | 11,8 |
| 11      |                                | 45,6             | 0,4              | 35,7                           | 1,5                                | 0,0   | 0,4 | 0,8 | 0,4               | 0,7              | 0,2                           | 1,3               | 12,7 |
| 12      |                                | 45,6             | 0,3              | 35,7                           | 1,4                                | 0,0   | 0,2 | 0,6 | 0,3               | 0,4              | 0,2                           | 0,9               | 14,2 |
| 17      | Глинистый<br>тип –<br>подтип Б | 50,3             | 0,3              | 28,4                           | 2,2                                | 0,0   | 1,7 | 0,3 | 1,5               | 2,5              | 0,2                           | 2,4               | 9,0  |
| 18      |                                | 45,9             | 0,3              | 31,3                           | 3,5                                | 0,0   | 1,0 | 1,0 | 0,3               | 1,2              | 0,1                           | 2,8               | 12,5 |
| 20      |                                | 48,3             | 0,3              | 27,1                           | 4,5                                | 0,0   | 1,5 | 0,6 | 1,5               | 2,6              | 0,2                           | 2,2               | 10,5 |
| 21      |                                | 49,9             | 0,2              | 28,9                           | 2,0                                | 0,0   | 1,3 | 0,4 | 1,4               | 2,5              | 0,2                           | 2,1               | 9,6  |
| 22      | Вмещ. п.                       | 56,0             | 0,4              | 9,9                            | 5,4                                | 0,0   | 0,8 | 0,4 | 0,8               | 2,4              | 0,2                           | 0,6               | 22,8 |
| 23      |                                | 64,8             | 0,3              | 10,1                           | 3,8                                | 0,0   | 1,0 | 0,6 | 1,2               | 1,3              | 0,1                           | 0,6               | 15,8 |
| 24      |                                | 61,4             | 0,3              | 6,4                            | 5,7                                | 0,0   | 1,7 | 2,5 | 0,6               | 1,2              | 0,4                           | 0,6               | 18,8 |
| 25      |                                | 58,6             | 0,4              | 8,3                            | 5,0                                | 0,0   | 0,8 | 1,7 | 0,7               | 1,7              | 0,2                           | 0,6               | 21,7 |

Примечание: ППП\* - потери при прокаливании, Вмещ. п. – вмещающие породы.

При литохимическом изучении горных пород широко применяются петрохимические модули и модульные диаграммы (Юдович, Кетрис, 2000, 2011, 2015). Применение петрохимических модулей при исследовании отложений дает возможность проводить и уточнять их классификацию, восстанавливать петрогенетический характер источников сноса, реконструировать физико-химические и геодинамические особенности обстановок накопления и др. Значения основных петрохимических модулей для исследуемых пород согласно данным Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис приведены в табл. 4.3 и рис.4.5 (Юдович, Кетрис, 2000, 2011, 2015).

Рассчитанные значения модулей подтверждают данные вещественного состава полученные при петрографическом и рентгенофазовом анализе. Повышенные содержания щелочей и глинозема связаны с присутствием в породах минералов группы ПШ, а также глинистых минералов.

При построении модульной диаграммы «Гидрализатный модуль – Общая щелочность» наблюдается четкое разделение изучаемых групп прослоев, что соответствует их минеральному составу. (рис. 4.6).

Таблица 4.3. Средние значения петрохимических модулей для аномально люминесцирующих прослоев и вмещающих их пород.

| Тип прослоев/Модуль |                                      | ГМ   | ФМ   | ОЩ   | КМ   | НМ   | ЩМ   | НКМ  | ТМ   | ЖМ   |
|---------------------|--------------------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Глинистый тип       | подтип А<br>(каолинитовый состав)    | 0,77 | 0,05 | 2,26 | 0,05 | 0,02 | 0,41 | 0,07 | 0,01 | 0,05 |
|                     | подтип Б<br>(смешаннослойный состав) | 0,70 | 0,08 | 3,03 | 0,07 | 0,04 | 0,49 | 0,10 | 0,01 | 0,10 |
| Кремнистый тип      |                                      | 0,08 | 0,03 | 0,67 | 0,14 | 0,10 | 0,78 | 0,24 | 0,04 | 0,60 |
| Вмещающие породы    |                                      | 0,23 | 0,10 | 2,47 | 0,19 | 0,09 | 0,53 | 0,29 | 0,04 | 0,58 |

Примечание: подтип А - прослои глинистого типа каолинитового состава; подтип Б – прослои глинистого типа смешаннослойного состава; ГМ - гидролизатный модуль ( $(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$ ); ФМ - фемический модуль  $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ ; ОЩ - общая щелочность  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ ; КМ – калиевый модуль  $(\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3)$ ; НМ – натриевый модуль  $(\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3)$ ; ЩМ - щелочной модуль -  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ; НКМ - модуль нормированной щелочности  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ ; ТМ - титановый модуль  $(\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ ; ЖМ - железный модуль  $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$ .

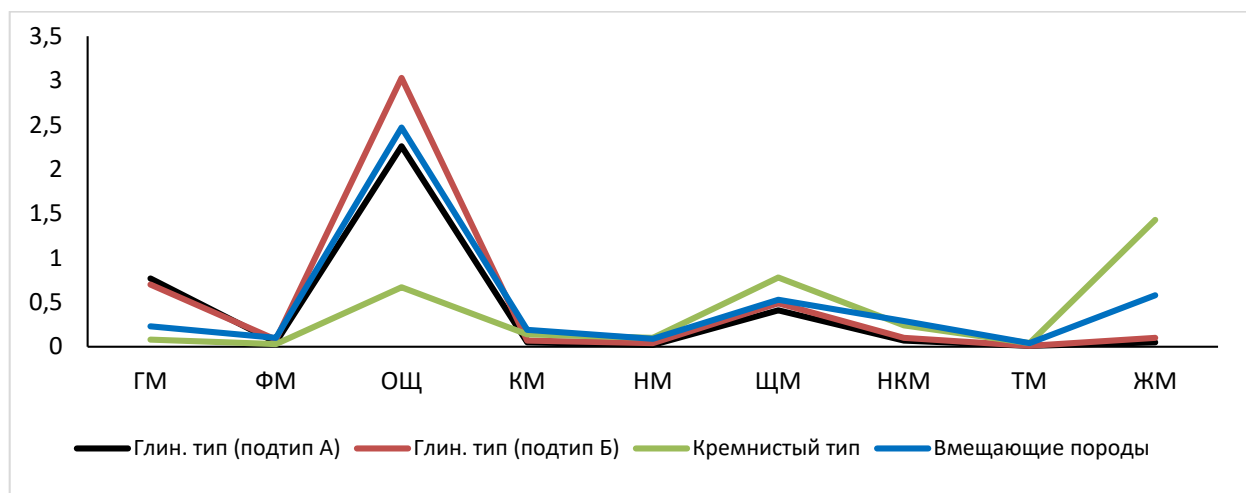


Рисунок 4.5 Значения петрохимических модулей для аномально люминесцирующих прослоев и вмещающих их пород

Подтип А – прослои глинистого типа каолинитового состава, подтип Б – прослои глинистого типа смешаннослойного состава, ГМ – гидролизатный модуль, ФМ – фемический модуль, ОЩ – общая щелочность, КМ – калиевый модуль, НМ – натриевый модуль, НКМ – модуль нормализованной щелочности, ТМ – титановый модуль, ЖМ – железный модуль.

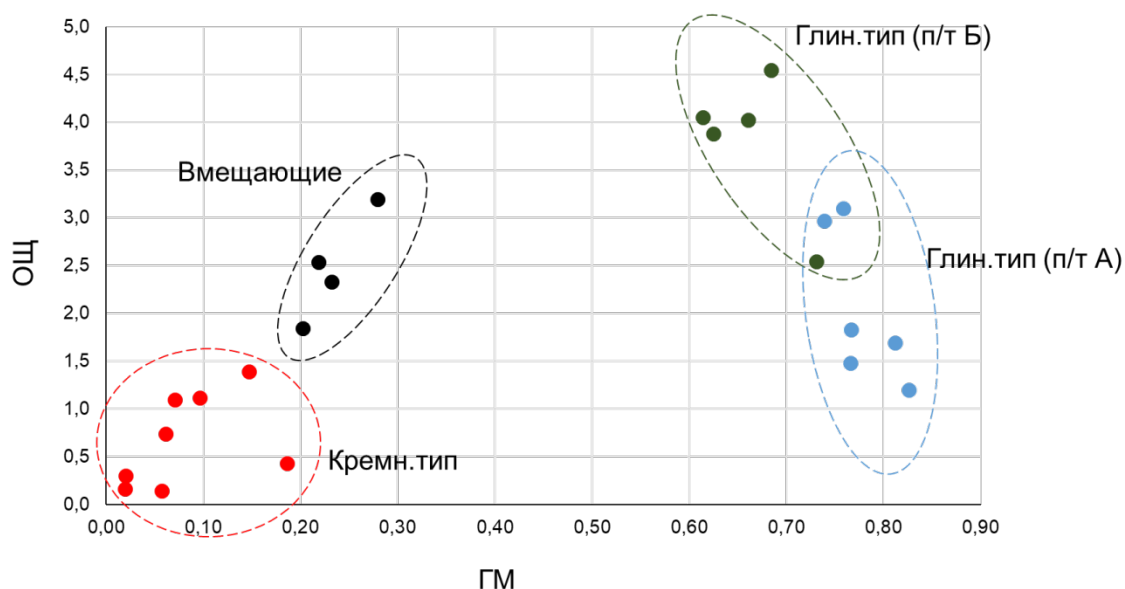


Рисунок 4.6 Модульная диаграмма «Гидрализатный модуль – Общая щелочность»

ГМ – гидрализатный модуль, ОЩ – общая щелочность, Глин. тип (п/т А) – прослой глинистого типа каолинистового состава, Глин. тип (п/т Б) – прослой глинистого типа смешаннослойного состава, Кремн. тип – прослой кремнистого типа.

Первичный состав вулканогенного пирокластического материала восстановить достаточно сложно, так как он подвергается сильным изменениям. Для идентификации исходного состава вулканогенного материала используются химические элементы, относительно инертные в зоне гипергенеза - Al, Ti, Zr, Y, Nb, Sc, Ta, Th, а также различные модули и диаграммы.

Титановый модуль (отношение  $TiO_2$  к  $Al_2O_3$ , ТМ) широко используется специалистами в качестве вспомогательного критерия для определения исходного состава измененного пеплового материала (Юдович, Кетрис, 2000, 2015; Spears, 1979, 2012; Dai, 2017). Среднее значение ТМ для глинистых пород составляет 0,01, для пород кремнистого типа и баженовитов оно составляет 0,04.

Согласно данным Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис ТМ служит индикатором петрофона основного или кислого состава. Для риолитовых туфов характерны очень низкие значения ТМ (0,02 до 0,01) (Юдович, Кетрис, 2000, 2015). По данным Д.А. Спирса и Р. Канариса-Сотириу величина ТМ для риолитовой пирокластики, не превышает 0,02, для пирокластики основного состава, наоборот, более 0,06. Промежуточные значения ТМ свидетельствуют о вкладе вулканического пепла среднего, либо щелочного состава (Spears, 1979).

Для оценки происхождения и классификации измененного вулканического пепла широко используется классификационная диаграмма Дж. А. Винчестера и Р.А. Флойда, основанная на отношении  $Zr/TiO_2$  к  $Nb/Y$  (Winchester, Floyd, 1977).

Исследуемые породы двух типов прослоев занимают на классификационной диаграмме поле, соответствующее риодацитам/дацитам (рис. 4.7). При этом породы кремнистого типа смещены ближе к полю андезитов, что свидетельствует об их разной вулканической специализации или разном составе выпавших осадков. В виду того, что прослои кремнистого типа представляют собой очень тонкое переслаивание с «обычными» глинисто-кремнистыми породами свиты полученные результаты могут исказиться из-за смешивания вулканического и терригенного материала.

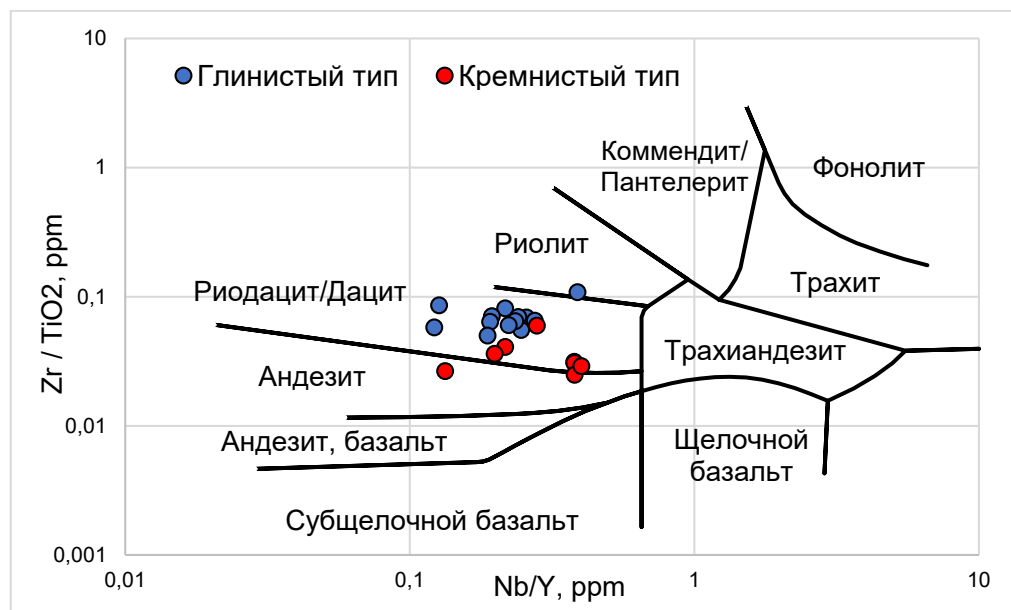


Рисунок 4.7 Положение изученных проб на классификационной  $Zr/TiO_2 - Nb/Y$  диаграмме

Использование данной диаграммы для установления происхождения пепла как единственного метода определения ограничено. Ограничения связаны с различной подвижностью элементов, лежащих в основе диаграммы. Установлена мобильность и вынос Zr, Nb и Y из пепловых горизонтов в процессе разложения и перераспределения первичного минерального вещества (Spears, Arbuzov, 2019; Arbuzov, et al, 2019). Также содержания Zr зависят от пробоподготовки, используемой при анализе, так как кислотное разложение, применяемое в ИСП-МС может привести к занижению результатов по данному элементу и искажению результатов на диаграмме (Dai et al, 2017). В связи с вышесказанным корректное использование диаграммы и интерпретации данных следует применять совместно с другими критериями (модулями и т.д.).

И.В. Панченко и соавторами в работе, посвященной подобным люминесцирующим горизонтам, представлены результаты геохимических исследований (Панченко и др., 2021) подобных туфовых и туфогенных горизонтов. Для подтверждения присутствия

пирокластического материала и оценки его исходного состава авторы приводят данные расчетов различных петрохимических модулей и классификационных диаграмм. Выделенные авторами горизонты на TAS-диаграмме попадают преимущественно в поля нормально-щелочных пород базальтового, андези-базальтового и андезитового составов. При этом исследователи поясняют, что ввиду значительных вторичных преобразований полученные значения не могут быть определены как исходные. На классификационной диаграмме Дж. А. Винчестера и Р.А. Флойда горизонты также занимают поле андезитов и андези-базальтов., при этом авторы указывают на низкие значения титанистости, что говорит о более кислом составе исходного материала.

Для построения TAS-диаграммы используется отношение суммы щелочей ( $K_2O+Na_2O$ ) к  $SiO_2$ . Применение данной диаграммы для пород, претерпевших значительное, почти полное преобразование исходного пирокластического материала сомнительно в виду высокой подвижности данных компонентов в процессах постседиментационных преобразований.

По результатам содержания порообразующих окислов, проведенных в настоящей работе, диапазон значений щелочности ( $K_2O+Na_2O$ ) для горизонтов, выделенных в юго-восточной части составляет 0,75-4,54 %, среднее-2,12%, для горизонтов в центральной части – 3,88-4,05%, среднее – 3,98%. Пониженные содержания щелочей в юго-восточной части территории могут быть обусловлены более высокой степенью вторичных преобразований пород и перераспределением данных компонентов. Полученные данные сопоставляются с результатами И.В. Панченко и соавторов, в которых для территории их исследования (Среднее Приобье, северо-западнее от изучаемых площадей) отмечается повышенное содержание щелочей, что может быть объяснено особенностями минерального состава (преобладание смешаннойслойных фаз).

В процессе изучения баженовской свиты рядом авторов уделялось большое внимание анализу распределения в ней редкоземельных элементов (РЗЭ) и их закономерностей (В.М. Гавшин, Ф.Г. Гурари, М.Ю. Зубков, О.Г. Зарипов, Ю.Н. Занин, И.И. Ушатинский, и др.).

При изучении пород на электронном микроскопе РЗЭ отмечены в составе фосфатных фаз, предположительно в монаците (рис. 4.8).

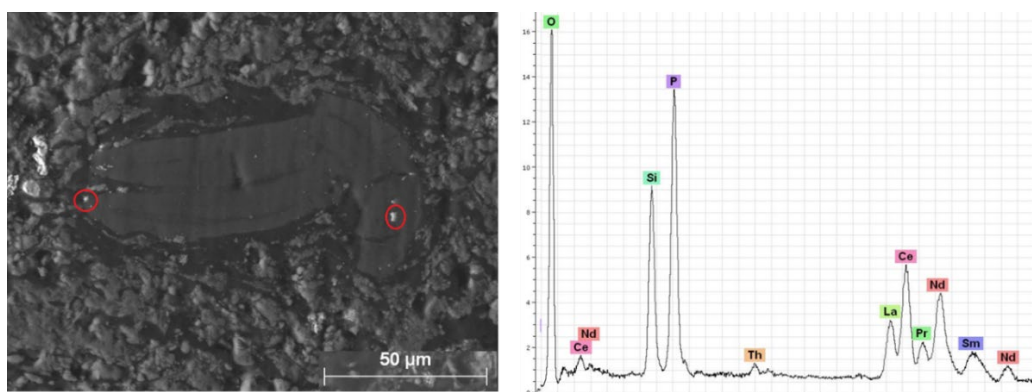


Рисунок 4. 8 Минеральное включение фосфата (монацита), содержащие РЗЭ и торий в скрытокристаллической кремнисто-фосфатно-кальцевой массе

Среднее содержание РЗЭ в прослоях глинистого типа составляет 147,9 г/т, кремнистого типа – 37,1 г/т, во вмещающих породах – 120,9 г/т.

О природе исходного вещества горных пород можно судить по результатам изучения редкоземельных элементов. Характер кривых распределения средних значений РЗЭ в исследуемых прослоях двух типов и вмещающих породах свидетельствует о различном составе формирующего их исходного материала (Кондрашова, 2020). Вмещающие отложения и породы кремнистого типа имеют схожий характер распределения элементов (рис. 4.9).

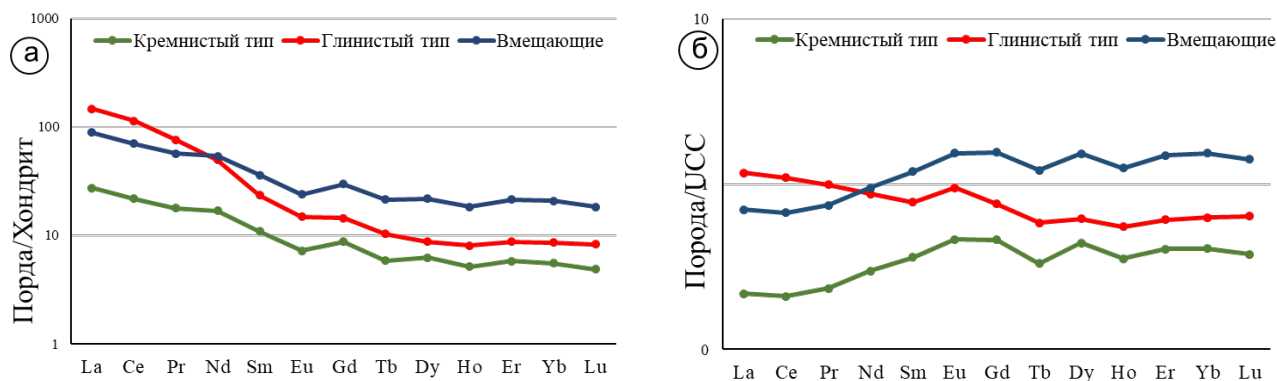


Рисунок 4.9 Нормированные графики распределения РЗЭ (по средним значениям) в исследуемых и вмещающих породах

а – нормировано на хондрит (McDonough, 1995), б – нормировано на кларк в верхней континентальной земной коре (UCC) (Taylor, 1985).

Особенности распределения РЗЭ в прослоях кремнистого типа и вмещающих породах указывают на то, что породы формировались при значительной роли водных растворов (водно-гидрогенное накопление), а материал для пород глинистого типа поступал преимущественно в кластогенной форме (пепел?). Для глинистых пород распределение РЗЭ однотипное и отражает риодацитовый состав пеплов со слабоконтрастной отрицательной европиевой аномалией

( $Eu/Eu^*=0,78$ ). Для вмещающих баженовитов и кремнистых пород  $Eu/Eu^*=0,76$ . Графики распределения РЗЭ для пород двух типов, нормированные на хондрит, представлены на рисунке 4.10.

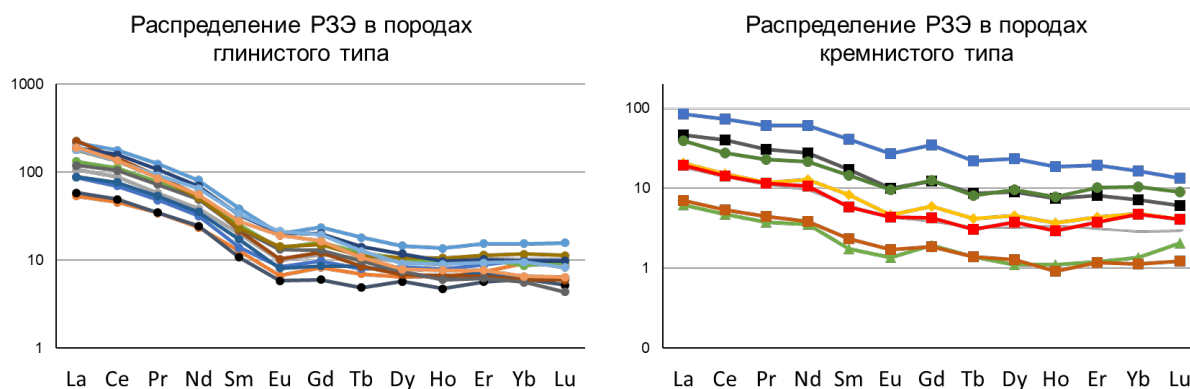


Рисунок 4.10 Нормированные графики распределения РЗЭ в исследуемых люминесцирующих прослоях. Нормировано на хондрит (McDonough, 1995)

Лантан-иттербиевое отношение в изученных прослоях изменяется в широких пределах от 6,3 до 34,6. Наименьшие значения  $La/Yb$  отношения характерны для пород кремнистого типа (7,5) и вмещающих пород (6,3). Для каолиновых прослоев глинистого типа (подтипа А) соотношение равно 22,5, для смешаннослойных прослоев (подтип Б) – 34,6. Для пород основного состава  $La/Yb$  отношение ниже, чем для кислых, согласно данным Л.С. Бородина при переходе от базальтов к кислым породам относительное содержание La возрастает в несколько раз (Бородин, 1981). Таким образом, полученные данные указывают, что исследуемые глинистые прослои по особенностям распределения РЗЭ близки к породам кислого состава, а кремнистые породы и вмещающие породы – к средним.

Данные по распределению РЗЭ и  $La/Yb$  отношение согласуются с данными изучения  $TiO_2/Al_2O_3$  отношения и с положением исследованных проб на диаграмме Винчестера и Флойда (рис. 4. 7), которые указывают на кислый состав вулканогенного материала в глинистых породах и средний – для кремнистых пород.

### Основные выводы:

Люминесцирующие прослои глинистого и кремнистого типов различны по содержанию микроэлементов и, в целом, по особенностям химического состава существенно отличаются друг от друга.

Для пород глинистого типа повышенные концентрации в сравнении с вмещающими отложениями отмечаются для Li, Zr, Hf, Sn, Th, Pb, Ba, Sr, As и легких лантаноидов. Следует

отметить высокое накопление в глинистых прослоях литофильных редких элементов, вероятным источником которых могут быть кислые магматические породы (вулканиты). Внутри глинистого типа прослоев (между подтипами А и Б) также отмечаются некоторые различия. Так, для образцов смешаннослойного иллит-сметитового состава (подтип Б) отмечаются повышенные в сравнении с подтипом А содержания Ba, Cu, Zn, Sr, Ga, As, La, Ce и Nd. Для пород каолинового состава (подтип А) относительно прослоев смешаннослойного состава отмечается превышение в содержании Li, Ni и Mo.

Для пород кремнистого типа содержание всех элементов ниже в 2-4 раза по сравнению с вмещающими породами, что может быть связано с их выщелачиванием в процессе эпигенеза. При этом, отмечаются повышенные концентрации Mo, Cd, Zn, Ni, Co и Cr в сравнении с глинистым типом прослоев.

Для глинистых прослоев отмечено аномальное содержание тория (в 8-11 раз превышает содержание во вмещающих породах). Особенности его геохимии в зоне гипергенеза позволяют сделать вывод, что наиболее вероятным источником поступления тория в отложения свиты является вулканогенный (пепловый) материал. Выделенные торий-содержащие горизонты простираются на сотни километров, имеют выдержанную мощность (до 1 см) и могут являться следствием обширного пеплопада верхнеюрского времени. Аномально высокое содержание тория в прослоях глинистого типа в совокупности с особенностями строения прослоев является индикатором вулканогенной природы их формирования.

Анализ содержания и особенностей распределения макро- и микроэлементов (титановый модуль, классификационная диаграмма, распределение РЗЭ) указывает на умеренно кислый состав вулканогенного материала в прослоях глинистого типа и средний - для кремнистого.

## ГЛАВА 5. ПРИРОДА ОБРАЗОВАНИЯ ЛЮМИНЕСЦИРУЮЩИХ ПРОСЛОЕВ

По проведенным минералого-геохимическим исследованиям природа образования изучаемых аномально люминесцирующих прослоев определена как вулканогенно-осадочная.

Согласно определению Г.Ф. Крашенинникова, вулканогенно-осадочными *«являются породы, состав которых полностью или частично определен материалом, поступившим на поверхность Земли во время вулканических извержений, одновременных с осадконакоплением, и в той или иной степени переработанным экзогенными процессами, в частности осадочной дифференциацией вещества, как механической, так и химической»* (Крашенинников, 1981). В настоящей работе используется классификация Е.Ф. Малеева в редакции Ю.В. Уткина (Малеев, 1980; Уткин, 2017).

В морские отложения вулканогенный материал может поступать несколькими путями: как материал наземных извержений (пирокластический материал, пепел, газовая фаза вулканических облаков), как продукт подводной вулканической деятельности (подводные вулканы и гейзеры) и в виде обломочной части, поступающей с водными потоками при размыве континентальных отложений.

Одной из сложнейших проблем вулканогенно-осадочного литогенеза является установление роли вулканических процессов в осадкообразовании. Вулканогенный обломочный материал, особенно его витрокластическая составляющая, очень неустойчив в поверхностных условиях и быстро подвергается преобразованию. Диагностика пирокластического материала в шлифах в большинстве случаев проблематична из-за плохой сохранности пепловых частиц, которые интенсивно замещаются вторичными глинистыми компонентами, а также из-за смешивания частиц с другим обломочным материалом в бассейне накопления (Ван, Казанский, 1985).

Исследования продуктов вулканизма и распространения вулканогенного материала в юрских отложениях (в том числе в отложениях баженовской свиты) на территории Западно-Сибирского осадочного бассейна в Приуральской части бассейна, Шаимском, Салымском, Красноленинском районах, Линейной площади, на восточной окраине бассейна, в Приенисейской части отражены в следующих работах: Ван, Каптанов, 1971; Ван, 1973, 1974; Ван и др., 2011; Ермолова, 2003; Конышева, 1975; Предтеченская и др. 2015; Предтеченская и др., 2016; Ровнина и др. 1980; Ушатинский, 1985; Черкасов и др., 2015.

Наибольший вклад в изучение пирокластического материала в юрских отложениях Западно-Сибирского бассейна внес А.В. Ван. В работе «Мезозойско-палеогеновый вулканизм...» (Ван, 1973) автором приведены данные детального микроскопического исследования шлифов (свыше 5 тыс. шлифов) юрско-меловых отложений, охватывающие почти всю территорию

Западно-Сибирского бассейна. Отмечено, что наиболее пеплонасыщенные горизонты характерны для нижней и средней юры в западной, северо-восточной и восточной частях бассейна. В верхнеюрских отложениях отмечены прослои туфов и туффитов, туфогенных аргиллитов, также окварцованные породы с примесью измененного стекла. Для большей части вулканогенных горизонтов отмечена глинизация основной массы породы, обломочные зерна кварца и ПШ угловатой, оскольчатой формы, а также реликты вулканического стекла. К центру бассейна пепловый материал становится более тонким и зачастую является примесью (Ван, 1973). Пирокластический материал имеет риолит-дацитовый состав и поступал из окружающих бассейн подвижных зон (Ван, Каштанов, 1970; Ван, 1973).

Для верхнеюрских отложений баженовской свиты рядом исследователей отмечалось присутствие в породах пеплового материала, а также признаки подводной эксгальационной деятельности (Ван и др., 2011; Предтеченская и др., 2015; Предтеченская, Малюшко, 2016). В исследованиях А.В. Вана, Е.А. Предтеченской, О.В. Злобиной указано, что наиболее обогащенные вулканогенным (пирокластическим) материалом разрезы отмечены в Приуральской части бассейна (Шаимский, Красноленинский, Салымский районы) (Ван и др., 2011). К востоку и юго-востоку от Приуралья количество пепловых прослоев и их толщина значительно уменьшаются. Пепловый материал в центральных и восточных районах плиты представлен в основном кристаллокластическим материалом и продуктами изменения витрокластики (Ван и др., 2011). По данным Л.В. Ровниной, Р.А. Коньшей и др. на всей территории центральной части баженовской свиты встречается вулканогенный материал в разном количестве и разной степени сохранности (Коньшева, 1975; Ровнина и др., 1980). Некоторые исследователи выражают сомнение о присутствии и значительном влиянии в породах баженовской свиты вулканогенного и эксгальационного материала (Ушатинский, Харин, 1985).

В работе Г.Н. Черкасова и соавторов указано (2015), что пирокластический материал в верхнеюрских отложениях (оксфорд – киммеридж-титон) в Приенисейской зоне Западно-Сибирской плиты представлен туфами риолитов и дацитов, туфогенными аргиллитами, известковыми литокластическими туффитами (Черкасов и др., 2015).

Далее приведены результаты изучения природы образования каждого выделенного типа прослоев.

### **5.1 Природа образования люминесцирующих прослоев глинистого типа**

Изученные прослои глинистого типа по особенностям вещественного состава, структурным и текстурным признакам, выявленными при изучении прослоев петрографическим и рентгенографическим методами, отнесены к породам со значительной примесью

пирокластического пеплового материала (Шалдыбин и др., 2018, Shaldybin et. al, 2019; Кондрашова, 2021).

Одним из ярких признаков вулканогенной (пепловой) природы формирования прослоев служат их текстурно-структурные особенности и распределение в разрезе.

Одиночные маломощные изучаемые прослои глинистого типа имеют четкие ровные границы, что свидетельствует о единоразовом поступлении и относительно «быстром» накоплении пирокластического материала. Мощность прослоев варьирует от 0,1 см до 1,2 см.

Для выделенных прослоев характерна более светлая окраска, четкие ровные границы с выше- и нижележащими отложениями (рис. 5.1, б). При исследовании на оптическом микроскопе выявлены остроугольные, копьевидные зерна кварца, реже таблитчатые зерна ПШ, мало подверженные постседиментационным преобразованиям. Для пород характерно неравномерное, иногда градационное (по направлению к границе слоя) распределение несортированного обломочного материала (рис. 5.1, а). На границе слоя отмечены угловатые обломочные зерна, врезанные и вдавленные во вмещающий нижний слой (рис. 5.2). Наблюдаются обломки пород, которые структурно и по оптическим признакам напоминают обломки кремнистых пород и/или окремненных кислых эффузивных пород (рис. 5.3). Отмечаются также обломки кремнисто-глинистого состава.

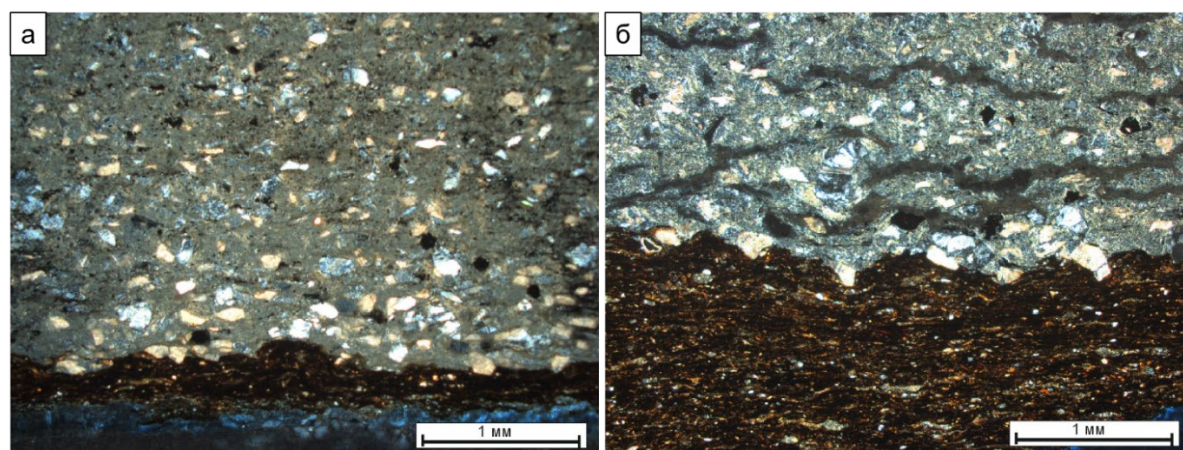


Рисунок 5.1 Микрофотографии anomalно люминесцирующих прослоев глинистого типа

а – неравномерное (градационное) распределение несортированного обломочного материала в основной глинистой массе породы; б – граница прослоя и обогащенных ОБ вмещающих пород, с анализатором.

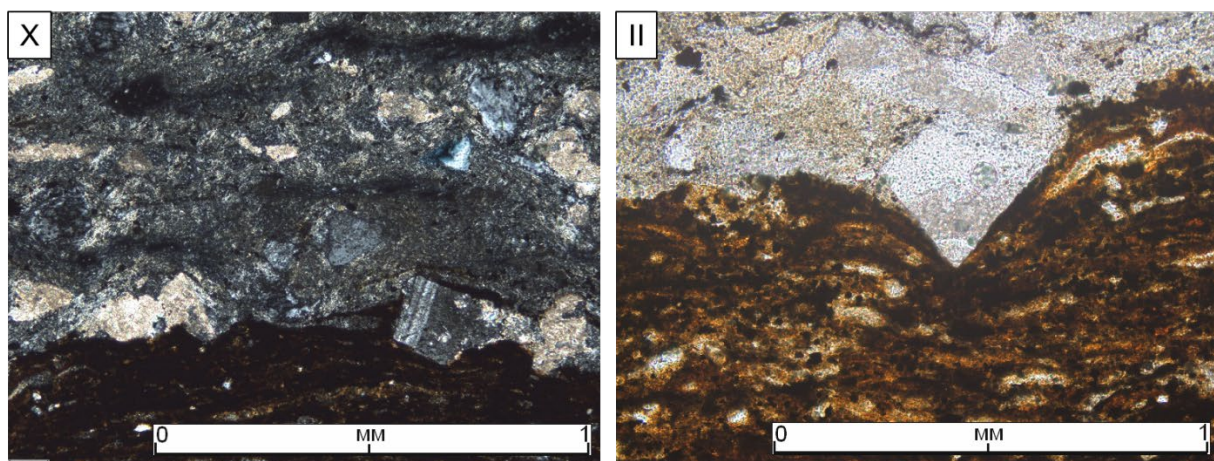


Рисунок 5.2 Микрофотографии anomalously люминесцирующих прослоев глинистого типа

Текстуры нагрузки – врезание, вдавливание крупных обломочных зерен в подстилающий субстрат. X – с анализатором, II – без анализатора.

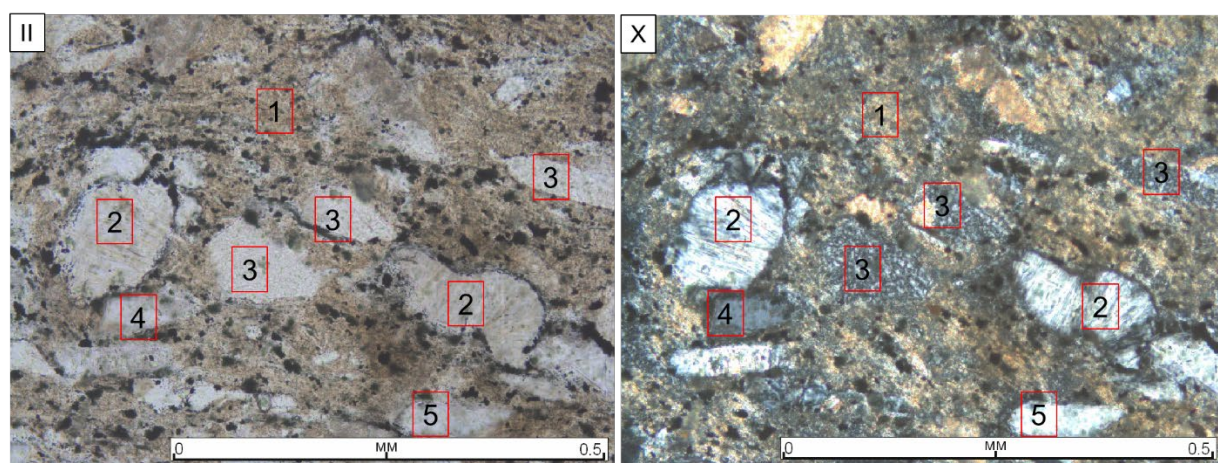


Рисунок 5.3 Микрофотографии anomalously люминесцирующих прослоев глинистого типа

1 – глинистая основная масса породы, 2 – аутигенный каолинит, 3 – обломки пород кремнистого состава, 4 – зерна полевых шпатов, 5 – зерна кварца. II – без анализатора, X – с анализатором.

Все эти признаки могут свидетельствовать о присутствии в осадке материала вулканического происхождения и последующего его постдиагенетического преобразования. Предполагается, что глинистые минералы, слагающие основную массу прослоев, имеют аутигенное происхождение и возникли как результат вторичного преобразования пирокластического пеплового материала на стадии диа- и катагенеза (Кондрашова, 2021). Продукты извержения являются чрезвычайно реакционноспособными, обладая высокой химической активностью, в том числе в реакциях ионного обмена. Девитрификация вулканического стекла провоцирует аутигенное минералообразование. Наиболее распространенным процессом преобразования пеплового материала является химический процесс гидролиза алюмосиликатных компонентов минералогически выраженный в их

глинизации. Таким образом, происходит сингенетическое формирование смектитовых минералов по пеплам и дальнейшие их трансформационные преобразования в постседиментационном процессе.

По результатам рентгенофазового анализа прослои глинистого типа в основной массе сложены двумя минеральными компонентами – каолинитом и смешаннослойными минералами ряда иллит-смектит. При анализе полученных данных и сопоставлении их с местонахождением изучаемых разрезов отмечено, что прослои с преимущественно каолинитовым составом характерны для разрезов юго-восточной части бассейна, а прослои со смешаннослойным составом – в разрезах центральной части. Предполагается, что отложения свиты в юго-восточной части в своем составе имеют большее количество обломочного материала (ПШ, обломков пород) из-за близости источника сноса и претерпели более значительную проработку на стадии диа-и катагенеза с более выраженными процессами каолинитизации (Кондрашова, 2021). По мнению А.В. Вана и Ю.П. Казанского (1985) полное преобразование почти каждой алюмосиликатной породы приводит к образованию каолинита, а частичное - к образованию монтмориллонита. Образование каолинита по алюмосиликатным минералам происходит под воздействием более интенсивных процессов выщелачивания и разложения (чем при образовании монтмориллонита) (Ван, Казанский, 1975). Относительно повышенное количество  $\text{SiO}_2$  и понижение  $\text{pH}$  среды может приводить к разрушению 2:1 структуры монтмориллонита и образованию каолинита (Дритц, Коссовская, 1990).

Выявленная территориальная закономерность распределения горизонтов отражает особенности осаждения вулканогенного материала, условия осадконакопления (гидродинамический режим, морфология дна бассейна, мощность накопления осадков) и степень проработки постседиментационными процессами.

На пепловую природу образования прослоев глинистого типа также указывают выявленные геохимические особенности пород. Об этом свидетельствует аномально высокое содержание тория в породах (диапазон концентраций 44,7-77,3 г/т). Наиболее вероятным источником поступления тория в исследуемые породы может служить вулканогенный пепел риолитового или щелочно-риолитового состава. Выделенные торий-содержащие горизонты имеют незначительные мощности (до 1 см), но при этом имеют площадное распространение, простираясь на сотни километров, и могут являться следствием обширного пеплопада верхнеюрского времени (Кондрашова, 2020, 2021).

Для прослоев глинистого типа также характерно низкое содержание органического вещества (по данным пиролитического метода Сорг. варьирует от 0,2 до 2,7 %). Предполагается, что снижение концентраций ОВ в изучаемых прослоях связано с резкой сменой условий при

осадконакоплении в иловых водах. Подобные условия могут быть вызваны одновременным поступлением в осадок пирокластического пеплового материала совместно с осадками нормальной морской седиментации. Пепловые продукты обладают высокой реакционной способностью, также в них могут присутствовать токсичные элементы (As, Hg, Cd и др.), что может влиять на продуктивность организмов вплоть до их массовой гибели (Неручев, 1982; Prinzio et al, 2021). Отмечено, что содержание As в породах глинистого типа составляет 33 г/т, что почти в два раза превышает содержание мышьяка во вмещающих породах.

Изучение особенностей распределения редкоземельных элементов, полученные значения лантан-итербиевого отношения и титанового модуля, положение изучаемых образцов на классификационной диаграмме Дж. А. Винчестера и Р.А. Флойда (подробно рассмотрено в главе 4) указывают на кислый риолит-дацитовый состав исходного пеплового материала при формировании глинистого типа прослоев.

Таким образом, природа формирования аномально люминесцирующих прослоев глинистого типа определена как вулканогенная пепловая, а породы, согласно классификации Е.Ф. Малеева, отнесены к осадочно-вулканокластическим и могут быть названы глинистыми туффитами.

Изучаемые прослои по своим особенностям сходны с тонштейнами в угленосных отложениях (практически мономинеральными каолинитовыми слоями) и бентонитами (основной глинистый минерал из группы смектита). Формирование тонштейнов происходит за счет постседиментационного преобразования вулканического материала кислого состава (Адмакин, 2002; Арбузов и др., 2017; Arbuzov et al., 2016; Spears, 2012; Юдович, Кетрис, 2002, 2015). Бентониты образуются путем подводного выветривания (гальмиролиза), поступающего в бассейн седиментации (и оседающего на его дне) вулканического пепла с образованием смектитовых минералов (Дритц, Коссовская, 1990; Юдович, Кетрис, 2015). Р. Lyons и D. Spears предложили называть вулканогенные глинистые породы (аргиллиты) с содержанием каолинита, смектита или смешаннослойного иллит-смектита более 50% тонштейнами, бентонитами и калиевыми-бентонитами соответственно (Lyons et. al., 1994; Spears, 2012; Dai et al, 2017).

Дж. Д. Пирсом и соавторами в позднемеловых (турон-сеноман) сланцах провинции Eagle Ford (США) (аналог битуминозных отложений баженовской свиты) также выявлены тонкие прослои туфов, залегающие в нефтематеринских породах (Pierce, 2014; Pierce et al, 2016). Минеральный состав прослоев аналогичен с составом прослоев глинистого типа и имеет монтмориллонитовый, каолинитовый и смешаннослойный состав. В породах отмечаются угловатые вкрапленники кварца, плагиоклаза, санидина и глинистая матрица (рис. 5.4, Б). Образцы из всех пепловых прослоев, изученных авторами, занимают поля базальтов-андезитов-

дацитов, в единичных случаях риолитов (согласно TAS-диаграмме). Авторами отмечается свечение прослоев в УФ свете, но, к сожалению, они не приводят никакую информацию об этом аспекте (рис. 5.5).

По минералого-петрографическим признакам изучаемые в настоящей работе глинистые туффиты аналогичны туфам в работах Дж. Д Пирса и соавторов (рис. 5.4).

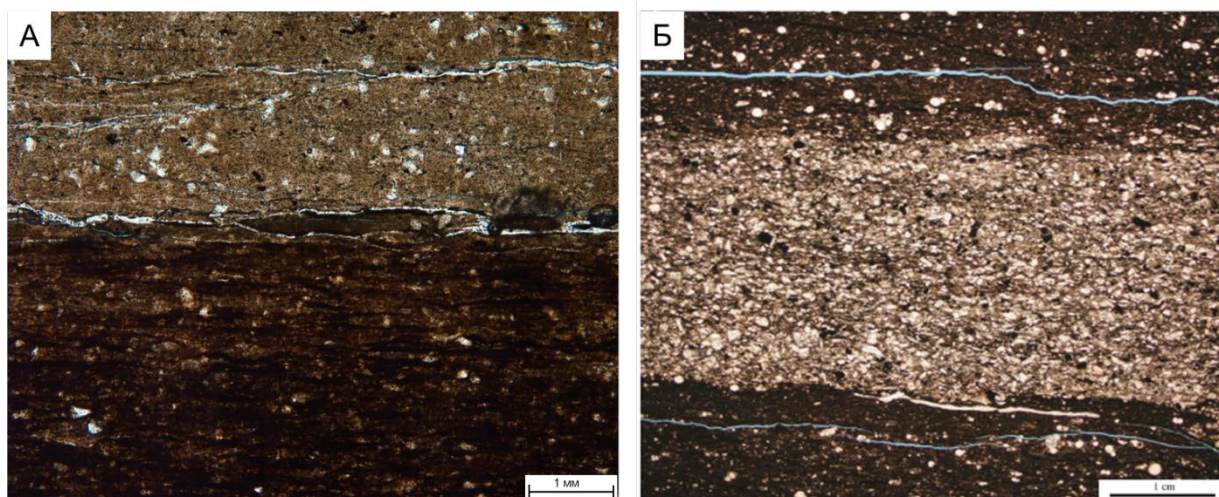


Рисунок 5.4 Микрофотографии пепловых прослоев

А – аномально люминесцирующие прослои глинистого типа в породах баженовской свиты, Б – пепловые прослои в породах провинции Eagle Ford (Pierce, 2014). Фото без анализатора.

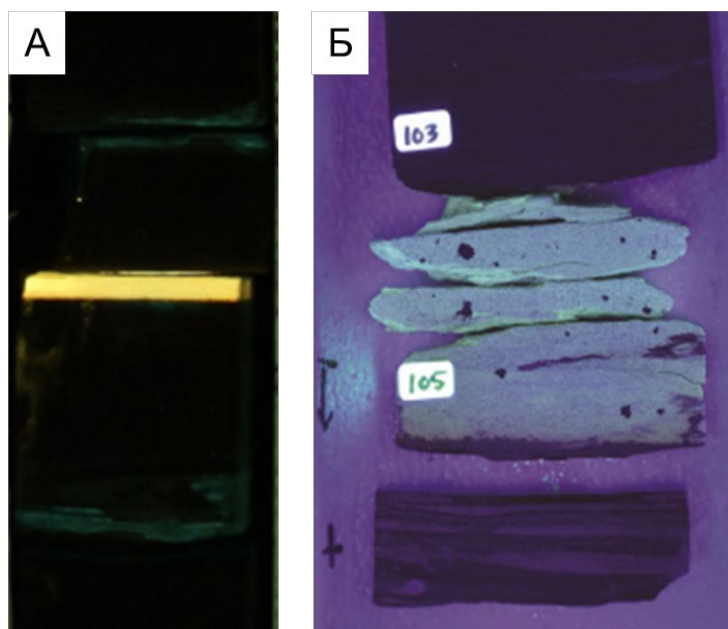


Рисунок 5.5 Фотографии в УФ освещении

А – аномально люминесцирующие прослои глинистого типа в породах баженовской свиты, Б - пепловые прослои в породах провинции Eagle Ford (Pierce, 2014).

Подобные глинистые люминесцирующие прослои в породах баженовской свиты на территории центральной части Западно-Сибирского бассейна были выявлены и описаны в работах В.И. Афонина и соавторов, И.В. Панченко и соавторов, Т.Д. Булатова и соавторов, Е.Е. Оксенойд, Т.Д. Булатова (Afonin et. al., 2019; Панченко и др., 2015, 2021; Булатов и др., 2017; Оксенойд, Булатов, 2018), В.А. Бумагиной и соавторами (Бумагина и др., 2018). Согласно В.И. Афонину и соавторам в глинисто-кремнистых породах БС установлены прослои туфов и прослои с обломками андезитов и их предположительная связь с крупными изверженными провинциями (Afonin et. al., 2019).

По данным И.В. Панченко и соавторов, Е.Е. Оксенойд, Т.Д. Булатова в керне скважин баженовской свиты (Среднее Приобье) обнаружены серии темно-бурых тонких ярко люминесцирующих прослоев. В работах приведено подробное описание выделенных авторами горизонтов. По результатам исследований минерального состава показано, что прослои сложены преимущественно глинистыми минералами: смешаннослойными и каолинитом, также присутствуют ПШ, кварц, пирит и карбонатные минералы. По данным петрографического изучения шлифов авторами выявлено множество цеолитизированных зерен плагиоклаза, а также признаки присутствия пирокластического материала (идиоморфные, копьевидные зерна кварца и ПШ). По особенностям минерального и химического состава исследователи определили люминесцирующие прослои как туфы и туффиты (Панченко и др., 2015, 2021; Оксенойд, Булатов, 2018). Результаты изучения минерального состава и петрографические особенности пород, выявленные в настоящей работе, сопоставляются с результатами вышеупомянутых авторов. О тонких туфогенных прослоях и их роли в отложениях свиты упоминает в своей диссертационной работе Калмыков Г.А. (со ссылкой на специалистов МГУ) (Калмыков, 2016).

## **5.2 Природа образования люминесцирующих прослоев кремнистого типа**

Для люминесцирующих прослоев кремнистого типа таких отчетливых признаков присутствия пирокластического пеплового материала как для прослоев глинистого типа не наблюдается, но характер самих прослоев и их положение в разрезе могут также свидетельствовать об их формировании при вулканических событиях (Кондрашова, 2020, 2021).

Пепловые туфы нередко образуют тонкое переслаивание, слагая ритмиты. Туфовые ритмиты возникают в результате периодического поступления и распределения пеплового материала при осаждении в водной среде (Ван, Казанский, 1985). Выделенные прослои кремнистого состава также напоминают ритмиты (рис. 5.6). Мощность таких кремнистых «ритмитов» – серий варьирует от 5 до 45 см. Даже в пределах одной площади/месторождения

мощность таких прослоев в разных скважинах может отличаться. Предполагается, что она зависит от морфологии дна бассейна, палеотечений и мощности накопившихся осадков.

Выделенные серии имеют светлую окраску, отчетливо определяются на фоне «обычных» пород баженовской свиты и характеризуются ритмичным чередованием светлых люминесцирующих слоев и слоев, обогащенных органическим веществом. В центре серий в большинстве случаев отмечается слой с наиболее ярким свечением, вверх по разрезу свечение становится менее интенсивным. Для люминесцирующих слоев характерны четкие ровные нижние границы и размытые верхние в виду смешивания с осадочным не вулканогенным материалом.

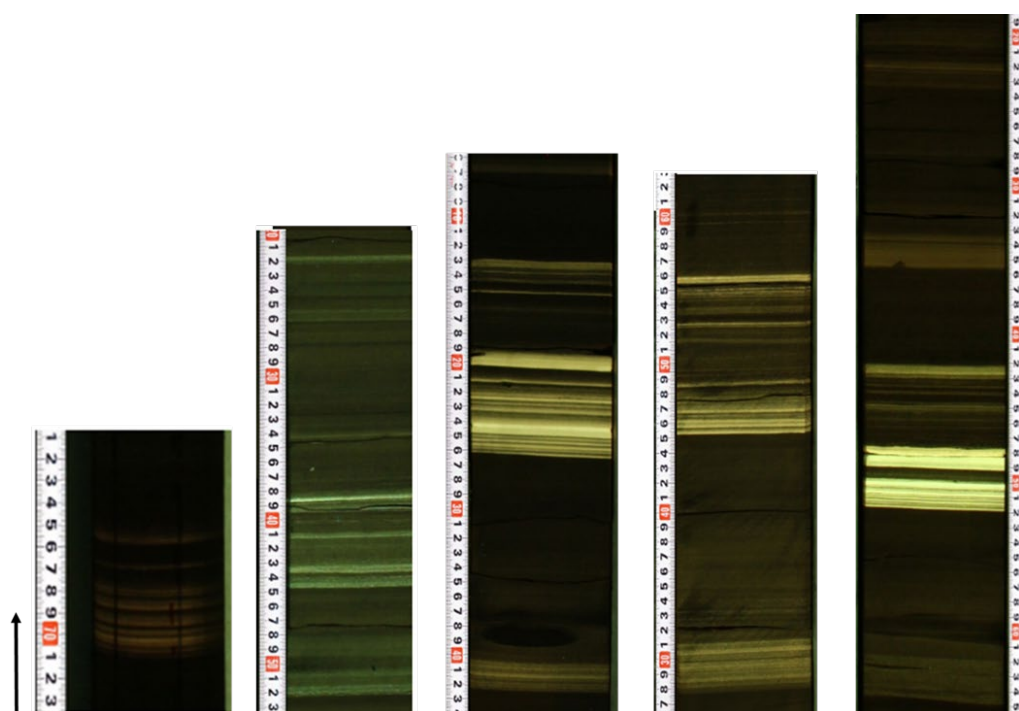


Рисунок 5.6 Ритмичное переслаивание (серии) люминесцирующих слоев кремнистого типа. Фотографии в УФ свете.

При петрографическом анализе отмечено, что породы почти нацело сложены кварцевым агрегатом, отмечаются лепидобластовые ориентированные зерна кварца и в подчиненном количестве глинисто-гидрослюдистый цемент. Предполагается, что породы претерпели существенное преобразование в процессах диа- и катагенеза и в данный момент находятся на стадии метagenеза.

По вещественному составу и текстурно-структурным признакам породы отнесены к алевролитам кварцевым и радиоляритам. В алевролитах отмечаются обломки линзовидной, уплощенной формы неясной природы. Обломки имеют микроструктуру, напоминающую

раскристаллизованное стекло (рис. 5.7), а также фельзитовую микроструктуру, предположительно обломки кислых пород (рис. 5.8). Контуры обломков не всегда четкие из-за неравномерного развития глинисто-гидрослюдистого цемента. В единичных случаях отмечаются остроугольные уплощенные зерна кварца (рис. 5.8). На фоне основной массы отмечаются копьевидные, остроугольные зерна кварца (рис. 5.9).

Для радиоляритов характерны значительные процессы перекристаллизации и окремнения реликтов радиолярий. Но основным отличием выделенных алевролитов и радиоляритов от выше- и нижележащих пород является более низкое содержание ОВ и люминесцирующее свечение.

При изучении пород баженовской свиты всеми специалистами выделяются кремнистые породы – радиоляриты, силициты и глинисто-кремнистые породы как отдельные литотипы (Ушатинский, 1981; Филина и др., 1984; Занин и др., 1999, Зубков, 2001; Предтеченская и др., 2006; Конторович и др., 2016; Эдер и др., 2015 и др.).

Кремнезем в отложениях свиты имеет в основном биогенное происхождение, за счет обилия кремнийсодержащих организмов (радиолярии, реже диатомеи). В диагенетических и более поздних этапах постседиментационного преобразования при уплотнении происходило растворение скелетов радиолярий, насыщение поровых вод кремнекислотой и последующее «наложенное» окремнение.

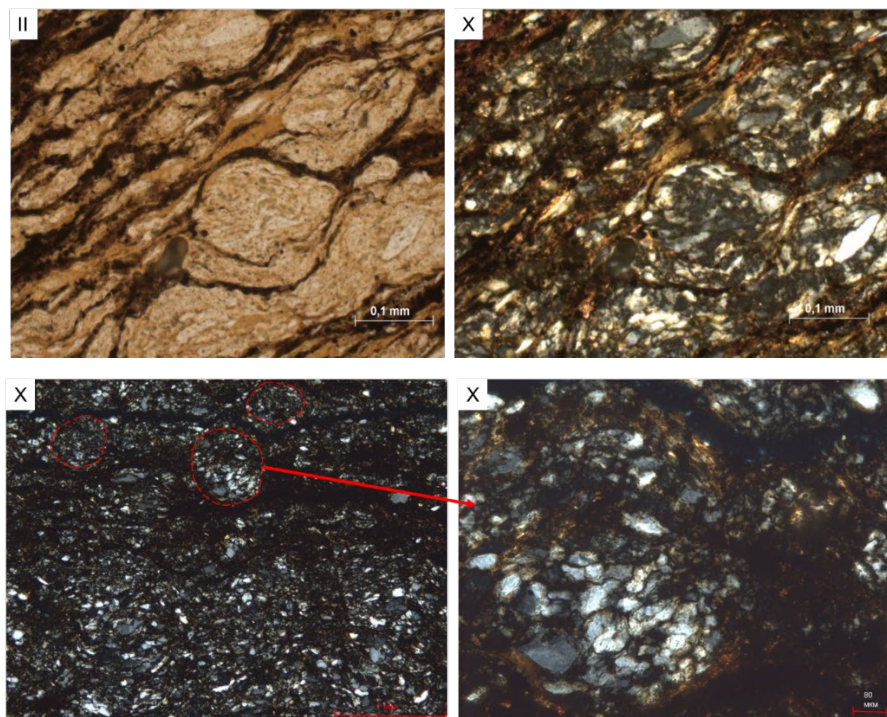


Рисунок 5.7 Микрофотографии люминесцирующих прослоев кремнистого типа.

Обломки пород (включения) линзовидной формы, предположительно, раскристаллизованного вулканического стекла. II – без анализатора, X – с анализатором.

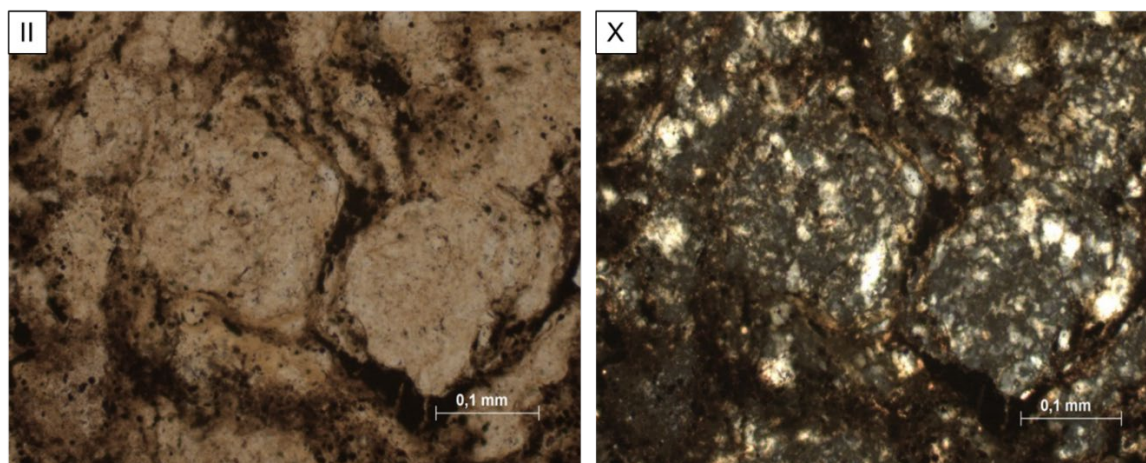


Рисунок 5.8 Микрофотографии люминесцирующих прослоев кремнистого типа. Обломки пород с фельзитовой микроструктурой (обломки эффузивов). II – без анализатора, X – с анализатором.

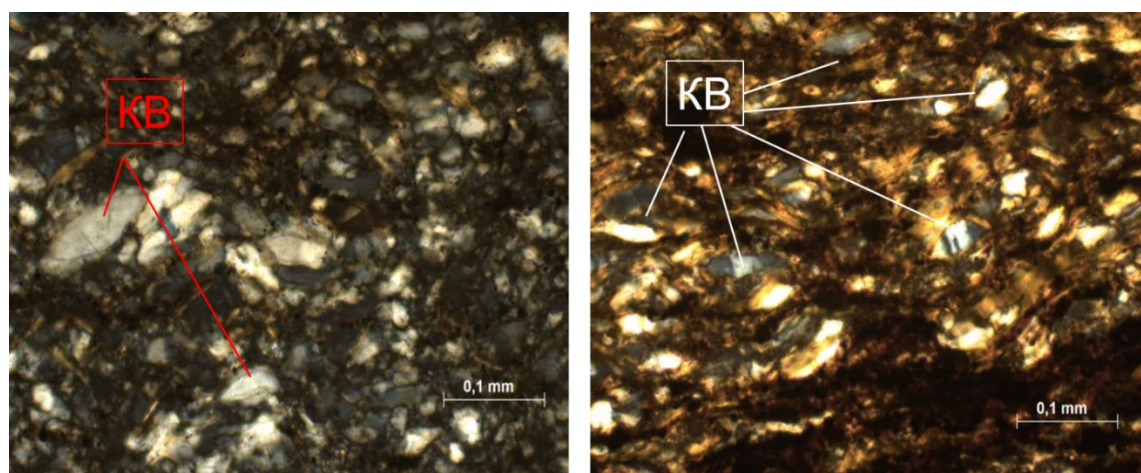


Рисунок 5.9 Микрофотографии люминесцирующих прослоев кремнистого типа. Остроугольные обломки кварца в основной массе, с анализатором.

Широкое распространение кремнистых пород среди баженских отложений нельзя объяснить одним лишь наличием кремнистых организмов. Многие исследователи объясняют обилие кремнистых отложений за счет влияния и проработки гидротермальными растворами на дне бассейна (Гурова, Казаринов, 1962; Ровнина и др., 1980; Филина и др., 1984; Зубков, 2001; Занин и др., 2005; Предтеченская и др., 2015; Зубков, 2016). Насыщенный кремнекислотой материал подводных эксгаляций и растворов способствовал развитию организмов и формированию биогенных (радиоляриевых) толщ, а также формированию кремнистых (кварцевых толщ). М.Ю. Зубков среди отложений свиты наряду с силицитами биогенного накопления (радиоляритами) выделяет гидротермальные силициты, которые представлены кремнистыми породами, сложенными многочисленными мелкими кристаллами

гидротермального кварца. По данным автора исходной породой, по которой образуются гидротермальные силициты, являются радиоляриты (Зубков, 2016).

Признаки подводной эксгальтивной деятельности были обнаружены среди битуминозных отложений баженовской свиты в Салымском и Красноленинском районах, на Ачимовской, Рагозинской, Махнинской, Ноябрьской и других площадях. Для слагающих эти прослои кремнистых аргиллитов и радиоляриевых силицитов характерны повышенные значения железного, Fe-Mn модулей и аномальные концентрации ряда элементов (Ван и др., 2011; Предтеченская и др., 2015; Предтеченская, Малюшко, 2016).

В кремнистых прослоях отмечаются повышенные концентрации таких элементов как Mo, Cd, Zn, Ni и Co. Источником данных элементов могли служить подводные эксгальции. А.В. Ваном и соавторами предполагается, что обогащение Cd, Mo, Ni, Zn и др. происходило за счет проработки отложений гидротермальными растворами в зонах глубинных разломов. По мнению авторов, при формировании отложений свиты гидротермальные процессы проявлялись в виде подводных эксгальций типа «белых курильщиков», одним из доказательств данного процесса авторы приводят обогащение пород кремнеземом (Ван и др., 2011).

Некоторые исследователи подчеркивают роль влияния наземного вулканизма на процессы окремнения пород. По данным Д.Д. Котельникова и А.И. Конюхова (1986) наибольшее количество кремнезема освобождается при изменении кислого туфогенного материала (Котельников, Конюхов, 1986). Согласно М.Ю. Зубкову (2016), в качестве источника кремнезема в породах свиты мог служить вулканический материал, который обогащал осадки кремнекислотой (Зубков, 2016). Поступление пирокластического материала в небольших количествах способствует привнесу свободной кремнекислоты и благоприятному развитию жизнедеятельности организмов (Ван, 1974; Ван, Казанский, 1975; Афанасьева, Михайлова, 1998). Напротив, мощное, ураганное кратковременное поступление столь реакционноспособного, зачастую обогащённого токсичными элементами, вулканического материала может и пагубно влиять на биопродуктивность, вплоть до массовой гибели организмов (Неручев, 1982), что наблюдается в исследуемых прослоях кремнистого типа.

В работе А.В. Вана и Ю.П. Казанского (1985) среди туфов выделены окремненные туфы (туфогенные силициты), которые связаны постепенными переходами как с туфосилицитами, так и с собственно силицитами осадочного происхождения, что затрудняет их точное определение (Ван, Казанский, 1985).

Однако, выделенные люминесцирующие серии встречаются на всей территории исследования, поэтому предположение о том, что отложения свиты одновременно и повсеместно подвергались гидротермальной проработке или же влиянию подводных эксгальций сомнительно.

Предполагается, что основной вклад в формирование выделенных участков мог внести пепловый материал.

Предполагается, что пепловый материал поступал в глинисто- кремнистые и кремнистые в относительно небольшом количестве, но неоднократно - пульсационно, что привело к формированию пород в виде тонкого переслаивания фонового (терригенного и биогенного) и пеплового материала. Вероятно, влияние пеплового материала распространялось только на жизнедеятельность присутствующих организмов. Крайне низкое содержание ОВ в исследуемых люминесцирующих прослоях кремнистого типа, может быть обусловлено поступлением в осадок именно пирокластического материала, который сильно повлиял на продуктивность организмов вплоть до их массовой гибели. Реликты пеплового материала в породах наблюдаются только в виде редких угловатых, вытянутых зерен кварца (Кондрашова, 2021).

Явных геохимических показателей, указывающих на вулканогенную природу образования в кремнистых прослоях не выявлено. Для пород кремнистого типа содержание всех элементов ниже в 2-4 раза по сравнению с глинистым типом и вмещающими породами, что может быть связано с их выщелачиванием в постседиментологических процессах.

Таким образом, остаточными признаками поступившего пирокластического материала в осадки является морфология прослоев (серии-ритмиты), низкое содержание ОВ и некоторые структурно-текстурные характеристики. Породы, согласно классификации Е.Ф. Малеева, отнесены к вулканокласто-осадочным (туфогенным) и могут быть названы туфосилицитами.

Следует отметить, что подобные аномально люминесцирующие прослои кремнистого состава в отложениях баженовской свиты ранее не были выявлены и изучены.

### **5.3 Схема формирования вулканогенных горизонтов**

Строение, минералого-геохимические особенности исследуемых пород могут говорить о разном масштабе проявления вулканической деятельности, в результате которой накопились исследуемые осадки.

На большей части площадей отмечено одновременное нахождение в разрезах скважин двух типов прослоев (кремнистых и глинистых) (рис. 5.10). Кремнистые прослои тяготеют к нижней - подошвенной части разрезов, а тонкие единичные глинистые прослои – к центральной и прикровельной (?) части. Расстояние между горизонтами разных типов изменяется в пределах от 1 до 10 м, что связано с особенностями морфологии дна баженовского моря на период накопления пеплового материала и с мощностью осадков. При этом, для скважин, расположенных в юго-восточной части территории, отмечается меньшее расстояние между типами и составляет от 1 до 5 м. Для данной части Западно-Сибирского бассейна характерны меньшие мощности баженовской свиты, т.к. юго-восточная часть является периферийными областями распространения свиты (Кондрашова, 2021).

Для центральных районов Западной Сибири баженовская свита имеет большую мощность. На этой территории расстояние между типами прослоев составляет от 3 до 10 м.

Для некоторых площадей отмечено присутствие только маломощных прослоев глинистого типа, также присутствуют разрезы, в которых отмечены только серии прослоев кремнистого типа, что может быть связано с особенностями накопления осадков в условиях неоднородного рельефа бассейна и с неравномерным характером оседания вулканогенного материала. Неполный отбор керна или же полное отсутствие баженовских отложений в каждой конкретной скважине затрудняет оценку наличия/отсутствия выделенных горизонтов.

Прослои кремнистого типа представлены ритмичным переслаиванием люминесцирующих слоев (мощностью до 1-3 мм) и слоев, обогащенных органическим веществом. Мощность таких переслаиваний (серий) составляет 5-45 см (рис. 5.11).

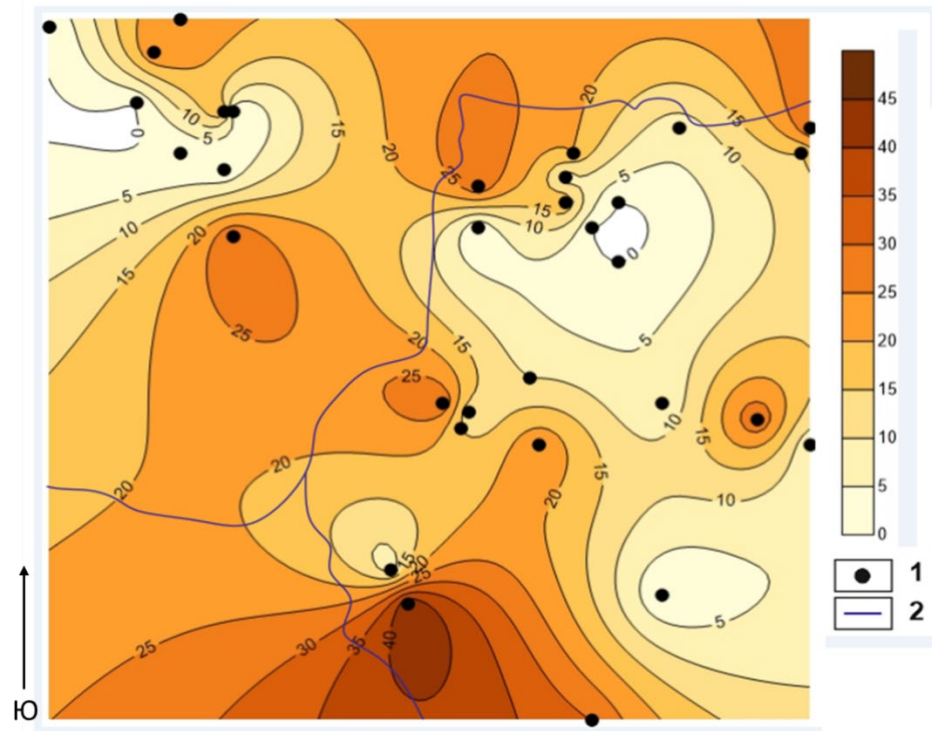


Рисунок 5.10 Схема распределения прослоев кремнистого типа по мощности

1 – скважины с выделенными аномально люминесцирующими прослоями, 2 – границы Томской области и ХМАО.

Следует отметить, что кремнистые прослои чаще отмечаются в скважинах юго-восточной территории, здесь мощность серий варьирует от 5 до 45 см. Серии прослоев в центральных частях бассейна отмечаются реже и для них характерны меньшие мощности – от 5 до 15 см. Данные прослои тяготеют к нижней (подошвенной) части баженовской свиты. расстояние от подошвы свиты до кремнистых горизонтов в юго-восточной части варьирует от 1,5-9 м, в центральной части бассейна – от 10 до 22 м (Кондрашова, 2021).

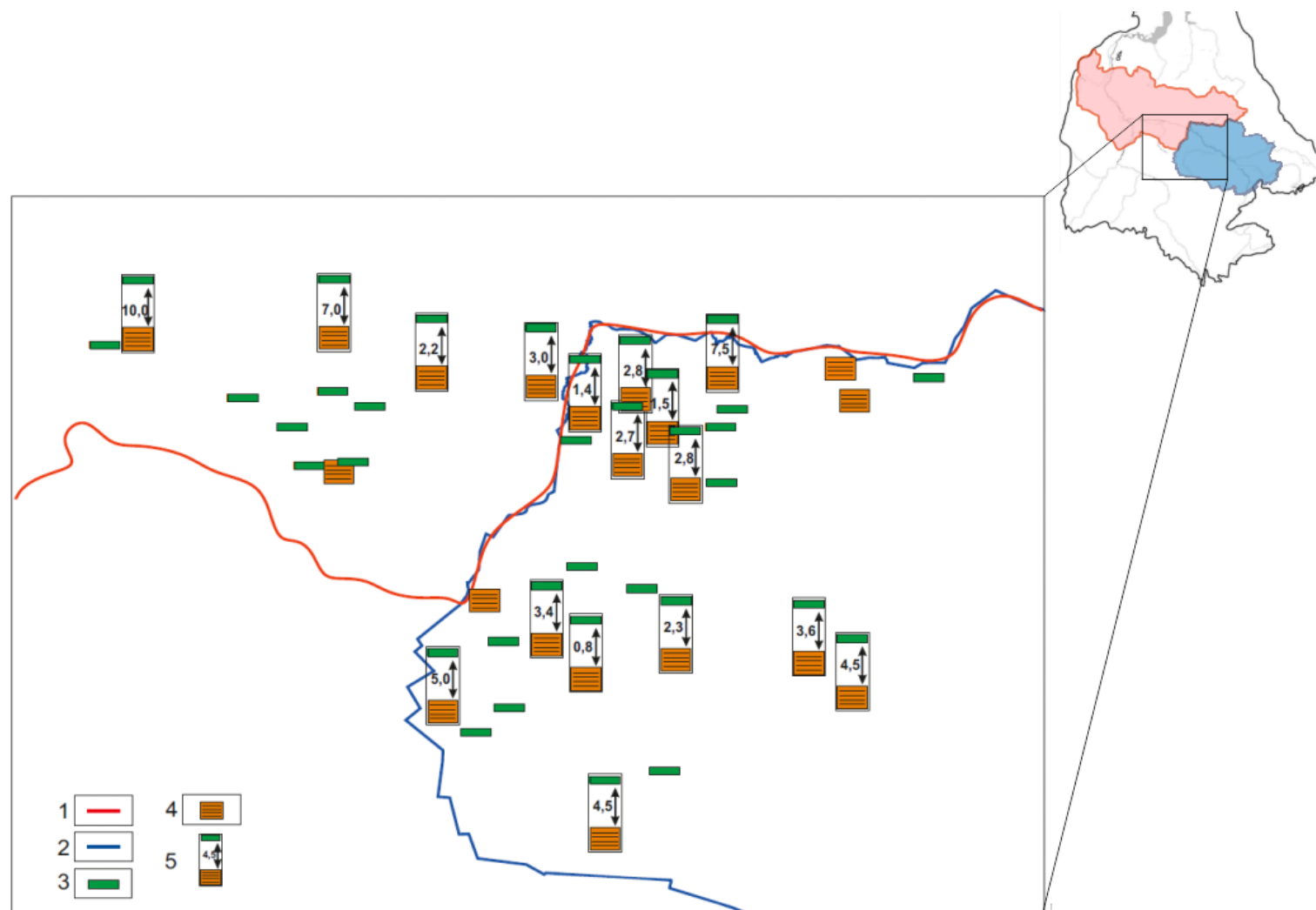


Рисунок 5.11 Схема распределения скважин с аномально люминесцирующими прослоями на исследуемой территории

1 – границы ХМАО, 2 – границы Томской области, 3 – скважины, в которых отмечены только прослои глинистого типа, 4 - скважины, в которых отмечен только кремнистый тип прослоев, 5 – скважины, в которых наблюдается одновременное нахождение двух типов прослоев, расстояние в метрах.

Схемы распределения прослоев в разрезе для двух исследуемых районов приведена на рисунках 5.12, 5.13 (Кондрашова, 2021). Характеристики прослоев каждого типа по разрезу представлены в таблице 5.1.

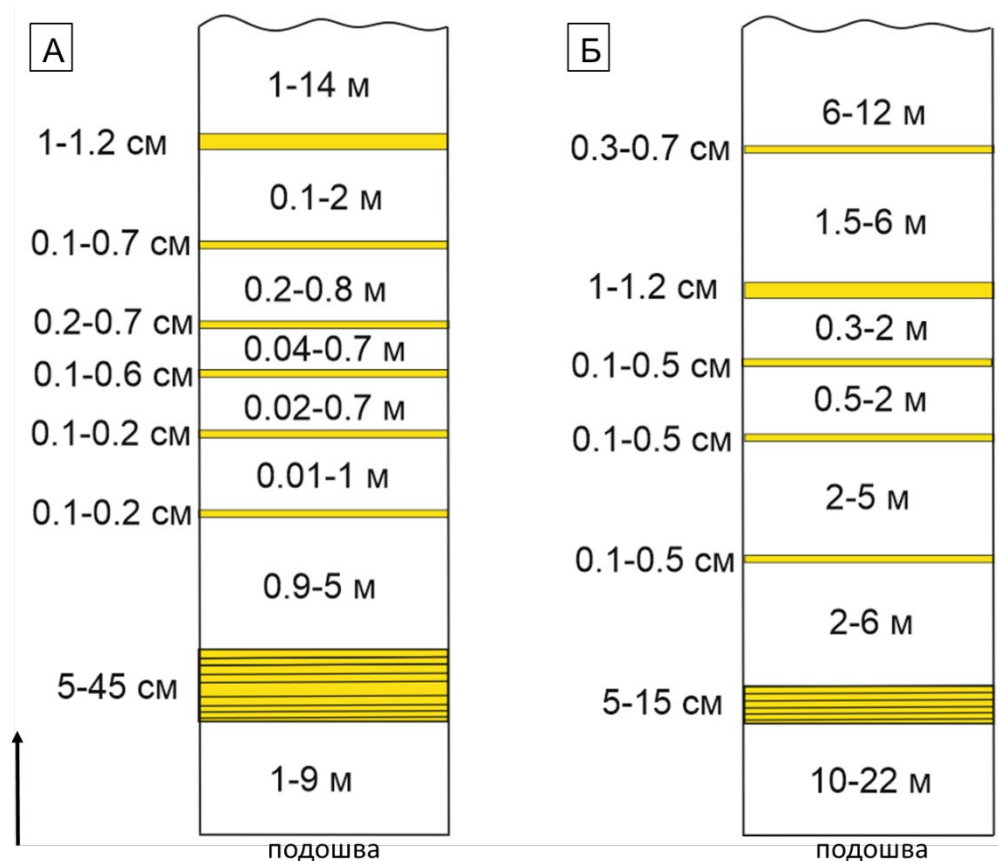


Рисунок 5.13 Общая схема накопления и распределения аномально люминесцирующих прослоев в разрезах скважин

А – для юго-восточной части территории, Б – для центральной части. В центре указан диапазон расстояния между прослоями в метрах, справа сбоку – диапазон мощности прослоев в сантиметрах.

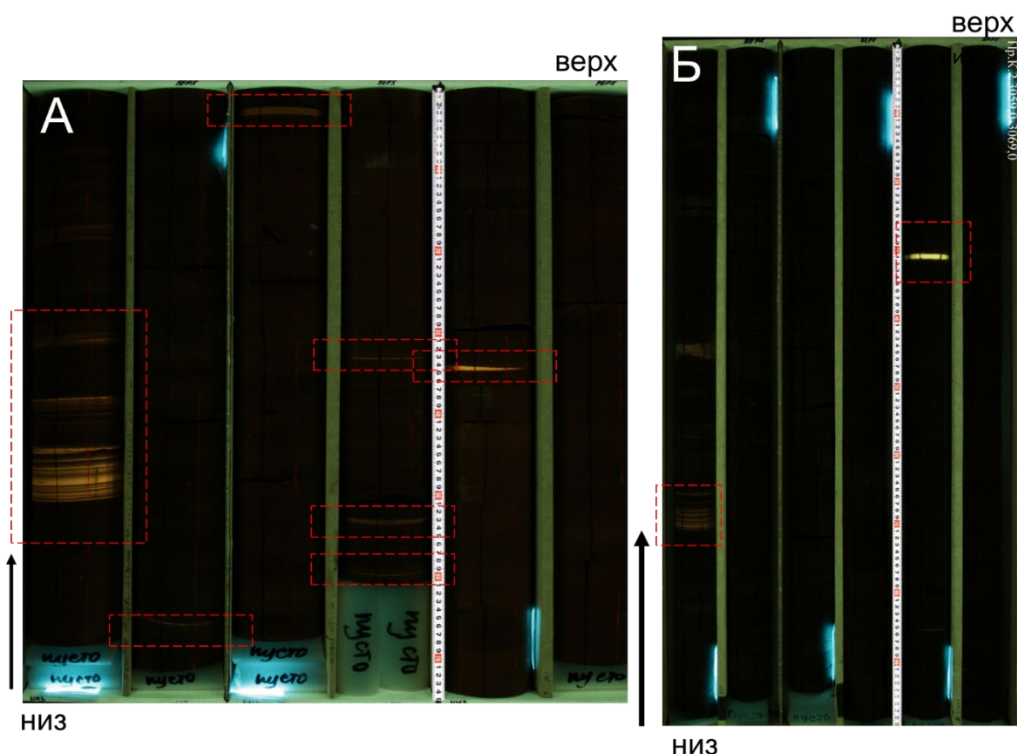


Рисунок 5.14 Распределение anomalно люминесцирующих прослоев в разрезе скважин

А – юго-восточная часть исследуемой территории в интервале глубин 2384,3-2380,2 м. Б – центральная часть в интервале глубин 3060,61-3066,45 м. Фотографии керна в УФ свете.

Таблица 5.1. Характеристики изучаемых горизонтов по разрезу.

| Юго-восточная часть бассейна                             |                                         | Центральная часть бассейна                  |                                      |
|----------------------------------------------------------|-----------------------------------------|---------------------------------------------|--------------------------------------|
| I группа прослоев<br>(глинистые<br>туффиты)              | II группа<br>прослоев<br>(туфосилициты) | I группа прослоев<br>(глинистые<br>туффиты) | II группа прослоев<br>(туфосилициты) |
| Мощность, см                                             |                                         |                                             |                                      |
| 0,1...1,2                                                | 5...45                                  | 0,1...1,2                                   | 5...15                               |
| Количество прослоев по разрезу, шт.                      |                                         |                                             |                                      |
| 1...7                                                    | 1                                       | 1...4                                       | 1                                    |
| Расстояние между прослоями туффитов                      |                                         |                                             |                                      |
| 1 см...2 м                                               |                                         | 1 м...6 м                                   |                                      |
| Расстояние между группами прослоев, м                    |                                         |                                             |                                      |
| 1...5                                                    |                                         | 3...10                                      |                                      |
| Расстояние от подошвы свиты до прослоев туфосилицитов, м |                                         |                                             |                                      |
| 1...9                                                    |                                         | 15...22                                     |                                      |

Тот факт, что прослой кремнистого типа отмечены в нижней части разреза баженовской свиты и по геохимическим особенностям характеризуются более средним составом, а глинистые прослой близки по составу к риодацитам/дацитам риолитам и отделены от кремнистых горизонтов временными интервалами, свидетельствует о том, что вулканогенный материал во время верхнеюрского накопления отложений свиты поступал неоднократно и пульсационно,

таким образом, что между «выбросами» пеплового материала накапливались обогащенные органическим веществом «фоновые» осадки свиты (Кондрашова, 2021). Такая схема вулканизма хорошо укладывается в современные представления о последовательности и частоте катастрофических извержений. Анализ строения вулканогенно-осадочных циклов или ритмов в осадочных толщах показывает, что распределение вулканокластического материала в них подчиняется определенной закономерности, выражающейся в изменении состава вулканических пеплов вверх по разрезу от основного к кислому (Ван, Казанский, 1985).

Выделенные горизонты (как глинистые, так и кремнистые) распространены на всей территории исследования. Это свидетельствует о масштабности проявления вулканизма, который покрывал огромные площади. Наличие участков (скважин) без присутствия вулканогенных прослоев подчеркивает неравномерный характер оседания пеплов, влияние условий седиментации, палеотечений и неоднородный характер рельефа бассейна осадконакопления.

На присутствие вулканогенного материала в отложениях свиты указывали многие исследователи, но они описывали в большей степени рассеянный и неравномерно распределенный по разрезу свиты вулканогенный материал. Выделенные и описанные в настоящей работе вулканогенные горизонты обладают рядом отличительных свойств и приурочены к определенным частям разреза, а также прослежены на значительной территории бассейна (более 200 тыс. км<sup>2</sup>). Выявление вулканогенных прослоев вносит новые данные о проявлении верхнеюрского вулканизма в отложениях баженовской свиты на территории Западно-Сибирского осадочного бассейна.

В связи с выявленной закономерностью положения выделенных вулканогенных люминесцирующих горизонтов по разрезу представляется возможным использование их в качестве маркирующих реперных горизонтов для задач литостратиграфической (межскважинной) корреляцией отложений баженовской свиты.

#### **5.4 Источник вулканогенного материала**

Вулканогенный, особенно пирокластический, материал является неустойчивым и поступая в осадок подвергается различным постседиментационным преобразованиям, что затрудняет его точное определение и дальнейший поиск источника вулканизма.

Западно-Сибирская плита почти со всех сторон обрамлена крупными сложно построенными структурами - тектоническими поясами. Южные и западные ее районы лежат в северо-западной части Урало-Монгольского подвижного пояса, а восточные и северные - в пределах метаплатформенных областей, отделяющих этот пояс от Сибирской древней

платформы и ограничивающих его с севера. С запада и северо-запада плиту обрамляют складчатые сооружения Урала и складчатая зона Пай-Хоя - Новой Земли, с юга - складчатые системы Казахского нагорья и Алтае-Саянской области, с востока Сибирская платформа (Саяно-Енисейская область) (Милановский, 1989). Но не на всех этих тектонических поясах в верхнеюрское время был проявлен магматизм и вулканическая деятельность разного состава (от основного до кислого), которые могли быть источником вулканогенного материала на исследуемой территории.

В Северо-Восточной Монголии отмечается вулканическая ассоциация средне-верхнеюрского-нижнемелового возраста с многочисленными проявлениями липаритового магматизма (район – Алташин-Холбо). В условиях активной тектонической жизни могли формироваться вулканические аппараты, которые в небольшом объеме поставляли на поверхность пирокластический материал. (Салтыковский, Оролмаа, 1973).

Восточная часть Урало-Монгольского пояса в позднеюрское-нижнемеловое время сложена мощной толщей наземных вулканитов, слагающих северное окончание вулканического пояса Восточного Хингана. Позднеюрско-меловая эпоха в геологической истории всей Забайкальско-Охотской области представляет цикл тектономагматических событий, сопровождавшихся вулканическими извержениями (Милановский, 1989).

На северо-востоке Центрального Забайкалья и в Олекминском Становике (нерчуганский комплекс) выделяется диорит-гранитовая формация и формация щелочных гранитоидов, которые связаны с вулканитами верхнеюрской андезит-липаритовой формации (вплоть до постепенных переходов). Данные изотопного анализа гранитоидов указывают на возраст в интервале от 110 до 175 млн. лет. (Очерк... 1974).

В пределах Байкальской и Забайкальской области юрско-меловые впадины и грабенообразные прогибы образуют зону проявления внутриконтинентального рифтогенеза, сформированную в условиях линейного растяжения, которая позднее в результате воздействия процессов сжатия была преобразована в зону широкого проявления гранитоидного магматизма. В поздней юре южная часть области – это зона проявления интенсивного интрузивного гранитного магматизма. Ареал развития предположительно коллизионных гранитов в поздней юре приурочен в основном к Восточно-Забайкальской зоне (южнее Малхано-Яблонового палеомикроконтинента) и южной части (Становой блок) Алдано-Станового щита. (Полянин, 2009). В течение юрского периода на территории Западного Забайкалья проявлялся интенсивный вулканизм, связанный с формированием крупных вулканотектонических структур (Климук, 1997). Юрско-меловые вулканические породы Забайкалья варьируют по составу от

трахибазальтов и трахиандезитов повышенной титанистости до трахитацитов и субщелочных риолитов для территории Юго-Восточного Забайкалья (Сасим и др., 2012).

В Верхояно-Чукотской складчатой области выделен Уяндино-Ясачненский вулканоплутонический пояс, выполненный вулканогенно-терригенными отложениями средней-верхней юры, которые формировались в пределах островной вулканической дуги энсиалического типа. Вулканиды в нижних частях разреза имеют средний или контрастный состав, в верхней – преимущественно кислый (Полянин, 2009).

По данным А.В. Вана и В.А. Каштанова (1970), изучавших туфы и туфогенные прослои в разрезах юры и мела в области сочленения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы по Северо-Енисейскому краевому шву отмечено, что источник вулканогенного материала (вулканический центр) находился в районе Фаркопского поднятия, расположенного в Приенисейской части Западно-Сибирской плиты (Ван, Каштанов, 1970).

И.В. Панченко и соавторы для подобных прослоев в отложениях свиты в Среднем Приобье по анализу частоты встречаемости туфогенных прослоев и площадного распределения геохимических характеристик предполагают, что источник пирокластического материала находился в Закавказье, но при этом не исключают влияние Южно-Анжуйской зоны на востоке (Панченко и др., 2015; 2021).

Кроме того, нельзя не отметить самый мощный вулкан в истории Мезозоя Земли – подводный вулкан ТАМУ открытый американскими исследователями на поднятии Шатского в Тихом океане (Sager et al, 2013). Вулкан извергался на границе юры и мела, в период геологического времени 150-145 Ма, т.е. практически точно в баженовское время. Он имеет кальдеру более 600 км и расположен к востоку от островов Японии на расстоянии более 1500 км. Этот факт также свидетельствует о том, что в «баженовское время» имел место активный вулканизм.

В работах К.И. Никашина и С.О. Зориной (2020) и С.О. Зориной (2021), посвященной «камуфлированной» пирокластике верхнеюрско-нижнемеловых (в том числе черносланцевой толще промзинской свиты – аналогом баженовской свиты) отложений Ульяновско-Саратовского прогиба в качестве возможного источника пирокластического материала указываются энсиалическая Закавказская островная дуга, активная в конце юры энсиматическая Сенендедж-Сенджанская островная дуга (Центральный Иран) и Арктическая магматическая провинция (архипелаг Шпицберген). В последних двух областях определены вулканиды с абсолютными возрастами 145–150 млн лет, т. е. синхронные по времени образования с промзинской свитой и баженовской свитой (Никашин, Зорина, 2020; Зорина и др., 2021).

Дополнительно для уточнения петрохимического типа возможных источников вулканического материала и определения их палеотектонической позиции была использована дискриминантная диаграмма Ti/Zr- La/Sc (рис. 5.15) (Bhatia et al., 1986). По полученным данным породы кремнистого типа и вмещающие породы смещены в область континентальной (энсиалической) островной дуги, а породы глинистого типа - частично в область континентальной островной дуги и в область активной континентальной окраины. Ввиду различной подвижности в условиях зоны гипергенеза отдельных элементов, используемых в диаграмме, применение ее для пород, подвергшихся значительным постседиментационным преобразованиям сомнительно.

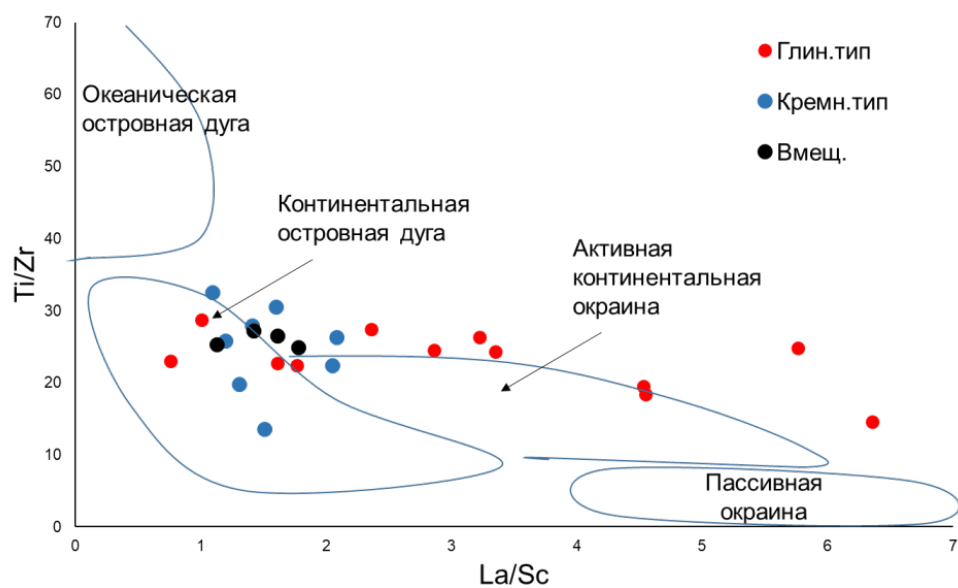


Рисунок 5.15 Дискриминантная диаграмма Ti/Zr- La/Sc палеогеодинамических обстановок

От западной окраины Тихого океана на протяжении юрского периода отходили два океанических бассейна – Монголо-Охотский (современное Забайкалье, Приамурье) и Южно-Анхойский (Верхояно-Чукотская область), испытывавшие сокращение и имеющие активные окраины. В конце юры первая крупная фаза складчатости привела к закрытию Монголо-Охотского бассейна и проявлению там поздне-мезозойского тектогенеза, сопровождающего активным вулканизмом. На северо-восточной окраине Сибири произошло столкновение вулканической дуги и находившихся в ее тылу микроконтинентов (Колымо-Омолонского и др.) с этой окраиной, повлекшее за собой начало складкообразования в Верхояно-Колымской области. Вулканическая дуга возникла вдоль северной окраины Южно-Анхойского океанского бассейна, вступившего в заключительную фазу своего существования, а в пределах уже

замкнувшегося к началу эпохи Монголо-Охотского бассейна образовалась система краевых и межгорных прогибов. Южнее, в пределах западного Забайкалья, восточной Монголии и северо-восточного Китая, образовался мощный пояс рифтогенного щелочного вулканизма (Короновский и др., 2008).

Анализ распространения изучаемых прослоев на территории исследования выявил следующие закономерности. Частота встречаемости и мощность кремнистых прослоев выше в юго-восточной части территории. В центральной части Западно-Сибирского бассейна кремнистые прослои встречаются реже. Встречаемость глинистых прослоев уменьшается и расстояние между единичными маломощными прослоями глинистого типа увеличивается с юго-востока на запад, т.е. на юго-восточной территории глинистые и кремнистые пепловые прослои встречаются чаще и расстояние между прослоями меньше, чем в центральной части бассейна.

Распределение таких индикаторных элементов как Th, Zr, по территории исследования также может свидетельствовать о направлении пеплового облака (рис.5.16).

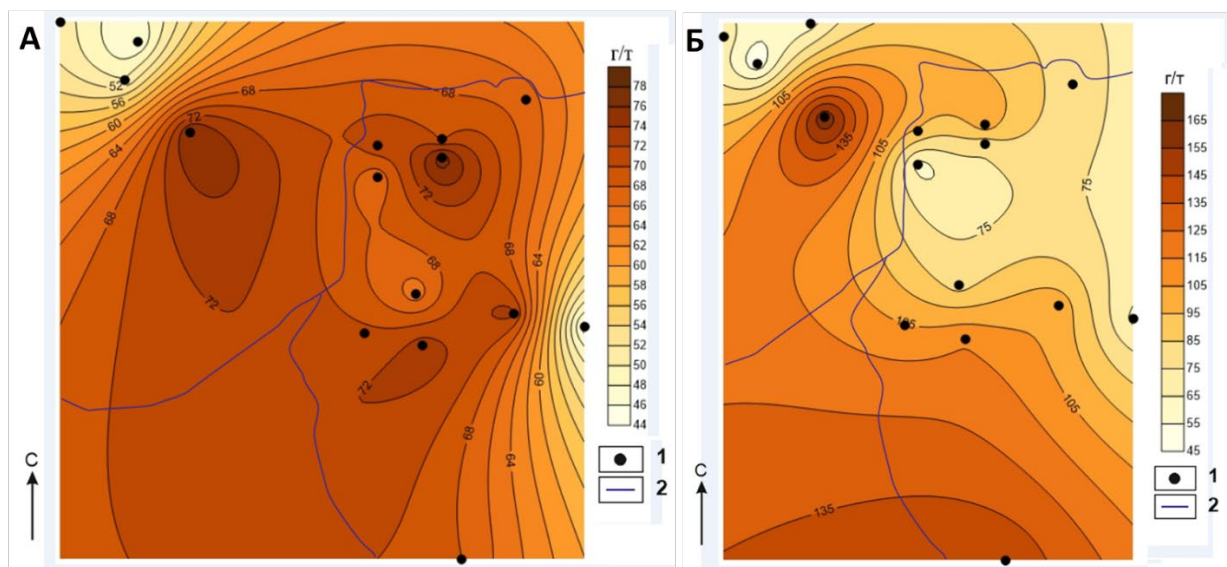


Рисунок 5.16 Распределение тория (А) и циркония (Б) на территории исследования

1 – скважины с аномально люминесцирующими горизонтами, 2 – границы Томской области и ХМАО.

Частота встречаемости, изменение мощности прослоев и расстояния между горизонтами как внутри разрезов так и территориально позволяют предположить, что вероятным источником поступления вулканического материала являются области Саяно-Енисейской, Байкальской (Забайкальской) или Верхояно-Чукотской складчатости (рис. 5.17) (Кондрашова, 2021).

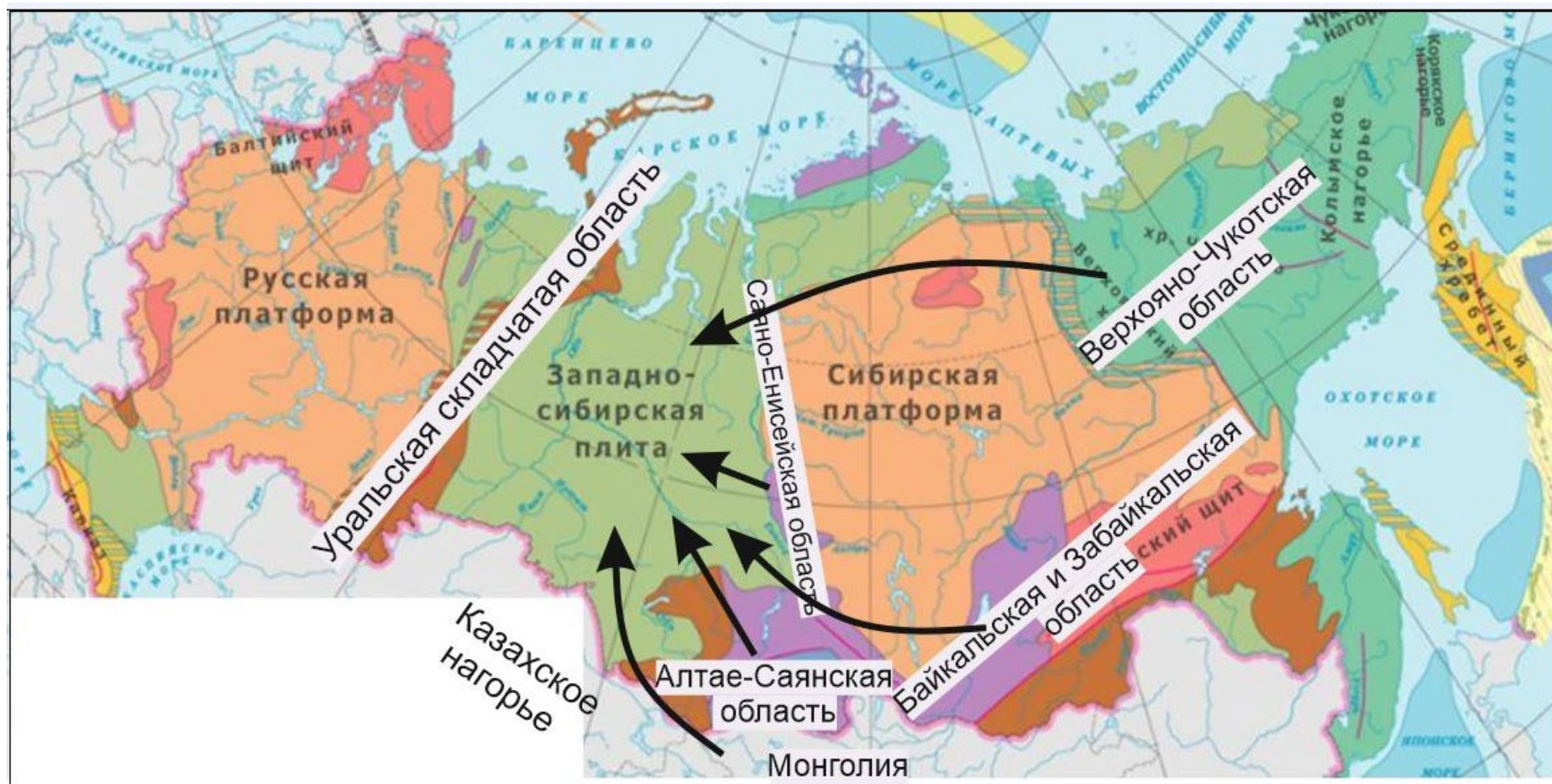


Рисунок 5.17 Схема размещения складчатых областей – возможных источников вулканогенного материала на исследуемой территории.

### Основные выводы:

Выявленные особенности строения и структурно-текстурные признаки, а также минералого-геохимические особенности аномально люминесцирующих прослоев позволили определить природу образования изучаемых горизонтов как вулканогенно-пирокластическую. Исследуемые прослои образовались в результате диа- и катагенетического преобразования вулканокластического материала пепловых осадков в обстановке застойного моря с высоким содержанием органического вещества с последующим его угнетением. Породы глинистого типа по комплексу признаков отнесены к *глинистым туффитам*, а горизонты кремнистого состава – к *туфосилицитам*.

Каждый из выделенных типов прослоев обособлен в разрезе, характеризуется уникальным вещественным и химическим составом и соответствует своему вулканическому событию позднеюрского времени. На большей части площадей отмечено одновременное нахождение в разрезах скважин двух типов прослоев (кремнистых и глинистых). Кремнистые прослои тяготеют к нижней – приподошвенной части разрезов, а тонкие единичные глинистые прослои к центральной и прикровельной части(?).

Выдержанность минерального состава, особенности строения и мощность проявления люминесцирующих прослоев на обширной территории, занимающей центральную и юго-восточную части Западно-Сибирского осадочного бассейна обуславливают их роль в качестве маркирующих горизонтов, которые показывают быстрые в геологическом масштабе фациальные изменения, как результат поступления пеплового материала, а также позволяют уточнить палеогеографические условия формирования свиты. Выделенные горизонты могут быть использованы в качестве маркирующих горизонтов для решения задач литостратиграфической корреляции ввиду их регионального распространения.

Частота встречаемости, изменение мощности, а также расстояния между горизонтами позволяют предположить, что вероятным источником поступления вулканического материала являются юго-восточные или восточные области (области Саяно-Енисейской, Байкальской (Забайкальской) или Верхояно-Чукотской складчатости).

## ГЛАВА 6. ПРИРОДА ЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ ИЗУЧАЕМЫХ ГОРИЗОНТОВ

Выделенные при изучении отложений баженовской свиты люминесцирующие прослойки имеют разную мощность и интенсивность свечения (от слабой до сильной), но при этом отчетливо выделяются на фоне «обычных» пород свиты (рис. 6.1).

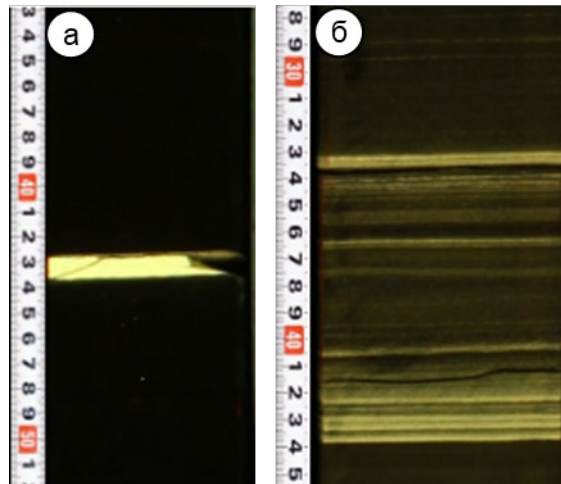


Рисунок 6.1 Люминесцирующие прослойки в отложениях баженовской свиты  
а – глинистый тип прослоев, б – кремнистый тип прослоев. Фотографии в УФ свете.

На начальных этапах исследования характер и природа свечения люминесцирующих прослоев связывались либо с наличием свободных углеводородов (в виде нефтенасыщения), либо с возможным присутствием в породах карбонатного материала (рис. 6.2).

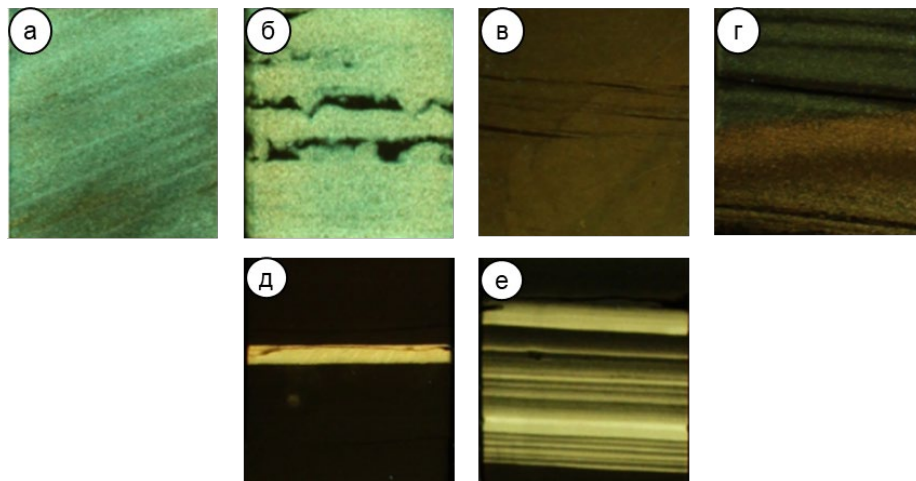


Рисунок 6.2 Примеры свечения пород в ультрафиолетовом свете

а, б – свечение за счет нефтенасыщения (наличие углеводородов), в – свечение, обусловленное карбонатизацией, г – граница свечения за счет нефтенасыщения и карбонатизации, д – свечение изучаемых пород глинистого типа, е – свечение изучаемых пород кремнистого типа.

Исследование на люминесцентном микроскопе показало, что свечение имеет площадной характер распространения и равномерное распределение среди основной массы (рис. 6.3).

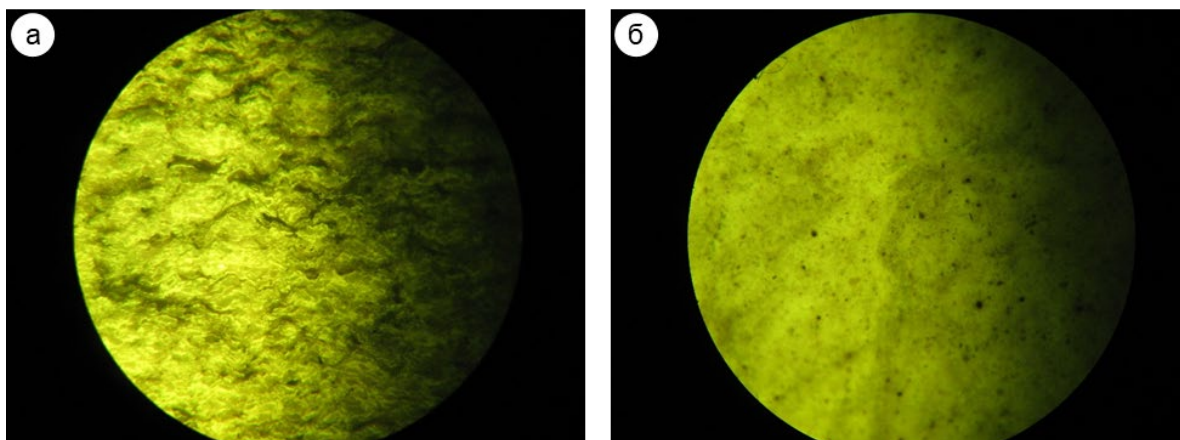


Рисунок 6.3 Фотографии образцов изучаемых прослоев в люминесцентном микроскопе  
а –глинистый тип прослоев, б – кремнистый тип прослоев.

Как известно, углеводороды обладают свойством люминесцировать в УФ свете, что дает возможность выявлять признаки и участки нефтенасыщения на начальных этапах исследования отложений. Наличие люминесценции особенно характерно для ароматических углеводородов, фенолов и гетероциклических (полициклических) углеводородов. Предельные углеводороды не люминесцируют (Эрих, 1966, Серебряков, 2017). Качественным признаком присутствия люминесцирующих углеводородов является исчезновение свечения после экстракции образца.

Для подтверждения причины свечения за счет наличия углеводородов была проведена экстракция образцов из изучаемых прослоев в куске породы и порошке с использованием спирто-бензольного растворителя. После экстракции свечение осталось и при этом не наблюдалось уменьшения интенсивности свечения и был сделан вывод, что оно не связано с присутствием свободных углеводородов (ароматических соединений) (рис. 6.4).

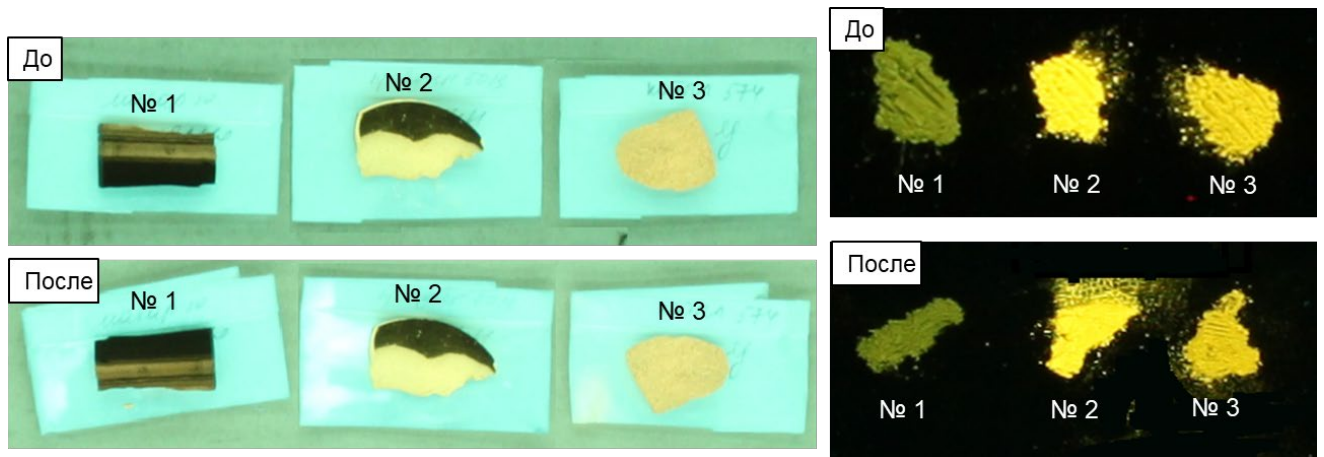


Рисунок 6.4 Фотографии образцов люминесцирующих прослоев в УФ свете до и после экстракции.

Образцы в куске и порошке: № 1 –кремнистый тип прослоев, № 2 – глинистый тип (каолининовый состав), № 3 – глинистый тип (смешаннослойный состав).

Помимо углеводородов свечение в УФ свете может вызывать карбонатизация пород в различной степени. Однако, по результатам рентгенофазового анализа в составе исследуемых образцов содержание карбонатных минералов 5-15%. Такое содержание карбонатов не может объяснить площадной характер свечения.

Также для выяснения причин свечения был произведен ступенчатый нагрев образца в порошке в диапазоне 200-400°C с последующим фотографированием в дневном и ультрафиолетовом свете. На всем этапе прокаливания отмечено изменение интенсивности свечения вплоть до его полного исчезновения. Свечение для пород кремнистого типа исчезает после нагрева до 300 C°, а для глинистого типа - до 400 C°. Исчезновение свечения при разных температурах предположительно связывается с особенностями минерально-компонентного состава каждого типа прослоев.

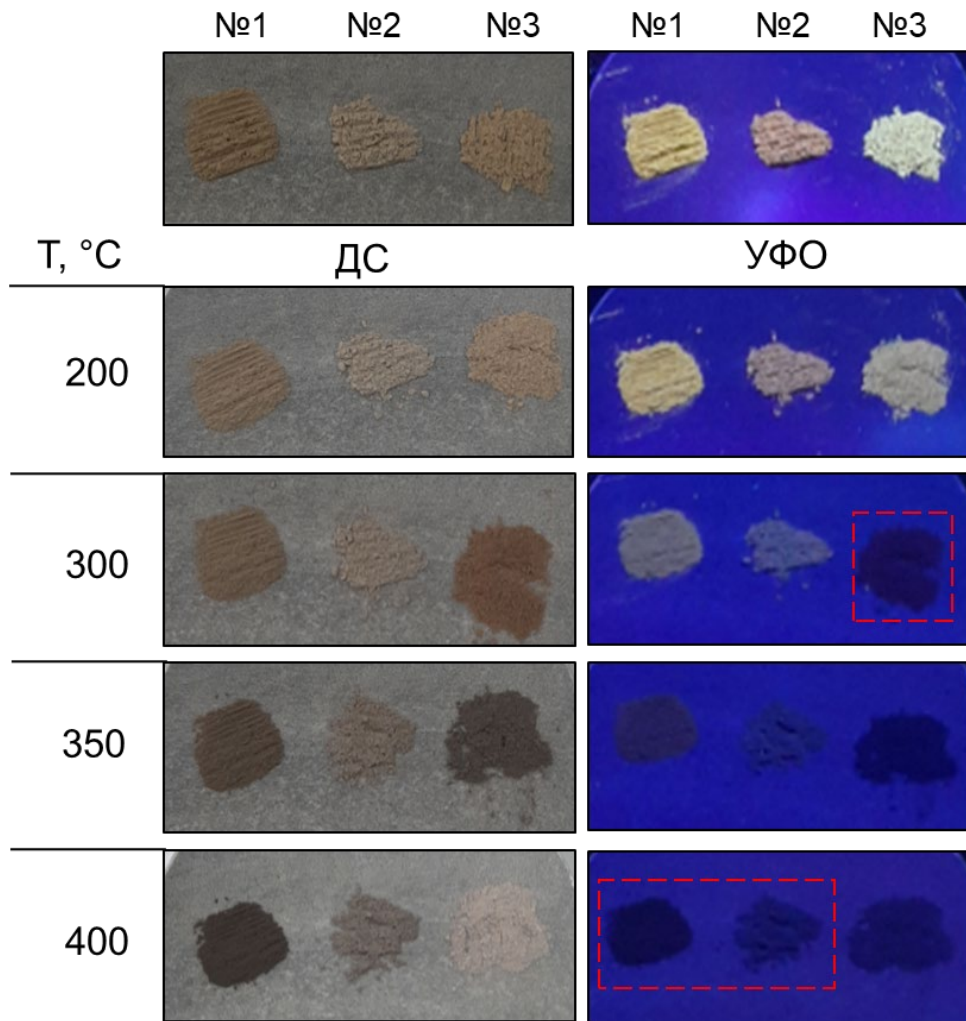


Рисунок 6.5 Ступенчатый нагрев образцов anomalно люминесцирующих прослоев

ДС – дневной свет, УФО – ультрафиолетовое освещение. №1 – образец глинистого типа смешаннослойного состава, №2 – образец глинистого типа каолинитового состава, №3 – образец кремнистого типа.

До и после прокаливания проводился рентгенофазовый анализ каждого образца для наблюдения за изменениями минерального состава. При сравнении полученных дифрактограмм выявлено, что после прокаливания породы не изменили свой минеральный состав (рис. 6.6). Таким образом, предполагается что природа люминесценции не связана с минеральным составом, а может быть связана с органическими веществами (их компонентами или соединениями), входящими в состав пород. Прокаливание породы могло привести к разрушению связей органических веществ с минеральными компонентами, или разрушению самих органических веществ, что привело к исчезновению люминесценции.

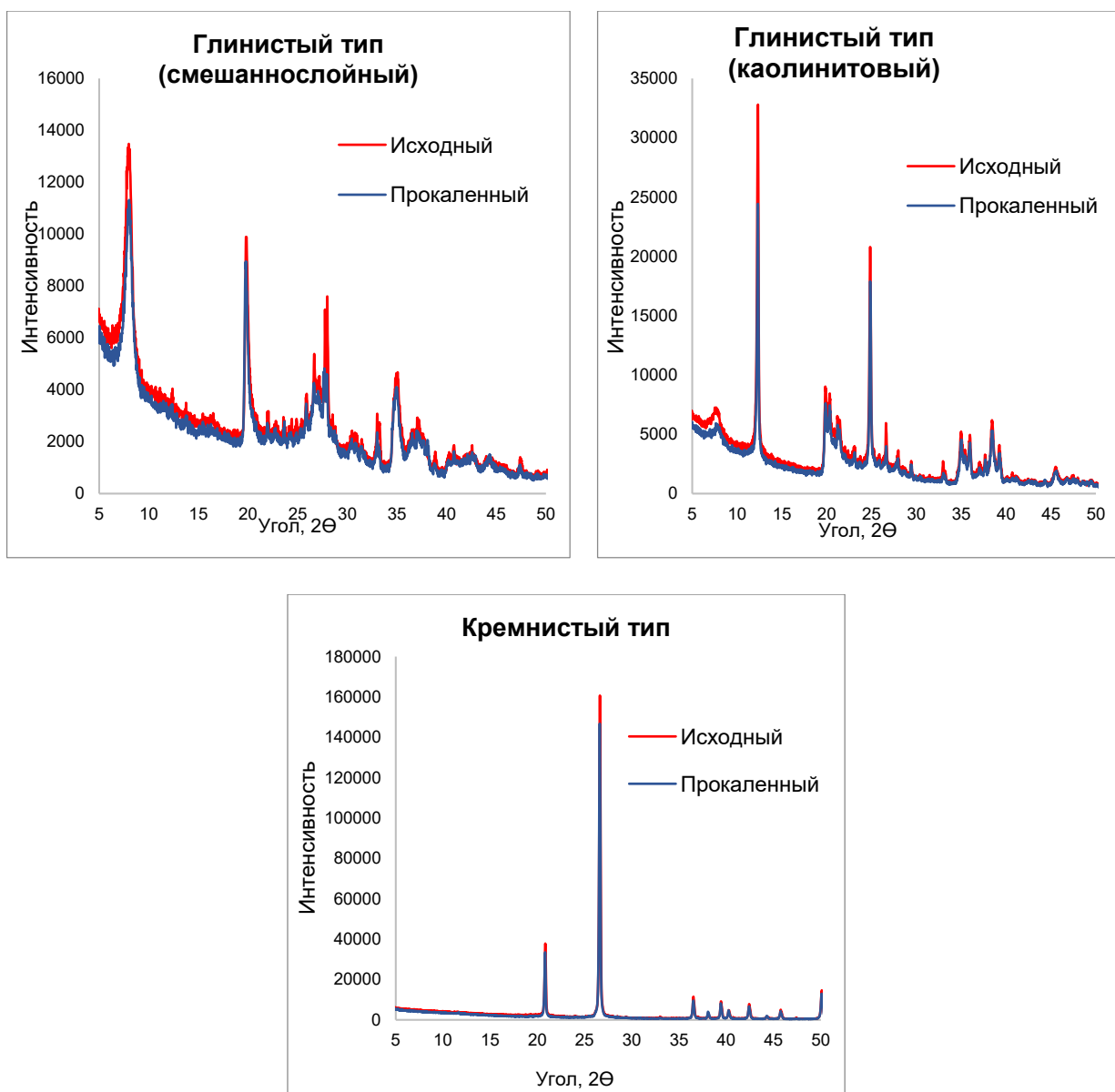


Рисунок 6.6 Дифрактограммы образцов люминесцирующих прослоев каждого типа до и после прокаливания при 400°C

Для более углубленного изучения природы свечения был применен комплекс люминесцентных методов: рентгено- и фотолюминесценция.

Для всех образцов характерны спектры излучения с максимальной интенсивностью в диапазонах 300-400 нм и 600-800 нм (рис. 6.7). Свечение в видимой области спектра в диапазоне 400-600 нм практически отсутствует. Это говорит о преимущественном влиянии собственных дефектов на спектральный состав излучения.

В УФ диапазоне отмечены две полосы 280-300 нм и 340-360 нм с некоторыми сдвигами в коротковолновую область за счет наложения полос. Коротковолновая область обусловлена вакансией кислорода и потому может свидетельствовать о восстановительной обстановке (что

характерно для пород баженовской свиты). Наиболее четко эта полоса прослеживается в образцах глинистого типа смешаннослойного состава и кремнистого типа.

Наибольшей интенсивностью в УФ диапазоне (и в красном тоже) обладают образцы прослоев глинистого типа смешаннослойного состава. Здесь возможно участие плагиоклаза в спектральном составе излучения, поскольку его в данном типе содержится до 15%, и он имеет спектры рентгенолюминесценции в диапазоне 320-340 нм.

Кремнистые прослои по интенсивности рентгенолюминесценции в 2-3 раза уступают глинистым прослоям смешаннослойного состава, но в то же время она интенсивнее чем в глинистых прослоях каолинитового состава.

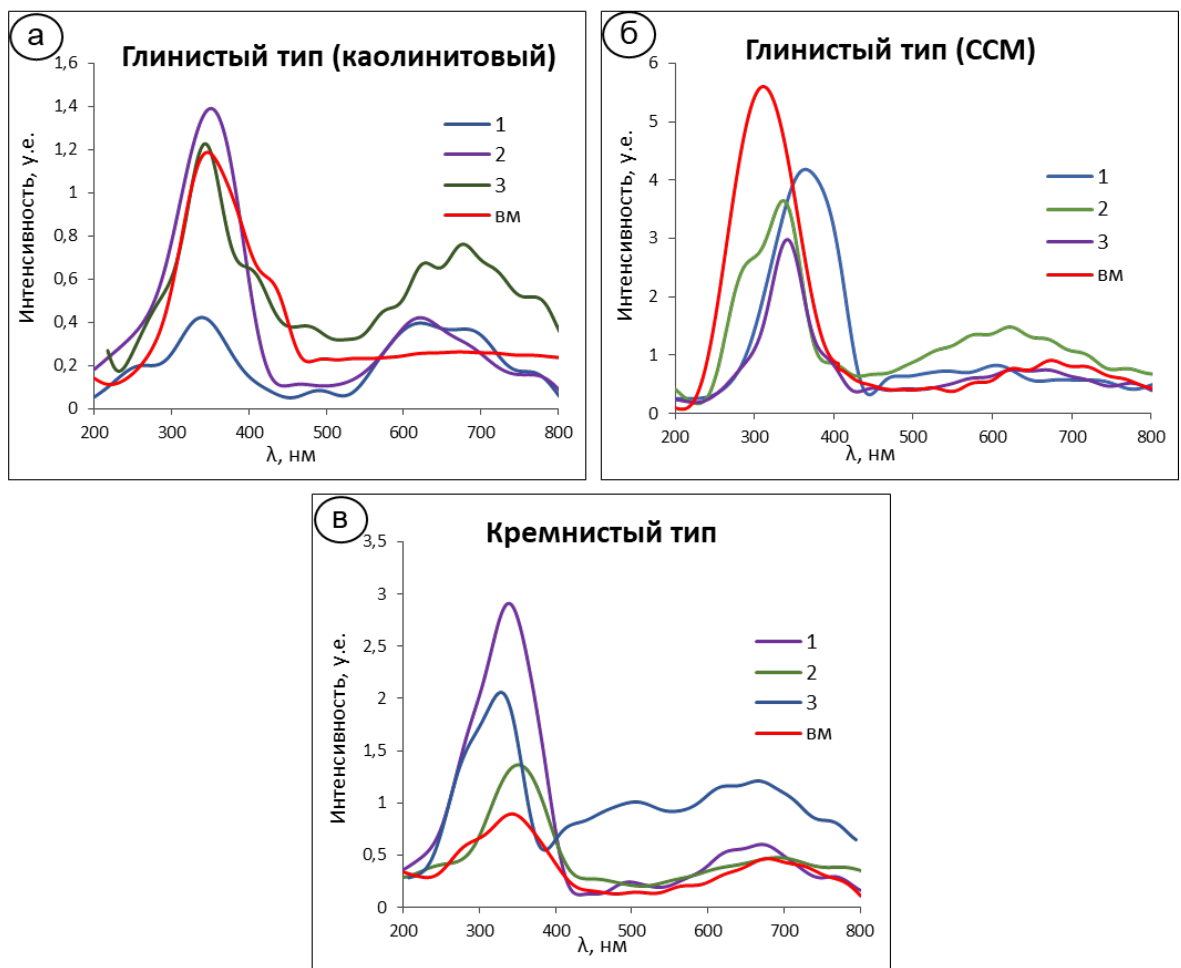


Рисунок 6.7 Спектры рентгенолюминесценции изучаемых прослоев и вмещающих их пород

а – глинистый тип каолинитового состава, б – глинистый тип смешаннослойного состава, в – кремнистый тип, 1,2,3 – номера образцов, вМ – вмещающие породы.

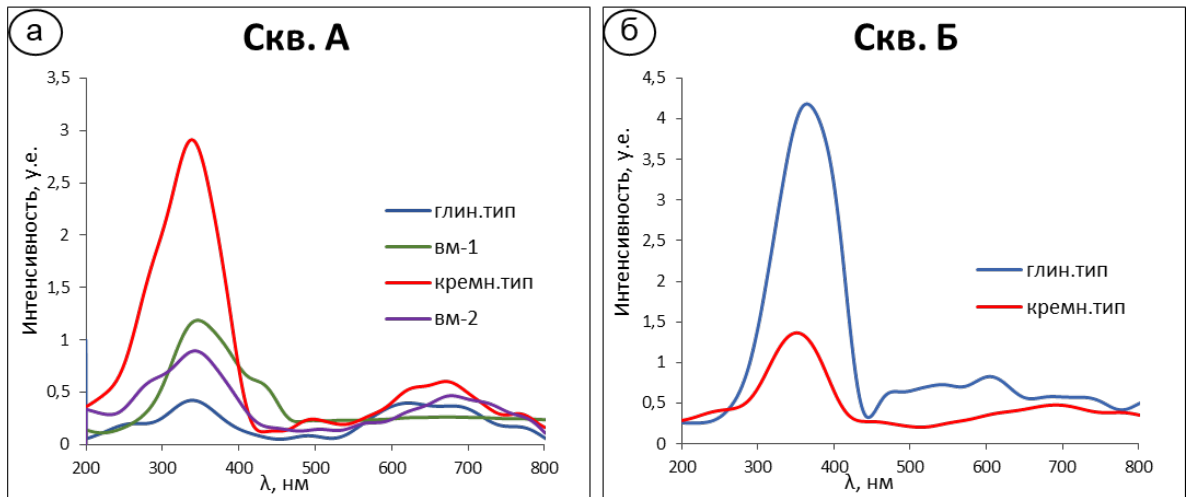


Рисунок 6.8 Спектры рентгенолюминесценции для скважин, в которых наблюдается одновременное нахождение глинистого и кремнистого типов прослоев.

Скв. А расположена в юго-восточной части бассейна, Скв. Б – в центральной части. Вм – вмещающие породы.

При анализе полученных данных отмечено, что спектры рентгенолюминесценции имеют схожее строение как по каждому типу отдельно, так и между собой и не отличаются от спектра для вмещающих не люминесцирующих в ультрафиолетовом свете пород.

В спектрах фотолюминесценции появляются полосы излучения в видимом диапазоне (500-600 нм). Отсутствие этого излучения при рентгеновском возбуждении (рентгенолюминесценции) свидетельствует о том, что центры, ответственные за это свечение, по-видимому, слабо взаимодействуют с кристаллической решеткой и являются автономными образованиями (рис. 6.9). Такими образованиями могут быть примесные органические молекулярные центры типа  $MO_m^n$ ,  $PO^{2-}$ ,  $NO^{2-}$  и др. (Таращан, 1978). Отсутствие сигналов ренгенлюминесценции от органических примесей обусловлено слишком малой их суммарной массой и чрезвычайно слабым поглощением ионизирующих излучений (Горобец, Рогожин, 2001).

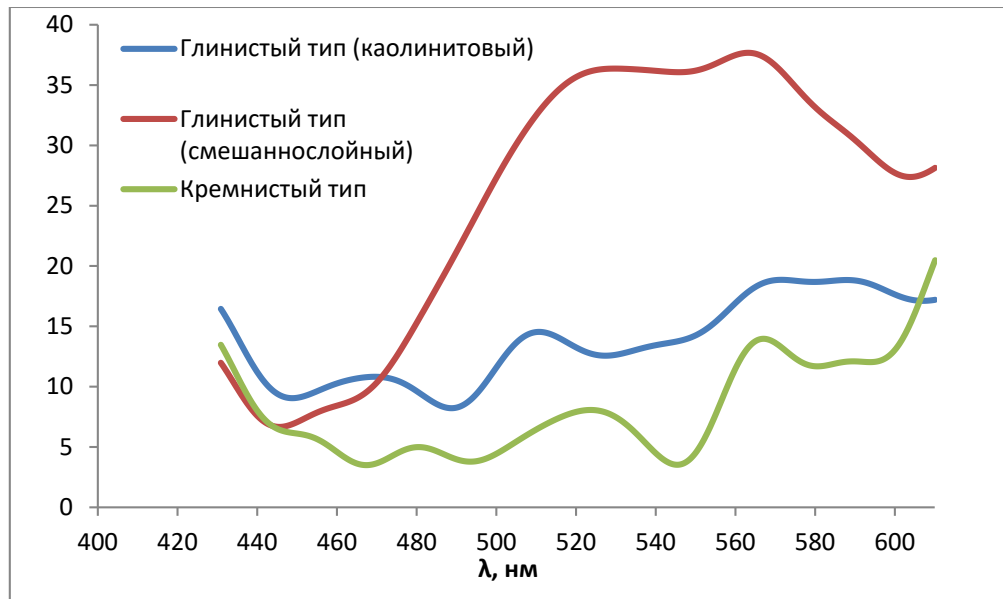


Рисунок 6.9 Спектры фотолюминесценции люминесцирующих прослоев каждого типа пород.

Эффект люминесценции происходит также за счет присутствия в минералах дефектов, на базе которых образуются центры свечения. Дефекты могут быть собственные и примесные. Примесные - это ионы, которые изоморфно входят в структуру минерала. Обычно это ионы металлов переходных групп. Они имеют свои четкие спектральные характеристики и возбуждаются как фото-, так и рентгеновским источником (Горобец, Рогожин, 2001). В изучаемых породах подобные примесные центры не обнаружены.

Для основных минеральных фаз, выделенных в прослоях (кварца и глинистых минералов), в целом более характерны собственные дефекты. Это вакансии кислорода, немостиковый кислород и другие возбужденные кислородные состояния на базе кремнекислородных и алюмокислородных тетраэдров. Они лучше возбуждаются рентгеновским излучением, поскольку непосредственно связаны с кристаллической решёткой. Проявление спектров при фотолюминесценции может быть обусловлена автономными органическими образованиями, которые рентгеновским излучением не возбуждаются.

Таким образом, по данным проведенной рентгено- и фотолюминесценции выяснилось, что свечение не связано с кристаллической структурой, т.е. центры люминесценции не находятся в кристаллических решетках минералов и свечение обусловлено не структурными дефектами минералов.

В качестве дополнительных исследований состава образцов были применены термогравиметрический анализ (ТГА) и дифференциально-сканирующая калориметрия (ДСК). Исследования показали, что термограммы каждого типа прослоев имеют схожее строение. Для

всех типов пород характерны две основных стадии, связанные с потерей массы и экзотермическими процессами (рис. 6.10). В диапазоне до 200°C происходит удаление несвязанной и кристаллогидратной воды, а также очень легких фракций органического вещества.

Вторая стадия наблюдается в диапазонах температур 350-650°C. Эта область характерна для разложения органического вещества (окисления/выгорания), при этом наблюдается одновременно потеря массы (от 7 до 16%) и экзотермический эффект. На термограммах в области 500°C и 1000°C отмечены экзотермические эффекты без потери массы, характерные для разрушения минеральной части (каолинита и ССМ).

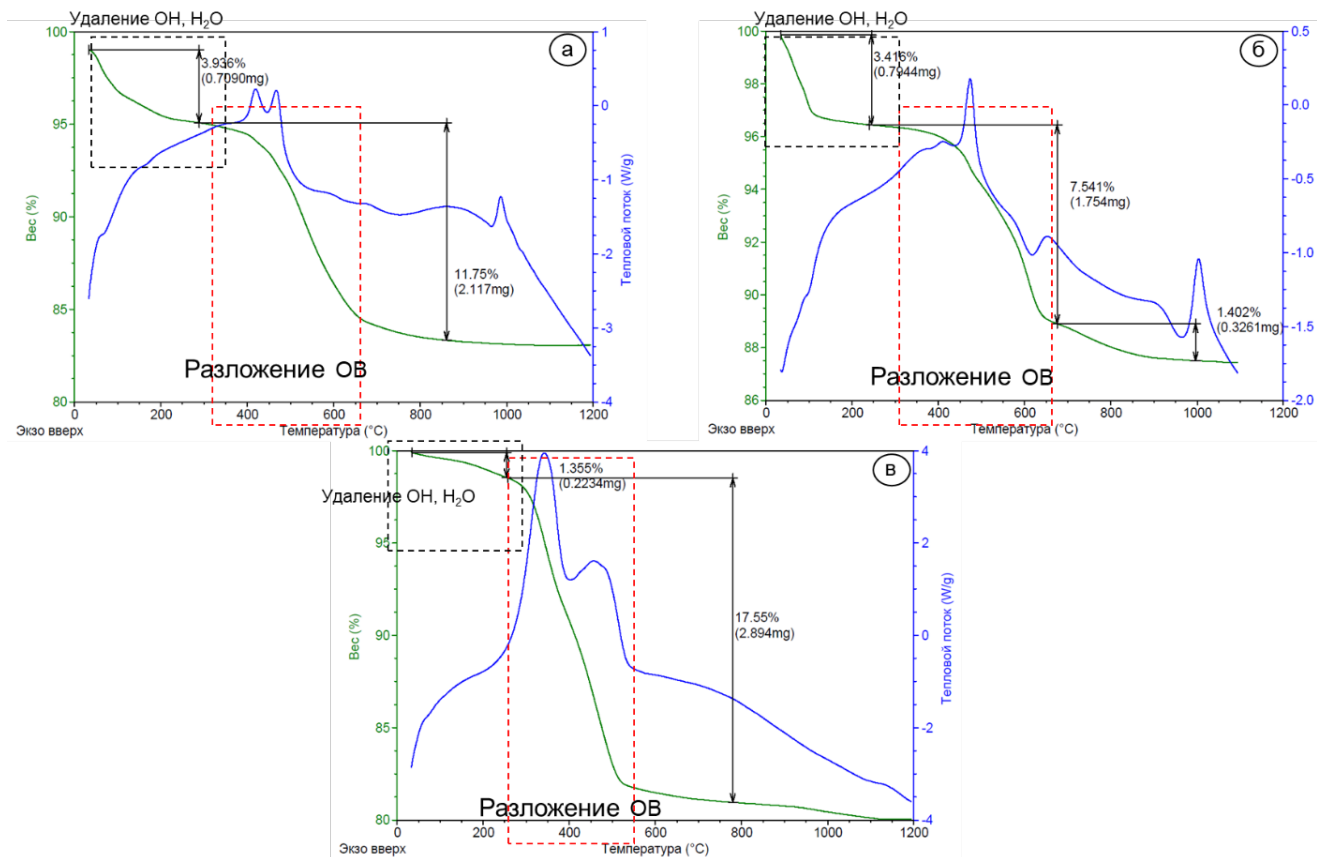


Рисунок 6.10 Кривые ТГА и ДСК образцов люминесцирующих прослоев

а –глинистый тип каолинового состава, б – глинистый тип смешаннослойный состав, в – кремнистый тип.

Также отмечено, что кривые термограмм для глинистых горизонтов отличаются от термограмм, полученных для вмещающих пород, это говорит о различии состава и проходящих процессов. Термограммы образцов кремнистого типа имеют схожее строение с термограммами вмещающих пород, что предположительно обусловлено особенностями строения прослоев и их смешиванием с обогащенными ОВ вмещающими породами при пробоподготовке.

Полученные данные сопоставляются с результатами эксперимента по прокаливанию образцов (потеря свечения в диапазоне от 300 до 400°C) и доказывают органическую природу люминесценции пород.

Для выделения органического вещества из пород и его последующего изучения была применена экстракция хлороформом. Для контроля интенсивности и исчезновения люминесценции образцы наблюдались в УФ свете через 2 часа, 1, 4 и 14 суток. На всем этапе экстракции наблюдалось свечение как экстракта, так и исходного образца. Для выделения и изучения керогена и удаления минеральной части из изучаемых пород была проведена обработка соляной и плавиковой кислотой. После обработки кислотами и удаления минеральной части свечение образцов исчезло. Обработка образцов такими сильными кислотами могла полностью разрушить не только минеральную часть, но и органические связи с компонентами породы.

Для качественной характеристики органического вещества и его компонентов были применены методы ИК-спектроскопии. По данным ИК-спектров определялся тип связей в органическом веществе (рис. 6.11).

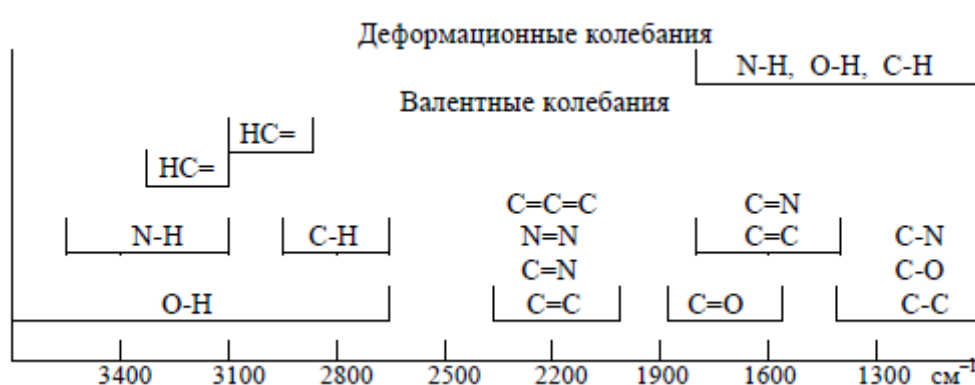


Рисунок 6.11 Диапазон характеристических полос органических соединений (Анисимова, 2009).

При анализе полученных ИК-спектров исходных пород каждого типа прослоев были выявлены общие области, показывающие их сходство, а именно области 2800-3000  $\text{cm}^{-1}$ , 2000-2800  $\text{cm}^{-1}$ , 1600-1640  $\text{cm}^{-1}$ , 900-800  $\text{cm}^{-1}$ , часть которых, согласно справочным данным, может быть характерна для азотсодержащих соединений (аминов, амидов (?)) (рис. 6.12).

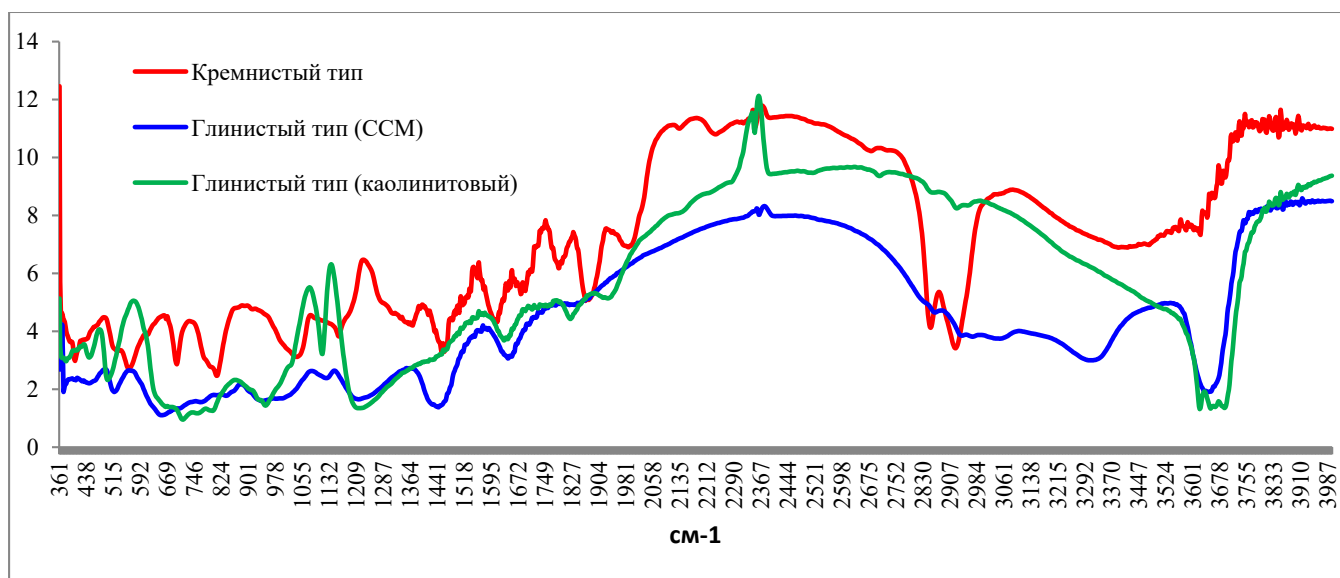


Рисунок 6.12 ИК- спектры образцов глинистого и кремнистого типов прослоев

Азотсодержащие соединения – амины (амиды) (первичные и вторичные и их родственные соединения) на ИК-спектре отражаются в интервалах  $3500\text{--}3100\text{ см}^{-1}$  и  $1700\text{--}1600\text{ см}^{-1}$  и соответствуют валентным и деформационным связям соответственно. При этом на длине волны  $3400\text{ см}^{-1}$  это функциональные группы  $\text{NH}_2$ , а на  $3300\text{ см}^{-1}$  –  $\text{NH}$ , Данные группы образуют с углеводородными и углеродными молекулами кластеры разных химических соединений в виде циклов из макромолекул, т.е. гетероциклические структурные формы (соединения). В исследуемых образцах эти соединения разного порядка и проявлены слабо или отсутствуют. Область  $\sim 2300\text{ см}^{-1}$  также обусловлена валентными колебаниями  $\text{N-H}$  группы. Область  $3000\text{--}2800\text{ см}^{-1}$  характерна для ациклических соединений углеводородов.

Деформационные связи  $\text{N-H}$  (вторичных амины, амиды ?) отмечены на полосах  $1612\text{--}1662\text{ см}^{-1}$ , при этом они регистрируются со смещением в область ИК-спектра с малыми волновыми числами, т.е. в область неорганических и металлоорганических соединений (рис. 6.13).

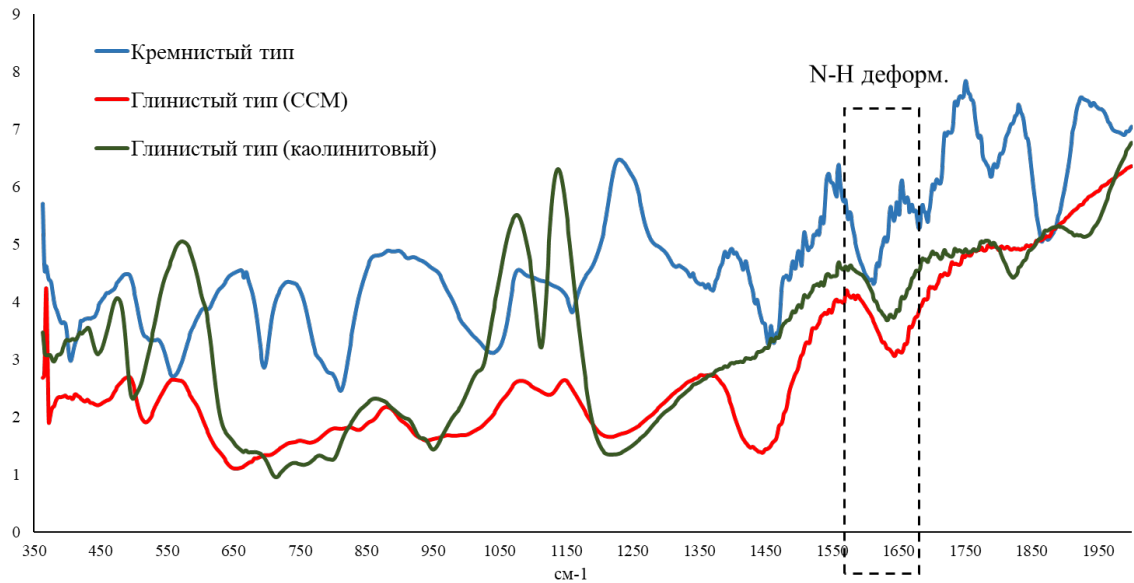


Рисунок 6.13 Деформационные связи N-H в области 1612-1662  $\text{см}^{-1}$  в образцах каждого типа прослоев

Содержание форм связей азота с водородом в виде NH в образце глинистого типа смешаннослойного состава составляет 81 %, в образце глинистого типа каолинигового состава – 4 %, а в образце кремнистого состава – 15 %. Форм связей  $\text{NH}_2$  в образцах 50 %, 4 %, 46 % соответственно.

Был проведен структурно-групповой анализ для выявления следующих показателей: степень восстановленности (Пв), степени метаморфизации (Пм), отражающих биогеохимическую обстановку осадкообразования и характер преобразования осадков. Показатели  $\text{P}_{I+L}$  и  $\text{P}_I$  отражают характер преобразованного исходного растительного материала в мацералы и в виде отношения между собой позволяют устанавливать степень гелификации (Пг) вещества (Иванов, 2015). По структуре образцы каждого типа пород имеют сходство в своих группах, но различаются из-за проявления генетических факторов: гелификации (характер преобразования), восстановленности (характер биогеохимической обстановки) и метаморфизации (проявление катагенеза и метагенеза) (таблица 6.1).

Таблица 6.1 Параметры структурно-группового анализа для изучаемых пород.

| Тип прослоев и способ обработки / параметры  |                                   | Пм  | Пв   | $П_{I+I}$ | П <sub>l</sub> | Пг  |
|----------------------------------------------|-----------------------------------|-----|------|-----------|----------------|-----|
| Глинистый тип<br>(смешаннослойный<br>состав) | Исходный                          | 1,2 | 3,3  | 0,4       | 0,3            | 1,6 |
|                                              | Порошок после экстракции          | 1,4 | 0,0  | 0,3       | 0,5            | 0,6 |
|                                              | Порошок после обработки кислотами | 0,5 | 0,1  | 1,2       | 0,0            | 0,0 |
| Глинистый тип<br>(каолининовый<br>состав)    | Исходный                          | 0,3 | 0,2  | 0,1       | 0,2            | 0,3 |
|                                              | Порошок после экстракции          | 0,2 | 0,0  | 0,2       | 0,2            | 0,7 |
|                                              | Порошок после обработки кислотами | 0,2 | 0,04 | 0,0       | 0,0            | 0,0 |
| Кремнистый тип                               | Исходный                          | 0,1 | 0,4  | 7,4       | 0,0            | 2,8 |
|                                              | Порошок после экстракции          | 0,1 | 0,1  | 8,1       | 0,0            | 0,0 |
|                                              | Порошок после обработки кислотами | 0,3 | 0,5  | 4,0       | 0,0            | 0,0 |

Дополнительно методом ИК-спектроскопии были изучены порошкообразные образцы, обработанные хлороформом, соляной и плавиковой кислотами. ИК-спектры исходных образцов и образцов после экстракции совпали. Обработка хлороформом не затронула каркас структуры вещества, состоящий из большого количества гетероциклических форм связей и свечение пород осталось неизменным.

На ИК-спектрах образцов, обработанных кислотами отмечено разрушение минерального каркаса структуры вещества и сохранение реликтовых устойчивых форм связей исходных компонентов (рис. 6.14). На спектрах образцов кремнистого состава, обработанных кислотами не отмечается таких отчетливых различий как в образцах глинистого типа, что может быть связано с более высоким содержанием битуминозного вещества, нерастворимого в кислотах, и сохраненного из-за особенностей пробоподготовки.

При обработке кислотами гетероциклические соединения разрушаются и часть химических элементов С, N, S вступают в реакции, при этом более устойчивые формы связи N, являющиеся основой каркаса в виде простых молекул сохраняются и представляют собой органо-минеральные соединения в виде кристаллоподобных или аморфных конструкций в системе «полимер-минерал». Такие соединения не люминесцируют.

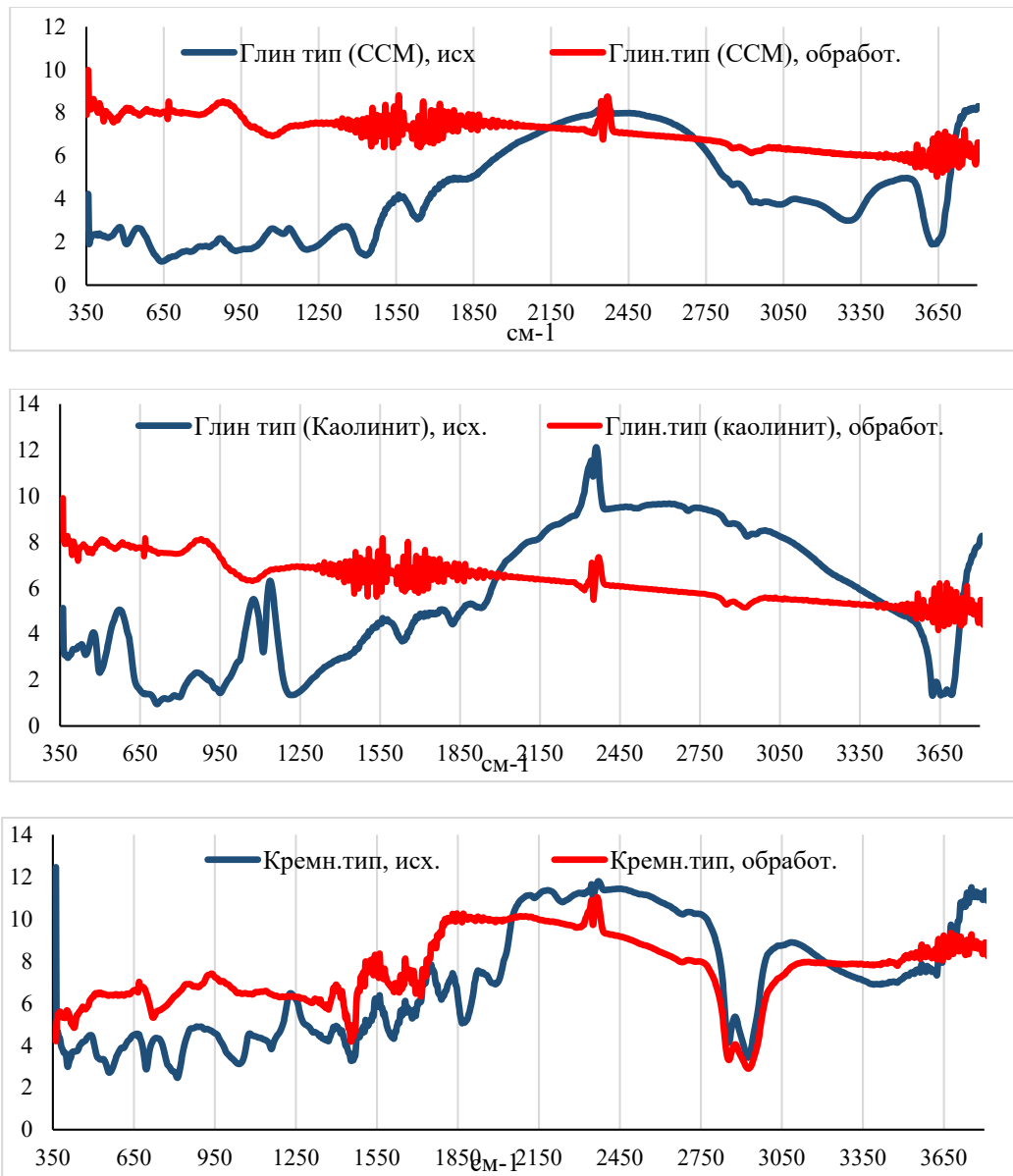


Рисунок 6.14 ИК-спектры образцов каждого типа прослоев до и после обработки кислотами

ССМ-смешаннослойный состав, исх. – исходный образец, обработ. – образец после обработки кислотами.

Для определения количественного содержания компонентов органического вещества был проведен элементный анализ С, Н, N, S. Результаты анализа показали, что содержание азота для образцов глинистого типа находится в пределах диапазона значений для пород баженовской свиты, а для кремнистых пород близко к наиболее низкому содержанию (таблица 6.2). В керогенах баженовской свиты азот содержится в концентрациях 1,0–3,0%, редко 3,0–4,5% (Конторович и др., 2019).

Таблица 6.2. Результаты элементного анализа C, H, N, S, %.

| Элемент                       | Глинистый тип<br>(каолининовый) | Глинистый<br>тип (ССМ)    | Кремнистый<br>тип             |
|-------------------------------|---------------------------------|---------------------------|-------------------------------|
| Азот                          | 3,82                            | 4,78                      | 0,59                          |
| Углерод                       | 55,3                            | 57,0                      | 32,6                          |
| Водород                       | 4,26                            | 8,27                      | 3,38                          |
| Сера                          | 0,08                            | 0,34                      | 1,24                          |
| Средняя<br>Брутто-<br>формула | $C_{46}H_{43}N_3S_{0,03}$       | $C_{48}H_{83}N_3S_{0,11}$ | $C_{27}H_{34}N_{0,4}S_{0,39}$ |
| Навеска для<br>анализа, мг    | 0,075                           | 0,559                     | 0,268                         |

Дополнительно методом ИК-спектроскопии отдельно были изучены экстракты из каждого типа пород после экстракции хлороформом в течении 14 суток. Экстракты, как и исходные порошки обладают свечением, что, предположительно, связывается с неполным выходом органических компонентов из структуры породы. Полученные ИК-спектры имеют схожее, почти идентичное строение (рис. 6.15). Отмечено, что в образцах присутствуют множественные С–Н группы, в основном от алифатических органических соединений, а также простые эфирные С–О связи, небольшое количество карбонильных С=О и С– N, N–H. По данным проведенного ядерно-магнитного резонанса ароматические соединения отсутствуют.

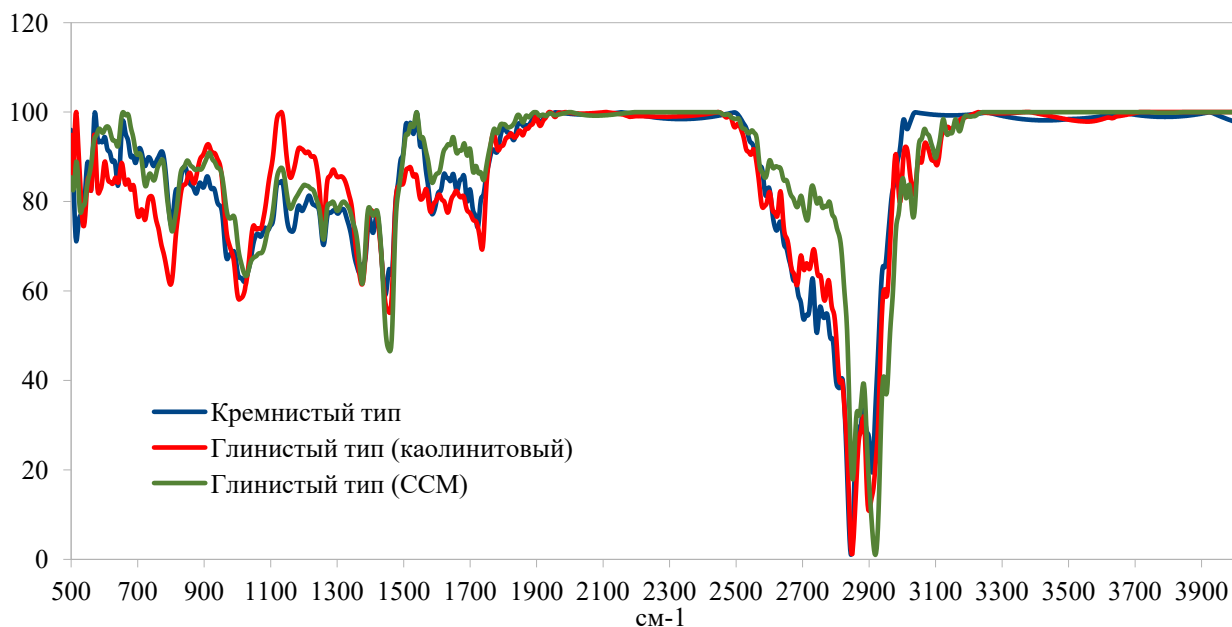


Рисунок 6.15. ИК-спектры экстрактов всех типов прослоев после экстракции хлороформом.

Для определения состава органического вещества также был применен метод ультрафиолетовой спектроскопии (УФ-спектроскопия). УФ-спектроскопия используется для более углубленного изучения состава вещества ввиду повышенной чувствительности метода. При анализе полученных спектров отмечены не явно выраженные полосы поглощения, поэтому для более точного определения состава вещества был использован метод производных, который позволяет более точно идентифицировать полосы в сложных объектах.

По данным проведенной УФ-спектроскопии в составе экстрактов обнаружен фенантрен (трициклический ароматический углеводород), относящийся к полиароматическим углеводородам (рис. 6.16). Области характерные для фенантрена располагаются в диапазоне поглощения 220-230, 250-260, 280-310, 320-360 (Штерн, Тиммонс, 1974; Берштейн, Каминский, 1975).

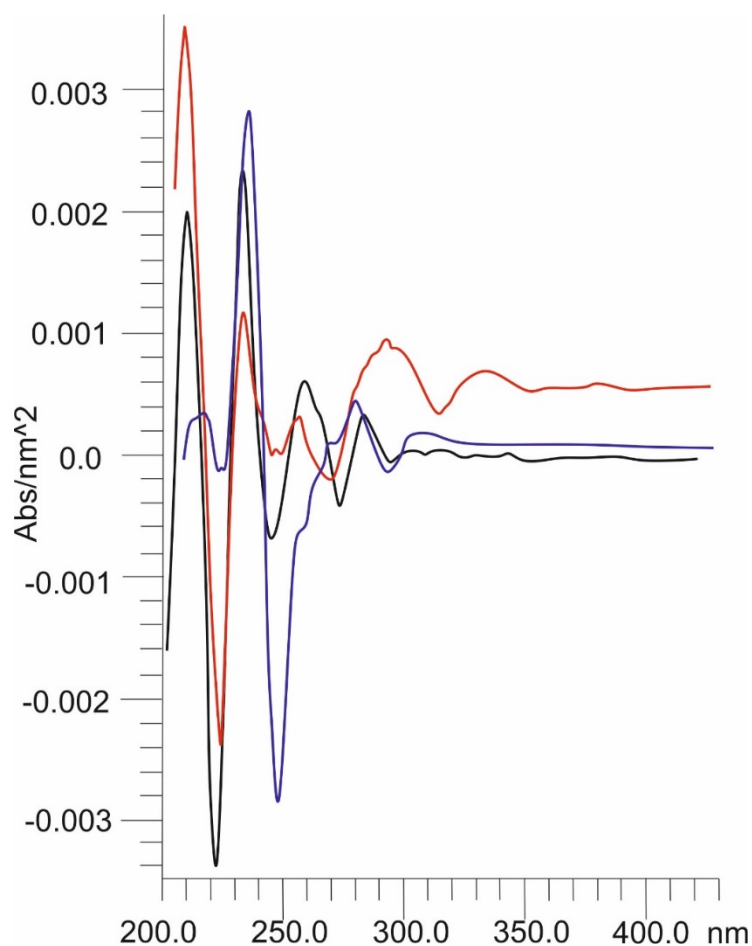


Рисунок 6.16 Уф-спектры экстрактов из каждого типа изучаемых прослоев.

Фенантрен является составной частью керогена пород баженовской свиты и используется в качестве одного из параметров зрелости и генетического типа ОВ (Гончаров и др., 2016; Эдер и др., 2019; Сотнич, Костырева, 2021). Ввиду того, что в составе керогена свиты помимо

фенантрена (и других ароматических соединений) также присутствуют более плотные и вязкие смолы и асфальтены, то при сочетании всех компонентов органического вещества и минеральной матрицы в породах баженовской свиты не наблюдается люминесценция. Предполагается, что при изменении условий в иловых водах и при дальнейших постседиментологических процессах происходило разрушение биомассы и перераспределение компонентов. Наличие полиароматических углеводородов (фенантрена) в изучаемых породах обуславливает свечение.

Обнаружение полиароматических соединений в УФ-спектрах, ввиду более высокой чувствительности метода, и их отсутствие в ИК-спектрах свидетельствуют об их низком содержании в составе изучаемых пород.

Следует отметить, что после экстракции хлороформом в течении 14 суток исходные образцы каждого типа пород сохранили свое свечение, это может быть объяснено либо неполным выходом ОВ из пород, либо тем, что помимо ароматических соединений в составе присутствуют еще металлорганические комплексы, которые не могут экстрагироваться органическими растворителями. Под термином «металлорганические комплексы» автор подразумевает любые соединения металлов с органическими лигандами, как собственно металлорганические комплексы, так и координационные комплексы.

В большинстве случаев способностью флуоресцировать обладают ароматические или гетероциклические органические соединения (Эрих, 1966; Органические реагенты..., 1979; Свердлов, 1985; Горобец, Рогожин, 2001; Медведев, 2016). Полиароматические углеводороды способны люминесцировать даже при крайне низких содержаниях (Свердлов, 1985; Красовицкий, 1997; Браун и др., 1992; Носова и др., 2016; Волкова и др., 2016).

В литературе описаны органические соединения, содержащие N, которые используются как реагенты, образующие флуоресцирующие комплексы. Большая группа относится к оксиазо- и оксиазометиновым соединениям, содержащим азогруппу  $-N=N-$  или  $-N=CH-$ . В большинстве реагентов эти группы связаны с радикалами, принадлежащими к ароматическому ряду, но известны также реагенты, содержащие гетероциклический или алифатический радикал

Диссоциация молекулы органического вещества сказывается на ее флуоресценции. Именно это свойство органических молекул – изменять спектры поглощения и люминесценции в зависимости от pH среды – использовано, например, в кислотно-основных люминесцентных индикаторах (Божевольнов, 1966).

Также способностью люминесцировать (флуоресцировать) обладают некоторые металлорганические и координационные комплексы. Тип излучения (флуоресценция или фосфоресценция) для них определяется несколькими факторами: природой центрального атома – металла, природой органического лиганда, упаковкой молекул в структуре. Основными

металлами, способными образовывать комплексы с органическими лигандами и обладающими люминесценцией являются переходные металлы (Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pd, Pt, РЗЭ и др.) (Уточникова, 2018; Горобец, Рогожин, 2001). Среди РЗЭ наиболее часто описаны комплексы самария, европия, тербия и диспрозия, хотя люминесценция простых неорганических солей лантаноидов является слабой, она значительно возрастает при хелатировании иона соответствующим лигандом (Фотоактивные металлокомплексы..., 2013). Также флуоресцентными свойствами обладают Li, Na, Be, Mg, Ca (комплексы s-элементов), B, Al, Ga (комплексы p-элементов).

По результатам проведенных исследований люминесценция изучаемых прослоев связана с органическим веществом (его компонентами). Компоненты осадка (минеральная часть и органическое вещество) подверглись влиянию высоко реакционного пеплового материала, что привело к их перераспределению и формированию металлорганических комплексов, обусловивших люминесценцию.

В процессе осадконакопления и постседиментационных преобразований минерализация компонентами органического вещества контролируется качеством биомассы, микробной активностью, доступностью кислорода, температурой/термическим стрессом, скоростью осаждения и взаимодействиями флюид-порода. Микробиологическое разложение органического материала сопровождается процессами термического и химического разложения, ведущими к дальнейшей потере его компонентов по мере протекания диагенеза и катагенеза. В качестве дополнительного и важного фактора, влияющего на все процессы, происходящие в осадке, мог выступать вулканический пепел, который в виду своей высокой реакционной способности и высокой химической активности, ускорял процессы разложения (деструкции и перераспределения) органического вещества.

Природа люминесценции в подобных выделенных горизонтах на соседних территориях является дискуссионным вопросом. По мнению И.В. Панченко и соавторов, изучающих подобные прослои в центральной и северо-западной части бассейна, свечение пород первоначально связывалось с присутствием натролита (Панченко и др., 2015), но в более поздней работе авторы связывают свечение с баритом (Панченко и др., 2021). По результатам комплекса аналитических методов, представленных в настоящей работе, связь природы люминесценции с баритом сомнительна. Люминесценцию в барите может вызывать примесный ион Mn, имеющих полосы в диапазоне 620-670 нм. По результатам рентгенолюминесценции полос в этом диапазоне не обнаружено (Горобец, Рогожин, 2001).

В работах Дж. Д. Пирса и соавторов, выделивших подобные горизонты в провинции Eagle Ford (США), отмечается свечение прослоев в УФ свете, но, к сожалению, они не приводят никакой информации об этом аспекте (Pierce, et al, 2014, 2016).

### **Основные выводы**

Таким образом, по результатам проведенного комплекса исследований (форма проявления свечения, его распределение в породе, результаты прокаливания образцов, рентгеновские исследования, изучение выделенного органического вещества и наличие свечения после экстракции) причина свечения связывается с органическим веществом, а именно с особенностями его преобразования в условиях «ураганного» поступления пирокластического материала и резкой смены условий в иловых водах, что привело к разложению органических компонентов осадка, перераспределением вещества и, предположительно, образованию металлоорганических комплексов и проявлением их люминесценции.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Отложения баженовской свиты на территории исследования в центральной и юго-восточной части Западно-Сибирского осадочного бассейна (Томская область и Ханты-Мансийский автономный округ-Широтное Приобье) представлены следующими литотипами: кремнистые породы (силициты), кремнисто-глинистые и глинисто-кремнистые породы, микститы, кремнистые микститы. Изучение пород в ультрафиолетовом свете привело к обнаружению маломощных прослоев с аномально ярким свечением. Выделенные прослои по внешним признакам разделены на 2 группы: I группа – единичные прослои толщиной от 0,3 до 1 см, II группа - смежные прослои (тонкие миллиметровые серии) с суммарной толщиной в среднем от 6 до 45 см. Люминесцирующие прослои установлены в 63 скважинах на 12 площадях/месторождениях в центральной части бассейна - Широтное Приобье и в 41 скважине на 30 площадях/месторождениях в юго-восточной части бассейна и распространены на территории более 200 тыс. км<sup>2</sup>.

По результатам проведенных минералого-петрографических исследований проведена типизация исследуемых прослоев. Прослои I группы имеют глинистый состав – основными минералами являются каолинит и смешаннослойные минералы ряда иллит-сметтит, также отмечены кварц, полевые шпаты, пирит, кальцит и барит. Породы данной группы прослоев отнесены к *глинистому типу*. По преобладающей минеральной фазе породы I группы прослоев дополнительно разделены на 2 подтипа: подтип А – прослои имеют преимущественно каолинитовый состав и представлены каолинитом и характерны для прослоев, выделенных в юго-восточной части исследуемой территории; подтип Б – преобладающим компонентом являются смешаннослойные образования ряда иллит-сметтит, данный тип прослоев отмечен в центральной части бассейна.

Выявлена территориальная закономерность размещения прослоев глинистого состава. Прослои каолинитового состава преимущественно наблюдаются в юго-восточной части исследуемой территории, а смешаннослойного состава – в центральной. Данная закономерность может быть обусловлена разной степенью постседиментационных преобразований отложений.

Прослои II группы на всей территории исследования характеризуются однотипным минеральным составом – преобладающим компонентом является кварц, в подчиненном количестве отмечены глинистые минералы, пирит, кальцит. Породы данной группы прослоев отнесены к *кремнистому типу*.

Отмечено низкое по сравнению с вмещающими породами содержание органического вещества (Сорг. 0,2-2,7%). По результатам пиролизического метода выявлены четкие различия в параметрах ОВ, которые характеризуют природу и его состояние в породе.

Выделенные типы прослоев различны по содержанию микроэлементов. Для пород глинистого типа повышенные концентрации в сравнении с вмещающими отложениями отмечаются для Li, Zr, Hf, Sn, Th, U, Pb, легких лантаноидов, Ba, Sr и As. Пониженные концентрации элементов характерны для Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Nb, Mo и Cd. Глинистые прослои отличаются аномально высоким накоплением литофильных редких элементов, вероятным источником которых в данных условиях седиментации могут быть лишь кислые магматические породы (вулканиты). Внутри глинистого типа прослоев (между подтипами А и Б) также отмечаются некоторые различия. Так, для образцов смешаннослойного иллит-сметитового состава (подтип Б) отмечаются повышенные по сравнению с подтипом А содержания Ba, Cu, Zn, Sr, Ga, As, La, Ce и Nd. Для пород каолинитового состава (подтип А) отмечается превышение в содержании Li, Ni и Mo относительно подтипа Б.

Для пород кремнистого типа содержание всех элементов ниже в 2-4 раза по сравнению с вмещающими породами, что может быть связано с их выщелачиванием в процессе эпигенеза. В данном типе пород отмечаются повышенные концентрации Mo, Cd, Zn, Ni, Co и Cr в сравнении с прослоями глинистого типа.

Выявленные особенности строения, структурно-текстурные признаки, а также минералого-геохимические особенности, позволили определить природу образования изучаемых горизонтов как вулканогенно-пирокластическую. Предполагается, что исследуемые прослои образовались в результате диа- и катагенетического преобразования вулканокластического материала туфовых осадков в обстановке застойного моря с высоким содержанием органического вещества и последующим его угнетением. Породы глинистого типа по комплексу признаков отнесены к *глинистым туффитам*, а горизонты кремнистого состава — к *туфосилицитам*.

Различия в накоплении тех или иных элементов в изучаемых прослоях и вмещающих породах может быть вызвано резкой сменой условий осадконакопления в иловых водах. Такие условия могут быть вызваны синхронным поступлением в осадок вулканогенного пирокластического (пеплового) материала совместно с осадками нормальной морской седиментации. Отдельно следует отметить характер распределения группы литофильных редких металлов, особенно тория. Для глинистых прослоев отмечено аномально высокое содержания тория (в 8-11 раз превышает содержание во вмещающих породах). Низкая миграционная способность тория в условиях зоны гипергенеза наряду с особенностями его распределения в исследуемых отложениях позволяет сделать заключение, что наиболее вероятным источником поступления тория в отложения свиты является вулканогенный (пепловый) материал.

Выделенные торий-содержащие горизонты простираются на сотни километров и могут являться следствием обширного пеплопада верхнеюрского времени.

Геохимические особенности указывают на умеренно кислый состав вулканогенного материала в прослоях глинистого типа и средний - для кремнистого типа.

О наличии вулканического материала также свидетельствует низкое содержание в породах ОВ (Сорг.). По результатам пиролитического метода, содержание Сорг. для люминесцирующих прослоев составляет 0,2-2,7 %, а для вмещающих пород содержание Сорг. варьирует от 5 до 18%. Поступление в осадок продуктов пеплового материала в связи с его повышенной реакционной способностью, а также присутствием в нем токсичных продуктов (As, Hg, Cd и др.) может влиять на продуктивность организмов вплоть до их массовой гибели, что объясняет низкое содержание органического вещества в исследуемых породах.

Выявленные типы прослоев обладают разным минеральным и микроэлементным составом, соответствуют нескольким эпизодам пеплонакопления и закономерно распределены по разрезу – измененные вулканогенные прослои глинистого типа приурочены к средней части разрезов, прослои кремнистого типа – к приподошвенной.

Кремнистый тип прослоев (туфосилициты) представлены маломощными прослойками (до 1-3 мм), ритмично переслаивающимися с вмещающими породами, обогащенными ОВ. Предполагается что вулканогенный материал для образования таких «ритмитов» поступал пульсационно с последующим выщелачиванием микроэлементов и окремнением без процессов глинизации. Туфосилициты характерны для нижней (приподошвенной) части разрезов. Выше по разрезу встречаются одиночные прослои глинистых туффитов мощностью до 1 см, что свидетельствует об одноактном поступлении пеплового материала в осадок с более долгими временными перерывами.

Частота встречаемости, изменение мощности, а также расстояния между горизонтами позволяют предположить, что вероятным источником поступления вулканического материала являются юго-восточные или восточные области (области Саяно-Енисейской, Байкальской (Забайкальской) или Верхояно-Чукотской складчатости).

Люминесценция исследуемых прослоев связана с органическим веществом, подвергшимся преобразованию под влиянием вулканогенного материала. Компоненты осадка (минеральная часть и органическое вещество) подверглись влиянию пеплового материала, что привело к их перераспределению, частичному разрушению органического вещества и обусловило люминесценцию.

Установленные минералого-геохимические особенности аномально люминесцирующих прослоев позволяют получить новые минералого-геохимические данные о вулканизме (его

составе и специализации), отраженном в отложениях баженовской свиты на территории Западно-Сибирского осадочного бассейна и уточняют региональные закономерности формирования и распределения этих горизонтов на территории исследования. Выделенные прослои могут быть использованы в качестве маркирующих горизонтов для решения задач литостратиграфической корреляции ввиду их регионального распространения.

**СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Адмакин Л.А. Накопление и постседиментационные преобразования тонштейнов // Литология и полезные ископаемые. – 2002. – №1. – С. 68-76.
2. Анисимова Н.А. Идентификация органических соединений: учебное пособие (для студентов, обучающихся по специальности «химия»). – Горно-Алтайск: РИО ГАГУ, 2009. – 95с.
3. Арбузов С.И., Рихванов Л.П. Геохимия радиоактивных элементов: учебное пособие. 2-е изд. Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2010. – 300 с.
4. Арбузов С.И., Ильенок С.С., Вергунов А.В., Шалдыбин М.В., Соболенко В.М., Некрасов П.Е. Минералого-геохимическая идентификация продуктов эксплозивного вулканизма в углях Минусинского бассейна // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Материалы IX Все российской петрографической конференции с международным участием. – Томск: Изд-во Томского центра науч.-техн. инф., 2017. Вып. 9 – С. 35–37.
5. Афанасьева М.С., Михайлова М.В. Радиолярии как потенциально возможное исходное органическое вещество нефти // Геология нефти и газа. – 1998. – №1. – С. 12-21.
6. Батурин Г.Н. Уран в современном морском осадкообразовании. – М.: Атомиздат, 1975. – 152 с.
7. Берштейн И.Я., Каминский Ю.Л. Спектрофотометрический анализ в органической химии. Ленинград: Химия, 1975. – 232 с.
8. Божевольнов Е. А. Люминесцентный анализ неорганических веществ. – Москва: Химия, 1966. – 416 с.
9. Бордюг М.А., Славкин В.С., Гаврилов С.С., Потрясов А.А. Особенности строения и формирования аномального разреза баженовской свиты на примере Северо-Конитлорского месторождения // Геологиянефти и газа. – 2010. – № 1. – С. 32-40.
10. Бородин Л.С. Геохимия главных серий изверженных пород. Москва.: Недра, 1981. – 195 с.
11. Брадучан Ю.В., Гольберт Ф.Г., Гулари Ф.Г. и др. Баженовский горизонт Западной Сибири (Стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность). – Новосибирск: Наука, 1986. – 217 с.
12. Браун Д., Флойд А., Сейнзбери М. Спектроскопия органических веществ. Пер. с англ. Москва: Мир, 1992. – 300 с.
13. Булатов Т. Д., Оксенойд Е. Е., Семечкова Л. В., Вторушина Э.А., Вторушин М.Н., Баширов Р.И., Нестерова Л.Л. Туфогенные прослои в отложениях баженовской свиты в центральной части Западной Сибири // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО – Югры. XXI науч.-практич. конф. Ханты-Мансийск: ИздатНаукаСервис, 2017. – С. 189-198.

14. Бумагина В. А., Потапова А. С., Кудаманов А. И., Маринов В.А., Ахмадишин А.Т., Алифиров А.С. Строение и условия формирования бажен-абалакского комплекса в пределах Краснотеннинского свода / [и др.] // Нефтяная провинция. – 2018. – № 4 (16). – С. 86-108.
15. Важенина О.А. Особенности осадконкопления и литологические типы пород баженской свиты на территории Широкого Приобья (Западная Сибирь) // Вестник Томского Государственного Университета. – 2010. – № 335. – С. 161-164.
16. Ван, А. В., Каштанов В.А. Пирокластический материал в мезозойских отложениях северо-восточной части Западно-Сибирской низменности // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1971. – № 12. – С. 104- 107.
17. Ван А.В. Мезозойско- палеогеновый вулканизм на территории Западно-Сибирской низменности // Доклады АН СССР. – 1973. – Том 210. – № 5. – С. 1156-1159.
18. Ван А.В. Роль вулканизма в образовании мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты // Магматизм, литология и вопросы рудоносности Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1974. – С. 52- 61.
19. Ван А.В., Казанский Ю.П. Вулканокластический материал в осадках и осадочных породах. – Новосибирск: Наука, 1985. – 128 с.
20. Ван А.В., Предтеченская Е.А., Злобина О.Н. Продукты вулканизма в юрских отложениях Приуральской части Западно-Сибирской плиты // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2011. – №5. – С. 15-22.
21. Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. Москва.: Наука, 1967. – 215 с.
22. Волкова Е. В., Рогачева С. М., Хуршудян Г. Н., Отраднава М.И., Суска-Малавска М., Шиповская А.Б. Применение метода твердофазной люминесценции для определения индикаторных соотношений полициклических ароматических углеводородов // Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия: Химия. Биология. Экология. – 2016. – Т. 16. – № 4. – С. 377-382. – DOI 10.18500/1816-9775-2016-16-4-377-382.
23. Гаврилов Ю.О., Щепетов Е.В., Барабошкин Е.Ю., Щербинина Е.А. Аноксический раннемеловой бассейн Русской плиты: седиментология и геохимия // Литология и полезные ископаемые. – 2002. – № 4. – С. 359-380.
24. Гаврилов Ю.О. Закономерности накопления и распределения органического вещества в осадках и осадочных породах // Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. – Москва.: Научный мир, 2004. – С. 94-106.
25. Гавшин В.М., Бобров В.А., Демина Р.Г., Дорогиницкая Л.М., Распределение урана, тория и калия в морских терригенных отложениях мезозоя Западно-Сибирской плиты / Геохимия

рудных элементов в процессах выветривания осадконакопления и катагенеза. сб. науч. тр. – Новосибирск, 1979. – С. 128-160.

26. 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.

27. Гавшин В.М., Бобров В.А., Демина Р.Г., Дорогиницкая Л.М., Пархоменко В.С., Смертина Л.Н. Геохимия морских терригенных отложений Западно-Сибирской плиты // Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород. – Москва.: Наука. – 1983. – С. 48–56.

28. Гавшин В.М., Гурари Ф.Г. Геохимия сланценосных формаций Сибири // Геология угленосных и горючесланцевых формаций Сибири. Новосибирск: СНИИГиМС, 1987. – С. 50-56.

29. Гавшин В.М., Лапухов А.С., Сараев С.В., Таныгин Г.И., Хрисчев Х.Г., Рускова Н.П., Георгиев В.М., Чочов С.Д., Асланян С.О., Кожухаров Е.Д., Андреев А.П. Геохимия литогенеза в условиях сероводородного заражения (Черное море) // Труды ИГиГ СО АН СССР. – Новосибирск: Наука, 1988. – Вып. 705. – 194 с. – ISBN 5-02-028784-9.

30. Гончаров И.В. Геохимия нефтей Западной Сибири. – Москва: Недра, 1987. – 181 с.

31. 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 её возрастных аналогов // Нефтяное хозяйство. – 2016. - №10. – С.20-25.

32. Гордеев В.В., Лисицын А.П. Средний химический состав взвесей рек мира и питание океанов речным осадочным материалом // Доклады АН СССР. – 1978. – Т. 238. – № 1. – С. 215–223.

33. Григорьев, Н.А. Среднее содержание химических элементов в горных породах, слагающих верхнюю часть континентальной коры // Геохимия. – 2003. – № 7. –С. 785–792.

34. Горобец Б.С., Рогожин А.А. Спектры люминесценции– Москва: РИЦ ВИМС, «Минеральное сырье», 2001. - 312 с.

35. Гурари Ф.Г. Геология и перспективы нефтегазоносности Обь-Иртышского междуречья. – Ленинград.: Гостоптиздат. 1959. – 174 с.

36. Гурари Ф.Г., Казаринов В.П., Миронов Ю.К., Наливкин В.Д., Нестеров И.И., Осыко Т.И., Ровнин Л.И., Ростовцев Н.Н., Рудкевич М.Я., Симоненко Т.Н., Соколов В.Н., Трофимук А.А., Чочиа Н.Г., Эрвье Ю. Г. Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности — новой нефтяной базы СССР. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. – 201 с.

37. Гурова Т.И. О вещественном составе верхнеюрских отложений Западно-Сибирской платформы. – Доклады АН СССР. – 1960. – Т. 134. – № 4. С.924-927.

38. Гурова Т.И., Казаринов В.П. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью. Москва: Гостоптехиздат, 1962. –296 с.
39. Деева Е. С. Природа аномально люминесцирующих прослоев баженовской свиты Западно-Сибирского Осадочного бассейна // Труды XXI Междунар. симпозиума имени академика М. А. Усова студ. и молодых ученых, посвященного 130-летию со дня рождения профессора М. И. Кучина. – Томск: Изд-во ТПУ, 2017. – Т. 1. – С. 233-234.
40. Деева Е. С. Минералогия аномально люминесцирующих прослоев баженовской свиты Западно-Сибирского осадочного бассейна // Труды XXII Междунар. симпозиума имени академика М.А. Усова студ. и молодых ученых, посвященного 155-летию со дня рождения академика В.А. Обручева. В 2-х томах. Том 1. – Томск: Изд-во ТПУ, 2018. – С. 124-125.
41. Деева (Кондрашова) Е. С. Природа и особенности минералогии аномально люминесцирующих прослоев баженовской свиты Западно-Сибирского бассейна / Е. С. Деева (Кондрашова), М. В. Шалдыбин // Сб. ст. студентов, аспирантов, научных сотрудников академических институтов и преподавателей ВУЗов геологического профиля. – Екатеринбург: Альфа Принт, 2018. – С. 43-46.
42. Деева Е. С. Abnormally luminescent layers in the Bazhenov formation of the West Siberian basin / Е. С. Деева // Труды XXII Междунар. симпозиума имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых, посвященного 155-летию со дня рождения академика В.А. Обручева. В 2-х томах. Том 2. – Томск: Изд-во ТПУ, 2018. – С. 848.
43. Дзюценидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. Москва: Недра, 1969. – 339 с.
44. Добрынин В.М., Мартынов В.Г. Модель и основные параметры пластового резервуара баженовской свиты Салымского месторождения нефти // Нефтеносность баженовской свиты Западной Сибири. Москва: ИГиРГИ, 1980, – С.26-47.
45. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. – Москва: Наука, 1990. – 214 с.
46. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. – Москва: Наука, 1991. – 176 с.
47. Ермолова Т.Е. Литологические признаки дизъюнктивных дислокаций в юрских и нижнемеловых отложениях Западной Сибири // Геология нефти и газа. – 2003. –№4. – С.14-28.
48. Жарков А.М. Оценка потенциала сланцевых углеводородов России // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. – 2011. – №3. – С. 16-21.

49. Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Меленевский В.Н., Давыдов Д.Ю. О двух вещественно-генетических типах черных сланцев баженовской свиты // Доклады РАН. – 1999. – Т. 368. – № 1. – С. 91-94.
50. 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.
51. 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.
52. Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Эдер В.Г. Уран, торий и калий в черных сланцах баженовской свиты Западно-Сибирского морского бассейна // Литология и полезные ископаемые. – 2016. – № 1. – С.82-94.
53. Зарипов О.Г., Ушатинский И.Н. Природа коллектора и перспективы нефтегазоносности пород баженовской свиты // Тр. ЗапСибНИГНИ. – 1976. – № 110. – С. 68–71.
54. Захаров В. А. Условия формирования волжско-берриасской высокоуглеродистой баженовской свиты Западной Сибири по данным палеоэкологии. – Текст : электронный // Эволюция биосферы и биоразнообразия. 5. Проблемы стратиграфии и палеобиогеографии. – С. 552-568. – URL: <https://www.evolbiol.ru/docs/docs/38zakharov.pdf> (дата обращения: 07.04.2021).
55. Зорина С. О. Никашин К. И., Сокерин М. Ю. Геохимические индикаторы “камуфлированной” пирокластики в верхнеюрско-нижнемеловых отложениях востока Русской плиты / Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. – 2020. – Т. 493. – № 2. – С. 46-50. – DOI 10.31857/S2686739720080228.
56. 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.
57. Зубков М.Ю. Состав, строение и условия образования пород баженовской и абалакской свит центральной части Краснотеннинского свода (Западная Сибирь) // Литология и полезные ископаемые. – 2001б. – № 1. – С.37-48.
58. Зубков М.Ю. Региональный и локальный прогнозы нефтеносности баженовской и абалакской свит (Западная Сибирь) // Горные ведомости. – 2016. – №3–4. – С.46–68.
59. Иванов В.П. Комплексная оценка каменноугольно-пермских угленосных отложений и разработка промышленно-энергетической классификации ископаемых углей. дис. ... докт. геол.-минерал. Наук / Иванов Владимир Петрович. – Томск., 2015. – 348 с.

60. Калмыков Г.А., Балушкина Н.С. Модель нефтенасыщенности порового пространства пород баженовской свиты Западной Сибири и ее использование для оценки ресурсного потенциала. – Москва: ГЕОС, 2017. – 247 с.
61. Калмыков Г.А. Строение баженовского нефтегазоносного комплекса как основа прогноза дифференцированной нефтепродуктивности: дис. доктор геолого-минералог. наук / *Калмыков Георгий Александрович*. – Москва, 2016. – 391 с.
62. Кизильштейн Л.Я., Хрусталеv Ю.П., Репенко Т.М. Моделирование процессов сульфидообразования в донных осадках // Изв. Сев.-Кавказ. науч. центра высш. школы. Сев. еств. н. –1973. – № 1. – с.42-45.
63. Коллекторы нефти баженовской свиты Западной Сибири / Под ред. Т. В. Дорофеевой. – Ленинград: Недра, 1983. – 132 с.
64. Кондрашова Е. С. Минералогия и геохимия аномально люминесцирующих прослоев баженовской свиты Западно-Сибирского осадочного бассейна / Е. С. Кондрашова // Проблемы геологии и освоения недр: тр. XXIII Междунар. симпозиума имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых, посвященного 120-летию со дня рождения академика К.И. Сатпаева, 120-летию со дня рождения профессора К. В. Радугина. В 2-х томах. Том 1. – Томск: Изд-во ТПУ, 2019. – С. 107-109. – ISBN 978-5-4387-0878-0.
65. Кондрашова Е. С. Шалдыбин М.В, Комплексные исследования аномально люминесцирующих прослоев баженовской свиты Западно-Сибирского осадочного бассейна // Материалы Всероссийской молодежной науч. конф. с участием иностранных ученых. – Новосибирск: [б. и.], 2019. – С. 289-292.
66. Кондрашова Е. С. Особенности состава и строения люминесцирующих прослоев баженовской свиты Западно-Сибирского осадочного бассейна // Проблемы геологии и освоения недр: труды XXIV Междунар. симпозиума имени академика М. А. Усова студентов и молодых ученых, посвященного 75-летию Победы в Великой Отечественной войне. Том 1. – Томск: Изд-во ТПУ, 2020. – С. 83-85.
67. Кондрашова Е. С. Минеральный состав люминесцирующих прослоев баженовской свиты // Методы, методы и снова методы в литологии: материалы 4-й Всероссийской школы студентов, аспирантов, молодых ученых и специалистов по литологии. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2020. – С. 101-103. – ISBN 978-5-94332-123-8.
68. Кондрашова Е. С. Минералогия, геохимия и природа свечения люминесцирующих прослоев баженовской свиты Западно-Сибирского осадочного бассейна / Е. С. Кондрашова // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2020. – Т. 331. – № 8. – С. 123-135. – DOI 10.18799/24131830/2020/8/2774.

69. Кондрашова Е.С. Вулканогенные прослои в баженовской свите Западно-Сибирского осадочного бассейна / Е.С. Кондрашова // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2021. – Т. 332. – № 3. – С. 62-73. DOI <https://doi.org/10.18799/24131830/2021/3/3102>
70. Конторович А.Э. Геохимия верхнеюрских отложений Западно-Сибирской плиты // Литология и полез. ископаемые. – 1967. – № 3. – С. 90-101.
71. Конторович А.Э. Западно-Сибирская плита. Геохимическая характеристика // Выветривание и литогенез. Москва: Недра, 1969. – С. 161-178.
72. Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К. и др. Геология нефти и газа Западной Сибири. Москва: Недра, 1975. – 679 с.
73. 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.
74. 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.
75. 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. – 2018. – № 3. – С. 357-371.
76. Конторович А.Э., Богородская Л.И., Борисова Л.С., и др. Геохимия и катагенетические превращения керогена баженовского горизонта // Геохимия. - 2019. - Т. 64. - №6. - С. 585-593. doi: 10.31857/S0016-7525646585-593
77. Конышева Р. А. Вулканогенный материал в аргиллитах баженовской свиты Западной Сибири // Этапы литогенеза и закономерности локализации осадочных полезных ископаемых Сибири и Дальнего Востока. – Новосибирск [б. и.], 1975. – С. 140-142.
78. Корж М.В., Филина С.И. Особенности литогенеза аргиллитов баженовской свиты и возможный механизм образования в них залежей нефти // Нефтеносность баженовской свиты Западной Сибири. – Москва: Изд-во ИГиРГИ, 1980. – С. 6–17.
79. Короновский Н.В. Историческая геология : учебник для студ. высш. учеб. заведений 3-е изд. – Москва: Издательский центр «Академия», 2008. – 464 с.
80. Котельников Д. Д., Конюхов А. И. Глинистые минералы осадочных пород. Москва: Недра, 1986. – 247 с.

81. Курчиков А.Р., Бородкин В.Н., Недосекин А.С., Кислухин В.И., Кислухин И.В. Стратиграфическая, литолого-фациальная характеристики юрских отложений Западной Сибири и перспективы их нефтегазоносности. – Тюмень: ТюмГНГУ, 2014. – 178 с.
82. Красовицкий Б.М., Афанасиади Л.М. Препаративная химия органических люминофоров. Харьков: Фолио, 1997. – 208 с.
83. Крашенинников Г. Ф. Основные литологические и генетические понятия и термины в вулканогенно-осадочном литогенезе / Вулканогенно-осадочный лито- и рудогенез. – Алма-Ата: Наука КазССР, 1981. – С. 33-41.
84. Крупская В.В., Закусин С.В., Шлыков В.Г. Определение минерального состава грунтов методом рентгеновской дифрактометрии. Лабораторные работы по грунтоведению / Под ред. Трофимова В.Т. Королева В.А. – Изд 3-е. Москва: Высшая шк., 2016. – С. 92–105.
85. Лебедев Б.А., Дорофеева Т.В., Краснов О.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.
86. Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. –2-е изд. Москва: Высш. шк., 1974. – 397 с.
87. Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. – 3-е изд.– Москва: Высш. шк., 1984. – 415 с.
88. Малеев Е. Ф. Вулканиды: Справочник. – Москва: Недра, 1980. – 240 с.
89. Медведев Е. А. Классификация флуоресцентных органических соединений / Е. А. Медведев // International Scientific Review. – 2016. – № 12(22). – С. 9-11.
90. Макарова О.М., Коробова Н.И., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А., Балущкина 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. – Ч.2. – С. 155-164.
91. Милановский Е. Е. Геология СССР. Часть 2. Урало-Монгольский подвижный пояс и смежные метаморфические области. – Москва: Издательство МГУ, 1989. – 271 с.
92. Мило Ж. Геология глин (Выветривание, седиментология, геохимия). Под редакцией А.Г. Коссовской. [Пер. с фр. М.Е. Каплана]. Ленинград: Недра., 1964. – 359 с.
93. Митропольский А.Ю., Безбородов А.А., Овсяный Е.И. Геохимия Черного моря. – Киев: Наук. Думка, 1982. – 144 с.
94. Наумов В. А. Оптическое определение компонентов осадочных пород. Москва: Недра, 1981. – 200 с.

95. Неручев С.Г. Нефтегазообразование в отложениях доманиковского типа [Текст] / [С. Г. Неручев, Е. А. Рогозина, Г. М. Парпарова и др. ; науч. ред. С. Г. Неручев] ; Всесоюз. нефт. н.-и. геол.-развед. ин-т. - Ленинград : Недра, 1986. – 246 с.
96. Неручев С.Г. Уран и жизнь в истории Земли. Ленинград: 1982. – 208 с.
97. Нестеров И.И. Нефтегазоносность битуминозных глин бажендовской свиты Западной Сибири // Советская геология. 1980. № 11. С. 3–10.
98. Нестеров И.И. Нефтегазоносность глинистых пород Западной Сибири // Мин-во геологии РСФСР, ЗапСибНИГНИ. – Москва: Недра, 1987. – 256 с.
99. Нестеров И.И., Ушатинский И.Н. Особенности терминологии и классификации битуминозных пород // Строение и нефтегазоносность баженитов Западной Сибири. – Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1985. – С. 19-26.
100. Нестеров, И.И., Ушатинский И.Н., Рыльков А.В. О роли вулканокластического материала в породах осадочного чехла Западно-Сибирской плиты. Докл. РАН. – 2003. – Т.392. – № 5. – С. 666 – 670.
101. Никашин К.И., Зорина С.О. Вулканогенный материал в верхнеюрско-нижнемеловых отложениях востока Русской плиты и его источники. Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия: Науки о Земле. – 2021. – Т. 21. – Вып. 1. – С. 49–57 <https://doi.org/10.18500/1819-7663-2021-21-1-49-57>
102. Носова Д. А., Кушаева М. А., Зароченцева Е. П., Высоцкая С.О., Клемешева Н.А., Цыганенко А.А. Сенсibilизированная люминесценция в примесных кристаллах триптицена и фенантрена // Проблемы современной науки и образования. – 2016. – № 1(43). – С. 13-17.
103. Оксенойд Е.Е., Булатов Т.Д. Туфогенные прослои в отложениях бажендовского горизонта в Среднем Приобье (Западная Сибирь) // Осадочная геология Урала и прилежащих регионов: сегодня и завтра. Материалы 12 Уральского литологического совещания. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. – С. 247-250.
104. Очерк тектоники мезозоя Центрально-Азиатского складчатого пояса. / Отв. ред. проф. К. В. Боголепов. – Новосибирск: Наука, Сиб. отделение, 1974. – 81 с.
105. Панченко И.В., Камзолкин В.А., Латышев А.В., Соболев И.Д. Туфы и туффиты в бажендовском горизонте (Западная Сибирь) // Эволюция осадочных процессов в истории Земли: материалы VIII Всероссийского литологического совещания (Москва, 27-30 октября 2015 г). – Москва: РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, 2015. – Том 1. – С. 258-260.
106. 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 полезные ископаемые. – 2021. – № 2. – С. 1–40.

107. Перельман А.И. Геохимия. Москва: Высш. шк., 1979. – 422 с.
108. Пероziо Г.Н., Соколова М.Ф. Глинистые минералы баженовской свиты // Доманикиты Сибири и их роль в нефтегазоносности. Новосибирск: СНИИГиМС, 1982, – С. 59-67.
109. Пероziо Г.Н. Эпигенез терригенных осадочных пород юры и мела центральной части и юго-восточной частей Западно-Сибирской низменности. Москва: Недра, 1971. – 160 с.
110. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / Ред. О. А. Богатиков. – 2-е изд. – Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. – 200 с.
111. Плуман И.И. Ураноносность черных аргиллитов волжского яруса Западно-Сибирской плиты как критерий геохимических условий осадконакопления // Геохимия. – 1971. – № 9. – С. 1138-1143.
112. Плуман И.И. Распределение урана, тория и калия в отложениях Западно-Сибирской плиты // Геохимия. – 1975. – № 5. – С. 756-767.
113. Плуман Н.И., Запивалов Н.П. Условия образования битуминозных аргиллитов волжского яруса Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1977. – № 9. – С. 1138-1143.
114. Полянин В.С. Региональная геология. Учебное пособие по курсу «Региональная геология» («Геология России»). Часть 2. Подвижные пояса неогена. – Казань: Казанский гос. ун-т. – 2009. – 142 с.
115. Предтеченская Е. А., Злобина О. Н., Бурлева О. В. Минералогические и геохимические аномалии как индикаторы флюидодинамических процессов в юрских нефтегазоносных отложениях Западно-Сибирской плиты // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2015. – № 1. – С. 11 -24.
116. Предтеченская Е. А., Малюшко Л.Д. Геохимические особенности и факторные модели баженовской свиты в центральных и юго-восточных районах Западно-Сибирской плиты // Известия Высших учебных заведений. Геология и разведка. – 2016. – № 4. – С. 23-36.
117. Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири, Новосибирск, 2003 г. Объяснительная записка. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. – 148 с.
118. Рихванов Л.П., Усольцев Д.Г., Ильенок С.С., Ежова А.В. Минералогическо-геохимические особенности баженовской свиты Западно Сибири по данным ядерно-физических

и электронно-микроскопических методов исследований // Известия Томского политехнического университета. 2015. Т. 326. № 1. С. 50-63.

119. Рихванов Л.П., Шалдыбин М.В., Усольцев Д.Г., Соктоев Б.Р. Черные сланцы баженовской свиты *Текст: электронный* // Деловой журнал Neftegaz.RU. – 2019. – № 6. –URL: <https://magazine.neftegaz.ru/archive/453929/> (дата обращения: 01.04.2021).

120. Ровнина Л.В., Конышева Р.А., Садовникова Т.К. К вопросу о вещественном составе баженовской свиты Западной Сибири // Нефтеносность баженовской свиты Западной Сибири. Труды ИГиРГИ. – 1980. – С. 148-175.

121. Салтыковский А.Я., Оролмаа Д. О. проявлении субвулканического магматизма на Северо-Востоке Монгольской Народной Республики. Труды Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции. – Москва: Наука, 1973. – С. – С. 57-70.

122. Самойленко В. В. Геохимия органического вещества баженовской свиты юго-востока Западной Сибири и генетически связанных с ним флюидов: дис. канд. геолого-минералог. наук / Самойленко Вадим Валерьевич. – Томск, 2011. – 181 с.

123. Сасим С.А., Чуканова В.С., Ильина Н.Н., Семенова Ю.В., Ощепкова А.В. Геохимия вулканических пород позднемезозойской рифтогенной ассоциации Александрово-Заводской впадины (Юго-Восточное Забайкалье) // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле». – 2012. – Т.5. – №2. – С.209-228.

124. Свердлова О.В. Электронные спектры в органической химии. 2-е изд. / Под ред. Б. В. Иоффе. – Ленинград: Химия. Ленингр. отд-ние, 1985. – 248 с.

125. Серебряков О. И., Ушивцева Л.Ф. Геохимические дистанционные поиски месторождений: учебник. – Москва : ИНФРА-М, 2017. – 251 с.

126. Сидоренко О. В., Зонин М.С., Корж М.В. Некоторые закономерности формирования и коллекторские свойства глинистых пород баженовской свиты Западной Сибири. – Москва: ИГиРГИ, 1986. – С. 27-41

127. Симанович И.М. Кварц песчаных пород (генетические типы и постседиментационные преобразования). – Москва: Наука, 1978. – 152 с.

128. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов / В. Н. Шванов, В. Т. Фролов, Э. И. Сергеева [и др.]. – Санкт-Петербург: Недра, 1998. – 352 с.

129. Смыслов А.А. Уран и торий в земной коре. – Ленинград: Недра, 1974. – 231 с.

130. Сотнич И.С., Костырева Е.А. Ароматические соединения в битумоидах баженовской свиты севера Хантейской гемисениклизы. Георесурсы, 2021 Т. 23, № 1, С. 42-51. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.1.4>

131. Справочник по литологии / Под ред. Н. Б. Вассоевича [и др.]. – Москва: Недра, 1983. – 508 с.
132. Страхов Н.М. О значении сероводородного заражения наддонной воды бассейна для аутигенного минералообразования в его осадках (на примере Черного моря). – Москва: Изд-во АН СССР, 1961. – С. 521-548.
133. Судыко А. Ф. Определение урана, тория, скандия и некоторых редкоземельных элементов в двадцати четырех стандартных образцах сравнения инструментальным нейтронно-активационным методом. – *Текст: электронный* // Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека: материалы V Междунар. конф., 13-16 сен. 2016 г., г. Томск / Под ред. Л. П. Рихванова [и др.]. – Томск: Изд-во ТПУ, 2016. – [С. 620-624]. – Заглавие с экрана. – URL: [conference\\_tpu-2016-C33\\_p620-624.pdf](http://conference_tpu-2016-C33_p620-624.pdf) (дата обращения: 05.04.2021).
134. Таращан А.Н. Люминесценция минералов. Киев, Наук. Думка, 1978. – 296 с.
135. Тейлор С.Р., Мак Леннан С.М. Континентальная кора: её состав и эволюция Москва: Мир, 1988. – 384 с.
136. Тиссо Б., Вельте Д. Образование и распространение нефтей. Пер. с англ. / Под ред. Вассоевича Н.Б., Сейфуль-Мулькова Р.Б. – Москва: Мир, 1981. – 502 с.
137. Титаева Н.А. Геохимия природных радиоактивных рядов распада. – Москва: ГЕОС, 2005. – 226 с.
138. Гурари Ф. Г. Условия формирования и методика поисков залежей нефти в аргиллитах баженовской свиты / Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГИМС). – Москва: Недра, 1988. – 198 с.
139. Уткин Ю. В. Вулканогенные обломочные породы (систематика, строение, генетические типы): учеб. пособие / Ю. В. Уткин. – Томск: ТГУ, 2017. – 142 с.
140. Уточникова В.В. Люминесценция органических соединений, методическая разработка. – Москва: Изд-во МГУ, 2013. – 52 с.
141. Ушатинский И. Н. Минералогия и геохимия глинистого материала нефтегазоносных отложений Западной Сибири автореф. дис. ... д-ра геолого-минералог. наук / Ушатинский Игорь Николаевич. – Новосибирск, 1973. – 51 с.
142. Ушатинский И.Н. Литология и перспективы нефтеносности юрско-неокомских битуминозных отложений Западной Сибири // Советская геология., – 1981. – № 2. – С. 11–12.
143. Ушатинский И.Н. Состав и микроэлементы пород баженовской свиты и вмещающих глин // Ассоциация микроэлементов с органическим веществом в осадочных толщах Сибири Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1984. – С. 21-31.

144. Ушати́нский И.Н., Харин В.С. Типы и состав пород баженовской свиты // Строение и нефтеносность баженовской свиты Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1985. – С. 54-64.
145. Ушати́нский 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.
146. Филина С.И., Корж М.В., Зонн М.С. Палеогеография и нефтеносность баженовской свиты Западной Сибири. – Москва: Наука, 1984. – 35 с.
147. Фролов В. Т. Литология: В 3 кн. Кн. 1. Москва: Изд-во Моск. ун-та, 1992. –336 с.
148. Фролов В. Т. Литология: В 3 кн. Кн. 2. Москва: Изд-во Моск. ун-та, 1993. –432 с.
149. Черновьянц М. Г. Тонштейны и их использование при изучении угленосных формаций / Всесоюз. н.-и. геол.-развед. ин-т угольных месторождений. – Москва: –Недра, 1992. – с.144.
150. Черкасов Г. Н., Беляев Н.В. Мезозойско-кайнозойская тектономагматическая активизация и позднемеловой - палеогеновый рудолито́генез в Приенисейской зоне Западно-Сибирской плиты. Ч. 1 // Минераления, рудные и нерудные месторождения. – 2015. – № 3 (23). – С.107-114.
151. Черников К.А., Запивалов Н.П. К вопросу о выделении нефтематеринских пород в разрезе мезо-кайнозоя Западно-Сибирской низменности // Вестник Западно\_Сибирского и Новосибирского геологических управлений. – 1958. – Вып. 2. – С. 12–24.
152. Шалдыбин М.В., Крупская В.В., Глотов А.В., Доржиева О.В., Гончаров И.В., Самойленко В.В., Деева Е.С., Лопушняк Ю.М., Бетхер О.В., Закусин С.В. Петрография и минералогия глин аномально люминесцирующих прослоев баженовской свиты Западно-Сибирского осадочного бассейна // Нефтяное хозяйство. – 2018. – №2. – С. 36-40.
153. Шлыков В.Г. Рентгеновские исследования грунтов. Учебное пособие. – Москва: Изд-во МГУ, 1991. – 130 с.
154. Шлыков В.Г. Рентгеновский анализ минерального состава дисперсных грунтов. Москва: ГЕОС, 2006. – 176 с.
155. Штерн Э.С., Тиммонс К. Электронная абсорбционная спектроскопия в органической химии. Пер. с англ. Т. М. Ивановой. Под ред. Ю. А. Пентина. Москва: Мир, 1974. – 295 с.
156. Хабаров В.В., Нелепченко О.М., Волков Е.И., Борташевич О.В. Уран, калий и торий в битуминозных породах баженовской свиты Западной Сибири // Советская геология. – 1980. – № 10. – С. 94–105.

157. Органические реагенты в неорганическом анализе [Текст] / З. Хольцбехер, Л. Дивиш, М. Крал и др. ; Пер. с чеш. З.З. Высоцкого. – Москва : Мир, 1979. – 752 с.
158. Черкасов Г.Н., Беляев Н.В. Мезозойско-кайнозойская тектономагматическая активизация и позднемеловой - палеогеновый рудолитогенез в Приенисейской зоне Западно-Сибирской плиты. Ч. 1 // Минераления, рудные и нерудные месторождения. 2015. № 3(23). С.107-114.
159. Черников К.А., Запивалов Н.П. К вопросу о выделении нефтематеринских пород в разрезе мезо-кайнозоя Западно-Сибирской низменности // Вестник Западно-Сибирского и Новосибирского геологических управлений. – 1958. – Вып. 2. – С. 12–24.
160. Черновьянц М. Г. Тонштейны и их использование при изучении угленосных формаций / Всесоюз. н.-и. геол.-развед. ин-т угольных месторождений. – М: –Недра, 1992. – 144 с.
161. Фотоактивные металлокомплексы и металлополимеры органических материалов в качестве хемосенсоров высокоэнергетических веществ / Научно-технический отчет / Наименование этапа: «Получение металлоорганических соединений и полимеров. Анализ сенсорных характеристик полученных материалов». Отв. Исполнитель Э.В. Носова, Екатеринбург, 2018 – 156 с
162. Эдер В.Г. Применение кластерного анализа для выделения типов пород баженовской свиты по содержанию основных породообразующих оксидов // Геохимия. – 2002. – С. 233–238.
163. 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.
164. 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.
165. Эдер В.Г., Замирайлова А.Г. Локализация повышенных концентраций аутигенных минералов на границе баженовской свиты и вмещающих отложений как результат диагенетической миграции (на примере анализа распространения пирита и барита) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. VII Всероссийское совещание. Научные материалы. – Москва: ГИН РАН, 2017. – С. 251-253.
166. Эдер В.Г., Костырева Е.А., Юрченко А.Ю., Балущкина Н.С., Сотнич И.С., Козлова Е.В., Замирайлова А.Г., Савченко Н.И. Новые данные о литологии, органической геохимии и

условиях формирования баженовской свиты Западной Сибири. Георесурсы, 2019, Т.21, № 2, С. 129-142 DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2019.2.129-142>

167. Эрих В. Н. Химия нефти и газа. – Ленинград: Химия, 1966. –284 с.
168. Юдин В.А. Проблемы в обосновании численных моделей разработки баженовской свиты с закачкой в пласт воздуха. Т. I. – Москва: ФГУ ФНЦ НИИСИ РАН, 2018. – 432 с.
169. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. – Ленинград: Наука. – 1988. – 272 с.
170. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Элементы-примеси в черных сланцах. – Екатеринбург: УИФ Наука. 1994. – 304 с.
171. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Неорганическое вещество углей. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. – 422 с.
172. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. – Санкт-Петербург: Наука, 2000. – 479 с.
173. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Ценные элементы-примеси в углях. Екатеринбург: УрО РАН, 2006. – 538 с.
174. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). – Сыктывкар: Геопринт, 2011. – 742 с.
175. Юдович Я. Э., Кетрис М.П. Геохимические и минералогические индикаторы вулканогенных продуктов в осадочных толщах: монография / Я. Э. Юдович, П. Кетрис. 2-е изд., стер. – М.-Берлин: Директ-Медиа, 2015. –724 с.
176. Япаскурт О. В. Стадиальный анализ литогенеза: учеб. пособие. Москва: Изд-во МГУ. 1995. –142 с.
177. Япаскурт О. В., Карпова Е.В., Ростовцева Ю. В. Литология. Краткий курс (избранные лекции). Москва: Изд-во МГУ. 2004. – 228 с.
178. Adams I.A.S., Weaver C.E. Thorium and uranium ratios as indicators of sedimentary process: Examples of concept of geochemical facies // American Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1988. V.42. P. 387–430.
179. Afonin I. V., Tishin P. A., Hitarova A. V., Ernst R. E., Kudamanov A. V. Preliminary data on the connection of the CA. 150 MA LIPs with the Bazhenov formation (Western Siberia // 7-th International Science Conference. Large Igneous Provinces through earth history: mantle plumes, supercontinents, climate change, metallogeny and oil-gas, planetary analogues. – Tomsk: Tomsk State University, 2019. – P. 6–7.

180. Antweiler R. C. The weathering of a late Tertiary volcanic ash: importance of organic solutes / R. C. Antweiler, J. I. Drever. – Text: electronic // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1983. – Vol. 47, № 3. – P. 623-629. – DOI [10.1016/0016-7037\(83\)90283-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(83)90283-1)
181. Arbuzov S.I., Mezhibor A.M., Spears D.A., Ilenok S.S., Shaldybin M.V., Belaya E.V. Nature of Tonsteins in the Azeisk Deposit of the Irkutsk Coal Basin (Siberia, Russia– Text: electronic // *Int. J. of Coal Geology*. – 2016. – Vol. 153. – P. 99-111. – DOI [10.1016/j.coal.2015.12.001](https://doi.org/10.1016/j.coal.2015.12.001)
182. Arbuzov S.I., Spears D.A., Vergunov A.V., Ilenok S.S., Mezhibor A.M., Ivanov V.P., Zarubina N.A. Geochemistry, mineralogy and genesis of rare metal (Nb-Ta-Zr-Hf-Y-REE-Ga) coals of the seam XI in the south of Kuznetsk Basin, Russia– Text : electronic // *Ore Geology Reviews*. – 2019. – Vol. 113. – Article 103073. – DOI [10.1016/j.oregeorev.2019.103073](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103073)
183. Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace Element Characteristics of Greywackes and Tectonic Setting Discrimination of Sedimentary Basins // *Contribs Mineral. Petrol.* – 1986. – V. 92. –P. 181–193.
184. Bohor B. F. Tonsteins: Altered Volcanic Ash Layers in Coal-bearing Sequences / B. F. Bohor, D. M. Triplehorn. – Colorado: The Geological Society of America, 1993. – 42 p. – DOI <https://doi.org/10.1130/SPE285>. – Text: electronic.
185. Dai S., Ward C.R., Graham I.T., French D., Hower J.C., Zhao L., Wang X. Altered volcanic ashes in coal and coal-bearing sequences: A review of their nature and significance // *Earth-Science Reviews*. – 2017. – V. 175. – P. 44–74. DOI [10.1016/j.earscirev.2017.10.005](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.10.005)
186. Dymond J. Barium in deep-sea sediment: a geochemical proxy for paleoproductivity / J. Dymond, E. Suess, M. Lyle. – Text: electronic // *Paleoceanography*. – 1992. – Vol. 7, № 2. – P. 163-181. – DOI [10.1029/92PA00181](https://doi.org/10.1029/92PA00181)
187. Fisher R.V. Pyroclastic Rocks / R.V. Fisher, H. U. Schmincke. – Text: electronic. – 1984. – P. 472. – DOI 10.1007/978-3-642-74864-6\_10. – Online ISBN 978-3-642-74864-6.
188. Gavshin V. M. Geochemistry of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous Bazhenov Formation, West Siberia [Геохимия верхне-юрской - нижне-меловой баженовской формации, Западная Сибирь] / V. M. Gavshin, V. A. Zakharov. – Text: electronic // *Economic Geology*. – 1996. – Vol. 91. – № 1. – P. 122-133. – DOI <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.91.1.122>
189. Goncharov I. V., Samoilenko V. V., Oblasov N. V. Prospects of Shale Oil Bazhenov Formation in the South-East of Western Siberia [Перспективы сланцевой нефти баженовской свиты на юго-востоке Западной Сибири] – Text: electronic // SPE Russian Oil and Gas Exploration & Production Technical Conference and Exhibition, Moscow, Russia, October 2014. – DOI <https://doi.org/10.2118/171170-MS>
190. Hillier, S. Quantitative analysis of clay and other minerals in sandstones by X-ray powder diffraction (XRPD) / S. Hillier // *Int. Assoc. Sedimentol. Special Publ.* – 2003. – Vol. 34. – P. 213-251.

191. Lopatin N.V., ZubairaeV S.L., Kos I.M. Unconventional oil accumulations in the Upper Jurassic Bazhenov black shale formation, West Siberian basin: a self-sourced reservoir system – Text: electronic // Journal of Petroleum Geology. – 2003. – Vol. 26, № 2. – P. 225-224. – DOI [10.1016/j.rgg.2016.06.005](https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.06.005)
192. Lyons, P.C., Spears, D.A., Outerbridge, W.F., Congdon, R.D., Evans, H.T. Euramerican tonsteins: overview, magmatic origin, and depositional-tectonic implications. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. – Text: electronic // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. – 1994. – Vol. 106, № 1-4. – P. 113-134. – DOI [10.1016/0031-0182\(94\)90006-X](https://doi.org/10.1016/0031-0182(94)90006-X).
193. Ketris M. P. Estimations of Clarkes for Carbonaceous biolithes: World average for trace element contents in black shales and coals / M. P. Ketris, Ya. E. Yudovich. – Text: electronic // International Journal of Coal Geology. – 2009. – Vol. 78. – P. 135-148.
194. Mapel W. J. Uranium in black shale deposits, Northern Rocky Mountains and Great Plains. Geological Survey Bulletin 1030 H. / W. J. Mapel. – 1956. – P. 211-235. – URL: <https://pubs.usgs.gov/bul/1030h/report.pdf> (usage date: 07.04.2021). – Text: electronic.
195. McDonough W. F. The composition of the Earth / W. F. McDonough, S.-S. Sun. – Text: electronic // Chemical Geology. – 1995. – Vol. 120. – P. 223-253. – URL: <https://clck.ru/U9Pf3> (usage date: 07.04.2021).
196. Moore D. M. X-Ray diffraction and the identification and analysis of Clay Minerals / D. M. Moore, R. C. Jr. Reynolds. – United Kingdom: Oxford University Press, 1997. 378 p. – ISBN 0-19-508713-5.
197. Pierce J.D. U-Pb Geochronology of the Late Cretaceous Eagle Ford Shale, Texas; Defining Chronostratigraphic Boundaries and Volcanic Ash Source. Thesis of Master of Science in Geological Sciences. Austin, 2014. – 144 p.
198. Pierce J. D., Ruppel S. C., Rowe H. Zircon U-Pb Geochronology and Sources of Volcanic Ash Beds in the Upper Cretaceous Eagle Ford Shale, South Texas – Text: electronic // GCAGS Journal. – 2016. – Vol. 5. – P. 253-274. – URL: [http://www.gcags.org/exploreanddiscover/2016/00161\\_pierce\\_et\\_al.pdf](http://www.gcags.org/exploreanddiscover/2016/00161_pierce_et_al.pdf) (usage date: 05.04.2021).
199. Prinzio C.Y., Penaluna B., Grech M.G., Manzo L.M., Miserendino L.M., Casaux R. Impact of Chaitén Volcano ashfall on native and exotic fish recovery, recolonization, and abundance. Science of the Total Environment, 2021, vol. 752, article 141864.
200. Quinby-Hunt M.S., Wilde P., Orth C.J., Berry W.B.H. Elemental geochemistry of black shales: Statistic comparison of lowcalcite shales with other shales // U.S. Geological Survey Circular 1037. – 1989. – P. 8–15.

201. Rawatt T.P.S., Joshi G.B., Bhaskar B., Nurul A. Occurrence of Proterozoic black shale-hosted uranium mineralization in Tal Group, Sirmour District, Himachal Pradesh – Text: electronic // J. Geological Society of India. – 2010. – Vol. 75. – P. 709-714. – DOI 10.1007/s12594-010-0057-1
202. Sager W. W., Zhang J., Korenaga J. An immense shield volcano within the Shatsky Rise oceanic plateau, northwest Pacific Ocean. – Text: electronic // Nature Geoscience. – 2013. – Vol. 6. – P. 976-981. – DOI <https://doi.org/10.1038/ngeo1934>.
203. Shaldybin M.V., Wilson M.J., Wilson L., Lopushnyak Yu.M., Deeva E.S. The nature, origin and significance of luminescent layers in the Bazhenov Shale Formation of West Siberia, Russia // Conference Book of 9th Mid-European Clay Conference. – 2018. pp. 43-46.
204. Shaldybin M.V., Wilson M.J., Wilson L., Lopushnyak Yu.M., Brydson R., Krupskaya V.V., Kondrashova (Deeva) E.S., Glotov A.V., Goncharov I.V., Samoilenko V.V., Arbuzov S.I., Bether O.V., Fraser A.R., Bowen L., White D., Dorofeeva N.V. The nature, origin and significance of luminescent layers in the Bazhenov Shale Formation of West Siberia, Russia. – Text: electronic // Marine and Petroleum Geology. – 2019. – Vol. 100. – P. 358-375. – DOI [10.1016/j.marpetgeo.2018.11.022](https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.11.022)
205. Shaldybin M. V. The Jurassic Global Volcanic Events Recorded in Sedimentary Black Shale Deposits (Bazhenov Formation, West Siberia) / M. V. Shaldybin, E. S. Kondrashova. – *Текст: электронный* // Крупные изверженные провинции (КИП – 2019) Томск, 28 авг. - 8 сент. 2019 года. – URL: <https://www.elibrary.ru/item.asp?id=41503290&> (дата обращения: 07.04.2021). – Режим доступа: Научная электронная библиотека eLIBRARY.RU.
206. Spears D. A. A geochemical and mineralogical investigation of some British and other European tonsteins / D. A. Spears, R. Kanaris-Sotiriou. – Text: electronic // Sedimentology. – 1979. – Vol. 26. – P. 407-425. – DOI 10.1111/j.1365-3091.1979.tb00917.
207. Spears D. A. The origin of tonsteins, an overview, and links with seatearths, fireclays and fragmental clay rocks / D. A. Spears. – Text: electronic // International Journal of Coal Geology. – 2012. – Vol. 94. – P. 22-31. – DOI [10.1016/j.coal.2011.09.008](https://doi.org/10.1016/j.coal.2011.09.008)
208. Spears D. A. A geochemical and mineralogical update on two major tonsteins in the UK Carboniferous Coal Measures / D. A. Spears, S. I. Arbuzov. – Text: electronic // International Journal of Coal Geology. – 2019. – Vol. 210. – Article 103199. – DOI [10.1016/j.coal.2019.05.006](https://doi.org/10.1016/j.coal.2019.05.006)
209. Swanson V. E. Geology and geochemistry of uranium in marine black shales: A review. Geological Survey Professional Paper 356-C / V. E. Swanson. – USGS Numbered Series 1961. – P. 67-112.
210. Taylor S. R. The continental crust: its composition and evolution / S. R. Taylor, S. M. McLennan. – Oxford: Blackwell Scientific, 1985. – 312 p.

211. Winchester J. A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements / J. A. Winchester, P. A. Floyd. – Text: electronic // Chemical Geology. – 1977. – Vol. 20. – P. 325-343. – DOI [10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)