

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ АВТОНОМНОЕ
ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
«НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ТОМСКИЙ
ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

На правах рукописи

МАКСИМОВА НАТАЛЬЯ АНДРЕЕВНА

**УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ МОРСКИХ
ЖЕЛЕЗНЯКОВ ЮРСКОГО ВОЗРАСТА ЛАБИНО-МАЛКИНСКОЙ ЗОНЫ
(БОЛЬШОЙ КАВКАЗ)**

1.6.10 Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени кандидата
геолого-минералогических наук

Научный руководитель кандидат геолого-
минералогических наук
Рудмин М.А.

ТОМСК 2025

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ	10
1.1 Основные геолого-съёмочные работы на территории Лабино-Малкинской зоны.....	10
1.2. Исследования в области биостратиграфии и расчленение осадочных толщ чехла Большого Кавказа.....	11
1.3. Исследование ооидовых железняков бассейна Большого Кавказа	13
ГЛАВА 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ.....	16
2.1. Лабораторно-аналитические исследования	16
2.2. Расчет геохимических индексов	18
ГЛАВА 3. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЯ.....	20
3.1. Стратиграфия	20
3.2 Тектоника	24
ГЛАВА 4. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ИЗУЧАЕМЫХ ПОРОД.....	26
4.1. Ооидовые железняки.....	28
4.2. Известняки	30
4.3. Фосфориты	32
4.4. Аргиллиты.....	32
4.5 Алевроилты	33
4.6. Песчаники и алевропесчаники	33
ГЛАВА 5. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧАЕМЫХ ОТЛОЖЕНИЙ	36
5.1 Аутигенные минералы	36
5.2. Терригенные минералы.....	43
5.3 Классификация ооидов	44
5.3.1. Железистые ооиды и пелоиды	46
5.3.2. Карбонатные ооиды и пизоиды	48
5.3.3. Ооиды смешанного состава.....	49
5.3.4. Измененные ооиды.....	50
ГЛАВА 6. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧАЕМЫХ ПОРОД.....	52
6.1. Основные оксиды	52
6.2. Микроэлементы	54
6.3. Редкоземельные элементы.....	58
6.4 Стабильные изотопы	61

6.5 Геохимические модули	62
ГЛАВА 7. ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ ИЗМЕНЕНИЕ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ЗАЛЕЖЕЙ ЖЕЛЕЗНЯКОВ В ИЗУЧЕННЫХ РАЙОНАХ	67
7.1. Фациальные условия формирования залежей железняков.....	67
7.2. Особенности образования ооидов в изучаемых районах	74
7.3. Минеральные формы железа и их условия формирования	78
7.4. Полезные компоненты	79
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	82
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	83
ПРИЛОЖЕНИЯ	97

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования. Ооидовые железняки, являющиеся предметом данного исследования, представляют собой уникальные осадочные породы, содержащие более 5% ооидов и 15% валового железа (Young, 1989; Van Houten, 1990). Ооиды – минеральные сферические образования размером до 2 мм в диаметре, характеризующиеся концентрически-зональным строением (Young, 1989).

В настоящее время происхождение ооидовых железняков остаётся дискуссионным. Открытыми вопросами являются источники материала, механизмы роста ооидов и осаждения железа, что подчёркивает необходимость дальнейших исследований (Холодов и др., 2014; Di Bella et al., 2019; Ferretti et al., 2019; Heikoop et al., 1996; Pufahl et al., 2020; Rudmin et al., 2019; Sturesson et al., 2000; Todd et al., 2019).

Несмотря на существующую неопределённость, изучение этих пород позволяет реконструировать физико-химические условия осадконакопления, палеоклиматические изменения и эволюцию морских бассейнов (Van Houten, 1982, 1985, 1989; Van Houten, Arthur, 1989; Pufahl et al., 2020; Matheson et al., 2022; Rudmin et al., 2020, 2022).

Особую актуальность данное исследование приобретает для центральной части Лабино-Малкинской зоны (Большой Кавказ), где ооидовые железняки остаются слабоизученными. Большинство предыдущих работ было сосредоточено на восточной части зоны (район плато Бечасын, Тимофеева, 1966), а также на биостратиграфических аспектах (Безносов, 1967; Казакова, 1984; Лупов, 1952) и терригенных комплексах (Гаврилов, 2005). Поэтому данная работа не только углубляет понимание процессов осадконакопления в пределах Лабино-Малкинской зоны, но и позволяет выявить факторы, контролирующие формирование железорудных осадочных толщ.

Помимо этого, ооидовые железняки играют важную роль в решении прикладных задач. Накопление сведений об их минералогических, геохимических, текстурных и структурных характеристиках позволяет приблизиться к разработке эффективных схем обогащения руд. А изучение фациальных обстановок и закономерностей распределения ооидовых железняков в разрезе поможет выявить перспективные рудоносные площади и спрогнозировать месторождения в аналогичных геологических условиях.

Цель исследования – на основе изучения текстурно-структурных и вещественных особенностей ооидовых железняков Лабино-Малкинской зоны Большого Кавказа оценить условия формирования и определить рудоконтролирующие факторы.

Задачи исследования:

1. Определение фациальных обстановок формирования ооидовых железняков и вмещающих пород.
2. Комплексный анализ их текстурно-структурных особенностей, минерального состава, геохимических характеристик.
3. Классификация ооидов на основе морфологических и минералогических признаков.
4. Оценка физико-химических факторов, обусловивших формирование различных типов ооидов.
5. Анализ минеральных форм и концентраций железа, а также определение возможных попутных полезных компонентов, для оценки возможности их практического использования.

Фактический материал и методы исследования. Материалами для исследования послужили штуфные пробы, отобранные из двух осадочных разрезов Лабино-Малкинской зоны, расположенных вблизи поселков Нижняя Ермоловка и Хусы-Кардоник (Большой Кавказ). Всего было отобрано и изучено более 200 проб. Для микроскопических и аналитических исследований было подготовлено более 400 препаратов. Изучение минералого-геохимических и текстурно-структурных характеристик проводилось с использованием петрографического анализа, сканирующей и просвечивающей электронной микроскопии, масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой, рентгенофлуоресцентного анализа, изотопной масс-спектрометрии, рамановской спектроскопии.

Научная новизна. Расширены представления о вещественном составе ооидовых железняков Лабино-Малкинской зоны, фациальных обстановках их формирования, уточнено литологическое строение осадочных разрезов.

Впервые выявлены разновидности ооидов, установлена стадийность их формирования в породах Лабино-Малкинской зоны, оценены ключевые физико-химические факторы, влияющие на морфологию и минеральный состав ооидов.

Получены новые данные о концентрации железа в ооидовых железняках. Уточнен минеральный состав железосодержащих фаз. В качестве основных концентраторов железа идентифицированы глинистые минералы (шамозит и нонтронит), а также детализирован их химический состав.

Практическая значимость: выделенные фациальные условия осаждения ооидовых железняков могут быть использованы в качестве критериев для прогнозирования рудоносных горизонтов на соседних участках. Представленные данные о минералогическом и геохимическом составе пород, а также предложенная классификация ооидов и их типов, служат основой для разработки технологических схем обогащения и переработки железных руд. Установленные типы ооидовых железняков и их связь с фациальными обстановками позволяют идентифицировать рудоносные зоны на геологических картах с учётом палеофациального анализа и фаунистических остатков.

Личный вклад автора. Автором осуществлен полевой отбор образцов, выполнена подготовка аналитических проб и монофракций, подобрана методика исследования и проведена интерпретация полученных данных. Самостоятельно выполнены оптико-микроскопические, электронно-микроскопические и рентгенофлуоресцентные исследования.

Основные защищаемые положения.

1. Установлено, что ооидовые железняки Лабино-Малкинской зоны формировались в условиях мелководного шельфа: железняки с высокой долей терригенной фракции и карбонатным цементом осаждались выше базиса ветрового волнения, железняки с глинистым и карбонатно-глинистым цементом и высокой долей ооидов – между базисами ветрового и штормового волнения, а железняки с высокой долей литокластов и карбонатным цементом образовались в результате размыва и переотложения ранее сформированных отложений.

2. Выявлена зависимость минерального состава ооидов Лабино-Малкинской зоны от условий осадочной среды. Кислородные условия способствовали формированию гематитовых и гетит-шамозитовых ооидов, субкислородные с высокими концентрациями гидрокарбонат-ионов – кальцитовых ооидов и пизоидов, а с низкими концентрациями – шамозитовых и шамозит-нонтронитовых ооидов. Колебания доли гидрокарбонат-иона в придонной воде способствовало росту карбонатно-глинистых ооидов. Постседиментационные

изменения привели к трансформации ооидов и образованию их новых видов – апатит-шамозитовых и баритовых.

3. Содержание железа в ооидовых железняках тоар-ааленского возраста варьирует от 18,7 % до 37,6 вес. % и зависит от вещественных характеристик (состава цемента, типа ооидов и их доли в породе), которые связаны в большей степени с фациальными обстановками. Перспективными попутными компонентами изучаемых пород, являются редкоземельные элементы, концентрирующиеся на уровне 0,11-0,28 вес. % в прослоях фосфоритов, что повышает комплексный сырьевой потенциал юрских железняков Лабино-Малкинской зоны.

Публикации и апробация результатов исследования. Материалы по теме диссертационной работы были освещены в 20 публикациях, в том числе 6 в журналах перечня ВАК, 4 в высококвартильных журналах, индексируемых в базах Scopus и WoS. Результаты исследований ежегодно освещались на ведущих научных конференциях, включая Всероссийскую конференцию «Новое в познании процессов рудообразования» (Москва, 2020), Международную конференцию «Проблемы геологии и освоения недр» (Томск, 2021–2024), Всероссийскую конференцию «Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии» (Петрозаводск, 2021), Всероссийскую Уральскую минералогическую школу (Екатеринбург, 2022), Всероссийскую школу студентов, аспирантов, молодых специалистов и учёных по литологии (Екатеринбург, 2024), Всероссийскую конференцию «День редкоземельных элементов» (Нижний Новгород, 2024) и Всероссийскую Рудную школу ЦНИГРИ (Москва, 2024), что обеспечило апробацию полученных данных и подтверждение их научной значимости в профессиональном сообществе.

Структура работы. Диссертация состоит из 7 разделов, введения и заключения, объемом 107 страниц, с 29 иллюстрациями, 6 таблицами, 4 приложениями и 136 источниками литературы.

Введение раскрывает актуальность исследования, цели и задачи работы, используемые материалы и методы, а также научную новизну и практическую значимость. Первая глава представляет обзор предшествующих исследований, выполненных на территории бассейна Большого Кавказа. В ней подробно рассматриваются данные геологических экспедиций и биостратиграфических исследований. Особое внимание уделено исследованиям ооидовых железняков. Во второй главе описана методология проведенных исследований. Третья глава

посвящена геологическому строению района исследований. В ней раскрываются особенности геолого-структурного положения разрезов, а также рассматриваются стратиграфические и тектонические особенности исследуемой территории. Четвертая глава подробно характеризует литологическое разнообразие пород. Описываются основные литотипы, их текстурно-структурные характеристики, компонентный состав, а также пространственное положение пород в разрезах. Пятая глава посвящена минералогическому составу пород. В ней представлены описания основных, второстепенных и редких минералов, раскрываются особенности их морфологии, химического состава и распределения в различных литологических типах. Также предложена классификация ооидов, основанная на их минеральных и морфологических признаках. Шестая глава рассматривает геохимические характеристики пород. Анализируются данные по содержанию основных оксидов, микроэлементов и редкоземельных элементов. Оцениваются параметры, отражающие окислительно-восстановительные условия осадочной среды, с опорой на геохимические индикаторы. Седьмая глава представляет обобщение полученных литологических, минералогических и геохимических данных. На их основе выделены фациальные обстановки, оценены условия образования ооидов, определены основные полезные компоненты и их минеральные формы.

Благодарности. Выражаю благодарность моему научному руководителю кандидату геолого-минералогических наук Рудмину М.А. за научное руководство и ценные наставления. Особая благодарность ученым Северо-Кавказского федерального университета Шерстюкову М.П., к.ф.-м.н. Мкртчяну Л.С. и д.т.н. Керимову А.-Г. Г. за содействие в организации экспедиции, ценные советы, совместные обсуждения и научные дискуссии, которые помогли глубже осмыслить полученные результаты.

Выражаю признательность коллегам из Томского политехнического университета к.г. м.н. Якич Т.Ю., к.г.-м.н. Рубану А.С., д.г.-м.н. Мазурову А.К., д.г.-м.н. Ворошилову В.Г., к.г.-м.н. Краснощековой Л.А., к.г.-м.н. Гаврилову Р.Ю. за полезные рекомендации, помощь в анализе данных и конструктивную критику, благодаря которой удалось улучшить качество исследования. Отдельная благодарность к.г.-м.н. Новоселову К.Л. за наставничество и вдохновение в начале моего профессионального пути. От всей души благодарю моих коллег и друзей – к.г.-м.н. Крутенко М.Ф. и к.г.-м.н. Крутенко Д.С. – за их неизменную поддержку, душевную теплоту и мотивацию.

Особая благодарность моему супругу, Максиму П.Н., за его безграничное терпение, помощь и веру в меня. Спасибо за то, что всегда был рядом, вдохновлял и помогал мне двигаться вперед.

Финансовая поддержка. Часть диссертационных исследований выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (проект № FSWW–2023–0010).

ГЛАВА 1. СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ

В данной главе представлена оценка степени изученности Лабино-Малкинской зоны. Основное внимание уделено этапам геологического изучения, результатам биостратиграфических исследований, а также характеристике и описанию известных железорудных проявлений.

1.1 Основные геолого-съёмочные работы на территории Лабино-Малкинской зоны

Первые геологические исследования Лабино-Малкинской зоны относятся к концу XIX века. Они связаны с изучением вулканитов горы Эльбрус, проведённым М.П. Мельниковым (1891) и А.Н. Алёшиным (1897), а также с изысканиями И.В. Мушкетова (1896) при проектировании транскавказской железнодорожной трассы в бассейне реки Теберда. В 1905 году П. И. Пятницким были проведены исследования в долине реки Баксан, которые в 1913-1914 годах продолжил В.П. Ренгартен (Ренгартен, 1914). В результате были составлены первые геологические карты различных масштабов, выявлены рудопроявления цинка, свинца и меди, а также открыто молибден-вольфрамовое месторождение Тырнауз (Пэк, 1962).

С середины XX века на территории Лабино-Малкинской зоны проводились активные геолого-съёмочные работы. Было выполнено изучение Сторожевой площади (Лотиев, 1956), Зеленчукского района (Кизевальтер, 1957), района поселка Уруп (Снежко, 1958), Марухского района (Канчели, 1958), Красногорской площади (Лотиев, 1958) и Верхне-Лабинской площади (Снежко, 1959). Полученные данные легли в основу отчета Кавказской экспедиции МГУ, подготовленного под руководством Ажгирея Г.Д. и Кожевникова А.В (Ажгирей, Кожевников, 1961). В результате проведенных исследований впервые была детально отражена сложная фациальная изменчивость юрских отложений, описана их интенсивная дислокация в зоне, прилегающей к Передовому хребту, а также систематизированы представления о геологическом строении территории, структуре и вещественном составе продуктивных толщ. Эти работы позволили также выявить новые рудопроявления и обосновать рекомендации по поисковым работам на полиметаллы и медь в бассейнах рек Уруп, Большой Зеленчук, Маруха, Аксаут, Теберда и других. Кроме того, были даны первые описания выделенных стратиграфических подразделений и магматических комплексов. Эти данные легли в основу двух геологических карт масштаба 1:200 000, охватывающих почти всю территорию Лабино-Малкинской зоны (листы К-37-VI и К-38-I). Карты были составлены Срабоняном М.Х. совместно с Гурбановым А.Г. в 1969 году (Срабонян, 1969).

В результате геологоразведочных работ конца 1970-х – конца 1980-х годов были получены важные данные о строении юрских осадочных толщ. В период с 1977 по 1984 годы в рамках предварительной разведки Кти-Тебердинского вольфрамового месторождения в Зеленчукском районе под руководством Соколова Е.М. была детально изучена джигиатская свита юрских отложений (Соколов, 1984). С 1982 по 1988 годы под руководством Ю.Б. Файнера проведена гидрогеологическая съемка масштаба 1:50 000, в результате которой уточнено геологическое строение юрских и меловых отложений в обнажениях реки Баксан (Файнер, 1988).

В 2005-2008 годах под руководством И.Н. Семенухи выполнено геологическое доизучение листов К-37-VI и К-37-XII. По итогам работ составлен отчет и комплект карт второго поколения (Семенуха, 2009). В ходе этих исследований пересмотрены представления о тектоническом строении региона, структуре фундамента и осадочного чехла (Семенуха, 2021).

1.2. Исследования в области биостратиграфии и расчленение осадочных толщ чехла Большого Кавказа

Территория Большого Кавказа издавна привлекала внимание многих ученых благодаря хорошей сохранности древней флоры и фауны. В связи с этим существует значительное количество работ, посвященных биостратиграфическому изучению и расчленению осадочных толщ. Осадочные породы Лабино-Малкинской зоны относятся к меловой и юрской системам. Первые систематические исследования меловых отложений были выполнены А.М. Коншиным (1896), изучавшим разрезы Главного Кавказского хребта, и С.Н. Никитиным (1903), исследовавшим северо-западную часть Кавказа. В 1906-1912 гг. К.И. Богданович и С.И. Чарноцкий уточнили стратиграфию меловых пород северо-западного Кавказа, впервые установив их последовательность.

Важным этапом в изучении стратиграфии региона стало создание К.И. Богдановичем в 1910-1911 гг. детализированной схемы расчленения нижнемеловых отложений для разрезов в бассейнах рек Псекупс и Шебш. Данная схема, получившая широкое признание в научном сообществе, впоследствии была усовершенствована совместно с С.И. Чарноцким в 1911-1914 годах (Луппов, 1952).

Последующие исследования, проведенные рядом выдающихся геологов – И.И. Никшичем (1915), П.И. Ивченко (1922), И.В. Поповым (1927), Н.Н. Славяновым (1928),

О.С. Вяловым (1929), В.Ф. Пчелинцевым (1931), а также Н.К. Игнатовичем, П.В. Палеем и Н.Н. Славяновым (1932) – позволили существенно уточнить первоначальную схему. В результате этих работ были получены новые данные о пространственном распространении и литологических особенностях нижнемеловых отложений, особенно на южном склоне Кавказа, а также детализировано строение разреза на отдельных участках северного склона.

Особое значение для понимания стратиграфии меловых отложений имела монографическая работа Н.П. Луппова, посвященная комплексному исследованию Северо-Западного Кавказа. В этом фундаментальном труде автор не только обобщил и систематизировал данные предшественников, но и провел детальное стратиграфическое расчленение нижнемеловых отложений, а также проанализировал их палеозоогеографические особенности. Работа Луппова стала важной вехой в изучении геологии региона, послужив основой для многих последующих исследований.

Стратиграфические исследования юрской системы Северного Кавказа, основанные на анализе морской фауны, имеют длительную историю изучения. Несмотря на более чем столетний период исследований, степень изученности юрских отложений остается неравномерной для различных регионов. Наиболее детально к настоящему времени исследованы ниже- и среднеюрские отложения северной части Кавказа.

Разработкой региональной стратиграфической зональной схемы по аммонитам для Северного Кавказа занимались многие выдающиеся геологи, среди которых особо следует отметить Н.В. Безносова, А.И. Гущина, Н.А. Живаго, В.П. Казакову, И.Р. Кахадзе, К.Я. Крымгольца, Ю.Г. Леонова, Д.И. Панова, К.О. Ростовцева и других исследователей.

Наиболее хорошо изучены байосско-батские отложения Дагестана. Первые исследования начались в 1860-х годах. Исторически первая стратиграфическая схема юрских отложений Дагестана была разработана Г. Абигом (1862), а впоследствии уточнена Шегреном (1889), Неймайром и Улигом (1892). Существенный вклад в расчленение юрских толщ внес К. Ринц (1904), тогда как П.А. Казанский (1909) провел детализацию схемы для средней и верхней юры.

Изучением и стратиграфическим расчленением байосского и батского ярусов на территории Дагестана по аммонитовой фауне занимались: Д.В. Дробышев (1925-1927 гг.) В.П. Ренгартен (1927) И.Д. Филлимонов (1938) В.М. Пац (1938, 1939) Г.Я. Крымголец (1940).

Следует отметить, что исследователи 1940-50-х годов не имели единой точки зрения по вопросам стратиграфии. Новый этап в изучении начался с 1950 года, когда к исследованиям приступила группа геологов ВНИИГаза и МГУ под руководством Г.П. Леонова. В результате их работ было установлено разделение байосско-батских отложений Дагестана на нижнебайосский и верхнебайосско-батский комплексы.

Особый вклад в разработку стратиграфических схем юрских отложений региона внес Н.В. Безносков. В своих фундаментальных трудах он детально изучил аммонитовую фауну и ее распределение в разрезах различных ярусов юрской системы. Ключевым достижением его работ стало уточнение стратиграфических границ между байосскими и батскими отложениями, что позволило стандартизировать стратиграфические схемы для Северного Кавказа (Безносков, 1967). Эти исследования заложили основу для современных представлений о стратиграфии юрских отложений региона.

Выделение ааленского яруса в стратиграфической схеме Северного Кавказа явилось результатом многолетних исследований, завершившихся фундаментальными работами В.П. Казаковой (1984). Эти исследования опирались на значительный научный задел, созданный предшественниками – Г.Я. Крымгольцем (1947, 1961), Е.Е. Мигачевой (1962), Е.С. Станкевичем (1964) и К.О. Ростовцевым (1970). В.П. Казаковой удалось не только четко обосновать границу между тоарским и ааленским ярусами на основе биостратиграфических данных, но и разработать детальную схему расчленения ааленских отложений. Особое значение имело описание характерных комплексов аммонитов ааленского и байосского ярусов, специфичных для Северного Кавказа.

1.3. Исследование ооидовых железняков бассейна Большого Кавказа

Железные руды тоар-ааленского возраста были впервые обнаружены на территории Лабино-Малкинской зоны в середине XX века. Наибольший вклад в их изучение внесли такие исследователи, как Тимофеева, Балашов и Гаврилов (Гаврилов, 1985, 2005; Тимофеева, 1966; Тимофеева, Балашов, 1972). Первые исследования были сосредоточены на рудах плато Бечасын, расположенного в восточной части этой зоны.

Геологические обстановки формирования железных руд плато Бечасын сходны с изучаемыми рудами, а их залегание связано с аналогичным литологическим разрезом, представленным терригенными и карбонатными толщами. Несмотря на более детальную изученность руд плато Бечасын по сравнению с другими участками Лабино-Малкинской зоны,

их исследование остается недостаточно полным. Это связано как с ограниченным количеством работ, посвященных данной теме, так и с отсутствием современных исследований как самого плато, так и Лабино-Малкинской зоны в целом.

Ранние исследования руд плато Бечасын проводились С.М. Андроновым и Н.С. Ильиной (1945), И.Р. Кахадзе (1957), Ю.А. Потапенко и Ю.Г. Леоновым (1955), а также З.В. Тимофеевой (1966). Литологический разрез района изучения характеризуется следующим строением: в основании залегает пачка алевроито-глинистых пород с прослоями песчаников, выше следуют глинистые породы с карбонатно-фосфатными конкрециями, а в верхней части разреза располагаются железистые породы, перекрытые алевроитовыми отложениями (Тимофеева, 1966). З. В. Тимофеева (1966) провела детальное исследование текстурно-структурных и минералогических особенностей железных руд плато Бечасын. На основе проведенного анализа были выделены следующие типы руд: мелкооолитовая гидрогётитовая, аргиллит-гидрогётит-оолитовая и аргиллит-алевритовая железистая.

Железные руды плато Бечасын характеризуются вариативным содержанием железа в зависимости от литологического типа пород. Основными рудными минералами выступают гидроксиды железа – гётит, гидрогётит и гематит, тогда как силикатные (шамозит) и карбонатные (сидерит) минералы встречаются в подчиненном количестве. Проведенные исследования показали, что средние содержания железа составляют 25% в оолитовых разностях руд, 15% в гидрогётит-оолитовых аргиллитах и лишь 8% в железистых аргиллитах. По составу цементирующей массы исследователи выделяют гидрогётит-гидрогематитовые, гётит-гидрогётитовые и карбонатно-хлоритовые разновидности руд. При этом предполагается, что гидрогётит-гётит-гематитовый парагенезис имеет вторичное происхождение, сформировавшись в результате окисления первичного шамозит-сидерит-пиритового минерального комплекса.

Формирование железорудных отложений происходило в условиях мелководного морского бассейна на фоне медленного тектонического погружения территории при ограниченном поступлении терригенного материала, несмотря на относительную близость палеобереговой линии. Согласно существующим представлениям, рудообразование осуществлялось в нескольких фациальных обстановках: в корах выветривания с образованием остаточных руд, в мелководных озёрных водоёмах, а также в прибрежно-морских условиях. В

качестве источника железа предполагается Малкинский серпентинитовый массив (Гаврилов, 2005; Тимофеева, 1966)

Однако, несмотря на значительный объем накопленных данных о минеральном составе, содержаниях железа, источниках рудного вещества и условиях формирования железных руд, их изученность в пределах Лабино-Малкинской зоны остается недостаточной. Основное внимание предыдущих исследований было сосредоточено на рудах плато Бечасын, тогда как другие участки зоны остаются слабо изученными. Отсутствие современных комплексных исследований и ограниченная площадь изученных территорий не позволяют в полной мере реконструировать закономерности рудообразования в регионе. Проведение детального изучения железорудных проявлений в центральной части Лабино-Малкинской зоны в рамках настоящего исследования представляется особенно актуальным, что позволит существенно расширить существующие представления о геологии региона и уточнить условия формирования железных руд тоар-ааленского возраста.

ГЛАВА 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

2.1. Лабораторно-аналитические исследования

Материалом для исследования послужили штуфные пробы, отобранные из открытых обнажений. В качестве графических материалов использованы геологические карты, стратиграфические колонки и разрезы, взятые с сайта ВСЕГЕИ. Лабораторно-аналитические работы выполнены на основе проб, отобранных из двух обнажений – Ермоловского и Хусы-Кардоникского. Всего изучено более 200 проб.

Изучаемые породы представлены ооидовыми железняками, известняками, фосфоритами, песчаниками, алевропесчаниками, алевролитами и аргиллитами. Петрографические особенности, минеральный и химический состав, а также геохимия органического вещества изучались при помощи: оптической микроскопии (петрографический анализ), рентгенофлуоресцентного анализа (РФА), сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) с локальным рентгеноспектральным энергодисперсионным анализом (ЭДС), рентгенодифракционного анализа (РДА), просвечивающей электронной микроскопии (ПЭМ), масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС), Rock-Eval пиролиза, масс-спектрометрии стабильных изотопов, рамановской спектроскопии. Для выполнения планируемых лабораторно-аналитических исследований из штуфных проб изготавливались полированные шлифы, аншлифы, шашки, и аналитические пробы. Основной комплекс лабораторных исследований был проведен на базе Томского политехнического университета. Масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой была проведена в лаборатории геохимии изотопного и элементного анализа НИЦ Геолаб Казанского федерального университета.

Минеральный состав руд и текстурно-структурные особенности были изучены автором в проходящем свете с использованием микроскопа Olympus BX53F. В ходе работы было исследовано более 100 шлифов. Рентгенофлуоресцентный анализ проводился автором с целью геохимической характеристики руд. Методом РФА определены содержания основных оксидов пород и руд ($\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{общ.})}$, SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , MgO , P_2O_5 , K_2O , CaO , TiO_2 , MnO) в прессованных таблетках. Анализы выполнены автором на рентгенофлуоресцентном микроанализаторе HORIBA XGT 7200. Всего исследовано 79 проб и получено более 300 спектров.

Сканирующая электронная микроскопия использовалась для оценки состава минералов и получения снимков высокого разрешения. Исследования проводились автором на полированных шлифах, аншлифах, шашках и монофракциях ооидов с применением сканирующего электронного микроскопа TESCAN VEGA 3 SBU, оснащенного энергодисперсионным детектором OXFORD X-Max 50. Ускоряющее напряжение основной СЭМ-съемки составляло 20 кВ при силе зондирующего тока 4,0-12,0 нА. Методом СЭМ проанализировано более 150 проб и получено более 2000 характеристических спектров.

Просвечивающая электронная микроскопия проводилась в ЦКП НМНТ ТПУ, поддержанном проектом Минобрнауки России № 075-15-2021-710, с использованием просвечивающего электронного микроскопа JEOL JEM-2100F. Целью ПЭМ было определение минерального состава кортекса ооидов и изучение кристаллической решетки основных минералов. Снимки были получены в просвечивающем режиме. Перед исследованием капля глинистой суспензии высушивалась на медной сетке (300 ячеек, диаметр 3,05 мм), покрытой углеродной пленкой. Исследования проводились при ускоряющем напряжении 200 кВ.

Масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) проводилась с целью определения концентраций микроэлементов, включая редкоземельные элементы. Анализы выполнялись с использованием масс-спектрометра ELAN DRC-e. Для анализа навеска пробы весом около 0,5 г сплавлялась при температуре 1050 °С в течение 15 минут с использованием смеси $\text{LiBO}_2/\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ (0,8 г) в качестве флюса. Полученные стеклоподобные шарики растворялись в смеси кислот HF , HNO_3 и HClO_4 в соотношении 5:4:1,5 при температуре 120 °С в платиновом тигле в течение 6 часов. Затем жидкому экстракту давали испариться при 160 °С. Оставшийся остаток растворяли в 10 мл 5М раствора HNO_3 , фильтровали и анализировали на содержание микроэлементов. Точность анализа проверялась на сериях повторностей образцов и стандартов (USGS, BCR-2, GSD-1g, SCO-1), а также с использованием собственных стандартов. Аналитическая ошибка составила менее 3%. Методом ИСП-МС проанализировано более 67 проб.

Масс-спектрометрия стабильных изотопов проводилась с целью определения содержания стабильных изотопов углерода и кислорода в карбонатах ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$). Для анализа навеска пробы растворялась в фосфорной кислоте при 70 °С с использованием системы Gasbench II, соединенной с масс-спектрометром Thermo Finnigan Five Plus. Значения изотопов углерода и кислорода рассчитывались относительно стандарта VPDB (NBS19 и

LSVEC). Воспроизводимость результатов проверялась повторным анализом лабораторных стандартов и составила $\pm 0,07\%$ (1σ) для обоих изотопов. Исследования стабильных изотопов проводились на породах, богатых карбонатными минералами. Всего проанализировано 17 образцов.

Рентгенодифракционный анализ проводился с целью определения валового состава ооидовых железняков и фосфоритов. Для анализа пробы были высушены, затем раздроблены в щековой дробилке и далее перетёрты в мельнице до состояния порошка (пудры, размер частиц не более 10 мкм). Диаграммы записывались на дифрактометре Rigaku Ultima IV с Cu K α анодом при 40 кВ и 30 мА. Съёмка проводилась в диапазоне 3–65° по шкале 2-theta со скоростью 1° в минуту с шагом 0,02°. В целом все процедуры выполнялись согласно общепринятым рекомендациям (Moore, Reynolds, 1989). Количественный расчет выполнялся по методу Ритвельда (Bish, Post, 1993). Средняя погрешность метода составляла 1 %.

Раман-спектроскопия проводилась автором с целью определения минерального состава и выявления флюидных включений для установления природы баритовых «ооидов». Исследования выполнялись на спектрометре Thermo Scientific Fisher DXR2 с использованием лазера с длиной волны 785 нм и мощностью 20-25 мВт. Спектры регистрировались в течение 9-15 секунд в диапазоне 50-3200 см⁻¹ с тройным накоплением. Всего проанализировано 8 образцов, содержащих баритовые «ооиды».

2.2. Расчет геохимических индексов

Для оценки условий формирования пород были использованы геохимические индексы, включая Ce-аномалию и модули обогащения (EF). Ce-аномалия является важным индикатором окислительно-восстановительных условий среды (Zhang et al., 2023). Однако из-за переизбытка La в морской воде могут возникать ложные Ce-аномалии (Bau, Dulski, 1996). Для отличия ложных Ce-аномалий от истинных был введен параметр Pr-аномалии (Bau, Dulski, 1996). Расчеты Ce- и Pr-аномалий выполнялись по следующим формулам (1,2) (Bau, Dulski, 1996; McLennan, 1989):

$$\text{Ce/Ce}^* = \text{Ce}_{\text{SN}} / (0,5\text{La}_{\text{SN}} + 0,5\text{Pr}_{\text{SN}}) \quad (1)$$

$$\text{Pr/Pr}^* = \text{Pr}_{\text{SN}} / (0,5\text{Ce}_{\text{SN}} + 0,5\text{Nd}_{\text{SN}}), \quad (2)$$

где Ce_{SN} , La_{SN} , Pr_{SN} , Nd_{SN} – содержания элементов, нормированные на средние содержания элементов в постархейском австралийском сланце (PAAS) (Taylor, McLennan, 1985).

Индексы обогащения (Enrichment Factor, EF) используются для оценки степени обогащения химических элементов в породах по сравнению с их содержанием в стандарте, чаще всего в среднем составе земной коры или сланцевом стандарте (PAAS – Post-Archean Australian Shale) (Tribovillard et al., 2006). Эти индексы помогают выявить аномальные концентрации элементов, которые могут быть связаны с изменением окислительно-восстановительных условий.

Расчёт индекса обогащения (EF) выполняется по формуле (3):

$$EF (\text{элемент } X) = \frac{\left(\frac{X}{Al}\right)_{\text{образца}}}{\left(\frac{X}{Al}\right)_{PAAS}}, \quad (3)$$

где X – концентрация исследуемого элемента, Al – концентрация алюминия, $\left(\frac{X}{Al}\right)_{\text{образца}}$ – отношение этих элементов в образце, $\left(\frac{X}{Al}\right)_{PAAS}$ – нормированное отношение этих элементов.

Для оценки окислительно-восстановительных условий среды использовали концентрации и индексы обогащения Mo, U и V. Эти элементы являются хорошими индикаторами условий осадкообразования, поскольку их поведение значительно различается в окислительных и восстановительных обстановках (Tribovillard et al., 2006).

В окислительных условиях они присутствуют в растворимых формах, таких как уранил-ион UO_2^{2+} , молибдат MoO_4^{2-} и ванадатные оксианионы HVO_4^{2-} и $H_2VO_4^-$, растворённые в морской воде (Anderson et al., 1989; Broecker, Peng, 1982; Hastings et al., 1996; Tribovillard et al., 2006, Wehrli, Stumm, 1989). В восстановительных условиях эти элементы образуют нерастворимые минералы и соединения, которые осаждаются в осадок, обогащая его: уран – уранит UO_2 или соединения урана U_3O_7 и U_3O_8 (Chaillou et al., 2002; Klinkhammer, Palmer, 1991; McManus et al., 2005; Morford et al., 2001), молибден – MoS_2 (молибденит), Fe-Mo-S комплексы, связанные с железистыми сульфидами (Helz et al., 1996), ванадий – гидроксиды и оксиды: $VO(OH)_2$, $V(OH)_3$, V_2O_3 (Breit, Wanty, 1991; Emerson, Huested, 1991; Wanty, Goldhaber, 1992). Так образом дефицит Mo, U, и V в осадке может свидетельствовать об окислительных обстановках, обогащение – восстановительных.

ГЛАВА 3. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЯ

В данной диссертационной работе исследовано два осадочных разреза, содержащих железорудные слои. Изучаемые обнажения расположены в Карачаево-Черкесской Республике на Северо-Западном Кавказе и входят в состав осадочного бассейна Большого Кавказа, который формировался на северной окраине палеоокеана Тетис. С географической точки зрения, данные обнажения находятся в 160-170 километрах к юго-западу от города Ставрополь. В структурно-фациальном отношении они приурочены к Лабино-Малкинской зоне (рис. 1).

Хусы-Кардоникский разрез расположен на левом берегу реки Хуса-Кардоникская, вблизи одноименного населенного пункта. Протяженность рудопроявления составляет около 300 метров, а максимальная мощность обнажения достигает 50-55 метров. Обнажение представлено скальной стенкой, образующей обрыв на речной террасе.

Ермоловский разрез находится западнее села Нижняя Ермоловка, на левом берегу реки Большой Зеленчук. Обнажение представлено скальной стенкой протяженностью около 1200-1300 метров, однако изученная часть выходов ограничена 300 метрами. Мощность разреза здесь составляет 15-20 метров.

3.1. Стратиграфия

Лабино-Малкинская зона является частью Скифской плиты и представляет собой доальпийский горст-антиклинорий, расположенный на территории Карачаево-Черкесии. На востоке отложения этой зоны перекрыты более молодыми образованиями, а на юге она ограничена Тырнауз-Пшекишской шовной зоной, которая прослеживается от реки Белой на западе до реки Чегем на востоке (Панов, 1962 и др.).

Лабино-Малкинская зона имеет типичные черты строения платформенных областей. Её основание состоит из метаморфизованного и интенсивно деформированного верхнепротерозойского фундамента, перекрытого слабо деформированным мезозойским осадочным чехлом (рис. 2), (Варшанина и др. 2011). Фундамент сложен толщами среднего палеозоя, местами прорванными ультраосновными и гранитоидными интрузиями каменноугольного и раннепермского возраста. На этом субстрате залегает относительно маломощный (1-2 км) осадочный чехол, представленный породами юры, мела и нижнего палеогена субплатформенного типа, которые полого (5-15°) моноклинально падают к северу

(Демина, 2007).

Железородные слои относятся к отложениям ниже-среднеюрского возраста и встречаются в центральной части Лабино-Малкинской зоны.

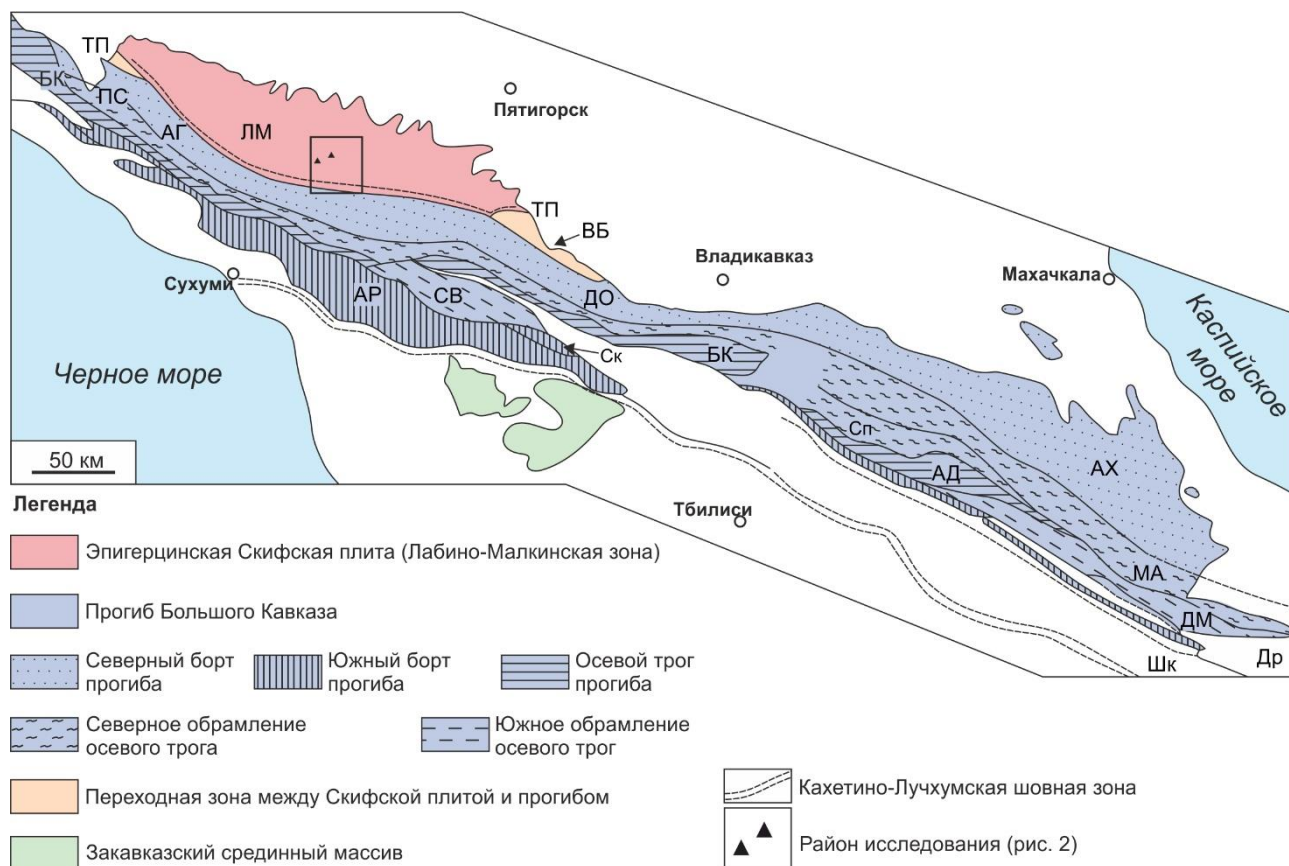


Рис. 1 (А) Схема структурно-фациального районирования территории Большого Кавказа для ранней юры и аалена. ЛМ - Лабино-Малкинская зона, ТП - Тырнауз-Пшекишская шовная зона, ВБ - Восточно-Балканская зона, АГ - Архыз-Гузертильская зона, ДО - Дигоро-Осетинская зона, АХ - Агвали-Хивская зона, Пс - Псеаихинская зона, МА - Метлюта-Ахтычайская зона, Сп - Сперозская зона, БК - Бзыбско-Казбекская зона, АД - Алазань-Диндидагская зона, Св - Сванетская зона, ДМ - Даличай-Мазинская зона, АР - Абхазо-Рачинская зона, Шк - Шекинская зона, Кр - Краснополянская зона, Ск - Сакаурская зона, Др - Дуруджинская зона.

1.1 Юрская система (J)

На поверхности изучаемой территории обнажаются породы осадочного чехла ниже-среднеюрского возраста, относящиеся к синемюрскому, плинсбахскому, тоарскому, ааленскому и байосскому ярусам (рис. 2). Породы залегают моноклинально под углом 10-15° в северо-западном направлении. Обнажения сложены морскими и прибрежно-морскими

отложениями, которые принадлежат власенчихинской толще, хумаринской, джигиатской и джангурской свитам.

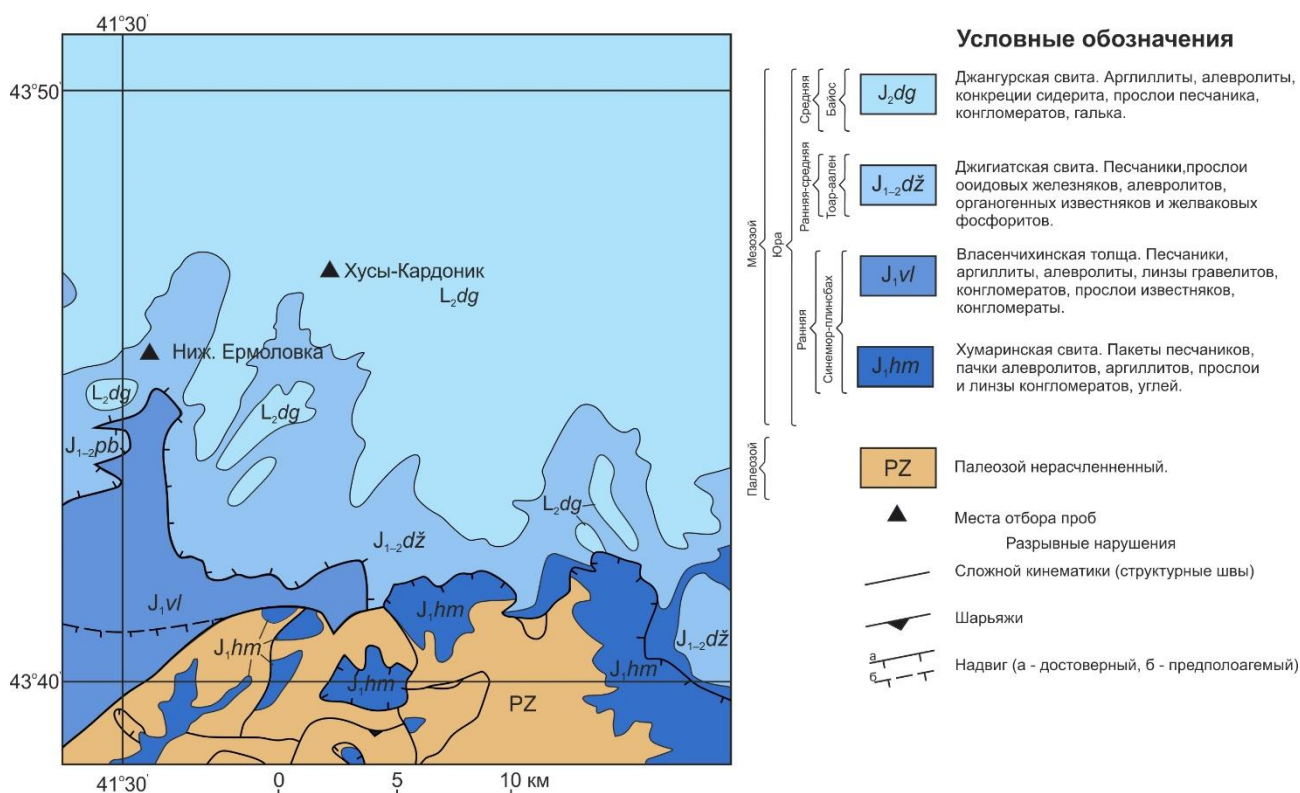


Рис. 2 Геологическая схема исследуемого района с отмеченными обнажениями (по данным ФГУГП "Кавказгеолсъёмка", 2009 г.; ред. Письменный А.Н.)

1.1.1. Нижний отдел (J_1)

Хумаринская свита (J_1hm)

Осадочный чехол Лабино-Малкинской зоны начинается отложениями хумаринской свиты (нижний плинсбах) (Безносов и др., 1960). Свита распространена в южной и юго-восточной частях изучаемой территории и с разрывом залегает на протерозойском фундаменте. В строении толщи хумаринской свиты выделяются три основные части:

1. Нижняя (подпродуктивная) – сложена наиболее грубообломочными породами: конгломератами, гравелитами и крупнозернистыми песчаниками с редкими линзами углистого материала.
2. Средняя (продуктивная) – характеризуется преобладанием глинистых пород.
3. Верхняя (надпродуктивная) – сложена преимущественно песчаниками.

Хумаринская свита отличается значительной изменчивостью и невыдержанностью отдельных горизонтов, а также наличием косой слоистости речного и дельтового типа. Общая

мощность свиты достигает 980 м.

Власенчихинская толща (J_{1vl})

Власенчихинская толща обнажается в юго-западной части территории. Её породы с размывом залегают на палеозойском фундаменте. Толща сложена песчаниками, аргиллитами и алевролитами с линзами гравелитов, конгломератов и прослоями известняков. В основании разреза находятся линзирующиеся конгломераты и песчаники с линзами органогенных известняков. Общая мощность толщи достигает 670 м.

1.1.2 Нижний-средний отдел (J_{1-2})

Джигиатская свита ($J_{1-2dž}$)

На породах хумаринской свиты и власенчихинской толщи с размывом по резкой границе залегают отложения джигиатской свиты (средний тоар-аален) (Безносов и др., 1960). В свите распространена морская фауна – пелециподы, белемниты и аммониты, что свидетельствует о накоплении осадков в условиях морского водоема. Джигиатская свита обнажается в центральной части территории и является рудоносной. Её разрез сложен песчано-глинистыми породами с горизонтами и линзами ооидового железняка, органогенно-обломочных известняков и желваковых фосфоритов. Мощность изучаемых обнажений составляет около 32 м, общая мощность свиты достигает 215 м.

В составе джигиатской свиты выделяют три части, которые принято рассматривать как подсвиты:

1. Нижнегжигитские слои (средний тоар) – сложены преимущественно аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Характерной особенностью является развитие сидерита, который в аргиллитах и алевролитах образует конкреции, а в песчаниках – зоны цементации (Гаврилов, Лубченко, 1985).
2. Верхнегжигитские слои (низы верхнего тоара) – представлены светло-серыми, местами с зеленоватым оттенком, мелкозернистыми неплотными песчаниками полевошпатово-кварцевого состава. Цемент слюдистый, местами карбонатный. В толще залегают несколько пластов серых алевролитов, которые часто переслаиваются с песчаниками (слои 1-3 см). К алевролитам приурочены сидеритовые конкреции.
3. Баксанские слои (верхи верхнего тоара-аален) – сложены аргиллитами с многочисленными прослоями конкреций, пластами конкреционных конгломератов и ооидовых железняков. Распространение железняков по простирацию

невыдержанное, однако глинистые слои часто обогащены рассеянными ооидами (Безносков и др., 1960)

1.1.3 Средний отдел (J₂)

Джангурская свита (J₂dq)

Джангурская свита широко распространена и обнажается в северной части территории. Свита с размывом залегает на породах джигиатской свиты. Свита представлена переслаиванием аргиллитов и алевролитов, с горизонтами конкреций сидерита и редкими маломощными прослоями глинистых песчаников. В основании свиты иногда залегает прослой (0,25 м) мелкогалечных конгломератов с хорошо окатанной галькой вулканогенных пород, кварца, песчаников, изредка кристаллических сланцев 318 м (Лаврищев и др., 2011).

3.2 Тектоника

С тектонической точки зрения исследуемая территория находится в центральной части складчато-глыбовой системы Большого Кавказа. Современный облик региона во многом обусловлен позднеальпийским этапом тектонической эволюции, а также влиянием древних структурных элементов, таких как догерцинские, герцинские, индосинийские и киммерийские структуры. Эти элементы, унаследованные от более ранних этапов развития, подверглись значительным деформациям в альпийский период. Железородные проявления, изучаемые в рамках диссертационной работы, локализованы в пределах Лабино-Малкинской зоны прерывистой складчатости, которая является частью Северо-Кавказского краевого массива (СККМ) (Семенуха и др., 2021).

СККМ представляет собой фрагмент плиты, вовлеченный в орогенное поднятие в позднеальпийский период, при этом он практически не затронут этапами киммерийской и альпийской складчатости (Ажгирей и др., 1976; Семенуха и др., 2021; Сидоренко и др., 1986). В пределах массива мезо-кайнозойские тектонические движения характеризовались преимущественно глыбовым характером, что отразилось на формировании современной структуры региона.

В юрский период тектоническая эволюция региона была тесно связана с развитием северной окраины палеоокеана Тетис. В ранней и средней юре (лейас-ааленское время) территория представляла собой пассивную континентальную окраину, где формировался обширный осадочный бассейн. Этот бассейн, протянувшийся на более чем тысячу километров в субширотном направлении, характеризовался терригенным типом седиментации, что

привело к накоплению мощных песчано-глинистых толщ (Гаврилов, 2005, Ломизе, Панов, 2001).

К концу аалена – началу байоса произошла значительная тектоническая перестройка, в результате которой пассивная окраина преобразовалась в активную. Это сопровождалось формированием Закавказского вулканоплутонического пояса и почти полным закрытием бассейна Большого Кавказа. Однако вскоре опускания охватили континентальную окраину, что привело к разделению единого бассейна на систему северных и южных прогибов. На месте осевой зоны лейас-ааленского бассейна образовались геоантиклинальные поднятия, а к югу от них продолжалось осадконакопление в узких прогибах, где ааленские отложения без перерыва сменялись байосскими (Гаврилов, 2005; Ломизе, Панов, 2000)

К северу от геоантиклинальных поднятий в байосе-бате сформировалась система прогибов, которые постепенно смещались в северном направлении, переходя в платформенные прогибы южной окраины Скифской плиты. В конце средней юры общее поднятие территории привело к регрессии и закрытию этих прогибов. В позднеюрское время режим седиментации существенно изменился: началось накопление карбонатных, красноцветно-эвапоритовых и флишевых отложений. Толща поздней юры часто залегает на породах терригенного комплекса с угловым несогласием, местами значительным (Гаврилов, 2005).

ГЛАВА 4. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ИЗУЧАЕМЫХ ПОРОД

Изучаемые разрезы сложены осадочными породами ранне-среднеюрского возраста, относящимися к тоар-ааленскому ярусу. Породы представлены ооидовыми железняками, известняками, песчаниками, алевропесчаниками, алевролитами, аргиллитами и желваковыми фосфоритами. Перекрывающая толща сложена аргиллитами байоса (рис. 3). Породы состоят из трех основных компонентов: терригенные минералы, цемент и органогенные компоненты (минерализованные морские фоссилии и углефицированный наземный детрит). Большинство слоев также содержат ооиды.

На основе взаимоотношений составляющих компонентов, а также текстурно-структурных особенностей, некоторые типы пород подразделяются на литотипы.

Ооидовые железняки отличаются разнообразием цветовых оттенков: встречаются породы серовато-зеленого, коричневого, бурого и красного цветов. Окраска пород напрямую связана с минералами, входящими в их состав. Основные железистые минералы представлены глинистыми и карбонатными видами. Минералы железа часто образуют особые формы – ооиды, которые создают уникальную ооидовую текстуру.

Ооиды характеризуются небольшими размерами (до 2 мм) и не всегда различимы при макроскопическом исследовании. Их окраска также разнообразна: преобладают серовато-зеленые оттенки, но благодаря присутствию оксидов марганца и железа они могут приобретать коричневатый или черный цвет.

Содержание ооидов в породах варьирует в широких пределах – от 15% до 70% в зависимости от литотипа. Количество железа в породах напрямую зависит от концентрации и типа основных железистых минералов. В зависимости от типа цемента, содержания ооидов и терригенной фракции выделяются следующие литотипы ооидовых железняков:

1. Ооидовые железняки с высокой долей терригенной фракции и карбонатным цементом (рис. 4, Б).
2. Ооидовые железняки с высокой долей терригенной фракции и карбонатно-глинистым цементом (рис. 4, В)
3. Ооидовые железняки с высокой долей ооидов и глинистым цементом (рис. 4, А).
4. Ооидовые железняки с высокой долей литокластов и карбонатным цементом (рис. 4, Г).

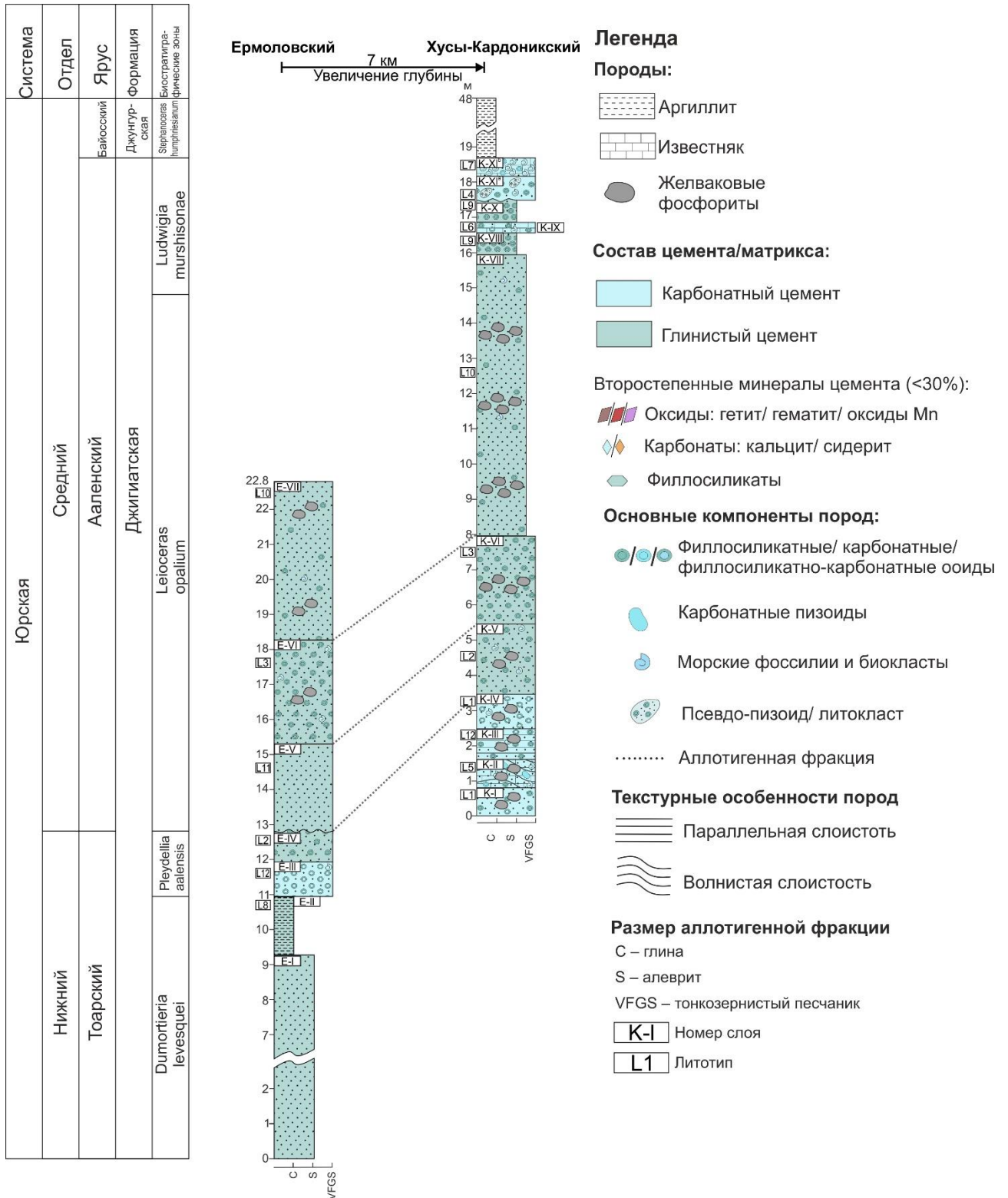


Рис. 3 Литостратиграфическая колонка Ермоловского и Хусы-Кардоникского разреза с выделенными литотипами

4.1. Ооидовые железняки

Ооидовые железняки с высокой долей терригенной фракции и карбонатным цементом (рис. 4, Б) распространены в нижней части Хусы-Кардоникского разреза (L1, рис. 3). Слои характеризуются значительным содержанием обломочного материала (40-50%). Терригенные минералы представлены полуугловатыми и угловато-сглаженными обломками размером от 0,07 до 0,12 мм. Цемент породы сложен кальцитом и сидеритом. Местами карбонатные минералы обрастают чешуйками глинистых минералов. При этом соотношение глинистых и карбонатных минералов в разных частях слоя непостоянно, но с явным преобладанием карбонатов. Доля глинистых минералов не превышает 10%, от общей доли цемента. Доля ооидов составляет 15-35%. Они имеют глинистый и глинисто-карбонатный состав и неравномерно распределены в породе. Ооиды слабоэллиптические и изометричные, их размер достигает максимум 0,2 мм.

Ооидовые железняки с высокой долей терригенной фракции и карбонатно-глинистым цементом (рис. 4, В) встречаются в Ермоловском и Хусы-Кардоникском разрезах, однако были сформированы в разное время. В Ермоловском разрезе данный литотип встречается в тоаре, а в Хусы-Кардоникском – в аалене (L2, рис. 3).

Породы содержат значительную долю терригенной фракции (40-50%). Размер обломочного материала варьирует от 0,07 до 0,11 мм. Цемент породы сложен сидеритом и глинистыми минералами. Доля сидерита 20-30%. Доля ооидов составляет 10-30%. В тоарских слоях преобладают карбонатные ооиды, а в ааленских – глинистые. Ооиды распределены в породе неравномерно.

Ооидовые железняки с высокой долей ооидов и глинистым цементом (рис. 4, А) прослеживаются в обоих разрезах (L3, рис. 3). Породы данного литотипа отличаются самым высоким содержанием железа (табл. 2) и ооидов. Содержание ооидов достигает 50-70%. Цемент пород преимущественно глинистый, с локальным развитием сидерита, доля которого не превышает 10% от общего объема цемента. Доля обломочного материала составляет 15-30%. Обломки полуугловатые, реже полуокатанные, их размер не превышает 0,08-0,12 мм.

Ооидовые железняки с высокой долей литокластов и карбонатным цементом (рис. 4, Г) встречаются в верхней части Хусы-Кардоникского разреза (L4, рис. 3). Породы данного литотипа характеризуются высоким содержанием ооидов (45-50%) и их сферической формой. В нижней части слоя преобладают хлоритовые ооиды, которые выше по разрезу сменяются кальцит-хлоритовыми. Обломочные минералы представлена кварцем в виде редких

полуугловатых обломков размером 0,08-0,13 мм.

Отличительной особенностью данного литотипа является наличие многочисленных литокластов (рис. 4, Д, Е), обрастающих шамозитовым кортексом (коркой). Размер литокластов варьирует от 1 до 5 мм. Эти сфероиды представляют собой обломки породы с высокой долей ооидов и терригенной фракции и карбонатным цементом (рис 4, Е). По составу литокласты схожи с породами первого литотипа (L1, рис. 3).

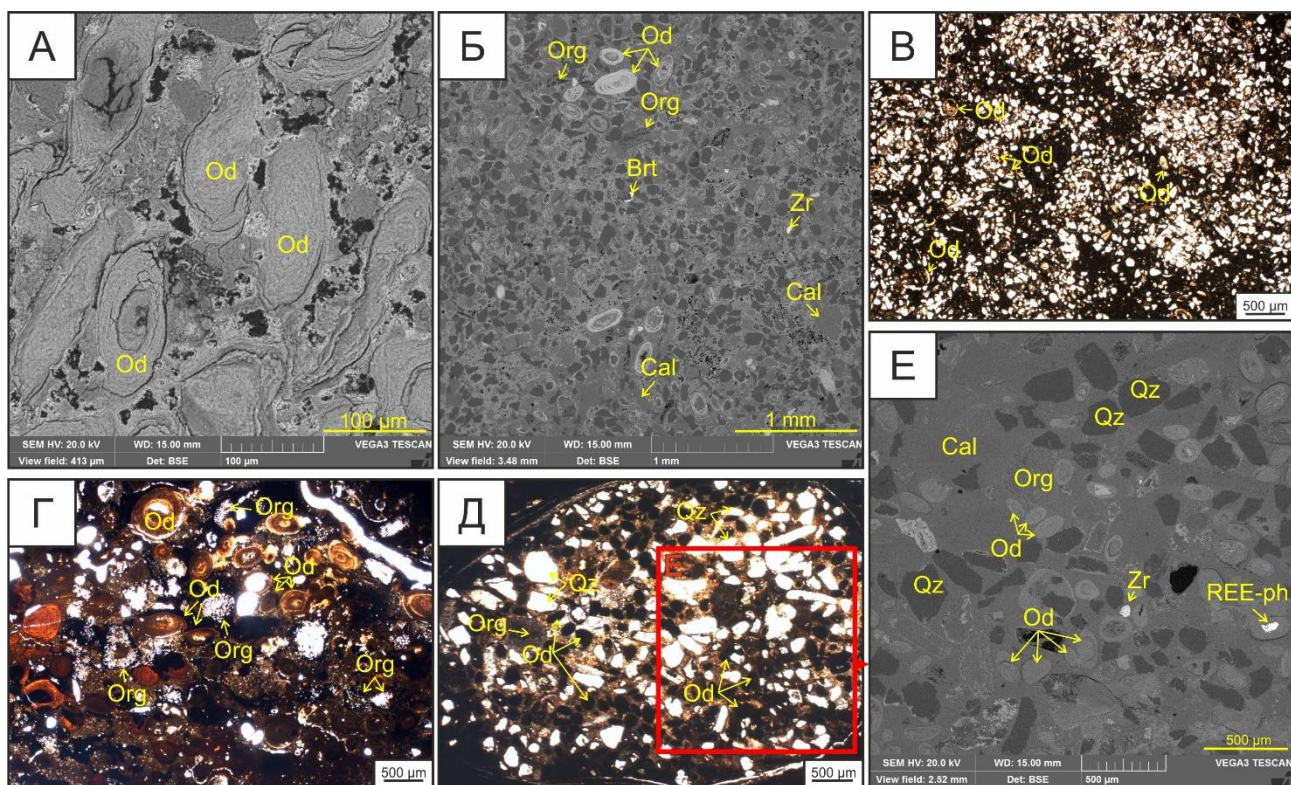


Рис. 4 Ооидовые железняки: (А) ооидовые железняки с высокой долей ооидов и глинистым цементом; (Б) ооидовые железняки с высокой долей терригенной фракции и карбонатным цементом; (В) ооидовые железняки с высокой долей терригенной фракции и карбонатно-глинистым цементом; (Г-Е) ооидовые железняки с высокой долей литокластов и карбонатным цементом; (Д-Е) литокласты в ооидовых железняках с высокой долей ооидов и карбонатным цементом. Brt – барит, Cal – кальцит, Od – ооид, Org – морские фоссилии, Qz – кварц, REE-ph – фосфат редкоземельных элементов, Zr – цирконий

4.2. Известняки

Известняки в геологическом разрезе выделяются светлой окраской, включая серые и серо-желтые оттенки. В этих породах часто встречаются морские фоссилии и биокласты. Известняки характеризуются низким содержанием обломочного материала по сравнению с другими породами. В разрезах выделяются три литотипа известняков: микро-слоистые известняки (рис. 5, А), известняки с высокой долей железистых ооидов (рис. 5, Б) и органогенные (криноидные) известняки (рис. 5, В).

Микро-слоистые известняки встречаются в нижней части Хусы-Кардоникского разреза (L5, рис. 3). Породы характеризуются волнисто-слоистой микро-текстурой с разнообразием микрослоев (рис. 5, А), различающихся по размеру, содержанию и составу аутигенных и терригенных компонентов. Выделяются следующие типы микрослоев: 1) кальцитовые микрослои; 2) микрослои с высокой концентрацией кальцита и низким содержанием терригенного материала; 3) кальцитовые микрослои с высокой долей терригенного материала; 4) микрослои, обогащенные карбонатными пизоидами; 5) микрослои с высокой долей карбонатных ооидов и терригенного материала.

Ооиды и пизоиды в этих породах сильно изменены и окварцованы, а отдельные участки замещены оксидами марганца. Обломочные минералы угловато-сглаженные, размером до 0,1 мм. Породы трещиноватые, в трещинах развиты марганцевые минералы.

В известняке присутствуют два типа кальцита: мелкозернистый цемент и крупные зерна кальцита. Местами в цементе отмечаются глинистые минералы. В составе породы встречаются фосфатные конкреции размером от 0,1 мм до 1,1 см.

Известняки с высокой долей железистых ооидов (L6, рис. 3) выделяются среди других известняков своим уникальным составом, включающим железистые ооиды (рис. 5, Б), что приводит к повышенной концентрации железа (Fe – 5-11 вес. %) Ооиды, преимущественно шамозитовые и шамозит-кальцитовые, обладают слабоэллиптической формой. Распределение ооидов в породах неравномерно. Породы характеризуются низкими содержаниями обломочных минералов (до 10%). Обломки полукатанные, размером 0,07-0,11 мм. Цемент пород представлен кальцитом, местами с присутствием глинистых минералов, образующих сростки с карбонатами.

Органогенные (криноидные) известняки (L7, рис. 3) содержат значительное количество морских фоссилий (рис. 5, В), которые отличаются высокой степенью сохранности. Основу фоссилий составляют остатки иглокожих – криноидей. Интенсивность заполнения породы

фрагментированными остатками иглокожих увеличивается снизу-вверх, и в верхних частях слоя часто наблюдаются массовые скопления брахиолей и отдельных члеников рук морских лилий. В основном это членики морских лилий семейства *Pentacrinitidae* Gray.

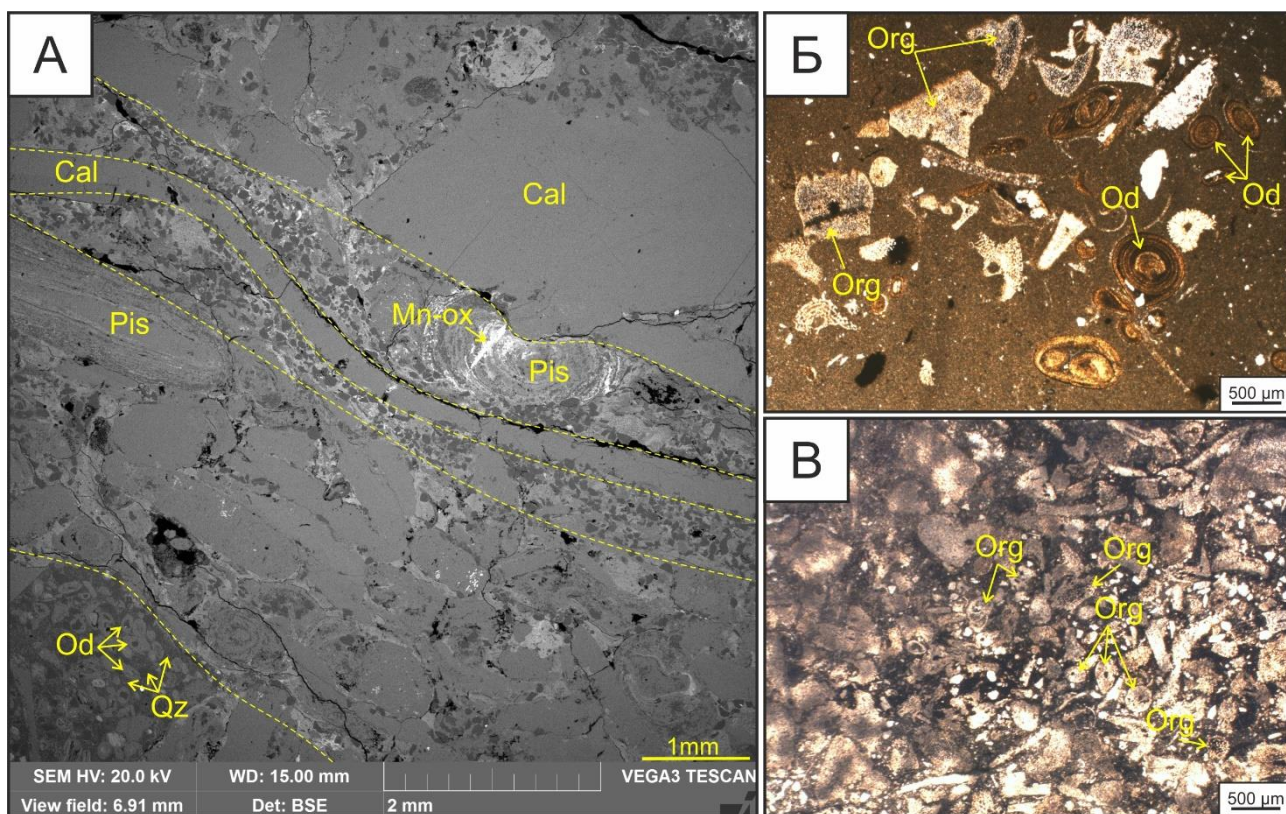


Рис. 5 Известняки: (А) микро-слоистые известняки; (Б) известняки с высок долей железистых ооидов; (В) органогенные (криноидные) известняки. Cal – кальцит, Mn-ox – оксид марганца, Od – ооид, Org – морские фоссилии, Pis – пизоид, Qz – кварц

В известняках также обнаружены брахиоподы *Capillirhynchia* Buckman и гастроподы семейства *Coelostylinidae* Cossmann. Цементация породы осуществляется пелитоморфным кальцитом. Все ископаемые организмы, упомянутые в исследовании, были идентифицированы заведующим учебно-лабораторным комплексом кафедры нефтегазовой геофизики СКФУ Шерстюковым М.П.

Кроме того, в известняках встречаются редкие карбонатные ооиды изометричной формы с концентрически-зональной структурой. Ооиды могут быть как кальцитового, так и кальцит-сидеритового состава. Содержание обломочного материала в породах составляет около 15-20%. Обломки обычно имеют угловатую форму. Породы трещиноватые; трещины часто заполнены гетитом и оксидами марганца.

4.3. Фосфориты

Фосфориты представляют собой желваковые образования, развитые преимущественно среди пластов алевропесчаников (слой К-VII, рис. 3) и железняков (слой К-VI, рис. 3). Фосфоритовые желваки имеют шарообразную форму, размером от 2 до 8 см. Их состав включает терригенные минералы, биокласты и ооиды, сцементированные апатитовым цементом.

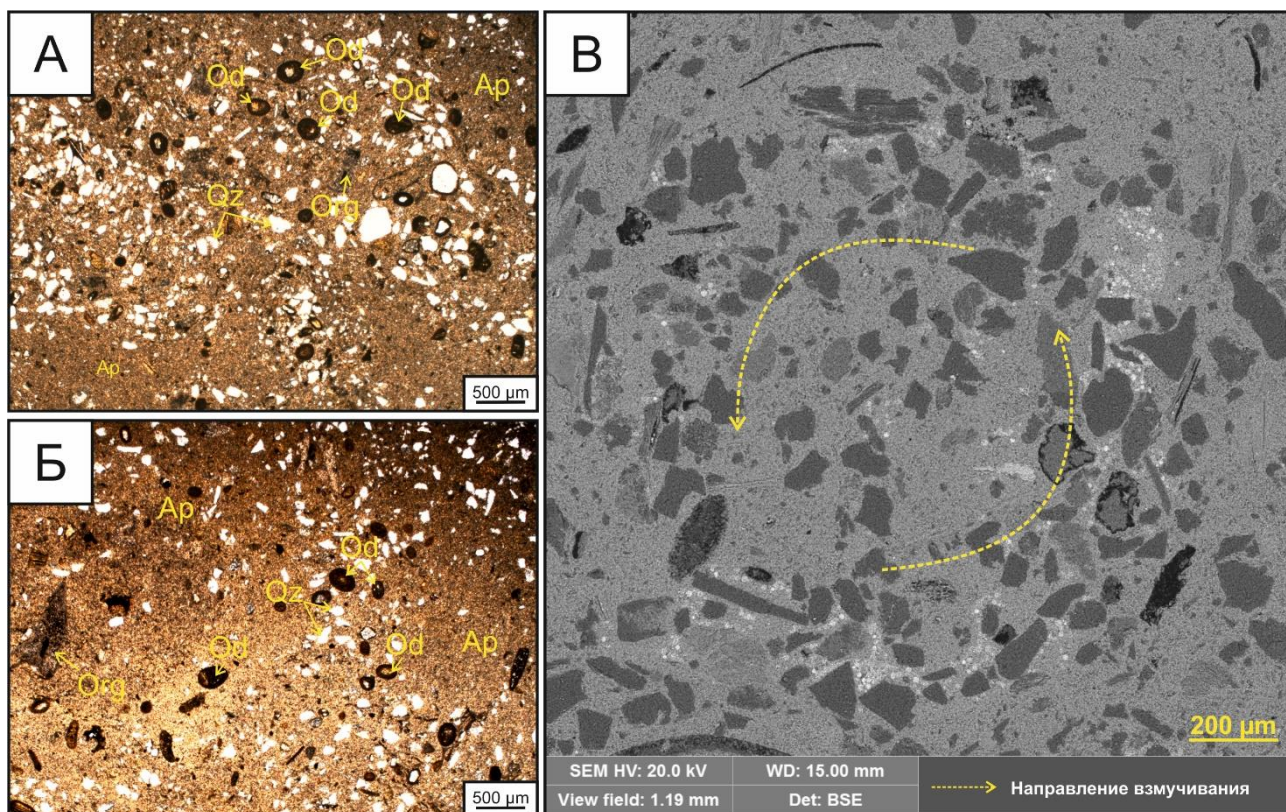


Рис. 6 (А, Б) Желваковые фосфориты; (В) текстура взмучивания в фосфоритах. Ap – апатит, Od – ооид, Org – морские фоссилии, Qz – кварц

Среди микрокристаллов апатита местами отмечается развитие глинистых минералов. Ооиды шамозитового состава, выдержанного размера – от 0,07 до 0,14 мм. Их распределение в породах неравномерное. В фосфоритах встречаются особые текстуры взмучивания (рисю. 6, В), образующие концентрическое распределение терригенной фракции и иногда ооидов по кругу.

4.4. Аргиллиты

В изучаемых разрезах аргиллиты встречаются в тоарских и ааленских слоях. Главным отличием среди них является наличие ооидов в ааленских аргиллитах.

Аргиллиты тоарского яруса (L8, рис. 3) встречаются в нижней части Ермоловского

разреза и характеризуются высокой мощностью слоя. Порода практически полностью сложена тонкопластинчатыми глинистыми минералами. Доля терригенного материала составляет около 15%. Обломки полуугловатые, их размер варьирует от 0,02 до 0,05 мм.

Ооидовый аргиллит ааленского яруса встречается в верхней части Хусы-Кардоникского разреза (L9, рис. 3) и обрамляет слой известняков. Данный литотип характеризуется высокой долей ооидов (30%) (рис. 7, А). Ооиды слабоэллиптической формы, ориентированные, сложены шамозитом. Содержание терригенной фракции составляет 15-20%. Размер обломков 0,03-0,05 мм. Основная масса породы представлена глинистыми минералами.

4.5 Алевроилты

Алевролиты встречается в тоаре, в нижней части Ермоловского разреза (рис. 3) и сложены преимущественно обломками кварца и полевых шпатов размером 0,04-0,07 мм. Обломочный материал хорошо сортирован и слабоокатан. Цемент глинистый.

4.6. Песчаники и алевропесчаники

Песчаники и алевропесчаники составляют основную часть геологического разреза и при макроскопическом изучении схожи с железняками. Однако их ключевое отличие от железняков заключается в более низких концентрациях железа и более высоком содержании обломочного материала (более 50%). Основными аутигенными минералами в песчаниках являются глинистые и карбонатные минералы, формирующие цемент породы. Доля ооидов в породах варьирует: от единичных включений до 30%. На основе состава цемента и доли ооидов выделяются следующие литотипы: песчаники с высокой долей ооидов и карбонатным цементом, песчаники с глинистым цементом, алевропесчаники с глинистым цементом.

Алевропесчаники с глинистым цементом слагают (рис. 7, Б) мощный слой и прослеживаются в Ермоловском и Хусы-Кардоникском разрезах (L10, рис. 3). Данный литотип сложен преимущественно обломками кварца (60-75%). Размер обломочной фракции ближе к береговой линии (разрез Нижней Ермоловки) составляет 0,09-0,13 мм и постепенно уменьшается с глубиной (разрез Хусы-Кардоникский) до 0,08-0,1 мм. Обломочный материал хорошо отсортирован и слабо окатан.

Цемент пород (25-30%) преимущественно глинистый (сметитовый), закрытый, поровый. Породы слаботрещиноватые, при этом трещины часто выполнены марганцевыми минералами. В породах присутствует небольшое количество зерен кальцита (до 5%) и ооидов

(до 5%). Ооиды неравномерно распределены в песчанике, их размер варьирует от 0,1 до 0,3 мм. Они имеют шамозитовый или шамозит-кальцитовый состав.

Песчаники с глинистым цементом (рис. 7, В) встречаются в Ермоловском разрезе (L11, рис. 3) и с глубиной переходят в ооидовые железняки (L2, рис. 3). Песчаники содержат около 5-10% ооидов. Основная масса породы сложена терригенной фракцией размером 0,09-0,13 мм. Доля терригенной фракции составляет около 70%, цемент глинистый.

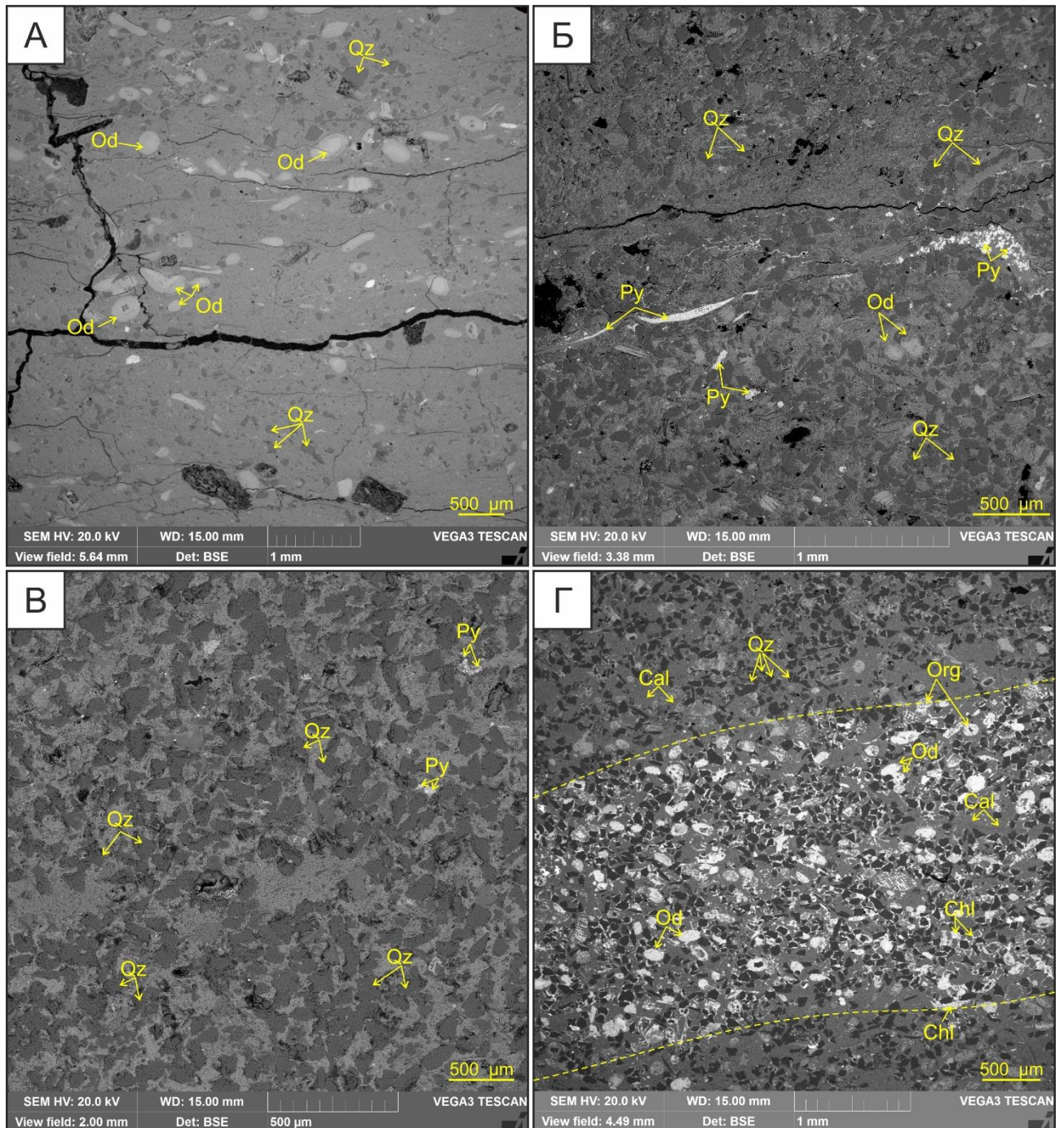


Рис. 7 Обломочные породы: (А) ооидовые аргиллиты; (Б) алевропесчаники с глинистым

матрикосм; (В) песчаники с глинистым цементом; (Г) песчаники с высокой долей ооидов и карбонатным цементом. Cal – кальцит, Chl – хлорит, Od – ооиды, Org – органика, Py – пирит, Qz – кварц

Песчаники с высокой долей ооидов и карбонатным цементом (L12, рис. 3) встречаются в тоаре и аалене. В тоаре песчаники содержат глинисто-карбонатные ооиды, а в аалене – глинистые и глинисто-карбонатные. Главным отличием ааленских песчаников является параллельная микрослоистость (рис. 7, Г): слои различаются по соотношению ооидов и терригенной фракции. В целом, в породах доля ооидов составляет 30-40%, терригенной фракции – также около 30-40%. Ооиды слабоэллиптические, их размер достигает 0,2 мм. Обломочный материал слабо окатан, хорошо отсортирован, а его размер составляет 0,09-0,12 мм.

Проведенные исследования выявили сложное литологическое строение ранне-среднеюрских (тоар-ааленских) отложений Лабино-Малкинской зоны. Изученные породы характеризуются значительным разнообразием, которое проявляется в вариациях их текстурно-структурных особенностей и компонентного состава. Наличие различных литотипов ооидовых железняков, известняков и обломочных пород (песчаников, алевропесчаников) отражает сложную динамику седиментационных условий и свидетельствует о значительных изменениях палеогеографической обстановки в период формирования этих отложений.

ГЛАВА 5. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧАЕМЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

5.1 Аутигенные минералы

Основными минералами, слагающими породы разреза, являются глинистые, карбонатные и фосфатные минералы (рис. 8, 9). Они составляют около 70% от общего минерального состава и играют ключевую роль в формировании ооидов и цемента породы. Второстепенные минералы, доля которых составляет приблизительно 25%, представлены оксидами железа и марганца, а также баритом (рис. 10). Эти минералы встречаются в виде включений в цементе, заполняют пустоты и трещины, формируют ооиды или замещают ранее образованные минералы. Редкие минералы, суммарно составляющие около 5%, включают сульфиды, соли, аутигенный монацит и самородные металлы (рис. 11).

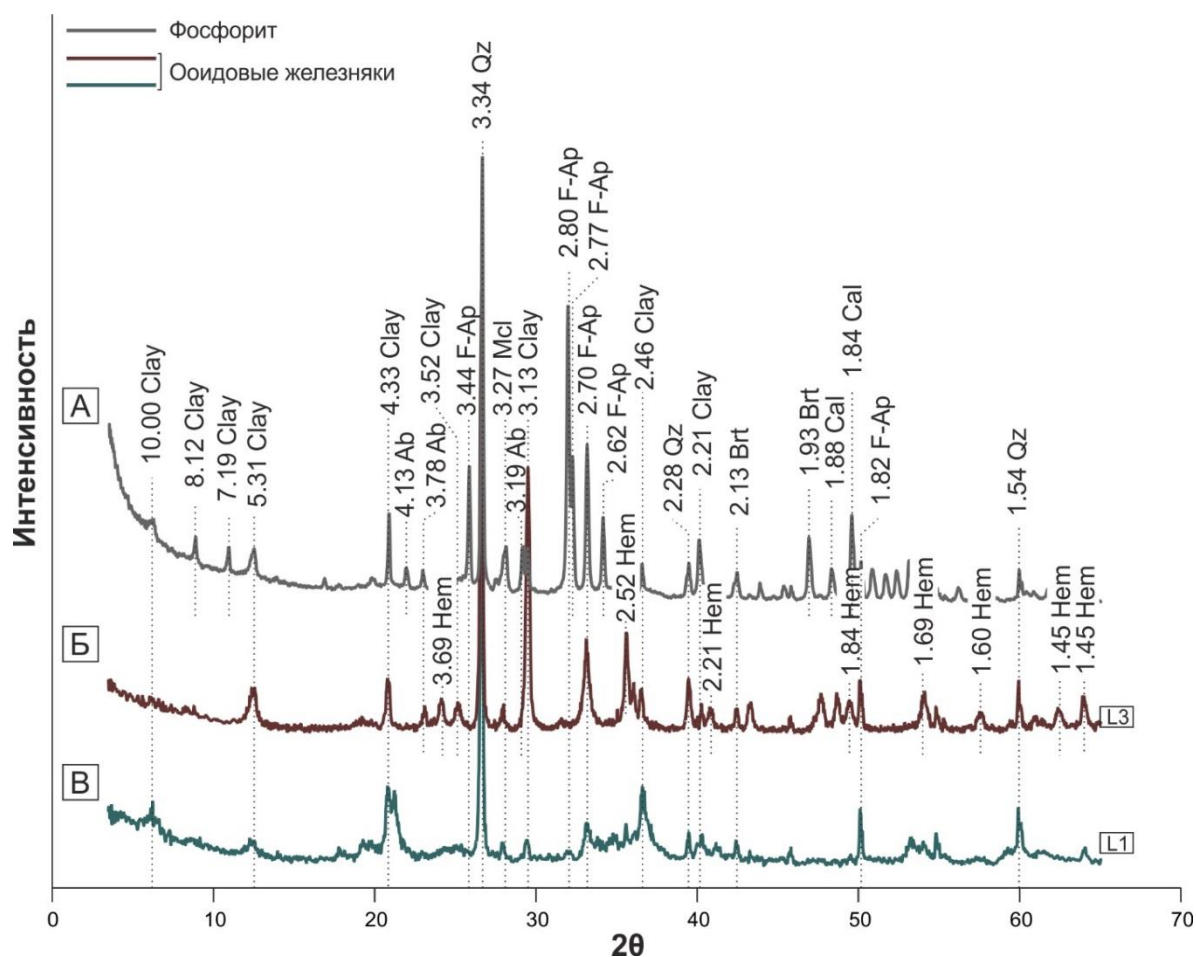


Рис. 8 Валовые рентгеновские дифрактограммы, демонстрирующие основной минеральный состав: (А) желваковых фосфоритов и (Б, В) ооидовых железняков. Ab – альбит, Brt – барит, Cal – кальцит, Clay – глины, F-Ap – фторапатит, Hem – гематит, Mcl – микроклин, Qz – кварц

Глинистые минералы

Глинистые минералы формируют ооиды или отдельные концентры в ооидах, а также слагают цемент песчаников и железняков. Они встречаются в виде микрочешуйчатых зерен (рис. 9, А-В). На основе данных рентгенодифракционного анализа (РДА) (рис. 8), просвечивающей электронной микроскопии (ПЭМ) (рис. 9, В) и химического состава, определенного при помощи СЭМ-ЭДС (приложение А), глинистые минералы идентифицированы как представители группы хлоритов и смектитов.

Хлориты характеризуются зеленым цветом, типичными межплоскостными расстояниями 3,5 Å, 5,3 Å, 7,1 Å, 10,0 Å (Kuo et al., 2012; Li et al., 2014; Yoshida et al., 2014), высоким содержанием Fe_2O_3 и низкими концентрациями K_2O и CaO . Средний химический состав хлорита: Fe_2O_3 – 40,4%, Al_2O_3 – 19,8%, SiO_2 – 25,6%, MgO – 4,4%, CaO – 0,7%, TiO_2 – 3,4%, K_2O – 0,5%. На основе катионно-анионного анализа хлориты определены как шамозит, что подтверждается преобладанием железа в октаэдрической позиции (2,40-3,15) и относительно низким содержанием магния (0,21-0,59) (Arbiol et al., 2021; Foster M.D., 1962).

Смектиты в образцах характеризуются межплоскостным расстоянием 1,6 Å, 2,6 Å и 3,2 Å (Carniel et al., 2014; Moussa et al., 2016), а также относительно высоким суммарным содержанием межслоевых катионов, в среднем составляющим 0,3 (Дриц В.А. и Коссовская А.Г., 1990). Средний химический состав смектитов представлен: Fe_2O_3 – 34,3%, Al_2O_3 – 20,6%, SiO_2 – 33,0%, MgO – 3,1%, CaO – 1,8%, TiO_2 – 1,9%, K_2O – 1,6%. Высокая доля октаэдрического Fe (1,12-2,88), позволяет отнести разновидность к нонтрониту (Eggleton, 1977).

В породах также присутствуют смектит-хлоритовые ассоциации. Анализ химического состава, а также состава межслоевых катионов выявил промежуточные значения по содержанию основных компонентов (Al_2O_3 , SiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , Na^+ , K^+ , Ca^{2+}), что свидетельствует о наличии смешанных фаз. Дополнительным подтверждением этого является наличие смещенных дифракционных пиков на 8,1 Å, 4,3 Å, 2,5 Å и 2,2 Å

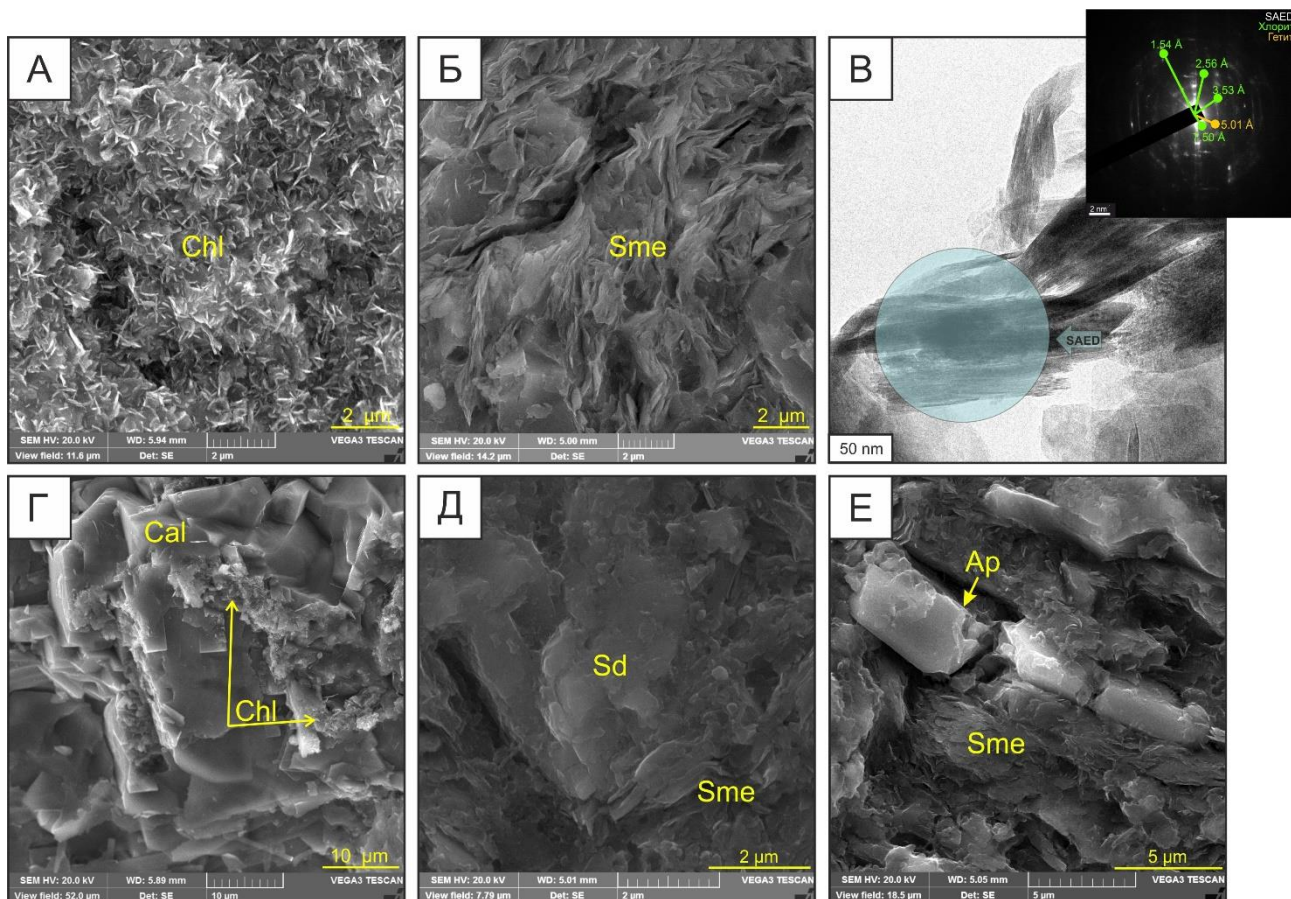


Рис. 9 (А) Чешуйчатые кристаллы хлорита, слагающие ооиды; (Б) Чешуйчатые кристаллы смектита в цементе песчаников; (В) Изогнутые пластинчатые кристаллы хлорита с изображениями электронной дифракции на выбранной области (SAED); (Г) Кристаллы кальцита, покрытые зёрнами хлорита в кортексе ооида; (Д) Зерно сидерита, обрастающее пластинчатыми кристаллами смектита в цементе ооидового железняка; (Е) призматические кристаллы фторапатита в глинистом цементе. Ap – апатит, Cal – кальцит, Chl – хлорит, Sd – сидерит, Sme – смектит

Карбонатные минералы

Карбонатные минералы представлены кальцитом и сидеритом (рис. 9, Г, Д). Кальцит преимущественно встречается в известняках, формируя тонкозернистый цемент, тогда как сидерит характерен для ооидовых железняков. В более крупных карбонатных зернах отмечаются хорошая спайность и ромбоэдрический облик кристаллов. Кальцит часто содержит значительные примеси железа (Fe_2O_3 – 16%), что, вероятно, связано с развитием гидроокислов железа по его поверхности.

Карбонатные минералы нередко образуют сростки с глинистыми минералами в цементе (рис. 9, Д) и ооидах (рис. 9, Г). Они также участвуют в формировании ооидов, образуя

либо их целиком, либо отдельные части – ядро или концентры. Сидерит заполняет трещины и пустоты в кальцитовом цементе, его кристаллы представляют собой комбинацию ромбоэдрических и скаленоэдрических форм с призмами.

Фтороапатит

Фторапатит широко распространен в фосфоритах, где формирует тонкокристаллический цемент. Минерал также встречается в виде включений в цементе (рис. 9, Е) и входит в состав ооидов, образуя концентры. Фторапатит встречается в виде ксеноморфных зерен, шестоватых агрегатов и гексагональных призматических кристаллов. Содержание фтора по данным СЭМ-ЭДС в апатите варьирует от 2,6 до 6,3 вес.%.

(Гидро-)оксидные минералы

(Гидро-)оксиды железа

Гетит широко распространен в разрезе и встречается в ооидах, где формирует центральную часть, а также заполняет трещины в цементе. В ооидах гетит отличается высокой степенью кристалличности, образуя призматические и игольчатые кристаллы размером 0,2-2,0 мкм. Кроме того, он присутствует в виде почковидных (рис. 10, А Д), натечных и сферических агрегатов (рис. 10, Б) в кортексе ооидов или цементе железняков. На дифракционных диаграммах гидроксид демонстрирует рефлексy при 4,7-4,9; 2,7; 2,4; 1,8 Å. Гетит встречается практически во всех породах разреза, особенно в песчаниках и железняках.

Гематит является редким минералом железа и обнаружен только в одном слое железняков (слой К-IV, рис. 3), который выделяется в разрезе его красноватым оттенком. Гематит образует пелоиды, а также присутствует в цементе, формируя сростки пластинчатых (рис. 10, В) и таблитчатых кристаллов.

(Гидро-)оксиды марганца

Оксиды марганца преимущественно развиты в карбонатных породах, где замещают кальцит в ооидах или заполняют трещины в цементе. Наиболее широко распространены пиролюзит и голландит (рис. 10, Г, Д), реже коронадит, который встречается только в известняках нижней части Хусы-Кардоникского разреза (слой К-II, рис.). Эти минералы часто образуют ассоциации в виде чешуйчатых или игольчатых кристаллов. На дифракционных диаграммах пиролюзит проявляет рефлексy при 3,1; 1,6; 1,0 Å, коронадит – при 1,59 и 1,36 Å, а голландит – при 4,87 и 2,70 Å.

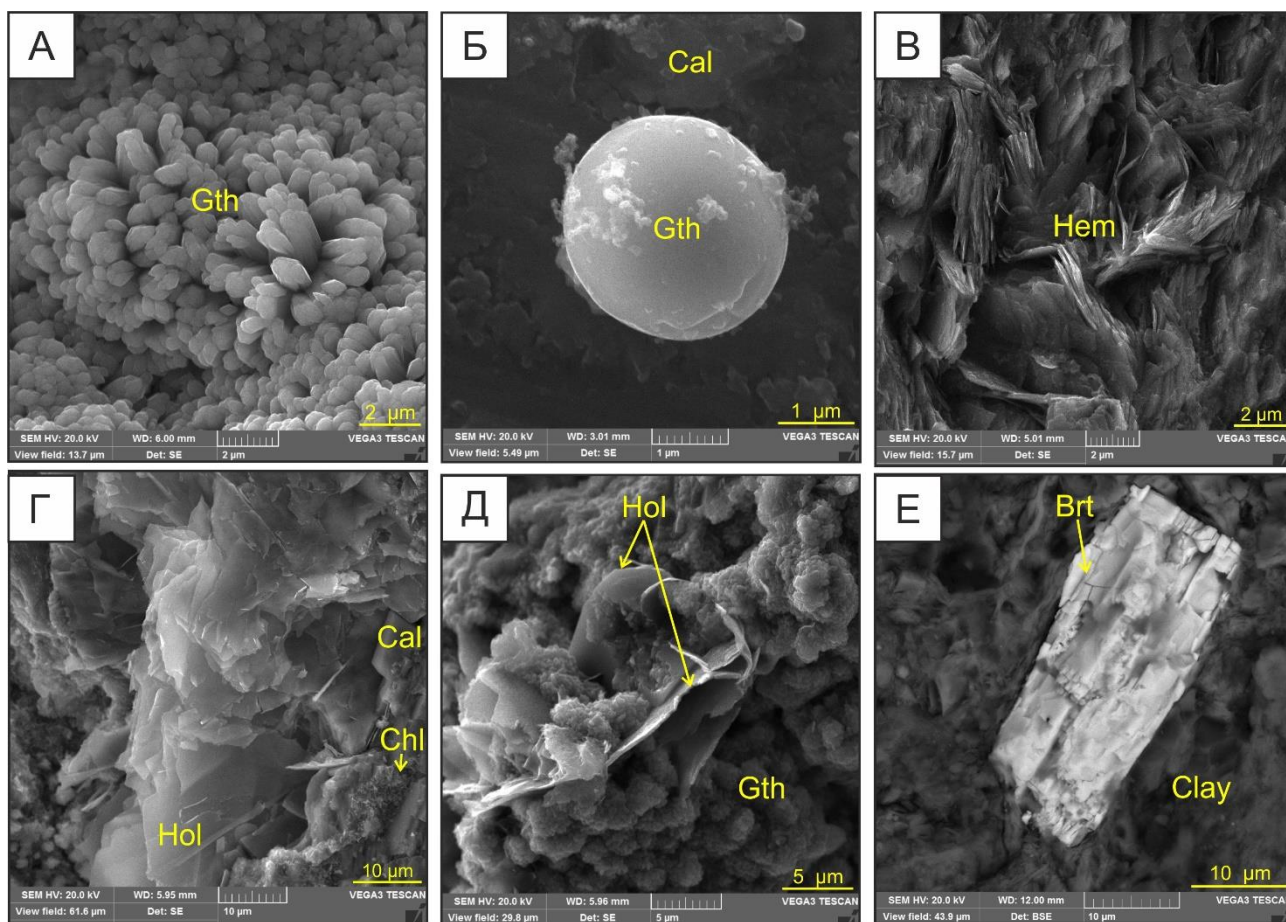


Рис. 10. Второстепенные минералы: (А) почковидные агрегаты гетита в кортексе железистого ооида; (Б) микро-сферула гетита в кортексе кальцитового ооида; (В) сросток пластинчатых кристаллов гематита; (Г, Д) тонкопластинчатые кристаллы голландита в кортексе железистого ооида; (Е) призматический кристалл барита в глинистом цементе ооидового железняка. Brt – барит, Cal – кальцит, Chl – хлорит, Clay – глинистые минералы, Gth – гетит, Hem – гематит, Hol – голландит

Барит

Барит широко распространен в разных слоях разреза. От встречается в виде включений в цементе, выполняет поры и пустоты. Барит образует ксеноморфные зерна, призматические кристаллы (рис. 10, Е) и лучистые агрегаты, в карбонатном цементе (слой К-IV, рис. 3) образует «пятна».

Сульфиды

Пирит широко распространен во всех породах разреза, за исключением известняков. Он встречается в виде фрамбоидов (рис. 11, Б, В) и отдельных кристаллов (рис. 11, А). Фрамбоиды представляют собой сферические скопления микрокристаллов пирита

кубического и октаэдрического габитуса, размер микрокристаллов внутри скоплений составляет 1-10 мкм. По размеру фрамбоиды подразделяются на нормальные фрамбоиды (рис. 11, Б), размером до 20 мкм и более крупные макро-фрамбоиды (рис. 11, В) до 60 мкм. Кристаллы пирита распространены в цементе железняков, кортексе ооидов и пустотах органического детрита, при этом минерал образует идиоморфные октаэдрические кристаллы (рис. 11, А).

Сфалерит встречается в цементе железняков и песчаников, а также в кортексе ооидов. Он представлен преимущественно неправильными зернами, реже встречаются октаэдрические кристаллы (рис. 11, Г). Размер зерен варьирует от 2 до 6 мкм.

Галенит распространен в цементе железняков и песчаников, а также в кортексе ооидов. В породах встречаются как аутигенный, так и терригенный галенит. Терригенный галенит имеет более крупные размеры и угловатые формы и встречается в цементе песчаников, тогда как размер аутигенного галенита не превышает 5 мкм. Минерал представлен ксеноморфными зернами и кубическими кристаллами (рис. 11, Д).

Арсенопирит развит очень ограниченно. Он отмечается в цементе песчаников и железняков. Минерал встречается в виде вытянутых угловатых зерен и призматических кристаллов (рис. 11, Е) размером 2-4 мкм.

В породах разреза также присутствуют сульфиды серебра – акантит и аргентотетраэдрит.

Акантит образует сростки таблитчатых кристаллов или нарастает на самородном серебре. Он является одной из полиморфных модификаций сульфида серебра и свидетельствует о кристаллизации минерала при низких температурах (<177 °C).

Аргентотетраэдрит $\text{Ag}_6(\text{Cu}_4\text{Fe}_2)\text{Sb}_4\text{S}_{13}$ встречается в виде мелких зерен в глинистой матрице песчаника (рис. 11, З), их размер не превышает 4 мкм.

Соли

Соли представлены галитом и сильвином и встречаются в цементе известняков. Галит образует кубические кристаллы и угловатые зерна (рис. 11, И). Сильвин встречается в виде скелетных кристаллов в кальцитовом цементе.

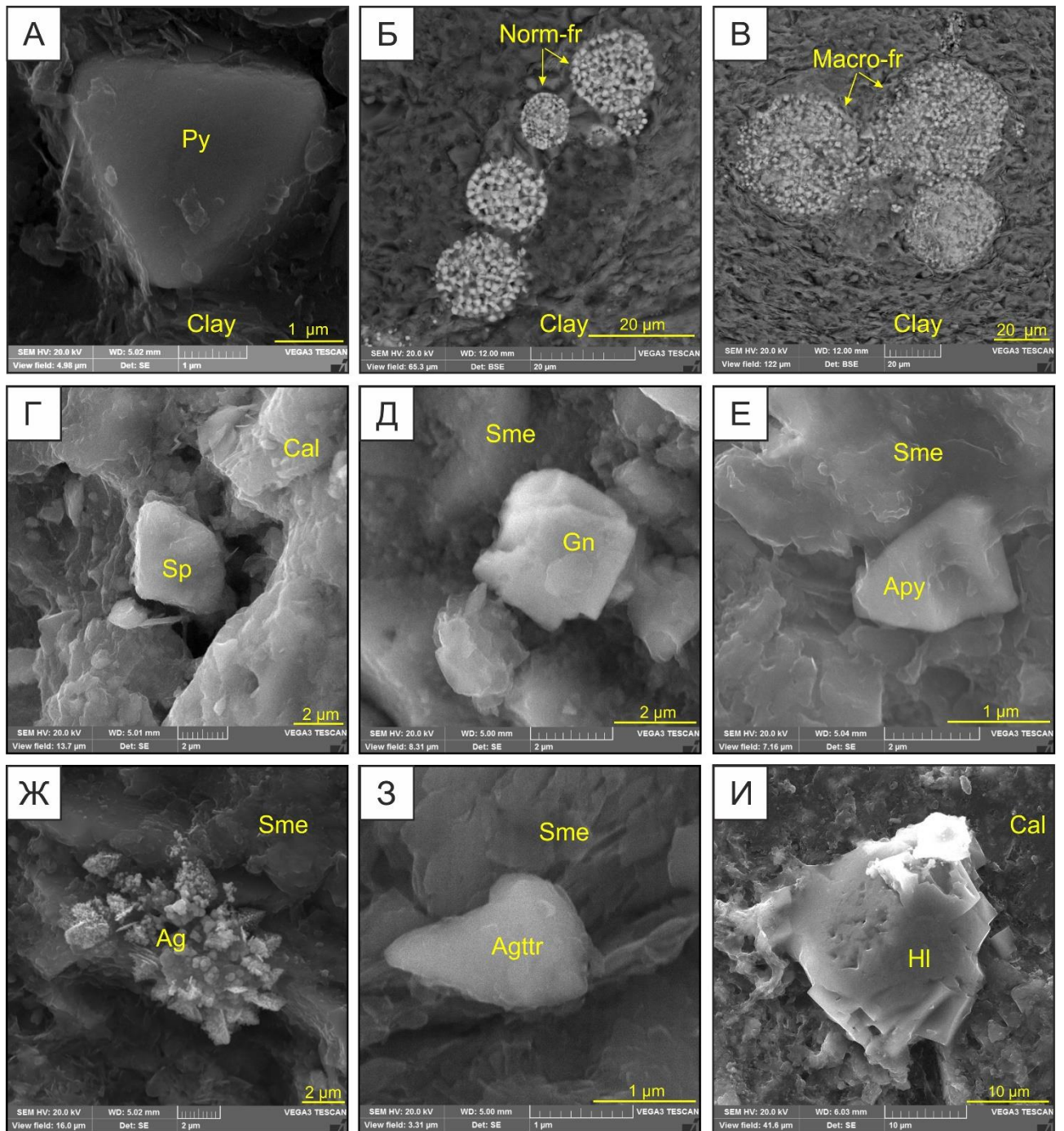


Рис. 11 Редкие минералы: (А) октаэдрический кристалл пирита в глинистом цементе; (Б) нормальные фрамбоиды пирита; (В) макро-фрамбоиды пирита; (Г) октаэдрический кристалл сфалерита; (Д) кубический кристалл галенита; (Е) призматический кристалл арсенопирита; (Ж) дендриты самородного серебра; (З) ксеноморфное зерно аргентотетраэдрита; (И) зерно галита, имеющее кубические очертания. Ag – серебро, Agtr – аргентотетраэдрит, Cal – кальцит, Clay – глинистые минералы, Gn – галенит, Hl – галит, Macro-fr – макро-фрамбоиды, Norm-fr – нормальные фрамбоиды, Py – пирит, Sme – смектит,

Sr – сфалерит

Самородные металлы

В породах встречаются самородное серебро. Самородное серебро обнаружено в цементе песчаников и в кортексе ооидов и пизоидов. Серебро содержит примесь меди. Средний состав минерала: Ag 95.8%, Cu 4.2%. Серебро встречается в виде зерен неправильной формы, пластин и в виде ростков скелетных кристаллов и дендритов (рис. 11, Ж). Оно часто ассоциирует совместно с сульфидами серебра.

Аутигенный монацит

Аутигенный монацит встречается во всех породах разреза, кроме известняков. Аутигенный монацит отличается от терригенного отсутствием Th и наличием Ca в составе. Средний состав аутигенного монацита: Ce_2O_3 – 28,5-37,1%, La_2O_3 – 15,8-20,0%, Nd_2O_3 – 8,8-14,0%, Pr_2O_3 – 2,8-3,7%, CaO – 0-0,8%, P_2O_5 – 29,8-37,9%. Минерал встречается в виде включений призматических (рис. 12, А) и таблитчатых кристаллов в цементе и ооидах, а также образует «нитевидные» агрегаты (рис. 12, Б) в глинистом цементе. Кроме того, он формирует отдельные concentric lamellae в ооидах (рис. 12, В).

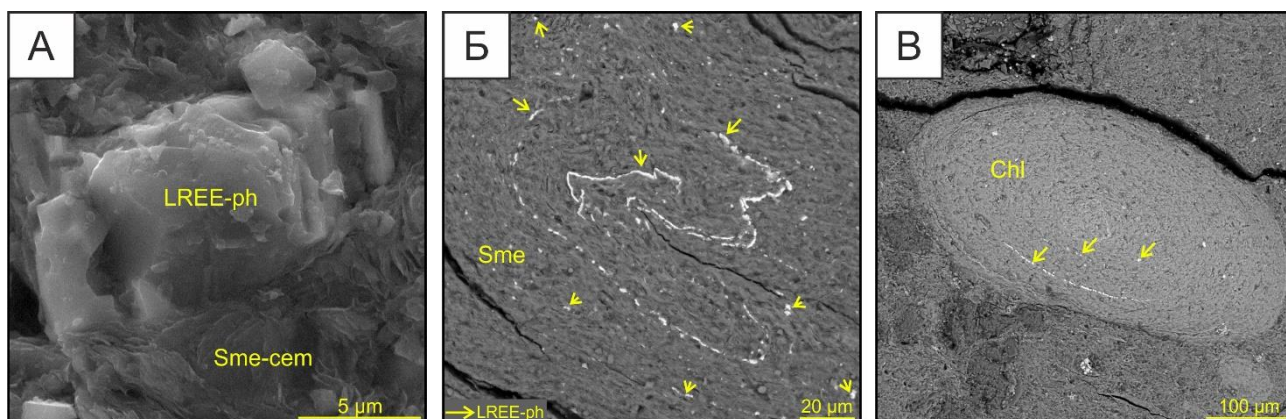


Рис. 12 Аутигенный монацит: (А) призматический кристалл в глинистом цементе; (Б) «нитевидные» агрегаты в глинистом цементе; (В) concentric lamella и включения в хлоритовом ооиде. LREE-ph – фосфат легких редкоземельных элементов (аутигенный монацит). Chl – хлорит, Sme – смектит, Sme-cem – смектитовый цемент

5.2. Терригенные минералы

Терригенные минералы представлены преимущественно кварцем и полевым шпатом, реже встречаются циркон, рутил, ильменит, магнетит, апатит, монацит и ксенотим.

Кварц является основным терригенным минералом в исследуемых породах. Его зерна имеют размеры от 60 до 100 мкм и встречаются в виде угловатых, реже угловато-окатанных

обломков. Цвет варьирует от желтоватого до коричневатого, что обусловлено наличием пленок гидроксидов железа. Кварц часто выступает в качестве ядра ооидов, а более мелкие зерна могут захватываться в процессе роста ооидов, формируя концентрические зоны.

Полевые шпаты представлены плагиоклазами и калиевыми полевыми шпатами, их содержание в породе невелико. Они встречаются в виде уплощенных зерен белого, серовато-белого или желтого цвета, часто в сильно выветрелом состоянии. В полевых шпатах нередко наблюдаются включения других минералов, таких как циркон, герсдорфит и галенит.

Ильменит широко распространен в железняках, часто встречается в качестве ядра ооидов. Он сильно выветрелый, с множеством пустот и каверн, которые часто заполнены глинистыми минералами.

Циркон детектируется во всех породах разреза, но наиболее распространен в песчаниках. Минерал встречается в виде крупных обломков и зерен или идиоморфных призматических кристаллов размером до 80 мкм. Сохранность минерала хорошая. В его составе практически всегда присутствует гафний (до 1,3 %), а в единичных случаях – золото.

Фосфаты редкоземельных элементов, такие как *монацит* и *ксенотим*, часто встречаются в виде крупных угловатых обломков в фосфоритах, песчаниках и железняках. Примечательно, что обломки обоих минералов часто обнаруживаются в одном образце, что может свидетельствовать об их общем источнике происхождения.

Магнетит редко встречается в рудах, обычно в виде угловатых зерен. Как и многие другие терригенные минералы, он часто обнаруживается в ядре ооидов.

Фторопацит редко встречается и обычно обнаруживается в виде включений в других минералах, таких как полевой шпат или циркон.

5.3 Классификация ооидов

Породы изучаемых разрезов характеризуются не только высоким разнообразием минералов, но и широким распространением особых минеральных форм – ооидов. Ооиды являются характерными аутигенными элементами различных железистых и карбонатных пород (Davis et al., 1978; Diaz, Eberli, 2019). Важной особенностью исследуемых разрезов является наличие ооидов практически в каждом литотипе.

Помимо ооидов, в разрезе встречаются другие морфологические типы: пизоиды и пелоиды. Пизоиды – зёрна, схожие структурно с ооидами (рис. 13, В), но отличающиеся размерами (более 2 мм в диаметре) (Young, 1989). Пелоиды имеют однородное внутреннее строение (рис. 13, Б) и небольшие размеры (менее 2 мм), подобно ооидам (Young, 1989).

Ооиды состоят из ядра, которое служит затравкой, и кортекса – концентрической корки, обрастающей вокруг ядра. Ядро может быть представлено аутигенными минералами, ранее сформированными ооидами, которые вновь начали обрастать кортексом, терригенными минералами или биокластами.

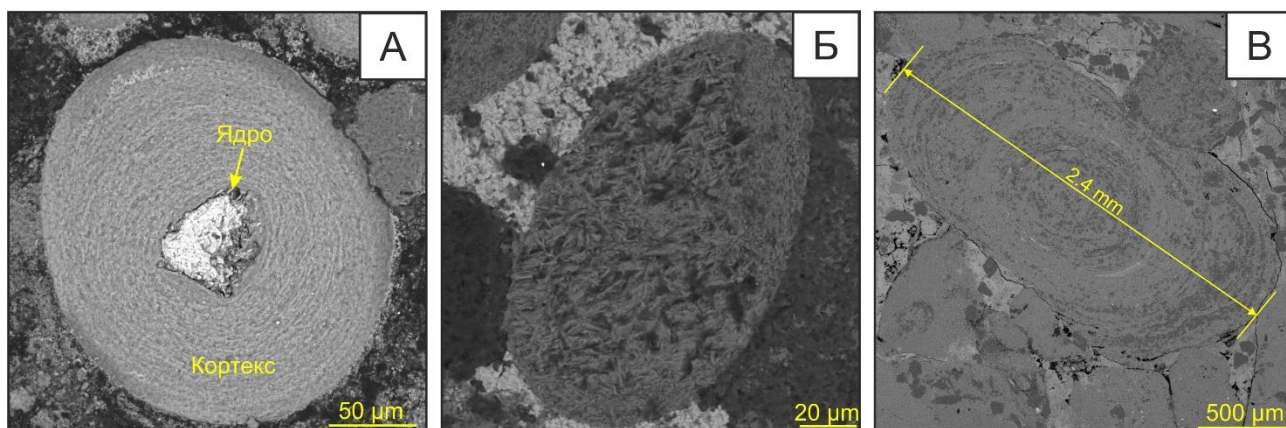


Рис. 13 Виды сфероидов: (А) хлоритовый ооид с магнетитовым ядром в ооидовом железняке; (Б) гематитовый пелоид в кальцит-баритовом цементе ооидового железняка; (В) кальцитовый пизоид в микро-слоистом известняке.

В работах предшественников состав и морфологические типы ооидов не были детально описаны и рассмотрены. В качестве основных минералов Гаврилов Ю.О. (2005) описывал оксиды и гидроксиды железа, а также шамозит.

В данной главе представлен минеральный состав руд, описанный с использованием современных прецизионных методов. Это позволило выделить ряд разновидностей и отметить минералы, входящие в состав ооидов, которые ранее не были обнаружены. Описание и выделение отдельных типов ооидов может способствовать реконструкции условий их формирования и позволит глубже понять природу ооидовых железняков.

В основу разделения разновидностей ооидов Лабино-Малкинской зоны положены различия в их минеральном составе. Названия вариаций ооидов предлагаются в соответствии с преобладанием определённых минеральных групп или отдельных минералов. На основе этого выделено три основных типа сфероидов: железистые, карбонатные и смешанного состава. Основные характеристики каждого вида представлены в таблице (табл. 1).

Таблица 1 – Классификация ооидов и их основные характеристики

Тип	Минеральный вид	Морфологический вид	Размер, мкм	Включения в кортексе	Ассоциация с цементом	Слой (рис. 3)	Доля от общего количества
Железистые	Хлоритовые (шамозитовые)	Ооиды	140-270	Монацит, гетит, серебро, пирит	Кальцитовый, глинистый, апатитовый	Е-V Е-VI Е-VII К-I К-II К-III К-V К-VI К-VII К-VIII К-IX К-X К-XI ^a	50 %
	Гетит-шамозитовые	Ооиды	130-260	Халькопирит, галенит, серебро, оксиды марганца	Кальцитовый	К-XI ^a	1%
	Гематитовые	Пелоиды			Кальцитовый	К-IV	2%
Карбонатные	Кальцитовые, кальцит-сидеритовые	Ооиды	50-70	Гематит	Кальцитовый	К-XI ^b	1%
	Кальцитовые	Пизоиды	2000-3000	Оксиды марганца	Кальцитовый	К-II	1%
Смешанного состава	Кальцит-шамозитовые	Ооиды с концентрическим кортексом	130-330	Гетит, пирит	кальцитовый, глинистый, апатитовый	Е-II К-I К-II К-IV К-X	40%
	Кальцит-шамозит-нотронитовые	Ооиды с радиальным кортексом	80-150	Пирит	Глинистый	К-VII	1%
Измененные	Шамозит-апатитовые	Ооиды	260-390		Кальцитовый	К-XI ^a	1%
	Баритовые		140-320		Кальцитовый	К-IV	3%

5.3.1. Железистые ооиды и пелоиды

Железистые ооиды и пелоиды в изучаемых разрезах представлены *шамозитовыми*, *гетит-шамозитовыми* и *гематитовыми* разновидностями (рис. 14).

Хлоритовые (шамозитовые) ооиды (рис. 14, А, Б) являются наиболее распространенными среди всех ооидов разреза. Они имеют эллиптическую форму с различной степенью уплощения: соотношение ширины и длины варьирует от 1:2 до 1:4. Размер хлоритовых ооидов обычно варьирует от 100 до 200 мкм. Наиболее уплощенные ооиды встречаются в слоях Е-VI и К-VI (рис. 3), тогда как более сферические формы локализуются в слое К-XI^a (рис. 3). Хлоритовые ооиды часто деформированы, сплющены и смещены вдоль своей оси, что указывает на их подверженность механическим воздействиям (рис. 14, Б).

Гетит-шамозитовые ооиды обнаружены в слое ооидовых железняков с высокой долей литокластов и карбонатным цементом (слой К-ХІ^а, рис. 3). Их структура отличается наличием ядра из кристаллического гетита, окруженного кортексом, состоящим из шамозита (рис. 14,В).

Гематитовые пелоиды встречаются только в одном слое железняков (слой К-IV). Они характеризуются однородной внутренней структурой (рис. 14, Г), что является их ключевой отличительной особенностью.

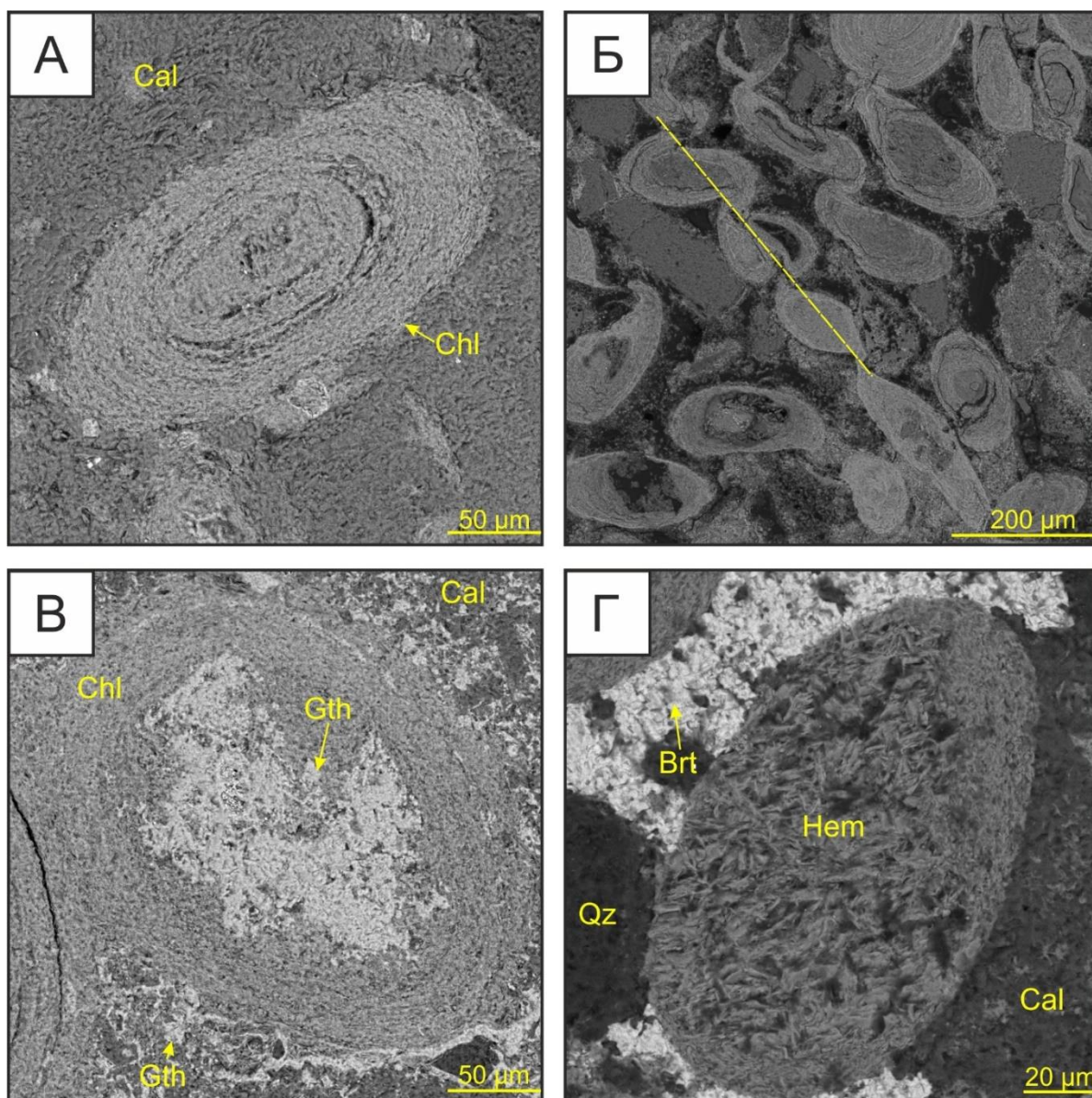


Рис. 14 Железистые ооиды: (А) эллиптический хлоритовый ооид в карбонатном цементе; (Б) деформированные хлоритовые ооиды, демонстрирующие смещение по микротрещине; (В) гетит-хлоритовый ооид в карбонатном цементе; (Г) гематитовый пелоид, Brt – барит, Cal – кальцит, Chl – хлорит, Gth – гетит, Hem – гематит, Qz – кварц

5.3.2. Карбонатные ооиды и пизоиды

Карбонатные ооиды и пизоиды встречаются исключительно в известняках. При этом пизоиды локализуются в нижней части Хусы-Кардоникского разреза (слой К-II), а ооиды – в верхней (слой К-XI^b). Карбонатные пизоиды имеют эллиптическую форму, их длина составляет 2-3 мм. В структуре пизоидов наблюдаются редкие тонкие хлоритовые концентрические слойки, а также трещины синерезиса, заполненные оксидами марганца. Пизоиды подверглись значительным изменениям: они окварцованы, а их внешние концентрические слои замещены оксидами марганца. В качестве ядра карбонатных пизоидов иногда встречаются вытянутые обломки морских фоссилий.

Карбонатные ооиды характеризуются сферической формой и встречаются в криноидном известняке. Они сложены преимущественно кальцитом. В некоторых ооидах наблюдаются ромбоэдрические зёрна сидерита, расположенные вдоль концентрических слоёв.

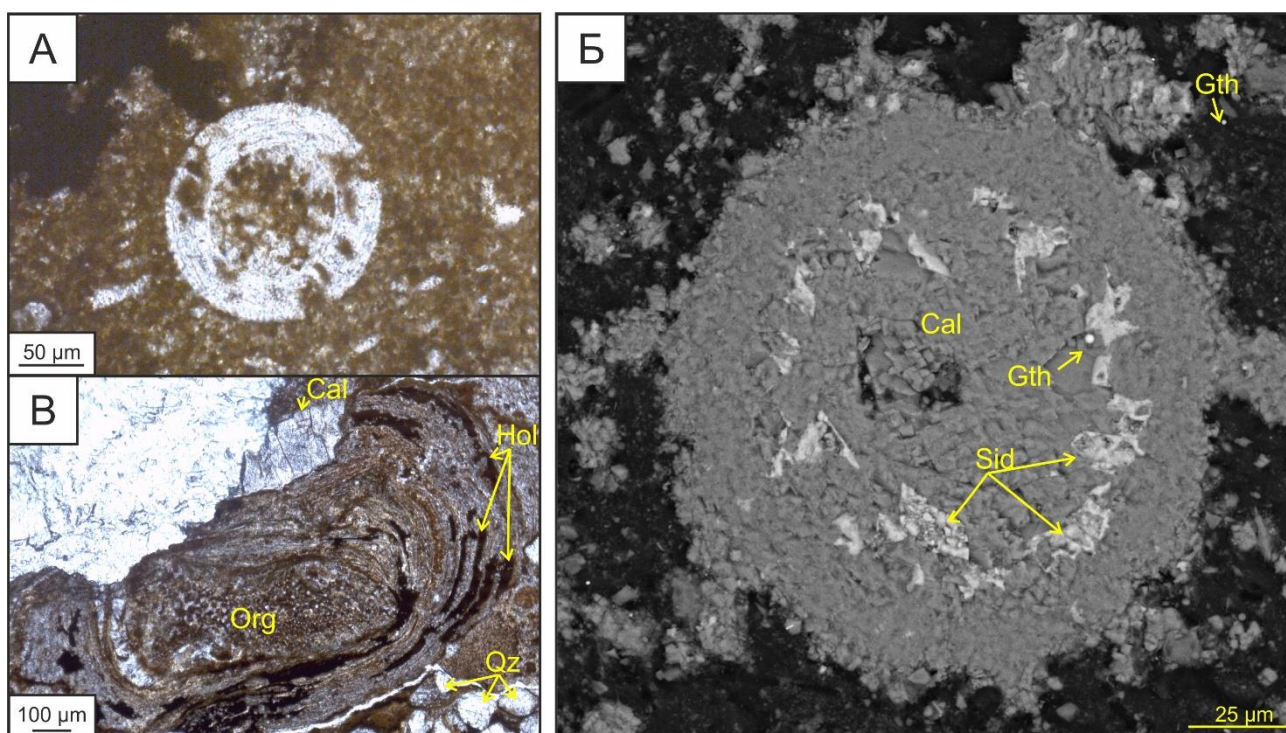


Рис. 15 Железистые ооиды: (А) эллиптический хлоритовый ооид в карбонатном цементе; (Б) деформированные хлоритовые ооиды, демонстрирующие смещение по микротрещине; (В) гематит-хлоритовый ооид в карбонатном цементе; (Г) гематитовый пелоид. Cal – кальцит, Gth – гематит, Hol – голландит, Org – морские фоссилии, Qz – кварц, Sid – сидерит

5.3.3. Ооиды смешанного состава

Ооиды смешанного состава являются вторыми по распространенности в разрезе и встречаются во многих слоях. Они сложены глинистыми и карбонатными минералами, при этом конфигурация минералов внутри ооидов может быть различной (рис. 16). В некоторых случаях глинистые минералы образуют ядро (рис. 16, А), обрастая кальцитовым кортексом, а в других – формируют кортекс вокруг карбонатного ядра или чередуются с карбонатными слоями (рис. 16, Б).

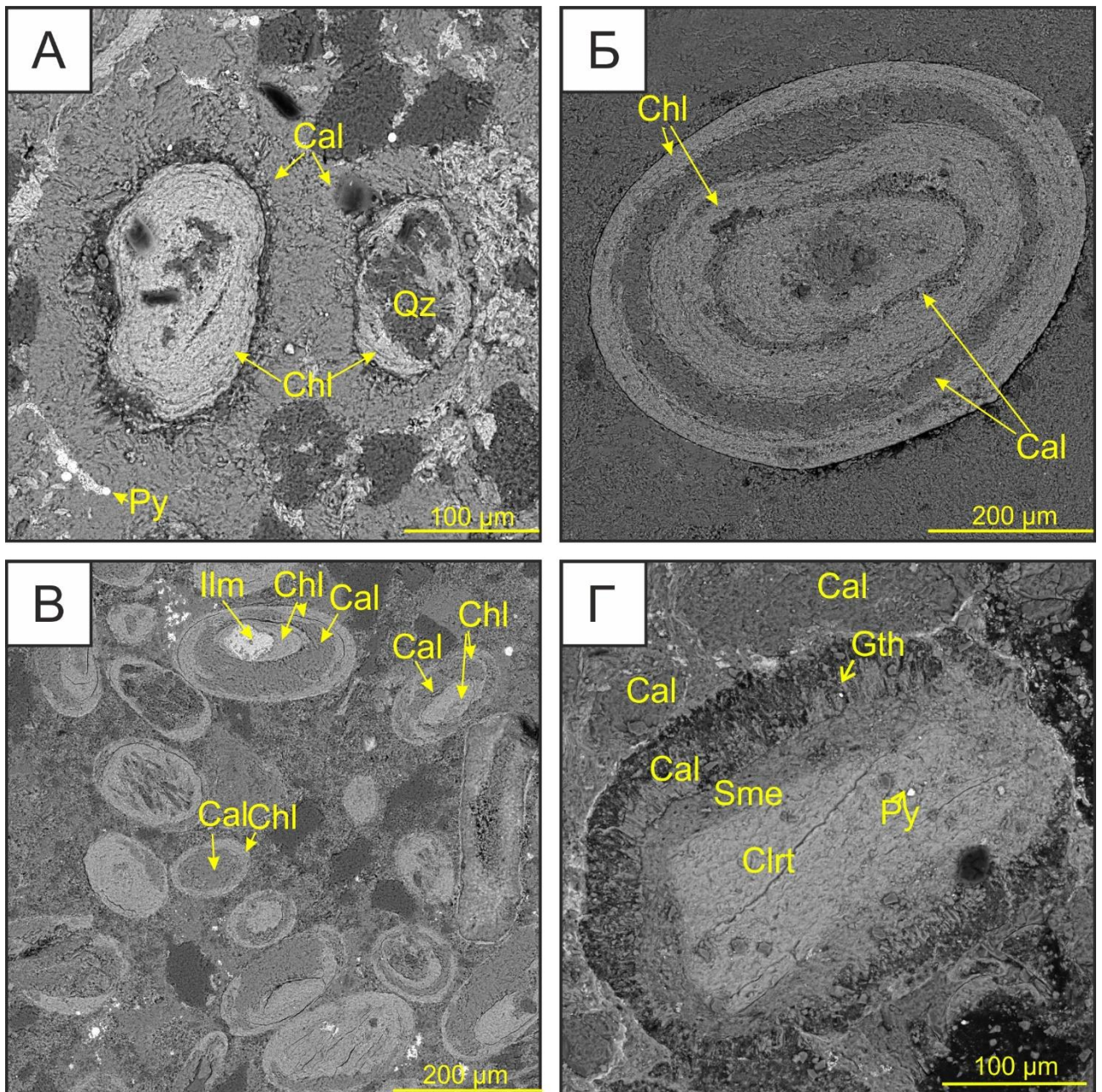


Рис. 16 Ооиды смешанного состава: (А) ооиды с хлоритовым ядром и кальцитовым

кортексом в ооидовом железняке; (Б) ооид с чередованием кальцитовых и хлоритовых концентроров в известняке; (В) ооиды смешанного состава с различной конфигурацией хлоритов и кальцита; (Г) ооид смешанного состава с радиальным кортексом. Cal – кальцит, Clrt – хлорит, Ptm – ильменит, Py – пирит, Qz – кварц, Sme – смектит (нонтронит)

Глинистые минералы представлены шамозитом и нонтронитом, а карбонатные – кальцитом. В алевропесчаниках (слои К-VII, Е-VII, рис. 3) обнаружен особый вид характеризующееся выдержанной зональностью: ядро состоит из хлорита, затем следует слой нонтронита, а завершается структура радиальным кальцитовым кортексом (рис. 16, Г).

5.3.4. Измененные ооиды

После формирования ооиды могут подвергаться ряду изменений, вызванных их захоронением, изменением состава поровых вод и колебаниями рН среды. Эти процессы трансформируют первичные ооиды, приводя к образованию новых минеральных видов с изменённым составом и структурой. Среди таких изменённых ооидов выделяются шамозит-апатитовые и баритовые разновидности (рис. 17).

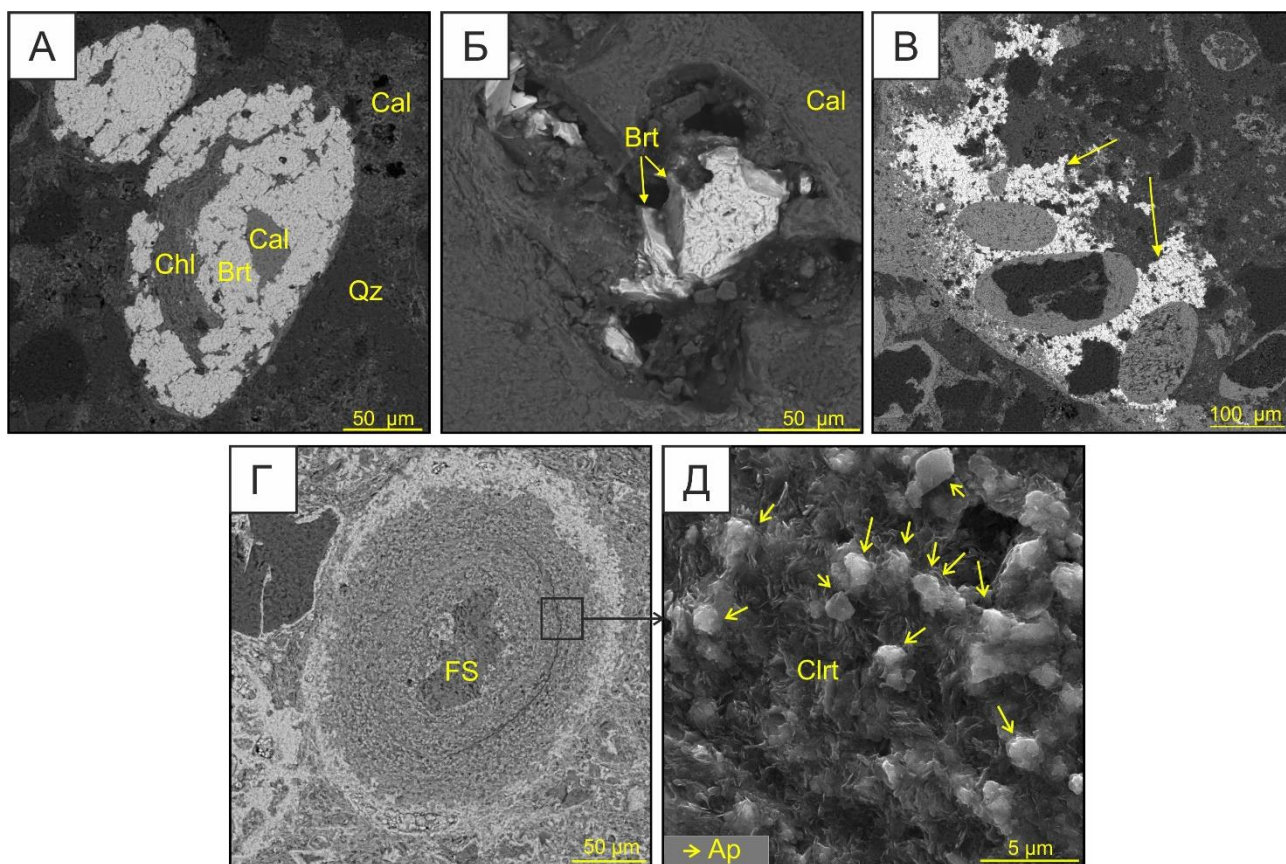


Рис. 17 Измененные ооиды: (А) баритовые ооиды с реликтами кальцита и хлориты; (Б)

кристаллизация барита в пустотах, образованных на месте ранее сформированных ооидов;

(В) баритовые пятна в карбонатном цементе ооидового железняка; (Г, Д) хлорит-апатитовый ооид с включением кристаллов апатита в хлоритовом кортексе. Brt – барит, Cal – кальцит, Chl – хлорит, FS – полевой шпат, Qz – кварц

Шамозит-апатитовые ооиды (рис. 17, Г) встречаются исключительно в одном слое железняков (слой К-ХГ^а). Они характеризуются сферической или слабоэллиптической формой. Фторапатит в их составе присутствует либо в виде зёрен, включённых в хлоритовый кортекс (рис. 17, Д), либо образует отдельные концентры. Содержание фторапатита варьирует от 10 до 50%.

Баритовые «ооиды» (рис. 17, А) встречаются в единственном слое разреза совместно с гематитовыми пелоидами (слой К-IV, рис. 3) и кальцит-хлоритовыми ооидами. Они имеют слабоэллиптическую форму и размеры от 80 до 250 мкм, а внутри них часто наблюдаются включения кальцита и хлорита. Термин «ооиды» в данном случае используется, поскольку эти образования, вероятно, представляют собой изменённые версии исходных кальцит-хлоритовых ооидов, хотя и лишены их типичного концентрически-зонального строения. В этом же слое отмечается важная особенность: присутствие баритовых пятен в кальцитовом цементе (рис. 17, В), а также развитие кристаллов барита в пустотах (рис. 17, Б).

Проведенные исследования позволили детально охарактеризовать минеральный состав ооидов в изученных разрезах и выделить три основных типа: железистые, карбонатные и смешанного состава. Впервые установлено присутствие ранее не описанных минеральных ассоциаций, таких как шамозит-апатитовые и баритовые разновидности и дана более детальная характеристика кальцит-шамозитовым ооидам. Разнообразие ооидов, как и вариативность литотипов вмещающих пород, отражает изменчивые условия седиментации и постседиментационных преобразований.

ГЛАВА 6. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧАЕМЫХ ПОРОД

6.1. Основные оксиды

Валовый химический состав руд определялся по штучным пробам с использованием методов масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и рентгенофлуоресцентного анализа. Химический состав слоев представлен в таблице (табл. 2, приложение Б).

Изучаемые породы характеризуются высокими концентрациями SiO_2 , Fe_2O_3 , CaO , Al_2O_3 , P_2O_5 и K_2O . Среднее содержание SiO_2 в разрезе составляет 37,4%, при этом наиболее высокие значения отмечаются в песчаниках (21,7-59,6%), алевропесчаниках (47,8%), аргиллитах (48,4%) и железняках (26,9-37,6%). Повышенные содержания кремнезема связаны с преобладанием обломочного материала и глинистых минералов в породах.

Породы, обогащенные глинистыми минералами, демонстрируют повышенные содержания Al_2O_3 и K_2O . Средние значения Al_2O_3 составляют 10,6%, достигая максимума в терригенных породах – аргиллитах (16,9%) и алевропесчаниках (12,2%). Аналогичная тенденция наблюдается для калия, концентрации которого наиболее высоки в аргиллитах (2,9%) и алевропесчаниках (1,8%).

Содержание CaO отражает карбонатную составляющую пород. В известняках его концентрация достигает 19,6-41,8%, тогда как в песчаниках и железняках наблюдается значительная вариативность – от 3,8 до 34,3% и от 2,0 до 34,3 % соответственно. Распределение CaO зависит от состава цемента и присутствия минерализованных морских фоссилий.

Особый интерес представляют фосфориты, резко отличающиеся по составу от других пород. Для них характерны исключительно высокие содержания P_2O_5 (20,4%), связанные с присутствием фторапатита. В остальных породах концентрации фосфора в среднем составляют 0,1-3,1%.

Высокие концентрации Fe_2O_3 характерны для железняков, песчаников и аргиллитов. Содержание Fe_2O_3 в железняках варьирует от 19,3% до 56,0% (приложение Б), при этом максимальные концентрации наблюдаются в средней части Хусы-Кардоникского разреза (слои К-V, К-VI, рис. 3). Средние содержания железа (Fe_2O_3) в литотипах выглядят следующим образом:

1. Ооидовые железняки с высокой долей терригенной фракции и карбонатным цементом – 26,5 вес. %;

2. Ооидовые железняки с высокой долей терригенной фракции и карбонатно-глинистым цементом – 37,6 вес. % (аален), 27,5 вес. % (тоар);
3. Ооидовые железняки с высокой долей ооидов и глинистым цементом – 35,6 вес. % (Хусы-Кардоникский разрез), 25,5 вес. % (Ермоловский разрез);
4. Ооидовые железняки с высокой долей литокластов и карбонатным цементом – 23,4 вес. %.

Наибольшие концентрации железа характерны для ооидовых железняков с высокой долей терригенной фракции и карбонатно-глинистым цементом, что обусловлено значительным содержанием сидерита в цементе. Также высокие концентрации железа наблюдаются в ооидовых железняках с высокой долей ооидов и глинистым цементом, что объясняется повышенным содержанием ооидов и глинистых минералов.

В алевропесчаниках (слой K-VII, рис. 3) и ооидовых аргиллитах (слои K-VIII, K-X) наблюдаются повышенные содержания железа, что связано с высокой долей глинистых минералов в цементе и присутствием ооидов. Среднее содержание оксида железа в алевропесчаниках Ермоловского разреза составляет 18,6 вес. %, а в Хусы-Кардоникском разрезе – 13,6 вес.%. В ооидовых аргиллитах этот показатель достигает 14,9 вес.%. Концентрация железа зависит от количества и типа ооидов, а также от состава цемента. Основными минералами-концентраторами железа являются глинистые минералы.

Таблица 2 – Средний химический состав основных оксидов по выделенным типам пород в изученных разрезах по данным РФА, %.

Порода	Слой	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃
Хусы-Кардоникский разрез											
ЖЛ	I	0.4	1.6	10.2	37.0	0.2	1.2	9.8	0.6	0.4	22.2
ИЗ	II	0.4	1.5	12.8	35.8	0.1	1.7	19.6	0.6	0.6	9.4
ПЧ	III	0.3	1.5	6.3	21.7	0.6	0.5	34.3	0.3	0.4	12.6
ЖЛ	IV	0.3	1.3	5.7	27.8	0.2	0.5	16.9	0.4	0.4	28.2
ЖЛ	V	0.5	1.6	9.9	30.5	0.2	1.0	6.1	0.7	0.4	37.9
ЖЛ	VI	0.3	1.1	10.4	28.4	0.5	1.1	3.9	0.7	0.6	35.6
АП	VII	0.7	1.2	13.9	49.3	0.1	2.3	3.8	0.6	0.1	13.6
АГ	VIII	0.7	1.4	15.8	44.9	0.1	2.8	2.4	0.8	0.1	15.3
ИЗ	IX	0.5	1.0	8.1	30.0	3.1	1.2	27.7	0.2	0.3	8.0
АГ	X	0.7	1.4	17.4	45.0	0.1	3.2	1.5	0.8	0.1	14.6
ЖЛ	XIa	0.3	1.3	8.1	15.8	1.7	0.7	26.9	0.3	0.7	23.3
ИЗ	XIb	0.2	1.4	6.4	19.5	0.2	0.7	41.8	0.3	0.8	7.6
Ермоловский разрез											
АЛ	I	1.0	1.2	15.3	56.7	0.1	2.2	1.4	0.9	0.1	10.1

Порода	Слой	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃
АГ	II	0.9	1.3	17.6	55.2	0.1	2.7	1.6	1.0	0.1	7.9
ПЧ	III	0.3	1.1	7.1	38.4	0.8	1.1	23.1	0.3	0.6	8.0
ЖЛ	IV	0.5	1.4	9.8	26.9	0.5	1.4	10.0	0.6	0.8	27.5
ПЧ	V	0.9	1.1	11.8	59.6	0.1	1.6	2.0	0.7	0.1	11.1
ЖЛ	VI	0.5	1.3	10.8	37.6	0.2	1.7	5.5	0.7	0.3	25.2
АП	VII	0.6	1.3	10.6	46.4	0.4	1.4	4.3	0.7	0.2	19.1
Фосфориты											
ФТ	VIII	0.3	0.8	7.3	25.6	20.4	1.2	20.2	0.2	0.1	5.0

Примечание: АГ – аргиллит, АЛ – алевролит, АП – алевропесчаник, ПЧ – песчаник; ФТ – фосфорит, ЖЛ – железняк, ИЗ – известняк

6.2. Микроэлементы

Распределение микроэлементов в породах характеризуется значительной неоднородностью, при этом каждый литологический тип обладает уникальным геохимическим профилем (рис. 18, табл. 3, приложение В). В целом для всех изученных пород типичны повышенные концентрации As, Ge, Mo, Pb и Bi а также пониженные содержания Zr, Cs, Tl.

Ооидовые железняки отличаются от вмещающих пород повышенными содержаниями V, Cr, Co, Ni и Th при одновременном дефиците Ga, Sr, Nb и U. Известняки характеризуются пониженными концентрациями V, Cr, Ba и Zn. Терригенные породы проявляют относительное обогащение Ga и U на фоне сниженных содержаний Cr и Ni. Фосфориты выделяются аномально высокими концентрациями U при резком обеднении Ni, Sn и Ba.

В разрезах установлены следующие закономерности распределения металлов. Содержание цветных металлов вариативно. Среднее содержание цинка составляет 105,6 г/т. Низкие концентрации (12,0-17,0 г/т) характерны только для криноидных известняков (слой К-ХI^b, рис. 3). В ооидовых железняках содержание цинка колеблется в пределах 67,2-152,7 г/т. Основной минеральной формой цинка является сфалерит.

Содержание свинца крайне неравномерно в различных породах. В среднем оно составляет 36,7 г/т, а максимальные значения (120,8-441,6 г/т) встречаются в отдельных горизонтах разреза, однако связи с их стратиграфическим положением или типом пород не выявлено. Основной минеральной формой свинца является галенит.

Среднее содержание молибдена составляет 8,7 г/т. Концентрации ниже кларковых значений наблюдаются только в породах нижней части Хусы-Кардоникского разреза (слои К-I, К-II, К-III, К-IV, рис. 3). Минеральных форм молибдена в разрезе не обнаружено.

Таблица 3 – Средние содержания микроэлементов на основе данных ИСП-МС, г/т.

Порода	Слой	V	Cr	Fe*10 ³	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Sr	Zr	Nb	Mo	Cd	Sn	Cs	Ba	Hf	Ta	Tl	Pb	Bi	Th	U	
Хусы-Кардоникский разрез																											
ЖЛ	I	180.5	43.6	160.3	18.2	48.9	3.7	90.2	9.9	1.2	32.2	223.2	54.3	6.6	0.1	0.2	1.6	2.1	178.1	1.4	0.4	0.2	10.9	0.3	11.1	1.3	
ИЗ	II	227.7	69.2	66.8	33.9	56.7	6.1	79.4	10.8	1.6	38.3	380.6	73.7	4.9	0.8	0.1	1.5	2.5	592.5	1.9	0.3	0.2	229.2	0.8	12.7	1.4	
ПЧ	III	135.1	30.85	65.95	20.5	12.85	2.35	59.6	11.55	5.35	7.95	266.85	52.7	4.8	0	0.05	0.95	0.7	264.8	1.4	0.3	0.1	17.7	0.25	8.85	1.45	
ЖЛ	IV	330.1	41.3	189.3	26.6	42.1	3.6	67.2	6.6	1.9	20	205.1	64.7	6.7	2.9	0.2	2	0.9	480	1.7	0.4	0.1	21.4	0.4	13.5	2	
ЖЛ	V	313	84.6	219.6	58.7	87.1	5.9	140.4	10.4	1.8	31.8	127.6	99.4	10	4.7	0.2	2.8	1.7	693	2.7	0.7	0.1	10.6	0.7	20.1	2	
ЖЛ	VI	289.9	119.7	166.1	39.7	56.2	27.7	112.4	20.2	11.5	45.2	321.4	148.9	11.7	8.1	0.1	2.5	3.1	613.8	4.3	0.7	0.2	48.1	0.7	22.4	2.9	
АП	VII	149.4	94.1	81.4	19.6	64.4	53.7	98.5	22.9	8.6	57.1	261.2	108.1	8.5	8.8	0.1	2.2	4.9	449.9	3.0	0.6	0.4	27.2	0.4	11.5	10.1	
АГ	VIII	275.9	135.8	95.3	23.3	81.5	57.1	134.4	29.0	11.5	81.2	140.2	159.6	12.3	8.4	0.1	3.2	9.4	568.7	4.5	0.8	0.6	28.5	0.8	17.5	3.8	
ИЗ	IX	116.5	48.5	60.6	11.6	48.2	28.0	60.9	18.3	10.6	47.2	244.3	60.0	4.4	7.8	0.1	1.1	3.4	334.7	1.6	0.2	0.2	13.6	0.3	7.0	5.3	
АГ	X	267.2	128.1	83.4	23.5	99.2	54.4	124.3	28.0	7.5	158.0	119.9	153.9	11.4	9.1	0.1	3.4	10.3	555.3	4.2	0.7	0.7	28.8	0.7	18.1	3.4	
ЖЛ	XIa	245.2	106.9	187.6	47.1	203.5	35.3	115.0	20.1	8.9	19.5	228.9	80.2	6.0	8.0	0.2	1.9	2.3	241.4	1.9	0.3	0.2	95.6	1.0	15.5	2.1	
ИЗ	XIb	80.2	33.0	47.8	22.0	110.7	33.4	43.7	9.2	4.3	67.4	234.6	44.8	4.5	12.4	0.4	1.0	1.5	216.2	1.2	0.2	0.2	21.9	0.3	7.8	1.3	
Ермоловский разрез																											
АЛ	I	108.2	141.7	65.2	20.3	82.2	68.5	132.7	22.6	8.4	50.6	98.2	201.0	12.9	10.8	0.1	2.5	5.6	428.8	5.3	0.8	0.4	22.1	0.3	9.7	2.8	
АГ	II	131.1	129.8	50.6	19.7	76	58.6	115.5	24.9	7.3	29.5	108.1	202.7	15.1	11.4	0.2	2.8	8.3	381.9	5.4	0.9	0.5	19.6	0.4	11.4	2.9	
ПЧ	III	167.2	109.2	64.5	31.2	57.5	40.9	66.0	18.5	9.1	106.6	298.5	106.1	7.6	10.1	0.1	1.4	2.2	154.7	2.7	0.4	0.2	22.3	0.4	11.3	2.9	
ЖЛ	IV	354.8	170.6	224.5	55.2	88	45.8	152.6	25.6	14.2	128.6	213.3	160.3	12	10.3	0.1	2.5	3.6	188.1	4.4	0.5	0.3	31.6	0.7	23	2.6	
ПЧ	V	158.1	163.5	70.2	15.5	65.4	50.9	96.6	16.7	7.1	37.6	93.3	149.9	10.5	15.7	0.1	2.2	3.7	1157.8	4.0	0.6	0.3	30.8	0.3	10.6	2.3	
ЖЛ	VI	297.6	154.9	163.5	34.1	84.8	44.2	135.5	23.3	11.9	64.9	140.8	169.9	12.4	9.7	0.1	2.8	5.0	539.6	4.7	0.7	0.3	15.0	0.6	18.2	2.5	
АП	VII	186.2	147.0	111.7	29.6	64.4	61.3	97.6	36.2	19.5	54.4	303.2	161.8	10.5	10.7	0.1	2.3	3.4	549.2	4.3	0.6	0.2	16.4	0.4	13.6	9.8	
Фосфориты																											
ФТ	K-I	81.9	80.6	34.5	8.4	25	29.2	160.6	104.5	55.9	74.5	873.1	101.3	4.4	3.7	0.4	0.9	2.6	323.5	2	0.3	0.1	91.3	0.1	4.9	29.3	
ФТ	K-III	134.3	65	83.9	23.2	28.1	21	119.3	59	26.8	47.2	600.7	87.1	5.6	3.2	0.2	1	1.8	322.4	1.8	0.3	0.1	41.2	0.2	8	11.4	
ФТ	K-V	152	62.5	82.4	23.5	29.7	40.5	117.8	111	53.6	100.9	963.2	96	4.9	4.3	0.2	1.1	2.3	492	2	0.3	0.1	52.4	0.4	8.9	29.2	
ФТ	K-VI	203	67.9	103.9	35.6	31.2	21.4	104	144.6	70.6	163	800.4	90.1	5.4	3.9	0.1	1.3	3.3	419.3	2	0.3	0.2	32	0.4	9.2	17.6	
ФТ	K-VII	95.7	44.6	52.9	25.1	30.2	37.7	79.6	72.0	38.4	55.0	858.1	81.7	4.9	6.5	0.4	1.2	3.0	511.0	1.9	0.3	0.2	87.4	0.3	6.7	35.2	
ФТ	E-VI	289.5	85.9	107.2	32.3	66.4	41.6	97.8	82.4	45.1	92.9	607.5	111.4	7.4	11.7	0.1	1.7	2.7	504.1	2.8	0.4	0.2	19.8	0.5	11.0	22.8	

Примечание: АГ – аргиллит, АЛ – алевролит, АП – алевропесчаник, ПЧ – песчаник; ФТ – фосфорит, ЖЛ – железняк, ИЗ – известняк

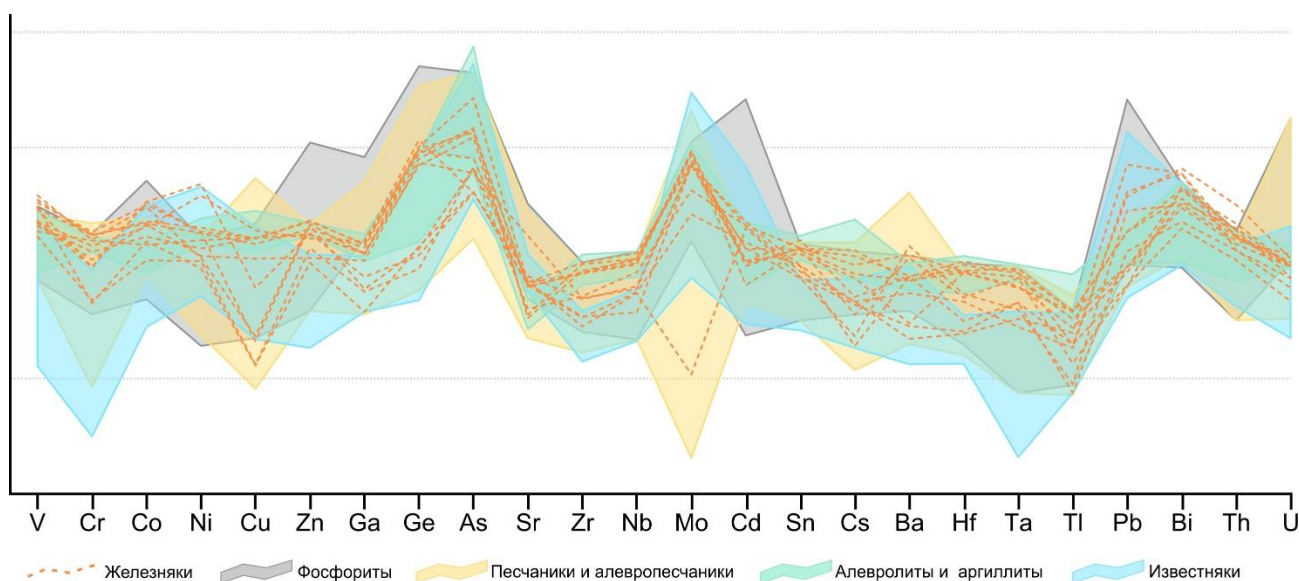


Рис. 18 Спайдер-диаграммы микроэлементов. Данные нормированы на средние содержания микроэлементов в верхней континентальной коре (UCC) (Taylor and McLennan, 1985)

Содержание вольфрама в основном ниже кларковых значений, за исключением высокоглинистых пород, где отмечены повышенные концентрации (2,5-4,6 г/т). Содержание благородных металлов редко превышает порог обнаружения и в целом соответствует кларковым значениям, за исключением серебра. Концентрация серебра варьирует от 0,3 до 1,8 г/т. Серебро встречается в самородном виде и в виде сульфидов. Золото обнаружено в ограниченном числе проб, преимущественно в породах нижней части Хусы-Кардоникского разреза, с концентрациями 0,2-0,4 г/т. Содержание платины ниже порога обнаружения.

Некоторые микроэлементы, такие как Cr, Ni, Zn и Mo, демонстрируют положительную корреляцию с основными терригенными элементами – Si и Zr (рис. 19). Это может свидетельствовать о поступлении данных элементов в бассейн седиментации с континента. В частности, поступление Ni и Cu согласуется с гипотезой о формировании железных руд за счет разрушения и переотложения ультрабазитового массива (Семенуха и др., 2021).

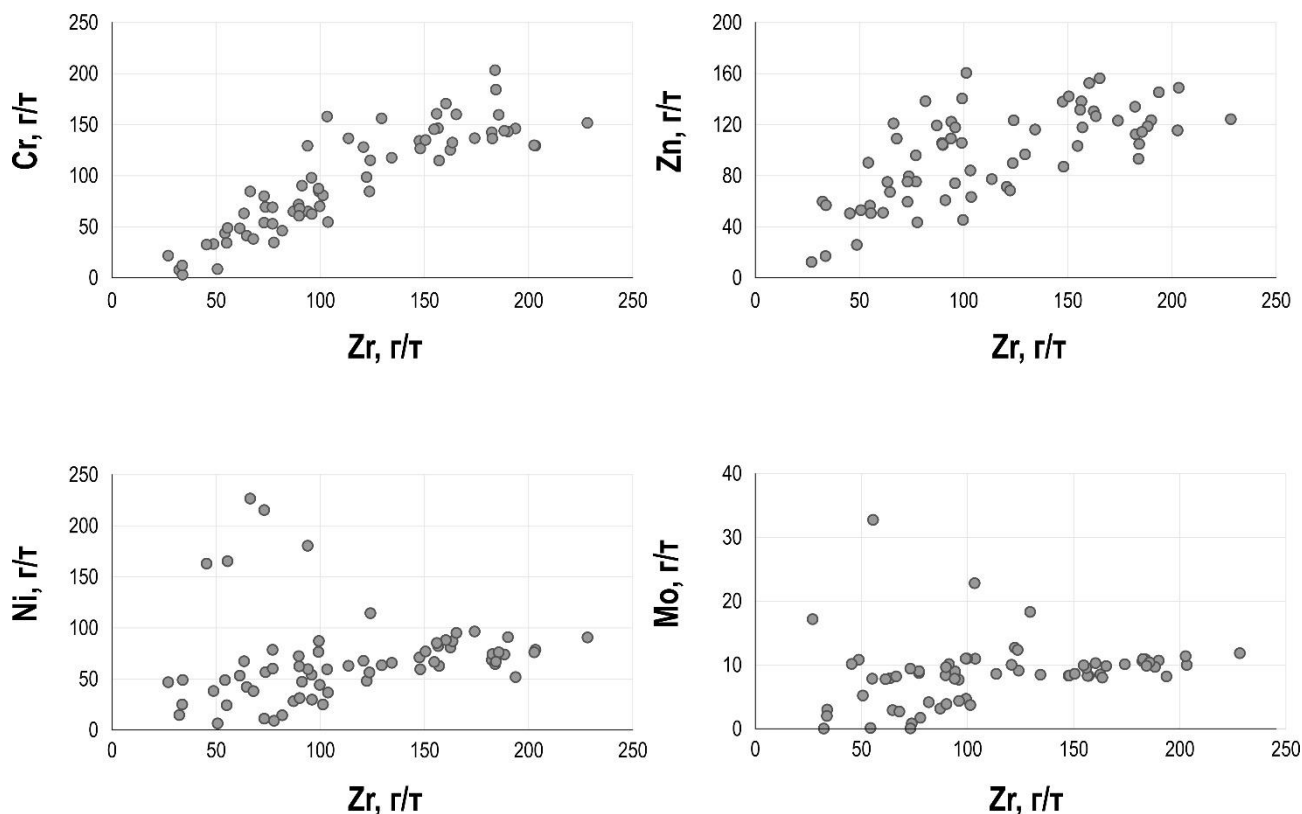


Рис. 19 Корреляция Zr с Cr, Zn, Ni и Mo по данным ИСП-МС

Железо, в свою очередь, проявляет корреляцию с V. Связь с ванадием объясняется его присутствием в гетите, где он часто встречается в виде изоморфной примеси. Fe также положительно коррелирует с Zr, Ni, Cr, Mg, Co и Ni (рис. 20), что дополнительно подтверждает поступление железа с континента, а также указывает на связь с ультраосновными породами (Тимофеева, 1966).

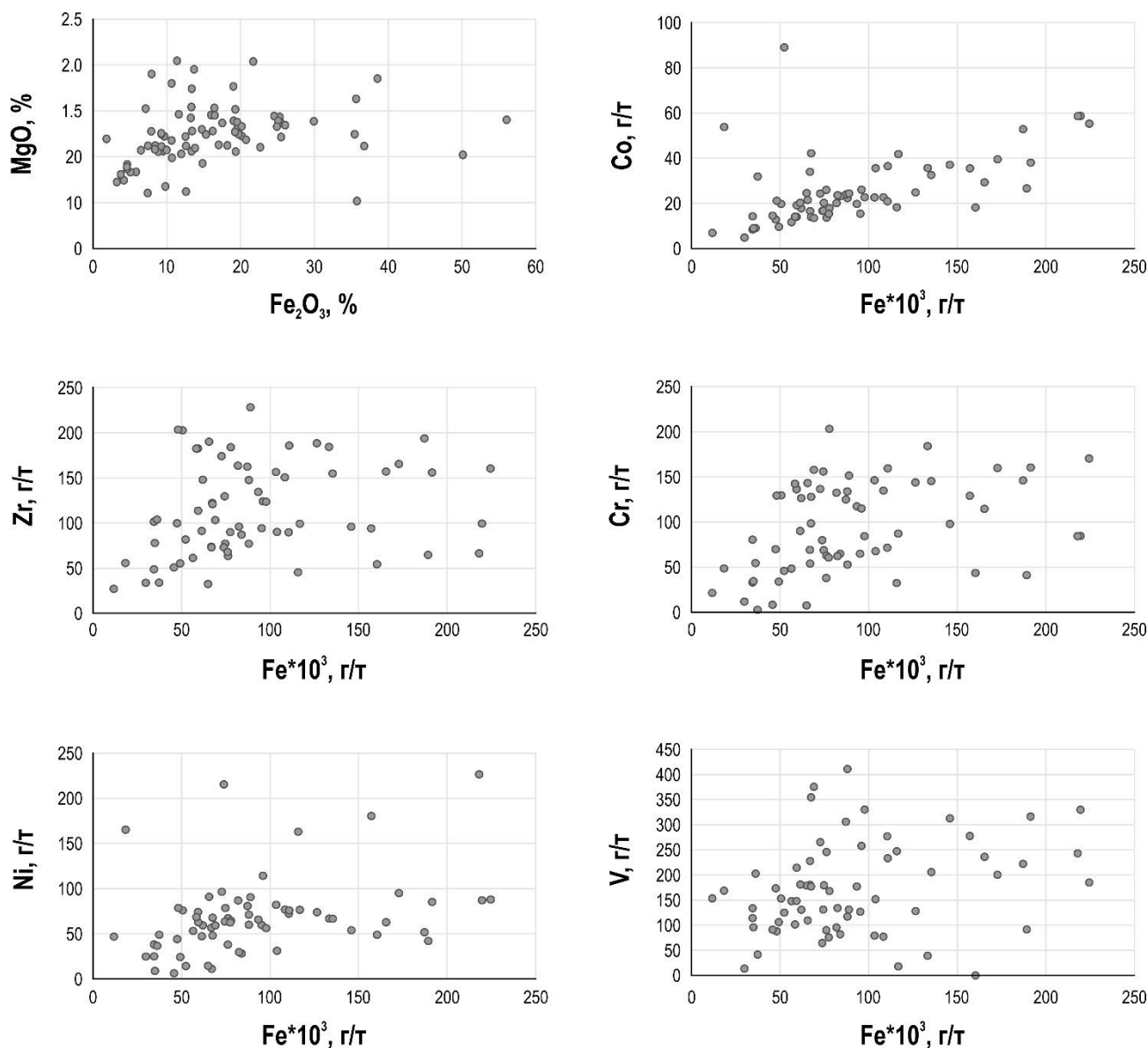


Рис. 20 Корреляция Fe_2O_3 с MgO по данным РФА и корреляция Fe с Co , Zr , Cr , Ni , V по данным ИСП-МС

6.3. Редкоземельные элементы

В целом породы разреза характеризуются схожим трендом распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) (рис. 21). Среднее содержание РЗЭ, за исключением фосфоритов, составляет 235,4 г/т. Фосфориты отличаются более высокими концентрациями – от 1100,0 до 2800,0 г/т, при среднем значении 1900 г/т. В железняках содержание РЗЭ варьирует в пределах 152,3-409,0 г/т.

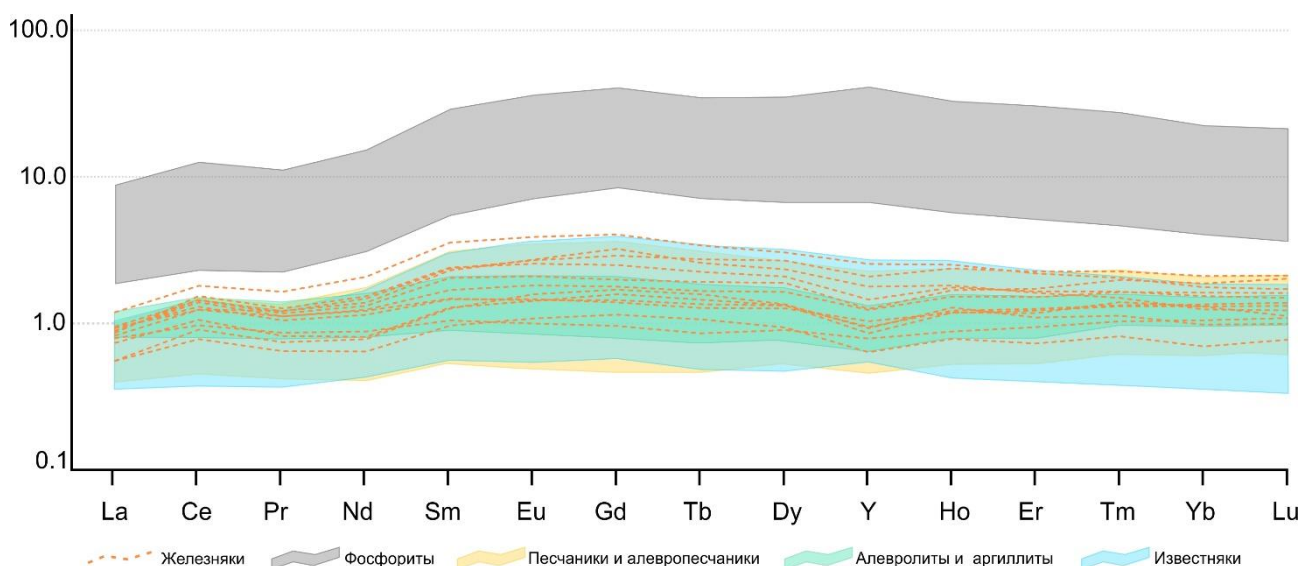


Рис. 21 Спайдер-диаграммы редкоземельных элементов. Данные нормированы на средние содержания элементов в постархейском австралийском сланце (PAAS) (Taylor S.R. and McLennan S.M, 1985).

Редкоземельные элементы в основном представлены легкими, доля которых превышает содержание тяжелых РЗЭ в 5-15 раз (табл. 4, приложение Г). Относительно высокие концентрации тяжелых РЗЭ наблюдается в фосфритах, алевропесчаниках и известняке (слой К-IX). Концентрации редкоземельных элементов хорошо разграничивают породы аалена и тоара. Единственной минеральной формой РЗЭ является фосфат ЛРЗЭ.

График зависимости Ce/Ce^* от Pr/Pr^* показывает, что в исследуемых образцах Се-аномалия преимущественно положительная, но в некоторых образцах отсутствует (рис. 22). При этом в основном в область отсутствия аномалии попадает нижний слой Ермоловского разреза – тоарские алевролиты (слой Е-I, рис. 3). Среднее значение Се-аномалии составляет 1,2. Максимальная аномалия наблюдается в фосфоритах, где в среднем она достигает 1,3, а максимально – 1,5.

Таблица 4 – Средние содержания редкоземельных элементов по данным ИСП-МС, г/т.

Порода	слой	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣLREE	ΣHREE	ΣREE
Хусы-Кардоникский разрез																			
ЖЛ	I	21.6	62.7	5.8	22.1	5.4	1.2	5.4	0.8	4.4	17.4	0.8	2.1	0.3	2	0.3	118.7	33.6	152.3
ИЗ	II	39.6	115.4	10.8	41.1	9.4	1.9	9.6	1.3	6.6	25.4	1.2	3.1	0.4	2.6	0.4	218.2	50.6	268.8
ПЧ	III	25.0	83.0	7.6	33.3	8.6	2.0	9.1	1.4	8.1	34.0	1.6	4.1	0.6	3.8	0.6	159.3	63.1	222.5
ЖЛ	IV	21.6	72.4	6.6	26.7	7	1.7	7.9	1.2	6.3	25.1	1.3	3.2	0.4	2.7	0.4	136.1	48.5	184.6
ЖЛ	V	28.4	83.9	7.3	27.6	7.1	1.5	7.3	1.1	6.2	23.2	1.2	3.4	0.6	3.6	0.4	155.9	47	202.9
ЖЛ	VI	35.5	108.2	10.2	44.9	10.8	2.3	9.7	1.6	9.0	38.1	1.7	5.0	0.7	4.9	0.7	211.8	71.4	283.2
АП	VII	36.9	95.2	9.9	46.0	11.9	2.7	12.9	1.9	11.1	67.0	2.2	6.0	0.8	5.0	0.7	202.6	107.7	310.3
АГ	VIII	42.2	110.9	11.4	48.5	10.1	2.0	8.3	1.3	7.1	32.1	1.4	4.0	0.6	3.9	0.6	225.0	59.2	284.1
ИЗ	IX	31.4	86.6	9.8	52.1	16.0	3.8	17.2	2.5	13.5	69.4	2.5	6.2	0.7	4.7	0.6	199.6	117.3	316.9
АГ	X	40.5	99.6	10.2	40.0	7.2	1.3	5.4	0.8	4.8	23.3	1.0	3.0	0.5	3.3	0.5	198.8	42.5	241.3
ЖЛ	XIa	38.5	119.7	12.5	57.7	15.8	3.5	16.4	2.3	12.3	57.0	2.1	5.4	0.7	4.2	0.6	247.6	100.9	348.5
ИЗ	XIb	18.9	41.1	4.8	21.2	4.9	1.0	4.6	0.7	3.7	21.3	0.7	1.9	0.3	1.7	0.3	91.9	35.0	126.9
Ермоловский разрез																			
АП	I	30.1	65.9	7.5	31.7	6.3	1.2	5.2	0.8	4.6	25.0	1.0	2.7	0.4	2.7	0.4	142.8	42.6	185.4
ЖЛ	II	30.8	63.9	6.9	27.3	5	0.9	3.7	0.6	3.6	22.2	0.8	2.5	0.4	2.7	0.4	134.9	36.9	171.8
ПЧ	III	27.7	87.0	8.6	41.5	11.2	2.5	10.8	1.6	8.4	41.6	1.6	4.0	0.6	3.5	0.5	178.4	72.4	250.7
ЖЛ	IV	33.1	120.5	11.1	51.2	13.1	2.7	11.4	1.8	9.6	38.8	1.7	4.7	0.6	4.2	0.6	231.7	73.5	305.2
ПЧ	V	22.2	50.8	5.5	22.6	4.3	0.8	3.3	0.6	3.3	17.3	0.7	2.0	0.3	2.2	0.3	106.1	29.9	136.0
АГ	VI	33.4	96.6	8.9	36.8	7.8	1.6	6.4	1.0	5.9	27.5	1.2	3.5	0.5	3.7	0.5	184.9	50.3	235.2
АЛ	VII	70.8	214.3	19.6	95.9	25.4	5.9	28.4	4.3	24.4	148.9	4.7	12.5	1.6	9.8	1.4	431.9	235.8	667.7
Фосфориты																			
ФТ	K-I	151.7	519.2	56.2	332.8	122.2	30.6	143.6	19.4	98.9	547.8	16.7	38.7	4.3	22.5	2.8	1212.7	894.8	2107.6
ФТ	K-III	98.1	304.7	29.8	157.4	46.8	10.8	51.8	7.3	39.5	231.7	7	17.5	2.2	12.9	1.7	647.7	371.7	1019.3
ФТ	K-V	199.7	642.6	62.3	306.4	91.5	20.9	107	15.4	88.2	547.4	16.7	43.9	5.6	32.9	4.3	1323.6	861.5	2185
ФТ	K-VI	211.8	825.9	79.7	420	124	30	146.4	20.9	117.9	643.7	21.3	51.4	5.9	32.6	3.9	1691.4	1044.1	2735.5
ФТ	K-VII	180.4	515.9	50.7	267.1	85.3	21.4	105.9	15.4	85.2	505.5	16.0	41.1	5.0	28.9	3.9	1120.8	807.0	1927.8
ФТ	E-VI	149.65	552.95	50.4	269.25	80	19.35	91.7	13.7	75.55	419.8	13.95	35.3	4.3	24.6	3.4	1121.55	682.2	1803.75

Примечание: АГ – аргиллит, АЛ – алевролит, АП – алевропесчаник, ПЧ – песчаник; ФТ – фосфорит, ЖЛ – железняк, ИЗ – известняк

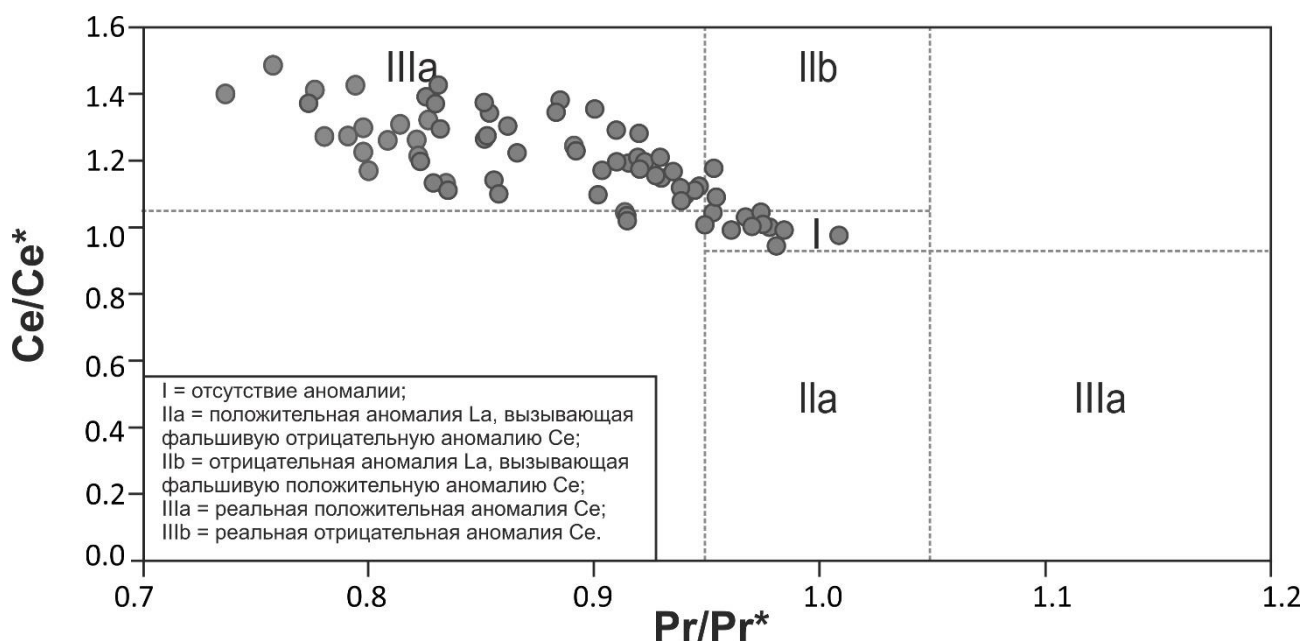


Рис. 22 зависимость Ce/Ce^* от Pr/Pr^* (Bau & Dulski, 1996), позволяющая определить истинность Ce-аномалии

6.4 Стабильные изотопы

Исследование изотопного состава кислорода и углерода в геологическом разрезе предоставляет ценную информацию о процессах формирования пород и условиях морской среды. Значения $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ варьируют в зависимости от факторов окружающей среды, таких как уровень моря, температура и геохимические процессы. Значения изотопов кислорода варьируются в диапазоне от -11,6 до -1,1‰ (табл. 5), оставаясь всегда отрицательными, в то время как значения изотопов углерода демонстрируют более широкий разброс: от -10,0 до 1,5‰.

Таблица 5 – Стабильные изотопы $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ пород Хусы-Кадоникского разреза, по данным масс-спектрометрии

№ Слоя (рис. 3)	Порода	$\delta^{13}C$ (VPDB), ‰	$\delta^{18}O$ (VPDB), ‰	ТОС, %	ОИ, мг CO ₂ /г Сорг
XI ^b	Известняк	1.47	-1.22	0.1	480
XI ^b	Известняк	0	-2.19	0.04	1300
XI ^a	Ооидовый железняк	-0.12	-2.23	0.11	1918
X	Ооидовый аргиллит			0.41	188
IX	Известняк	-3.6	-5.61	0.11	727
VIII	Ооидовый аргиллит				
VII	Алевропесчаник	-4.63	-10.85	0.26	362

VII	Алевропесчаник	-4.74	-11.29	0.18	466
VII	Фосфорит	-7.28	-11.57	0.16	411
VI	Ооидовый железняк			0.19	1342
V	Ооидовый железняк	-8.2	-7.24	0.29	362
IV	Ооидовый железняк	-10.06	-6.22	0.1	1100
III	Песчаник	-8.28	-7.88	0.15	700
III	Песчаник	-7.16	-4.91	0.09	400
II	Известняк	-2.76	-6.37	0.15	427
I	Ооидовый железняк	-10.07	-9.14	0.38	263

Считается, что при значениях $\delta^{18}\text{O}$ от -5‰ до -10‰ порода подвержена влиянию диагенеза (Kaufman & Knoll, 1995; Xiaofeng et al., 2023). В разрезе значения изотопного состава углерода ($\delta^{13}\text{C}$) варьируются в широком пределе от -0,12‰ до -10,07‰. Значение $\delta^{13}\text{C}$ микрослоистого известняка (слой К-II, рис. 3) составляют -2,7 ‰, что близко по составу к нормальным морским карбонатам, осаждающихся непосредственно из морской воды (Кулешов В.Н., 1986).

Изотопный состав углерода в нижней части Хусы-Кардоникского, в слоях с высоким содержанием карбонатов демонстрируют изотопный состав углерода от -7,2‰ до -10,07‰, что указывает на то, что источником гидрокарбонат-иона (HCO_3^-) могло служить разложение органического вещества (Oehlert & Swart, 2014; Prosser et al., 1993). Это согласуется с многочисленными находками минерализованных морских фоссилий, которые при разложении могли выделять углекислый газ, которая в последствии при взаимодействии с водой переходила в форму гидро-карбонат иона.

Низкие значения общего органического углерода ($\text{TOC} = 0,04\text{--}0,4\%$, среднее 0,2%, табл. 5) свидетельствуют о том, что большая часть органического вещества была окислена ещё до захоронения. Это подтверждается высоким индексом окисления ($\text{OI} = 188\text{--}1920 \text{ мг мг } \text{CO}_2/\text{г Сорг}$, табл. 5), что может указывать на активную роль аэробных бактерий в разложении органики (Grinko et al., 2021; Le Meur et al., 2021). Таким образом, разложение органического вещества, несмотря на его низкую сохранность, могло быть ключевым источником карбонат-ионов для формирования карбонатных слоев.

6.5 Геохимические модули

Расчет геохимических модулей был выполнен на основе данных рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС). Методика расчета и обоснование выбранных модулей подробно описаны в главе 2. Для реконструкции условий осадконакопления и оценки уровня оксигенации

(насыщенности кислородом) морского дна использовались элементы, чувствительные к окислительно-восстановительным условиям среды: Mo, U, V и Ce. Содержания Mo, U, V и их индексы обогащения в породах разреза демонстрируют неравномерное распределение (рис. 23, табл. 6).

На основе анализа данных выделены три основные зоны, характеризующие различные условия оксигенации: оксические, субоксические и гипоксические (рис. 23).

Оксические (кислородные) условия – характеризуются высоким содержанием кислорода в морской воде и вблизи границы вода-осадок. В таких условиях формируются оксидные минералы, а индексы обогащения Mo, U и V находятся на низком уровне. Кислородные условия детектируются в нижней части Хусы-Кардоникского разреза (рис. 23).

Исключением здесь является слой ооидовых железняков K-IV, в котором отмечается резкое увеличение содержания ванадия и слабые пики Mo и U (рис. 23). Подобное поведение элементов может быть связано не с окислительно-восстановительными условиями среды, как обычно, а с действием специфических факторов, таких как поступление гидротермальных растворов. Данный слой характеризуется наличием уникальных ооидов, которые не встречаются в других частях разреза: баритовых и гематитовых.

Таблица 6 – Геохимические индексы, рассчитанные по данным ИСП-МС, применяемые для оценки окислительно-восстановительных условий формирования пород

Слой (рис. 3)	Mo EF	U EF	V EF	V	Mo	U	Ce-аномалия
Хусы-Кардоникский разрез							
XI ^b	54.4	2.0	3.2	0.7	10.5	0.5	1.00
XI ^a	15.6	2.0	5.0	2.3	3.6	0.8	1.24
X	6.9	1.1	2.0	2.5	5.5	1.3	1.13
IX	14.5	4.1	2.4	1.1	4.8	2.0	1.12
VIII	13.6	1.4	2.1	2.6	7.6	1.4	1.16
VII	8.5	1.4	2.0	1.4	5.6	3.7	1.14
VI	4.1	1.7	6.8	2.7	4.8	1.1	1.30
V	0.1	1.1	4.1	2.9	0.1	0.8	1.34
IV	8.1	2.2	9.4	3.1	2.9	0.7	1.38
III	1.4	1.5	3.4	1.3	0.3	0.5	1.38
II	1.0	0.9	3.5	2.1	0.6	0.5	1.28
I	0.1	0.8	2.9	1.7	0.1	0.5	1.29
Ермоловский разрез							
VII	13.03	1.47	2.73	1.7	9.7	3.6	1.29
VI	10.43	1.12	3.35	2.8	8.8	0.9	1.38
V	20.59	1.08	2.01	1.5	14.3	0.8	1.34
IV	13.57	1.38	4.81	3.3	9.3	0.9	1.30
III	22.46	2.53	3.79	1.6	9.2	1.1	1.24
II	8.39	0.88	0.99	1.2	10.3	1.1	1.43
I	9.59	0.98	0.96	1.0	9.8	1.0	1.29

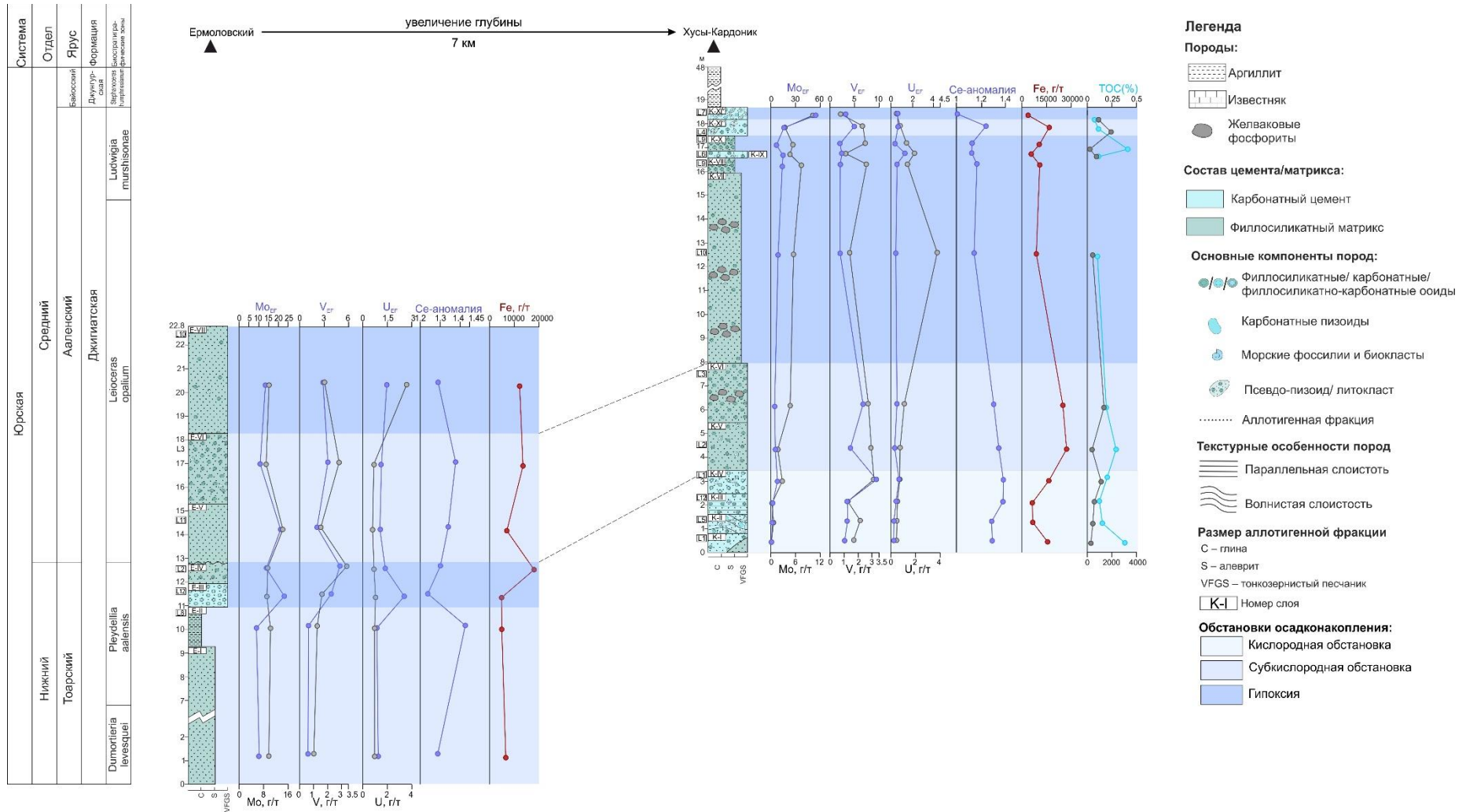


Рис. 23 Литологическая колонка Хусы-Кардоникского и Ермоловского разрезов с окислительно-восстановительных зон, выделенных на основе геохимических данных

Анализ баритовых ооидов методом Рамановской спектроскопии позволил обнаружить газовые и газово-жидкие включения (рис. 24). Их состав идентифицирован как: CH_4 (2576 и 2917 cm^{-1}), C_6H_{12} (2855 cm^{-1}), CH_2 (2911 cm^{-1}), C_6H_{14} (2872 и 2936 cm^{-1}), C_6H_6 (3058 cm^{-1}), C_3H_8 (2883 cm^{-1}), CH_4 (2909 cm^{-1}), C_2H_6 (2955 и 2896 cm^{-1}), $\text{C}_{10}\text{H}_{22}$ (2848 cm^{-1}), C_7H_{16} (2849 и 2872 cm^{-1}), H_2S (2611 cm^{-1}). Жидкая фаза представлена водой. Резкое отклонение содержания ванадия может быть результатом его поступления с гидротермальными растворами. Однако небольшое увеличение Мо и U, а также высокая доля гематита в данном слое позволяют сделать вывод о его формировании именно в кислородных условиях.

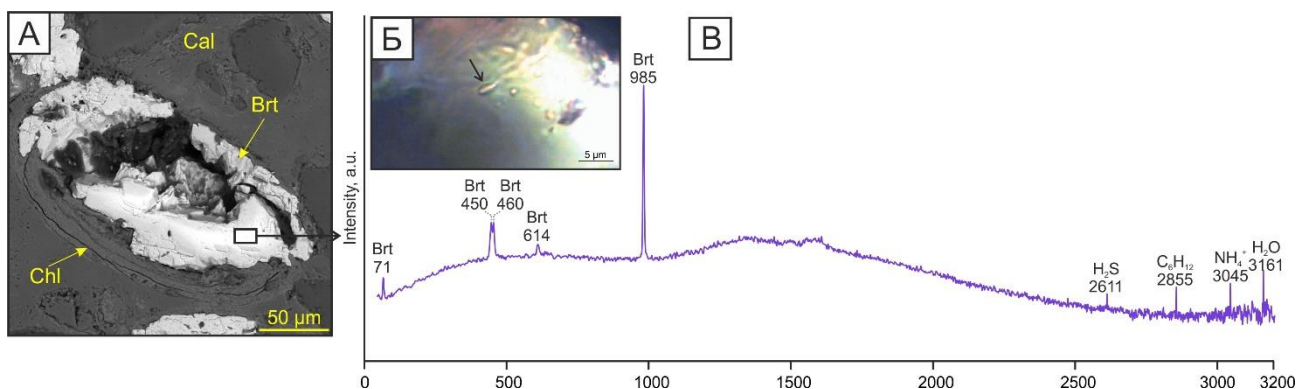


Рис. 24 (А) Микрофотография в режиме обратно-рассеянных электронов баритового «ооида» в котором обнаружено газово-жидкое включение (Б); (В) состав газово-жидкого включения, определённый на Раман спектрометре. Brt – барит, Cal – кальцит, Chl – хлорит

Субоксические (промежуточные) условия – характеризуются сниженным содержанием кислорода, недостаточным для активного образования оксидных минералов, но и не достигающим уровня гипоксии. В таких условиях индексы обогащения Мо, U и V начинают увеличиваться, но остаются умеренными.

В субоксических условиях формировались преимущественно высокоглинистые породы. Ооидовые железняки, образовавшиеся в этих условиях, содержат больше железа по сравнению с теми, что сформировались в кислородных условиях.

Гипоксические условия – характеризуются значительным дефицитом кислорода, но не его полным отсутствием (Thomas et al., 2019). В таких условиях формировались разнообразные породы: алевролиты, алевропесчаники, песчаники, фосфориты, известняки и ооидовые железняки.

Дефицит кислорода может быть связан с двумя основными факторами: 1) формированием слоев на повышенных глубинах, где доступ кислорода к морскому дну был ограничен; 2) повышением биопродуктивности. В последнем случае активное развитие

органического вещества в поверхностных слоях воды приводило к увеличению количества органического вещества, которое, оседая на дно, разлагалось (окислялось) аэробными бактериями, что приводило к уменьшению концентраций кислорода в придонном слое. Плохая сохранность органики в условиях гипоксии объясняется тем, что её основная часть была окислена ещё до наступления гипоксических условий.

Се-аномалия также является важным индикатором условий среды. Положительная Се-аномалия, характерная для большинства слоев, обычно свидетельствует о насыщении морской воды кислородом. Однако в слоях с пониженным содержанием кислорода Се-аномалия уменьшается, но все еще остается слабоположительной, что указывает на сохранение кислородной среды в целом. Это кажущееся противоречие между Се-аномалией и индексами обогащения Мо, U и V может быть объяснено следующими факторами:

1. Различие в природе индикаторов:

- Се-аномалия отражает состояние морской воды в целом, в то время как Мо, U и V накапливаются непосредственно в осадке, фиксируя локальные условия на границе вода-осадок.

2. Стратификация водной толщи:

- Несмотря на общее насыщение морской воды кислородом в верхних слоях, с глубиной его доступность уменьшается. Локальные восстановительные условия вблизи границы вода-осадок способствуют накоплению Мо, U и V, что не всегда отражается на Се-аномалии.

3. Разложение органического вещества:

- Уменьшение концентрации кислорода может быть связано с его активным потреблением при аэробном разложении органического вещества в придонных слоях. Этот процесс влияет на накопление Мо, U и V в осадке, но не всегда существенно изменяет Се-аномалию.

Таким образом, наблюдаемое расхождение между Се-аномалией и индексами обогащения Мо, U и V не является противоречием, а отражает сложную динамику окислительно-восстановительных процессов в водной толще и на границе вода-осадок.

ГЛАВА 7. ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ ИЗМЕНЕНИЕ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ЗАЛЕЖЕЙ ЖЕЛЕЗНЯКОВ В ИЗУЧЕННЫХ РАЙОНАХ

7.1. Фациальные условия формирования залежей железняков

Ооидовые железняки в изучаемом разрезе характеризуются значительной изменчивостью основных параметров: состава цемента, доли терригенного материала, состава ооидов и содержания железа. Эти особенности отражают сложные условия формирования пород. Для определения факторов, контролирующих изменение вещественного состава железняков, проведено изучение терригенной фракции, морской фауны, состава ооидов и геохимических параметров. Это позволило реконструировать седиментационную обстановку и выявить связь между особенностями пород и условиями их формирования.

Терригенные минералы отличается небольшими размерами и хорошей сортированностью, что характерно для шельфовой зоны. Однако в разрезе выделяются два типа пород, различающихся крупностью частиц (рис. 25). Уменьшение размеров терригенного материала и увеличение содержания глинистых минералов в некоторых слоях может указывать на увеличение глубины формирования. Для уточнения палеоглубин использованы данные об организмах, ведущих прикрепленный или зарывающийся образ жизни. В разрезе обнаружены двустворчатый моллюск *Pholadomya Sowerby* и криноидеи отрядов *Pentacrinida* и *Cyrtocrinida*, чье место захоронения совпадает с местом обитания, что делает их надежными индикаторами глубин.

Pholadomya Sowerby, найденная в нижних карбонатных слоях Хусы-Кардоникского разреза (слои K-I, II, III, IV, рис. 28), свидетельствует о мелководных условиях с активной или умеренной гидродинамикой (Sztajner, 2020). В то же время криноидеи отрядов *Pentacrinida* и *Cyrtocrinida* (рис. 27), обнаруженные в известняке верхней части разреза (K-XI^b), указывают на более глубоководную обстановку с низкой гидродинамической активностью и слабым поступлением терригенного материала (Кликушин, 1988; Roux, 1978).

Таким образом, изменение размера и доли терригенной фракции, а также наличие организмов, обитавших на разных глубинах, подтверждают формирование пород в условиях шельфовой зоны с изменяющейся палеоглубиной. Это позволяет выделить две фации шельфа: мелководную и глубоководную.

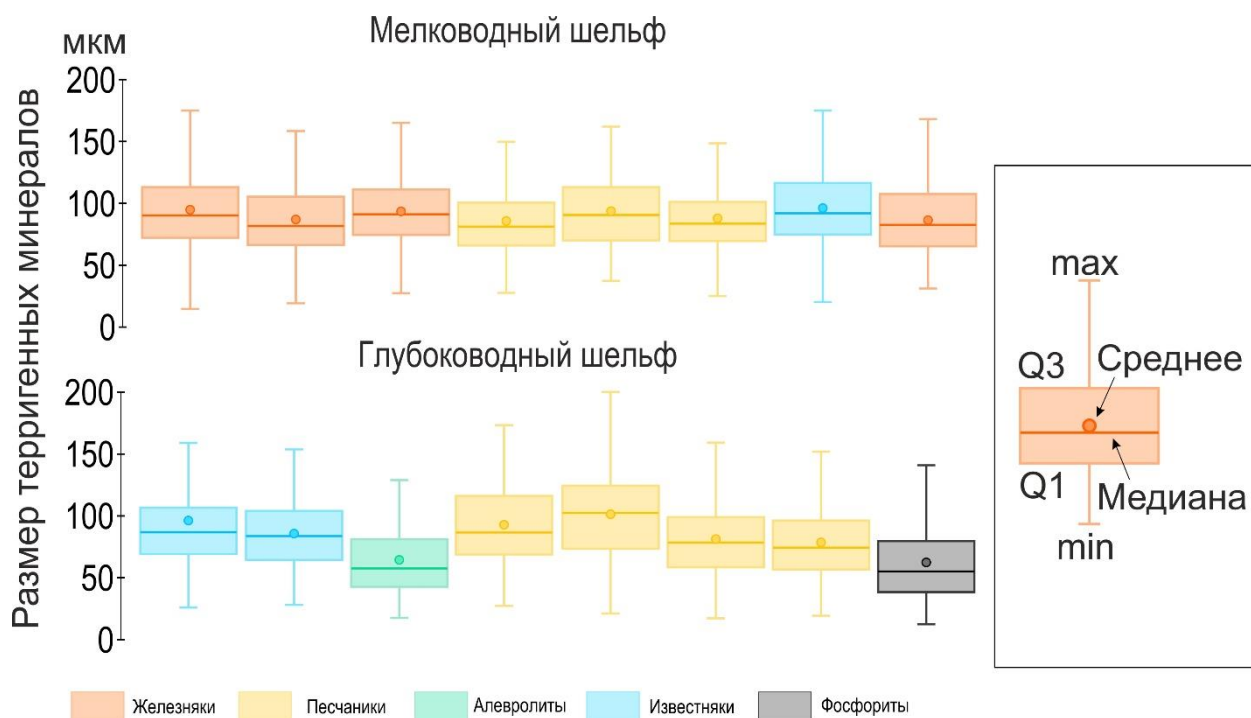


Рис. 25 Диаграмма размаха размерности терригенной фракции

При изучении фациальных обстановок можно выделить слой известняков из нижней части Хусы-Кардоникского разреза (слой К-II, рис. 3), который отличается значениями изотопов углерода от соседних слоев. Данные изотопии указывают на хемогенный характер формирования известняков, что типично для лагунных условий. Высокая доля органических остатков в сочетании с низким содержанием терригенного материала подтверждает возможность формирования данного слоя в лагунной обстановке. Таким образом, наряду с мелководной и глубоководной фациями шельфа, выделяется еще одна фация – лагунная.

Фация мелководного шельфа подразделяется на три фациальные зоны (рис. 3), которые различаются по глубине и гидродинамической активности (рис. 26). Одним из ключевых факторов роста ооидов является гидродинамическая активность, поддерживаемая поверхностными и придонными течениями. Размер, состав и пространственное распределение ооидов варьируются в разных слоях, что позволяет дифференцировать фациальные зоны внутри мелководной шельфовой области.

Для разграничения зон по гидродинамическому режиму используются базис *ветровых волн* (БВВ) и базис *штормовых волн* (БШВ) (рис. 26). Базис действия волн определяется как максимальная глубина, до которой достигает волнение (Крашенинников Г.Ф., 1971). Принято

считать, что БВВ располагается на глубине 10-20 м, а БШВ – на 30-40 м (Goff et al., 2004; Purser, Seibold, 1973; Walker, Flint, 1992; Wright, Walker, 1981).

Зона выше базиса ветровых волн, соответствующая предфронтальной зоне пляжа (Аллен и др., 1990) – область с наиболее высокой гидродинамической активностью, где поверхностные волны достигают морского дна. В данной зоне формировались песчаники и железняки. Общей чертой всех пород данной фации является преимущественно карбонатный состав цемента и высокая доля терригенной фракции. Основные минералы цемента: кальцит, сидерит и нонтронит. Нонтронит встречается между зерен карбонатных минералов. Формирование пород на небольшой глубине, подтверждается высокой концентрацией морской фауны, представленной аммонитами рода *Leioceras* и моллюском *Pholadomya Sowerby*. В зоне выше базиса ветровых волн формируются ооидовые железняки с высокой долей терригенной фракции и карбонатным цементом.

Доля ооидов в породах неравномерная и увеличивается в верх по разрезу. В данной области встречаются все минеральные разновидности ооидов, за исключением апатит-шамозитовых. Анализ геохимических параметров указывает на кислородные условия среды в этой фациальной зоне, что согласуется с условиями небольших глубин и активной гидродинамикой, которая обеспечивала перемешивание водных масс и насыщение воды кислородом.

Зона между базисами ветровых и штормовых волн, соответствующая переходной зоне (Аллен и др., 1990) – промежуточная область с умеренной гидродинамической активностью, где воздействие волн проявляется преимущественно во время штормов или сильных ветров. Породы, сформированные в этой зоне, характеризуется высокой долей ооидов. В данной обстановке формируется основная часть железняков разреза, также встречаются песчаники. Основными минералами цемента являются глинистые минералы. Действие приливно-отливных течений и ветра в данной фации ослабевает и оказывает меньший эффект. Постоянные умеренные течения способствовали активному росту ооидов, за счет перекачивания частиц по дну и многократному осаждению минеральных слоев. В данной области распространены шамозитовые и кальцит-шамозитовые ооиды. Породы данной зоны формировались преимущественно в субкислородных условиях, что может быть обусловлено увеличением глубины и стратификацией водной толщи, связанной с уменьшением влияния поверхностных волн и перемешивания водных масс. Исключением

являются тоарские породы, демонстрирующие гипоксические условия. Подобное изменение может быть связано с резким колебанием уровня моря и сменой обстановки осадконакопления, что привело к вымиранию морских организмов. Снижение содержания кислорода, вероятно, вызвано его активным потреблением в процессе разложения органического вещества. В зоне между базисом ветровых и штормовых волн формируются две разновидности ооидовых железняков: с высокой долей терригенной фракции и карбонатно-глинистым цементом с высокой долей ооидов и глинистым цементом.

Зона ниже базиса штормовых волн, соответствующая внешней зоне (Аллен и др., 1990) – область минимального волнового влияния, где перемещение осадочного материала происходит главным образом за счет придонных течений. Данная зона характеризуется уменьшением доли ооидов до 20-30 %, что связано с недостаточной энергией течений для их образования и перемещения. В этих условиях формировались преимущественно известняки и алевролиты. Доля терригенного материала оставалась невысокой: в аргиллитах она не превышала 30 %, а в известняках составляла 5-10 %. Кроме того, средний размер терригенных зерен уменьшается, что указывает на ослабление транспортировочных процессов. Количество морской фауны также сокращается, что обусловлено ограниченным доступом кислорода в более отдаленных от берега зонах. Исключением являются криноидные известняки. Породы данной зоны формировались в условиях гипоксии, что согласуется с увеличением глубины и отсутствием влияния поверхностных волн.

Наличие в разрезе криноидного известняка позволяет приблизительно обозначить границу между мелководной и глубоководной частями шельфа. Криноидеи отрядов *Pentacrinida* и *Cyrtocrinida* обитали на глубинах 100-150 м и, как пассивные фильтраторы, нуждались в достаточном количестве питательных веществ и стабильных условиях среды (Кликушин В.Г., 1988; Roux M., 1978). Эти условия обеспечивались в пределах мелководного шельфа, где сохранялась достаточная освещенность и поступление биогенного материала. Таким образом, граница между мелководным и глубоководным шельфом проходит ниже зоны распространения криноидных лугов, то есть на глубинах более 100-150 м.

Глубоководная шельфовая фация характеризуется низким содержанием ооидов в породах. Ооиды отсутствуют или составляют не более 5% породы. Данная фациальная обстановка является наиболее благоприятной для отложения алевролитов, аргиллитов и алевропесчаников. Отложение высокоглинистых пород происходит за счет низкой

гидродинамической активности, которая препятствует транспортировке крупных частиц и способствует накоплению мелких фракций. Размер обломочного материала в среднем составляет от 0,06 до 0,10 мм. В породах данной фации в Хусы-Кардоникском разрезе наблюдается высокая доля желваковых фосфоритов. Спокойные условия и медленный приток терригенного материала создали благоприятную среду для фосфогенеза, что способствовало накоплению фосфоритов. Фосфориты содержат больше ооидов, чем песчаники, что, вероятно, связано с апвеллингом. Апвеллинг вызывал локальное волнение на этих глубинах, создавая благоприятные условия для роста ооидов, а также обогащал воды фосфором, необходимым для образования фосфоритов. В фосфоритах отмечаются текстуры взмучивания, вероятно, связанные с вихревыми течениями, вызванными апвеллингом.

Породы глубоководной шельфовой фации сформировались преимущественно в условиях гипоксии. Гипоксия в этих условиях связана с двумя основными факторами: глубиной и апвеллингом. Глубина способствовала естественному снижению концентрации кислорода, а апвеллинг приносил на шельф бедные кислородом воды.

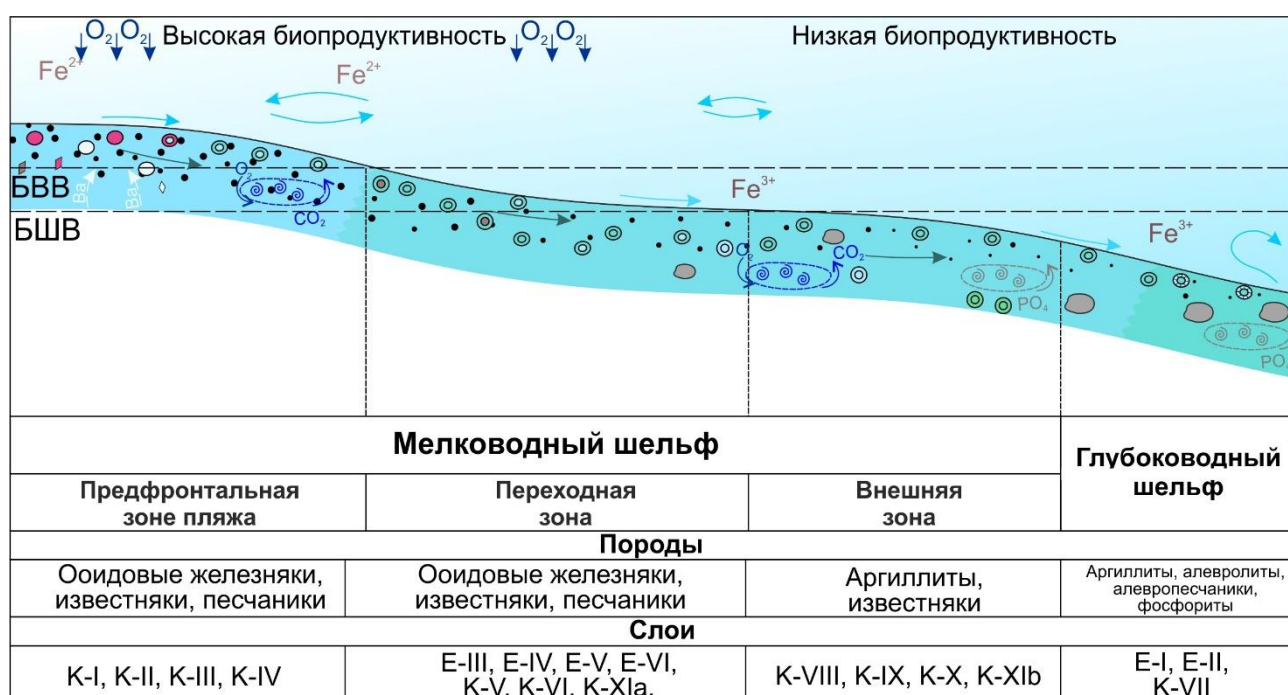
Исключением являются породы тоара. Накопление мощных толщ тонкодисперсного материала и отсутствие ооидов явно указывают на глубоководные условия их формирования. Однако геохимические индексы не демонстрируют значительного дефицита кислорода, что отличает эти породы от других пород данной фации. Менее выраженный дефицит кислорода в тоаре мог быть связан с ограниченным поступлением органики, активным водообменом и отсутствием апвеллинга. Эти факторы способствовали поддержанию более стабильного кислородного режима, несмотря на глубоководные условия.

Изменение условий осадконакопления на исследуемой территории было связано с колебаниями уровня моря (рис 28). В целом в юрское время наблюдалась тенденция отступления моря в северном и северо-восточном направлениях, однако в тоар-ааленское время происходили неоднократные трансгрессивно-регрессивные колебания уровня моря (рис. 27). Эти изменения подтверждаются данными о морской фауне, минеральном составе пород, доле и характере терригенного материала, а также геохимическими показателями.

Если рассматривать события поэтапно, подошва тоара формировалась в условиях глубоководного шельфа. Первая регрессия (P1, рис. 27) на границе двух биостратиграфических зон вызвала обмеление моря. С уменьшением глубины бассейна волновая деятельность начала достигать области осадконакопления, что способствовало

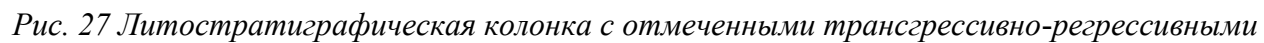
росту ооидов. в тоаре (слой Е-III, рис. 2). Дальнейшее понижение уровня моря привело к прекращению осадконакопления в Ермоловском районе. На пике регрессии произошло отделение части акватории и формирование лагуны (слой К-II, рис. 3).

Последующая продолжительная трансгрессия (Т1, рис. 27) способствовала соединению лагуны с морем, возобновлению осадконакопления в Ермоловском разрезе и смене карбонатных пород глинистыми. Дальнейшее увеличение глубины привело к уменьшению доли ооидов и сокращению размера терригенной фракции, что способствовало формированию тонкозернистых пород.



Условные обозначения

- | | | | |
|--|--|--|---|
| | Зоны пород с: карбонатным цементом/глинистым или карбонатным/глинистым | | Хлоритовые ооиды |
| | Желваковые фосфориты | | Ооиды смешанного состава |
| | Обломочная фракция разной размерности | | Ооиды смешанного состава с радиальным кортексом |
| | Разложение органического вещества с выделение карбонат- и фосфат иона | | Гетит-хлоритовые ооиды |
| | Просачивание Ва-носных растворов | | Карбонатные ооиды |
| | Диффузия кислорода | | Баритовые ооиды |
| | Поверхностные волные | | Хлорит-апатитовые ооиды |
| | Придонные течения | | Гематитовые ооиды |
| | Апвеллинг | | Кальцит-гематитовые ооиды |
| | | | Кальцитовые пизоиды |
| | | | Включение гематита/гетита в цементе |
| | | | Развитие пятен барита в цементе |
| | | | Миграция ооидов |



колебаниями уровня моря. Условные обозначения приведены в рис. 3

В конце аалена происходили кратковременные изменения глубины бассейна, которые привели к формированию маломощных слоев. Формирование ооидовых железняков с высокой долей литокластов и карбонатным цементом, расположенных в верхней части аалена (слой К-ХI^a, рис. 3) происходило в несколько этапов, отражая сложные и динамичные изменения условий осадконакопления. В период максимальной регрессии произошло разрушение ранее сформированных пород. Наступление моря способствовало перемыву и окатыванию обломков. При дальнейшем увеличении уровня моря эти обломки начали обрастать хлоритовым кортексом, одновременно с этим начался рост хлоритовых ооидов. В ходе дальнейшего прогибания морского дна обстановка становилась более глубоководной. В этих условиях доля и размер ооидов уменьшались, увеличивалась карбонатность, и слой ооидовых железняков постепенно переходил в слой криноидных известняков.

Последняя регрессия (РЗ, рис. 27) привела к выходу морского дна на поверхность, что вызвало вымирание криноидей и перерыв в осадконакоплении. Этот перерыв сопровождался формированием параллельного несогласия. Верхняя часть слоя К-ХI^b, завершающая регрессивную пачку ааленских пород, и нижняя часть слоя ХII, отлагавшаяся уже после перерыва и относящаяся к байосскому ярусу джангурской свиты, разделены этим перерывом. Таким образом, криноидные известняки завершили формирование ааленских пород в данном бассейне.

7.2. Особенности образования ооидов в изучаемых районах

Высокое разнообразие ооидов, как и пород, может быть обусловлено изменением фациальных условий осадконакопления и связанными с ними физико-химическими условиями среды. Шамозитовые ооиды обычно формируются в восстановительных щелочных условиях шельфовой зоны, где сочетаются два ключевых фактора: постоянное перемещение осадочных частиц по морскому дну, обеспечивающее обрастание ооидов минералами, и восстановительная среда, способствующая осаждению шамозита (Asochakova, 2014; Han et al., 2023; Li et al., 2021). Это согласуется с областями их обнаружения, преимущественно в пределах мелководного шельфа и зон ниже базиса ветровых волн.

Шамозитовые ооиды отличаются более высокой степенью уплотнения по сравнению с другими типами ооидов. Эллиптическая форма хлоритовых ооидов обусловлена нерегулярным перекатыванием на морском дне в процессе их роста. Как установлено в

работах (например, Кнох, 1970), временное замедление или остановка движения приводит к асимметричному осаждению минералов, что способствует формированию эллиптической формы. Это связано с изменением гидродинамических условий, таких как сила течений или волнений, которые варьируются в зависимости от сезонных колебаний, приливных циклов, климатических изменений или локальной атмосферной циркуляции.

Таким образом, эллиптическая форма ооидов отражает неравномерный характер их роста, вызванный изменяющейся гидродинамической активностью в условиях мелководного шельфа. Кроме того, хлоритовые ооиды часто деформированы: смещены вдоль оси и имеют неровные края. Уплотнение может быть результатом постседиментационных изменений, таких как перекристаллизация и деформация под воздействием внешнего давления или тектонических процессов. Эти изменения связаны с особенностями слоистой структуры глинистых минералов и нестабильностью хлоритовых ооидов на ранних стадиях диагенеза, обусловленной их микропористостью.

Тектонические подвижки могут вызывать резкие изменения условий осадконакопления, например, изменение глубины осадочного бассейна, что приводит к дополнительному давлению на осадок. Таким образом, морфология хлоритовых ооидов отражает комплексное взаимодействие гидродинамических процессов, условий седиментации, диагенеза и тектонических воздействий.

Карбонатные ооиды и пизоиды обычно формируются в тех же условиях, что и хлоритовые. Важным фактором их образования является высокая концентрация гидрокарбонат-ионов (HCO_3^-). В данном разрезе основным источником карбонатов, вероятно, служили высокая биопродуктивность и разложение органического вещества. Поскольку рост ооидов является относительно быстрым процессом, для формирования крупных структур необходимо резкое увеличение концентрации карбонатов. Это объясняет образование более крупных зерен – пизоидов – в лагунных обстановках, где такие условия чаще всего реализуются.

Однако в изучаемом разрезе встречаются как мономинеральные шамозитовые и кальцитовые ооиды, так и смешанные глинисто-карбонатные разновидности. Шамозит, как правило, кристаллизуется при дефиците гидрокарбонат-ионов (Van Houten, Purucker, 1984), тогда как карбонатные ооиды формируются при их достаточной концентрации. Это указывает на связь образования полиминеральных ооидов с временными изменениями насыщенности

морской воды гидрокарбонат-ионами. Такие колебания могли быть обусловлены изменениями биопродуктивности, гидродинамического режима или уровня кислорода, что приводило к последовательному росту то хлоритовых, то карбонатных кортексных слойков.

Особый интерес представляют глинисто-карбонатные ооиды с радиальным кальцитовым кортексом, обнаруженные в алевропесчаниках глубоководного шельфа. Радиальная текстура кальцита характерна для условий умеренной или слабой гидродинамики (Flügel, 2004), что согласуется с фациальной обстановкой, в которой они были обнаружены (рис. 26).

Формирование гётит-шамозитовых ооидов и гематитовых пелоидов связано с условиями, богатыми кислородом, которые способствуют росту оксидных минералов. Гематитовые пелоиды встречаются в условиях мелководного шельфа выше базиса ветровых волн, где преобладают окислительные условия. Такие обстановки благоприятны для образования гематита.

Гётит-шамозитовых ооиды обнаружены в слое железняков (слой XI^a, рис. 3), сформировавшемся в результате постепенной трансгрессии. Вероятнее всего, их образование началось в кислородных условиях, где происходил рост гётита. Однако в результате трансгрессии глубина увеличивалась, уровень кислорода снижался, и начался рост хлорита вокруг гётитовых агрегатов, которые в данном случае выступали в качестве затравки.

Шамозит-апатитовые ооиды являются изменённой разновидностью хлоритовых ооидов. Постепенное погружение хлоритовых ооидов, создавало условия для фосфогенеза, который стимулировал рост фторапатита в поровом пространстве, укрепляя структуру ооидов. Ключевым фактором фосфогенеза является обогащение поровых вод фосфат-анионами (PO_4^{3-}), что, учитывая локальный характер, вероятно, связано с разложением органического вещества. Поровое пространство, характерное для глинистых минералов, играло важную роль в этих процессах, предоставляя место для кристаллизации апатита.

Формирование баритовых «ооидов», вероятно, связано с растворением карбонатных ооидов и их последующим замещением баритом. Это подтверждается локальным развитием пятен барита в карбонатном цементе, а также наличием пор и пустот в кальците, частично или полностью заполненных баритом. Растворение кальцита может быть связано с повышением кислотности среды. Изменение pH среды могло быть обусловлено разложением

органического вещества в осадке, а также поступлением кислых гидротермальных растворов. Дополнительным подтверждением гидротермального влияния является наличие газовых и газовой-жидких включений в баритовых «ооидах».

Источником гидротермальных растворов, вероятно, являлся магматический очаг, существовавший на изучаемой территории в юрское время. В 35 км к востоку от изучаемого района расположен *Маринский субвулканический комплекс* (рис. 28), представленный натриевыми долеритами, андезидацитами, а также субвулканическими телами (дайками, силлами, штоками, лакколитами), залегающими среди отложений хумаринской свиты (Семенуха и др., 2021). Внедрение этого комплекса сопровождалось интенсивным гидротермальным метасоматозом, с которым связаны золото-серебро-полиметаллическая и золото-серебряная минерализация, а также баритовое Каменноостское рудопоявление (Семенуха и др., 2021).

Учитывая пространственную и временную близость (ранняя-средняя юра), можно предположить, что магматический очаг, связанный с Маринским комплексом, продолжал свою активность и в среднюю юру. Это объясняет поступление гидротермальных растворов, обогащенных барием, в осадочный бассейн.

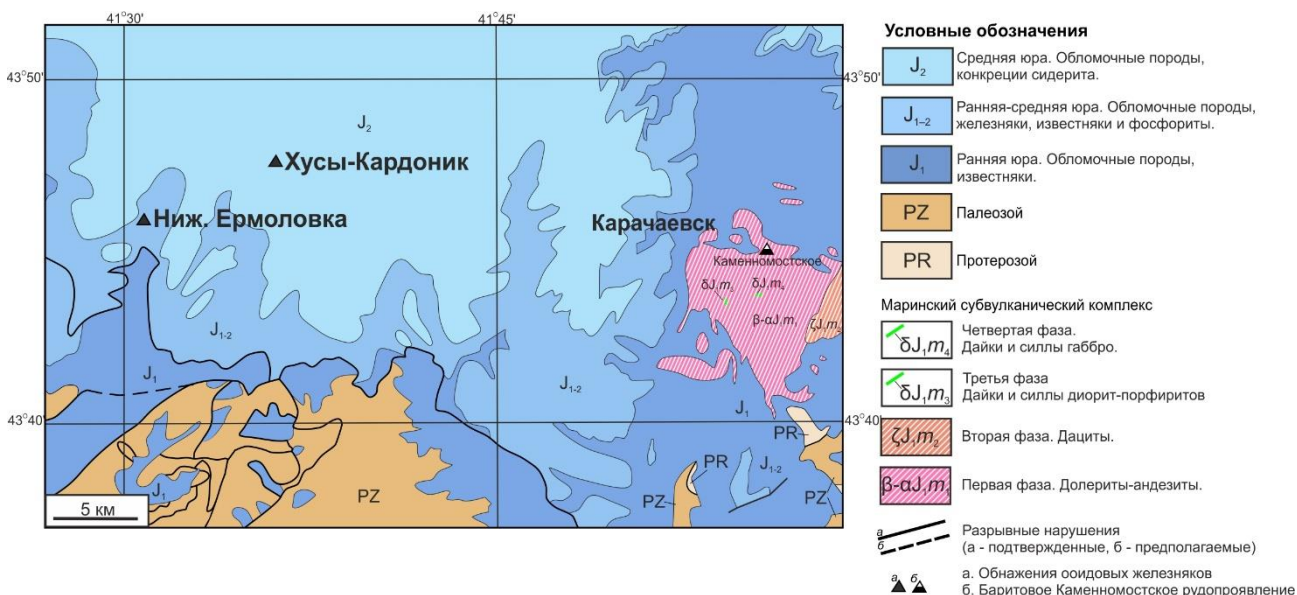


Рис. 28 Геологическая схема Лабинско-Малкинской зоны с локализацией Маринского субвулканического комплекса и Каменноостского рудопоявления

7.3. Минеральные формы железа и их условия формирования

Максимальные концентрации железа отмечаются в ооидовых железняках, сформированных в условиях переходной зоны мелководного шельфа (рис. 26). В пределах одной фациальной обстановки содержание железа увеличивается с глубиной, что подтверждается данными по Ермоловскому и Хусы-Кардоникскому разрезам. В Хусы-Кардоникском разрезе, более удалённом от берега, концентрации железа в слоях с ооидовыми железняками возрастают с увеличением глубины (слой E-IV, E-V, K-IV, K-V, рис. 3). Напротив, в вышележащем слое алевропесчаников (слой E-VII, K-VII, рис. 3), который формировался в условиях глубоководного шельфа, наблюдается противоположная тенденция: концентрация железа увеличивается по направлению к берегу. Это указывает на то, что в морском бассейне Большого Кавказа концентрации железа изменялись по сложной динамике – постепенно увеличивались, достигали максимума в переходной зоне мелководного шельфа, а затем снижались.

В разрезе в качестве минералов-концентраторов железа встречаются шамозит, нонтронит, сидерит, гётит и гематит. Предшествующие исследования железных руд плато Бечасын указывают на преобладание оксидов железа в качестве основных минералов-концентраторов (Тимофеева, 1966). Однако в исследуемых разрезах ведущую роль в накоплении железа играют глинистые минералы.

Высокое содержание глинистых минералов в разрезе обусловлено активным поступлением терригенного материала с континента, который обогащал морскую воду кремнием и алюминием. Шамозит содержат железо в двух валентных состояниях (Fe^{2+} и Fe^{3+}) свидетельствует о слабоокислительных условиях, при которых часть железа сохранялась в трехвалентной форме, а часть восстанавливалась до двухвалентной. Это соответствует окислительно-восстановительным условиям бассейна, установленным по геохимическим показателям. В сочетании с высокой долей терригенного материала такие условия способствовали формированию железняков, где основными минералами-концентраторами железа стали глинистые минералы, а не оксиды.

7.4. Полезные компоненты

В настоящее время активно ведутся исследования, направленные на изучение нетрадиционных источников редкоземельных элементов, таких как ооидовые железняки (Maximov, Rudmin, 2023; Rudmin et al., 2019; Некипелова и др., 2022) или фосфориты (Ahmed et al., 2022; Xie et al., 2024). Это связано с постоянно растущим спросом на редкоземельные элементы.

Некоторые слои ооидовых железняков в изучаемых разрезах демонстрируют концентрации редкоземельных элементов, превышающие кларковые значения. Минимальные концентрации РЗЭ наблюдаются в ооидовых железняках нижней части Хусы-Кардонского разреза (слои К-I, К-IV) и составляют 158-185 г/т. Максимальные концентрации зафиксированы в тоарском железняке и позднеааленском ооидовом железняке (слой К-XI^a), где они достигают 348 г/т и 305 г/т соответственно.

Сравнение с данными других исследователей показывает, что концентрации РЗЭ в ооидовых железняках в среднем составляют: 607 г/т в Керченских рудах (Некипелова и др., 2022), 286 г/т в Бакчарских (Rudmin et al., 2019) и 83 г/т в Аятских рудах (Maximov, Rudmin, 2023). Таким образом, исследуемые руды содержат средние значения РЗЭ по сравнению с другими морскими ооидовыми рудами.

Особый интерес в контексте редкоземельных элементов представляют желваковые фосфориты, которые характеризуются максимальными концентрациями РЗЭ. Крупное исследование, посвящённое изучению морских фосфоритов Тихого и Атлантического океанов, показало, что средние концентрации РЗЭ в фосфоритах континентальных окраин составляют 161 г/т, а в фосфоритах подводных гор – 727 г/т. При этом средние концентрации РЗЭ в исследуемых фосфоритах достигают 1900 г/т, что является весьма внушительным показателем по сравнению с другими морскими фосфоритами.

В породах встречаются терригенные и аутигенные минералы редкоземельных элементов. Терригенные минералы включают монацит и ксенотим, а аутигенный минерал представлен исключительно монацитом. Однако, основная часть редкоземельных элементов сосредоточена в фосфоритах, где доля аутигенного монацита остаётся невысокой (менее 1%). Это указывает на накопление редкоземельных элементов в других минералах.

Одним из таких минералов-концентраторов может быть фторапатит – основной компонент желваковых фосфоритов, составляющий 40-50 % их валового состава. Высокое содержание фторапатита, низкая доля аутигенного монацита и корреляция концентраций редких земель с Ca и P свидетельствуют о накоплении РЗЭ именно в апатите (рис. 29).

Гипотезу подтверждает график зависимости $(La/Yb)_{SN}$ от $(La/Sm)_{SN}$, показывающий, что изоморфное замещение является ключевым процессом концентрации РЗЭ (рис. 29). Исследования ряда авторов доказали, что ионы REE^{3+} могут занимать позиции Ca^{2+} в апатите по следующим механизмам замещения (Fleet & Pan, 1997; Hughes et al., 1991; Rønso, 1989; Xing et al., 2024):

- $REE^{3+} + Na^+ \leftrightarrow 2Ca^{2+}$
- $REE^{3+} + Si^{4+} \leftrightarrow Ca^{2+} + P^{5+}$

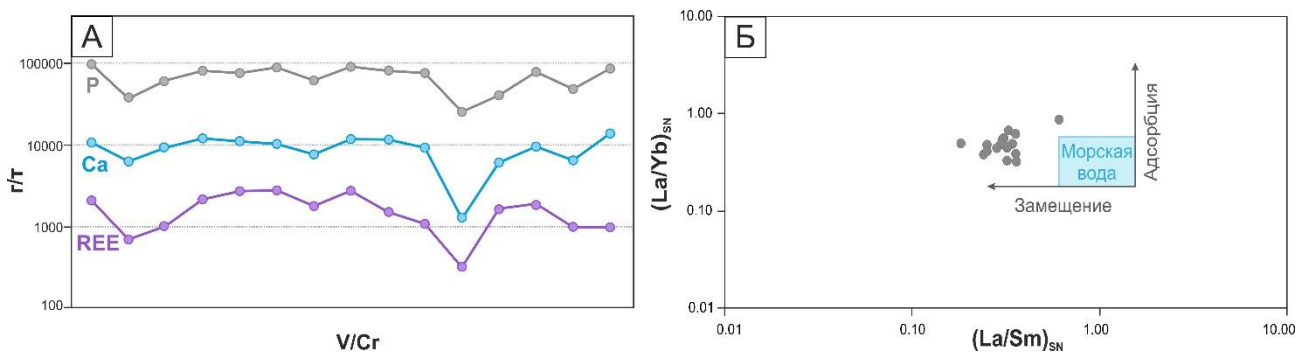


Рис. 29 (А) График зависимости $(La/Yb)_{SN}$ от $(La/Sm)_{SN}$ (He et al., 2022), отражающий замещение в качестве основного механизма концентрирования РЗЭ; (Б) Корреляция Ca, P и РЗЭ, демонстрирующая накопление РЗЭ в апатите

Поскольку в исследуемых фосфоритах РЗЭ накапливается во фторапатите, их извлечение возможно методом химического выщелачивания. Этот метод доказал свою эффективность на примере месторождений Китая (Li et al., 2021) и США (Emsbo et al., 2015). Технология выщелачивания РЗЭ из апатита аналогична процессам, используемым при добыче фосфора для производства удобрений. В качестве эффективных реагентов свою результативность показали H_3PO_4 (Li et al., 2021), H_2SO_4 и HCl (Emsbo et al., 2015).

Однако основной проблемой, затрудняющей переработку фосфоритов, является их рассеянный характер. Основные зоны концентрации желваковых фосфоритов приурочены к слоям алевропесчаников (VII) и ооидовых железняков (VI). Достоверно оценить долю желваковых фосфоритов в этих слоях пока не представляется возможным. Тем не менее, на

более изученной геологической структуре – плато Бечасын (восточная часть Лабино-Малкинской зоны), средняя доля желваковых фосфоритов составляет 2-3%, местами увеличиваясь до 6% (Тимофеева, 1966). Учитывая близость и схожесть геологических условий, можно предположить аналогичное распределение фосфоритов и в исследуемых разрезах.

Таким образом, перспектива попутного извлечения РЗЭ из фосфоритов при добыче железных руд становится возможной при условии дальнейшего изучения, проведения разведочных работ и обнаружения скоплений конкреций или конкреционных прослоев.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ооидовые железные руды в Хусы-Кардоникском и Ермоловском разрезах демонстрируют значительные различия в составе цемента, доле и типах ооидов, а также содержании терригенного материала. Это разнообразие обусловлено влиянием множества факторов, включая изменения глубины, гидродинамики и химических условий среды. Ключевую роль в смене условий осадконакопления играли трансгрессивно-регрессивные колебания уровня моря. Наиболее благоприятные условия для формирования ооидовых железняков были области мелководного шельфа выше базиса штормовых волн. В предфронтальной зоне пляжа формировались железные руды с карбонатным цементом и повышенным содержанием терригенного материала, тогда как в переходной зоне преобладали руды с глинистым цементом и высокой долей ооидов.

Ооиды, обнаруженные в изучаемых породах, отличаются значительным видовым разнообразием, что связано с изменением энергетического режима среды, биопродуктивности, содержания органического вещества, тектонических подвижек и химических параметров среды (ионный состав воды, окислительно-восстановительные условия, pH).

Содержание железа в рудах варьирует от 18,7 до 37,6 %, при этом максимальная концентрация железа отмечается в зоне мелководного шельфа между базисами ветровых и штормового волнения. Здесь создавались оптимальные условия для осаждения железа в составе глинистых минералов и роста ооидов. Основными минералами-концентраторами железа в разрезе являются шамозит и нонтронит, что связано со слабовосстановительными условиями придонного слоя. Подобные условия формировались под влиянием высокой доли органического вещества, умеренной гидродинамики и локальных восстановительных процессов, вызванных стратификацией водной толщи и разложением органики.

Изученные рудопроявления представляют особый промышленный интерес благодаря желваковым фосфоритам, обогащённым редкоземельными элементами. Средние концентрации РЗЭ, достигающие 1900 г/т, делают их перспективной рудой для дальнейшего изучения и освоения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ahmed, A. H. Geological and geochemical evaluation of phosphorite deposits in northwestern Saudi Arabia as a possible source of trace and rare-earth elements / A. H. Ahmed, A. A. Aseri, K. A. Ali // *Ore Geology Reviews*. – 2022. – Vol. 144. – P. 104854.
2. Anderson, R. F. Concentration, oxidation state, and particulate flux of uranium in the Black Sea / R. F. Anderson, M. Q. Fleisher, A. P. LeHuray // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1989. – Vol. 53. – P. 2215–2224.
3. Arbiol, C. Characteristics and genesis of phyllosilicate hydrothermal assemblages from Neoproterozoic epithermal Au-Ag mineralization of the Avalon Zone of Newfoundland, Canada / C. Arbiol, G. D. Layne, G. Zanon, B. Šegvić // *Applied Clay Science*. – 2021. – Vol. 202. – P. 105960.
4. Armoured sponge spicules from Panarea Island (Italy): Implications for their fossil preservation / A. Ferretti, F. Messori, M. Di Bella, G. Sabatino, S. Quartieri, B. Cavalazzi, F. Italiano, R. Barbieri // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2019. – Vol. 536.
5. Asochakova, E. Clay minerals of oolitic iron ores from the Bakchar deposit (Western Siberia) / E. Asochakova // *Conferences Proceedings of 14th International Multidisciplinary Scientific GeoConferences*. – 2014. – P. 859-866.
6. Bau, M. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa / M. Bau, P. Dulski // *Precambrian Research*. – 1996. – Vol. 79. – P. 37–55.
7. Bish, D. L. Quantitative Mineralogical Analysis Using the Rietveld Full-Pattern Fitting Method / D. L. Bish, J. E. Post // *American Mineralogist*. – 1993. – Vol. 78. – P. 932–940.
8. Breit, G. N. Vanadium accumulation in carbonaceous rocks: A review of geochemical controls during deposition and diagenesis / G. N. Breit, R. B. Wanty // *Chemical Geology*. – 1991. – Vol. 91. – P. 83–97.
9. Broecker W. S., Peng T. H. Tracers in the sea / W. S. Broecker, T. H. Peng. – New York : Eldigio Press, 1982. – 690 p.

10. Chaillou, G. The distribution of Mo, U, and Cd in relation to major redox species in muddy sediments of the Bay of Biscay / G. Chaillou, P. Anschutz, G. Lavaux, J. Schäfer, G. Blanc // *Marine Chemistry*. – 2002. – Vol. 80. – P. 41–59.
11. Characterization of Organic Matter of the Laptev Sea Eroded Coastal Sediments: A Case Study from the Cape Muostakh, Bykovsky Peninsula / A. A. Grinko, I. V. Goncharov, N. V. Oblasov, E. V. Gershelis, M. V. Shaldybin, N. E. Shakhova, A. G. Zarubin, A. S. Ruban, O. V. Dudarev, M. A. Veklich, A. K. Mazurov, I. P. Semiletov // *Geosciences*. – 2021. – Vol. 11(2). – P. 83.
12. Clay mineralogy and geochemistry investigations in the host rocks of the Chelungpu fault, Taiwan: Implication for faulting mechanism / L. W. Kuo, S. R. Song, E. C. Yeh, H. F. Chen, J. Si // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2012. – Vol. 59. – P. 208–218.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.07.009>
13. Composition and mode of occurrence of minerals in Late Permian coals from Zhenxiong County, northeastern Yunnan, China / T. Li, S. F. Dai, J. H. Zou, S. Zhang, H. H. Tian, L. X. Zhao // *International Journal of Coal Science & Technology*. – 2014 – Vol. 1. – P. 13–22.
<https://doi.org/10.1007/s40789-014-0007-4>
14. Davis, J. A. Surface ionization and complexation at the oxide/water interface / J. A. Davis, R. O. James, J. O. Leckie // *Journal of Colloid and Interface Science*. – 1978. – Vol. 63. – P. 480–499.
15. Di Bella, M. Modern Iron Ooids of Hydrothermal Origin as a Proxy for Ancient Deposits / M. Di Bella и др. // *Scientific Reports*. – 2019. – Vol. 9. – P. 7107
16. Diaz, M. R. Decoding the mechanism of formation in marine ooids: A review / M. R. Diaz, G. P. Eberly // *Earth-Science Reviews*. – 2019. – Vol. 190. – P. 536–556.
17. Eggleton R.A. Nontronite chemistry and X-ray diffraction / R. A. Eggleton // *Clay Miner.* – 1977. – Vol. 12. – P. 181— 194.
18. Emerson, S. R. Ocean anoxia and the concentrations of molybdenum and vanadium in seawater / S. R. Emerson, S. S. Huested // *Marine Chemistry*. – 1991. – Vol. 34. – № 3–4. – P. 177–196.
19. Fleet, M. E. Site preference of rare earth elements in fluorapatite: Binary (LREE+HREE)-substituted crystals / M. E. Fleet, Y. Pan // *American Mineralogist*. – 1997. – Vol. 82. – P. 870–877.
20. Flügel E. *Microfacies of Carbonate Rocks* / E. Flügel. – Berlin, Heidelberg : Springer Berlin Heidelberg, 2004. – 984 p.

21. Foster M.D. Interpretation of the composition and a classification of the chlorites / M.D. Foster // Geological Survey Professional Paper. – 1962. – Vol. 414. – P. 1–33.
22. Geochemistry and diagenesis of stratabound calcite cement layers within the Rannoch Formation of the Brent Group, Murchison Field, North Viking Graben (northern North Sea) / D. J. Prosser, J. A. Daws, A. E. Fallick, B. P. J. Williams // Sedimentary Geology. – 1993. Vol. 87. P. 139–164.
23. Geochemistry of REY-Enriched Phosphorites in Zhijin Region, Guizhou Province, SW China: Insight into the Origin of REY / S. He, Y. Xia, J. Xiao, D. Gregory, Z. Xie, Q. Tan, H. Yang, H. Guo, S. Wu, X. Gong // Minerals. – 2022. – Vol. 12. – P. 408.
24. Goff, J. Sedimentary differences between the 2002 Easter storm and the 15th-century Okoropunga tsunami, southeastern North Island, New Zealand / J. Goff, B. G. McFadgen, C. Chagué-Goff // Marine Geology. – 2004. – Vol. 204. – P. 235–250.
25. Hastings, D. W. Vanadium in foraminiferal calcite as a tracer for changes in the areal extent of reducing sediments / D. W. Hastings, S. R. Emerson, A. C. Mix // Paleoceanography. – 1996. – Vol. 11. – P. 665–678.
26. Heikoop, J. M. Modern iron ooids from a shallow-marine volcanic setting: Mahengetang, Indonesia / J. M. Heikoop и др. // Geology. – 1996. – Vol. 24. – P. 759–762.
27. Helz, G. R. Mechanism of molybdenum removal from the sea and its concentration in black shales: EXAFS evidence / G. R. Helz, C. V. Miller, J. M. Charnock, J. F. W. Mosselmans, R. A. D. Patrick, C. D. Garner, D. J. Vaughan // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1996. – Vol. 60(19). – P. 3631–3642.
28. Houten, F. B. Van. Review of Cenozoic ooidal ironstones // Sedimentary Geology. – 1992. – Vol. 78. – P. 101–110.
29. Houten, F. B. Van. Search for Milankovitch patterns among oolitic ironstones / F. B. Van Houten // Paleoceanography. – 1986. – Vol. 1. – P. 459–466.
30. Houten, F. B. Van. Glauconitic peloids and chamositic ooids - favorable factors, constraints, and problems / F. B. Van Houten, M. E. Purucker // Earth Science Reviews. – 1984. – Vol. 20(3). – P. 211–243.

31. Houten, F. B. Van. Oolitic ironstones and contrasting Ordovician and Jurassic paleogeography / F. B. Van Houten // *Geology*. – 1985. – Vol. 13. – P. 722–724.
32. Houten, F. B. Van. Palaeozoic oolitic ironstones on the North American Craton / F. B. Van Houten. – 1990. – P. 245–254.
33. Hughes, J. M., Cameron, M., Mariano, A. N. Rare-earth-element ordering and structural variations in natural rare-earth-bearing apatites / J. M. Hughes, M. Cameron, A. N. Mariano // *American Mineralogist*. – 1991. – Vol. 76(7–8). – P. 1165–1173.
34. Inferring gene expression from ribosomal promoter sequences, a crowdsourcing approach / P. Meyer, G. Siwo, D. Zeevi, E. Sharon, R. Norel, E. Segal, G. Stolovitzky // *Genome Research*. – 2013. – Vol. 23. – P. 1928–1937.
35. Ironstone as a proxy of Paleozoic ocean oxygenation / E. J. Matheson, P. K. Pufahl, A. Voinot, J. B. Murphy, D. M. Fitzgerald // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2022. – Vol. 594. – P. 117715.
36. Klinkhammer, G. P., Palmer, M. R. Uranium in the oceans: Where it goes and why / G. P. Klinkhammer, M. R. Palmer // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1991. – Vol. 55(7). – P. 1799–1806. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90024-Y](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90024-Y)
37. Knoll, A. H. Secular variation in carbon isotope ratios from Upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland / A. H. Knoll, J. M. Hayes, A. J. Kaufman, K. Swett, I. B. Lambert // *Nature*. – 1986. – Vol. 321. – P. 832–838.
38. Knox, R. W. Chamosite Oololiths from the Winter Gill Ironstone (Jurassic) of Yorkshire, England / R. W. Knox // *SEPM Journal of Sedimentary Research*. – 1970. – Vol. 40. – P. 1216–1225. <https://doi.org/10.1306/74D7216C-2B21-11D7-8648000102C1865D>
39. Lake Chad sedimentation and environments during the late Miocene and Pliocene: New evidence from mineralogy and chemistry of the Bol core sediments / A. Moussa, A. Novello, A. E. Lebatard, A. Decarreau, C. Fontaine, D. Barboni, F. Sylvestre, D. L. Bourlès, C. Paillès, G. Buchet, P. Düringer, J.-F. Ghienne, J. Maley, J.-C. Mazur, C. Roquin, M. Schuster, P. Vignaud, M. Brunet // *Journal of African Earth Sciences*. – 2016. – Vol. 118. – P. 192–204.

40. Li, Z. Simultaneous leaching of rare earth elements and phosphorus from a Chinese phosphate ore using H₃PO₄ / Z. Li, Z. Xie, D. He, J. Deng, H. Zhao, H. Li // *Green Processing and Synthesis*. – 2021. – Vol. 10. – P. 258–267.
41. Maximov, P., Rudmin, M. Origin of Upper Cretaceous marine ironstones of Ayat Formation (Turgay depression, Northern Kazakhstan) / P. Maximov, M. Rudmin // *Solid Earth Sciences*. – 2023. – Vol. 8. – No. 1. – P. 1–11.
42. McManus, J. Authigenic uranium: Relationship to oxygen penetration depth and organic carbon rain / J. McManus, W. M. Berelson, G. P. Klinkhammer, D. E. Hammond, C. Holm // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2005. – Vol. 69. – P. 95–108.
43. McManus, J., Berelson, W. M., Klinkhammer, G. P., Hammond, D. E., Holm, C. Authigenic uranium: Relationship to oxygen penetration depth and organic carbon rain / J. McManus, W. M. Berelson, G. P. Klinkhammer, D. E. Hammond, C. Holm // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2005. – Vol. 69(1). – P. 95–108. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.06.023>
44. Middle Jurassic ooidal ironstones (southern Tibet): Formation processes and implications for the paleoceanography of eastern Neo-Tethys / K. Han, Z. Han, E. Garzanti, S. Zhu, H. Yao, H. Guo, X. Liu, C. Wang // *Frontiers in Earth Science*. – 2023. – Vol. 10.
45. Moore, D. M., Reynolds, R. C. X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals / D. M. Moore, R. C. Reynolds. – Oxford: Oxford University Press, 1989. – 332 p.
46. Morford, J. L., Russell, A. D., Emerson, S. Trace metal evidence for changes in the redox environment associated with the transition from terrigenous clay to diatomaceous sediment, Saanich Inlet, BC / J. L. Morford, A. D. Russell, S. Emerson // *Marine Geology*. – 2001. – Vol. 174(1–4). – P. 355–369. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(00\)00160-2](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00160-2)
47. Oehlert, A. M., Swart, P. K. Interpreting carbonate and organic carbon isotope covariance in the sedimentary record / A. M. Oehlert, P. K. Swart // *Nature Communications*. – 2014. – Vol. 5. – P. 4672.
48. Ooidal ironstones in the Meso-Cenozoic sequences in western Siberia: assessment of formation processes and relationship with regional and global earth processes / M. Rudmin, S. Banerjee, E. Abdullayev, A. Ruban, E. Filimonenko, E. Lyapina, R. Kashapov, A. Mazurov // *Journal of Palaeogeography*. – 2020. – Vol. 9(1).

49. Ordovician ironstone of the Iberian margin: Coastal upwelling, ocean anoxia and Palaeozoic biodiversity / P. K. Pufahl, A. D. Squires, J. B. Murphy, C. Quesada, S. W. Lokier, J. J. Álvaro, J. Hatch // *Depositional Record*. – 2020. – Vol. 6. – P. 581–604.
50. Organic matter oxidation of the Tégulines Clay formation, (Paris Basin, France): Spatial Heterogeneities / M. Le Meur, M. Boussafir, C. Le Milbeau, M. Debure, F. Claret, J.-C. Robinet, C. Lerouge // *Applied Geochemistry*. – 2021. – Vol. 134. – P. 105093.
51. Organic matter oxidation of the Tégulines Clay formation, (Paris Basin, France): Spatial Heterogeneities / M. Le Meur, M. Boussafir, C. Le Milbeau, M. Debure, F. Claret, J.-C. Robinet, C. Lerouge // *Applied Geochemistry*. – 2021. – Vol. 134. – P. 105093.
52. Origin of ooids, peloids and micro-oncoids of marine ironstone deposits in Western Siberia (Russia) / M. Rudmin, S. Banerjee, P. Maximov, A. Novoselov, Y. Trubin, P. Smirnov, A. Abersteiner, D. Tang, A. Mazurov // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2022. – Vol. 237.
53. Purser, B. H., Seibold, E. The Principal Environmental Factors Influencing Holocene Sedimentation and Diagenesis in the Persian Gulf / B. H. Purser, E. Seibold // *In The Persian Gulf*. – Springer Berlin Heidelberg, 1973. – P. 1–9. https://doi.org/10.1007/978-3-642-65545-6_1
54. Rare earth elements in sedimentary phosphate deposits: Solution to the global REE crisis? / P. Emsbo, P. I. McLaughlin, G. N. Breit, E. A. du Bray, A. E. Koenig // *Gondwana Research*. – 2015. – Vol. 27. – P. 776–785.
55. Rønsbo, R. G. Coupled substitutions involving REEs and Na and Si in apatites in alkaline rocks from the Ilimaussaq Intrusion, South Greenland, and the petrological implications / R. G. Rønsbo // *American Mineralogist*. – 1989. – Vol. 74(7–8). – P. 896–901.
56. Roux, M. Ontogenèse, variabilité et évolution morphofonctionnelle du pédoncule et du calice chez les millericrinida (Échinodermes, Crinoïdes) / M. Roux // *Geobios*. – 1978. – Vol. 11. – No. 2. – P. 213–241.
57. Rudmin, M., Mazurov, A., Banerjee, S. Origin of ooidal ironstones in relation to warming events: Cretaceous-Eocene Bakchar deposit, south-east Western Siberia / M. Rudmin, A. Mazurov, S. Banerjee // *Marine and Petroleum Geology*. – 2019. – Vol. 100. – P. 309–325.

58. Structural changes of potassium-saturated smectite at high pressures and high temperatures: Application for subduction zones / L. C. Carniel, R. V. Conceição, N. Dani, V. F. Stefani, N. M. Balzaretto, & R. Reis // *Applied Clay Science*. – 2014. – Vol. 102. – P. 164–171. <https://doi.org/10.1016/j.clay.2014.09.037>
59. Sturesson, U., Heikoop, J. M., Risk, M. J. Modern and Palaeozoic iron ooids – a similar volcanic origin / U. Sturesson, J. M. Heikoop, M. J. Risk // *Sedimentary Geology*. – 2000. – Vol. 136. – No. 1–2. – P. 137–146.
60. Sztajner, P. The Mode of Life in the Genus *Pholadomya* as Inferred from the Fossil Record / P. Sztajner // *Geosciences*. – 2020. – Vol. 10. – P. 397. – <https://doi.org/10.3390/geosciences10100397>.
61. Taylor, S. R., McLennan, S. M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks / S. R. Taylor, S. M. McLennan. – Oxford : Blackwell, 1985. – 330 p.
62. Thomas, Y. Effects of hypoxia on metabolic functions in marine organisms: Observed patterns and modelling assumptions within the context of Dynamic Energy Budget (DEB) theory / Y. Thomas, J. Flye-Sainte-Marie, D. Chabot, A. Aguirre-Velarde, G. M. Marques, L. Pecquerie // *Journal of Sea Research*. – 2019. – Vol. 143. – P. 231–242.
63. Todd, S. E. Sedimentology and oceanography of Early Ordovician ironstone, Bell Island, Newfoundland: Ferruginous seawater and upwelling in the Rheic Ocean / S. E. Todd, P. K. Pufahl, J. B. Murphy, K. G. Taylor // *Sedimentary Geology*. – 2019. – Vol. 379. – P. 1–15.
64. Tribouillard, N., Algeo, T. J., Lyons, T., Riboulleau, A. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update / N. Tribouillard, T. J. Algeo, T. Lyons, A. Riboulleau // *Chemical Geology*. – 2006. – Vol. 232. – No. 1–2. – P. 12–32. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.02.012>
65. Tucker M. E., Wright V. P., Dickson J. A. D. Carbonate sedimentology / M. E. Tucker, V. P. Wright, J. A. D. Dickson. – Oxford : Blackwell Scientific Publications, 1990. – 482 p.
66. Walker, R. G., Plint, A. G. Wave- and storm-dominated shallow marine systems / R. G. Walker, A. G. Plint // *Facies Models: Response to Sea Level Change: St. John's, Newfoundland: Geological Association of Canada*, 1992. – P. 219–238.

67. Wanty, R. B., Goldhaber, M. B. Thermodynamics and kinetics of reactions involving vanadium in natural systems: Accumulation of vanadium in sedimentary rocks / R. B. Wanty, M. B. Goldhaber // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1992. – Vol. 56(4). – P. 1471–1483. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90217-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90217-7)
68. Wehrli, B., Stumm, W. Vanadyl in natural waters: Adsorption and hydrolysis promote oxygenation / B. Wehrli, W. Stumm // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1989. – Vol. 53(1). – P. 69–77. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(89\)90273-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(89)90273-1)
69. Wright, M. E., Walker, R. G. Cardium Formation (U. Cretaceous) at Seebe, Alberta – storm-transported sandstones and conglomerates in shallow marine depositional environments below fair-weather wave base / M. E. Wright, R. G. Walker // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 1981. – Vol. 18(4). – P. 795–809. <https://doi.org/10.1139/e81-073>
70. Xiaofeng, L. Carbon and oxygen isotope characteristics of carbonate rocks in the Mesoproterozoic Jixian System of the Ordos Basin and their implications / L. Xiaofeng, H. Zenglin, L. Jiwei, G. Xiaodan, X. Xuping, L. Shifeng // *Scientific Reports*. – 2023. – Vol. 13. – P. 14082.
71. Xie, S. A novel process for the separation and recovery of phosphorus and rare earth elements from associated rare earth phosphate ores / S. Xie, J. Yang, R. Huang, X. Lv, X. Li, X. He // *Separation and Purification Technology*. – 2024. – Vol. 340. – P. 126687.
72. Xing, J. Rare earth element enrichment in sedimentary phosphorites formed during the Precambrian–Cambrian transition, Southwest China / J. Xing, Y. Jiang, H. Xian, W. Yang, Y. Yang, H. Niu, H. He, J. Zhu // *Geoscience Frontiers*. – 2024. – Vol. 15. – P. 101766.
73. Yoshida, M. Remanent magnetization of oolitic ironstone beds, Hazara area, Lesser Himalayan thrust zone, Northern Pakistan: Its acquisition, timing, and paleoenvironmental implications / M. Yoshida, I. H. Khan, M. N. Ahmad // *Earth, Planets and Space*. – 2014. – Vol. 50. – P. 733–744.
74. Young, T. P. Phanerozoic ironstones: an introduction and review / T. P. Young // *Geological Society, London, Special Publications*. – 1989. – Vol. 46. – No. 1. – P. 9–25.
75. Yurchenko, A. Application of the Data on $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of Carbonates for the Study of Unconventional Reservoirs on the Example of the Bazhenov Source Rocks, Western Siberia,

- Russia / A. Yurchenko, A. Voropaev, E. Kozlova, N. Morozov, M. Spasennykh // *Geosciences*. – 2021. – Vol. 11. – P. 264.
76. Zhang, Y., Li, Z., Qin, M., Yang, Z., Liu, R., Li, Z., Yi, L., Jiang, L. Reducing-condition reworked phosphorite sedimentary model: Petrographic and geochemical evidence from the Lower Cretaceous in the Thaniyat area, northern Saudi Arabia / Y. Zhang, Z. Li, M. Qin, Z. Yang, R. Liu, Z. Li, L. Yi, L. Jiang // *Sedimentary Geology*. – 2023. – Vol. 456. – P. 106501. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2023.106501>
 77. Андронов, С. М. Об ааленских отложениях Северного Кавказа / С. М. Андронов, Н. С. Ильина // *Советская геология*. – 1945. – № 8.
 78. Безносов Н. В. Байосские и батские отложения Северного Кавказа / под ред. Р. М. Пистрака. – Москва: Недра, 1967. – 179 с.
 79. Безносов Н. В. Материалы по биостратиграфии верхнебайосско-батских отложений Северного Кавказа // *Труды ВНИИГАЗ*. – 1960. – Т. 10. – № 18. – С. 226–253.
 80. Безносов Н. В., Шелховский В. В. Юрская система. Нижний и средний отделы. Вост. часть Сев. Кавказа // *Геология СССР*. – 1968. – Т. 9. – Ч. 1. – С. 168–185.
 81. Богданович, К. И. Геологические исследования Кубанского нефтеносного района. Лист Хадыжинский / К. И. Богданович // *Труды Геологического комитета*. – 1910. – № 57.
 82. Гаврилов Ю. О. Динамика формирования юрского терригенного комплекса Большого Кавказа / Ю. О. Гаврилов. – Москва: ГЕОС, 2005. – 310 с.
 83. Гаврилов Ю. О., Лубченко И. Ю. К геохимии ниже- и среднеюрских отложений Центрального Кавказа // *Литология и Полезные Ископаемые*. – 1985. – № 5. – С. 89–110.
 84. Гуцин, А. И. О стратиграфии нижеюрских отложений антиклинория Бокового хребта (Дагестан) / А. И. Гуцин, Д. И. Панов // *Вестник Московского университета. Серия 4. Геология*. – 1983. – № 5. – С. 19–28.
 85. Демина, Л. И., Копп, М. Л., Короновский, Н. В., Леонов, М. Г., Леонов, Ю. Г. [и др.]. Большой Кавказ в альпийскую эпоху / под ред. Ю. Г. Леонова. – Москва: ГЕОС, 2007. – 368 с.

86. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования / В.А. Дриц, А.Г.Коссовская – Москва: Наука. 1990. – 214 с.
87. Дробышев, Д. В. Предварительный отчет о геологических работах 1925–1927 по Дагестанскому пересечению Кавказского хребта / Д. В. Дробышев // Известия Геологического комитета. – 1929. – Т. 48. – № 7. – С. 931–962
88. Живаго Н. В., Казакова В. П. О возрасте песчаников Ахызырта в разрезе юрских отложений, развитых в бассейнах рек Малая и Большая Лаба на Северном Кавказе. – М.: Гостоптехиздат, 1960. – С. 193–218.
89. Живаго, Н. В. О возрасте песчаников Ахызырта в разрезе юрских отложений, развитых в бассейнах рек Малая и Большая Лаба на Северном Кавказе / Н. В. Живаго, В. П. Казакова. – Москва: Гостоптехиздат, 1960. – С. 193–218.
90. Ивченко, П. И. Обзорное описание геологического строения Черноморского округа / П. И. Ивченко // Сборник "Черноморский округ и его производительные силы". – 1923. – Т. 1. – С. 307–327
91. Казакова, В. П. Ааленский ярус, его зональное расчленение и границы / В. П. Казакова. – Москва: Изд-во Московского университета, 1984. – 214 с.
92. Казанский П. А. Материалы по изучению юрских отложений Дагестана / П. А. Казанский. – Томск: Известия Томского Технологического Института, 1909. – 119 с.
93. Кахадзе И. Р. Геологическое строение полосы угленосных отложений между бассейнами рек Баксана и Урупа / И. Р. Кахадзе, А. Л. Цагарели, К. Ш. Нуцубидзе, В. И. Зесашвили. – Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1960. – 140 с.
94. Кликушин В. Г. О триасовых и раннеюрских криноидеях Крыма // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. – 1988. – Т. 63. – С. 71–79.
95. Коншин, А. М. Исследование орогеологического строения Черноморского побережья / А. М. Коншин. – Материалы для Геологии Кавказа, Сер. 2, кн. 10, 1896.
96. Красильникова, Н. А. Верхнелейасовые фосфориты Северного Кавказа / Н. А. Красильникова // Москва: Геология горно-химического сырья. – 1955. – С. 88–95.

97. Крымгольц, Г. Я. К стратиграфии нижней и средней юры Северного Кавказа / Г. Я. Крымгольц // Материалы ВСЕГЕИ. – 1940. – №. 5. – С. 202–208.
98. Кулешов В. Н. Изотопный состав и происхождение глубинных карбонатов / под ред. А. В. Пейве. – Москва: Наука, 1986. – 129 с.
99. Леонов, Ю. Г. Структурно-фациальная зональность раннеюрского - ааленского прогиба Центрального и Западного Кавказа / Ю. Г. Леонов // Доклады Академии наук СССР. – 1966. – Т. 167. – № 1. – С. 166–169.
100. Ломизе М. Г., Панов Д. И. Среднеюрская перестройка тектонического режима на Кавказской окраине Тетиса // В кн.: Строение и история развития платформ подвижных поясов Евразии. – МГГА, 2000. – С. 34–36.
101. Луппов, Н. П. Нижнемеловые отложения Северо-Западного Кавказа и их фауна / Н. П. Луппов, Е. И. Соколовой, Е. И. Молоковой, Е. В. Соколовой, В. В. Никитиной. – Ленинград: Труды ВНИГРИ, 1952. – №. 65. – 272 с.
102. Некипелова, А. В. Керченские осадочные железные руды - нетрадиционный источник Nd и MREE: особенности и перспективы / А. В. Некипелова, Э. В. Сокол, С. Н. Кох, К. А. Филиппова // Руды и Металлы. – 2022. – № 1. – С. 106–120.
103. Нижне- и среднеюрские отложения западной части Северного Кавказа и их сопоставление с аналогичными отложениями Грузии / И. Р. Кахадзе, А. Л. Цагарели, К. Ш. Нуцубидзе, В. И. Зесашвили // Труды геологического института АН ГССР. – 1957. – Т. 10. – № 15. – С. 28–35.
104. Никитин, С. Н. Геологическое строение Новороссийского уезда Черноморской губернии / С. Н. Никитин // Известия Геологического комитета. – 1903. – Т. 21. – С. 653–670.
105. Никшич, И. И. Представители рода *Douvilleiceras* из аптских отложений на северном склоне Кавказа / И. И. Никшич // Труды Геологического комитета, 1915. – №. 121. – 53 с.
106. Никшич, И. И. Юрские отложения в бассейне реки Белой на северном склоне Кавказа / И. И. Никшич // Известия Геологического комитета. – 1915. – Т. 34. – № 4. – С. 509–538.

107. Панов, Д. И. Новые данные по стратиграфии ниже- и среднеюрских отложений центральных частей Большого Кавказа / Д. И. Панов, С. А. Бызова, Е. А. Снежко // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 1964. – № 4. – С. 35–47.
108. Панов, Д. И. Основные вопросы стратиграфии ниже- и среднеюрских отложений междуречья Кубани и Баксана / Д. И. Панов, Ю. Г. Леонов // Материалы по геологии газоносных районов СССР. – 1959. – С. 59–87.
109. Панов, Д. И. Стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений центральной части Северного Кавказа (Дигоро-Осетинская зона) / Д. И. Панов // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. – 1988. – Т. 63. – № 1. – С. 13–24.
110. Пац, В. М. К стратиграфии юры по р. Чанты-Аргун (Чечено-Ингушская АССР) / В. М. Пац // Труды по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. – 1938. – №. 1. – С. 153–162.
111. Пац, В. М. Краткий геологический очерк бассейна р. Шаро-Аргун на Северном Кавказе (Чечено-Ингушская АССР) / В. М. Пац // Труды по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. – 1939. – №. 4. – С. 109–121.
112. Попов, И. В. Соленые источники, подчиненные нижнемеловым отложениям в Кубанском и Черноморском округах Северо-Кавказского края / И. В. Попов // Труды Кубано-Черноморского научно-исследовательского института. – 1927. – №. 54.
113. Пчелинцев, В. Ф. Гидрогеологические исследования в Туапсинском районе Черноморского побережья / В. Ф. Пчелинцев // Труды Всесоюзного геолого-разведочного объединения. – 1931. – №. 171.
114. Ренгартен, В. П. Геологические наблюдения в Кайтаго-Табасаранском и Даргинском округах в Дагестане / Ленинград: Геологический комитет, 1927. – №. 66. – 55 с.
115. Ростовцев, К. О. Стратиграфия и основные черты тектонического развития Большого Кавказа и Предкавказья в ранней и средней юре / К. О. Ростовцев, Л. А. Никанорова // Известия Академии наук СССР. Серия геологическая. – 1970. – № 5. – С. 3–19.
116. Сидоренко А. В., Андрущук В. Л., Дубинский А. Я., Хаин В. Е. Геология СССР. Т. 9. Северный Кавказ. Ч. 1: Геологическое описание / под ред. А. В. Сидоренко. – Москва: Недра, 1986. – 760 с.

117. Славянов, Н. Н. О некоторых малоизвестных минеральных источниках Кубанской области / под ред. М. М. Тетяев. – Ленинград: Геологический комитет, 1928. – 74 с.
118. Тимофеева, З. В. Некоторые черты литологии и геохимии железистых пород и руд плато Бечасын (Северный Кавказ) / З. В. Тимофеева // Литология и Полезные Ископаемые. – 1966. – № 1. – С. 33–48.
119. Филимонов, И. Д. Краткий геологический очерк бассейна р. Андийского Койсу в Дагестане / И. Д. Филимонов // Труды по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. – 1938. – № 1. – С. 129–152.
120. Холодов, В. Н. Фациальные типы осадочных железорудных месторождений и их геохимические особенности. Сообщение 2. Проблемы геохимии фанерозойских железных руд / В. Н. Холодов, Р. И. Недумов, Е. В. Голубовская // Литология и Полезные Ископаемые. – 2013. – № 1. – С. 17–52.
121. Чарноцкий, С. И. Геологические исследования Кубанского нефтеносного района. Листы Майкопский и Прусско-Дагестанский / под ред. М. М. Стасюлевич. – Санкт-Петербург: Труды Геологического комитета, 1911. – № 65. – 85 с.

Фондовые источники

122. Геологическая карта Кавказа масштаба 1:50 000. Лист К-37-23-В (Отчет Верхне-Лабинской геологосъемочной партии по работам 1958 г.; г. Ессентуки). / отв. исполнители Е. А. Снежко, Г. А. Михеев. – Т. 1–3. – 1959.
123. Геологическая карта Кавказа масштаба 1:50 000. Листы К-37-11-А, В (Отчет Урупской ГСП по работам 1957 г.). / отв. исполнители Е. А. Снежко, Г. И. Баранов, В. И. Вьюнов. – Т. 1–2. – 1958.
124. Гидрогеологическое описание района Псекупских минеральных источников / отв. исполнители Н. К. Игнатович, П. Н. Палей, Н. Н. Славянов // Труды Главного геолого-разведочного управления. – 1932. – № 102. – 163 с.
125. Государственная геологическая карта Кавказа масштаба 1:50 000. Лист К-37-24-А. Объяснительная записка. Авторы: Д. С. Кизевальтер, А. А. Белов. – Т. 1–3. 1957.

126. Государственная геологическая карта РФ. Объяснительная записка. Масштаб 1:200 000. Серия Кавказская. Лист К-37-VI, (XII). Авторы: Семенуха И.Н., Черных В.И., Соколов В.В. и др. Редактор Письменный А.Н. – СПб.: ВСЕГЕИ. 2021.
127. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Кавказская. Лист К-37-VI. Объяснительная записка. Авторы: М. Х. Срабонян, А. Г. Гурбанов – М.: Мингео СССР, 1969. 125 с
128. Окончательный отчет Кавказской экспедиции МГУ по работам 1955–1960 гг. / отв. исполнители Г. Д. Ажгирей, Д. С. Кизивальтер и др.; МГУ. – Т. 1–26. – М., 1961.
129. Окончательный отчет Кавказской экспедиции МГУ. Ч. III, раздел 13 (г. Москва). / отв. исполнители А. В. Кожевников, Е. Е. Милановский, И. Н. Сафронов и др. – Т. 1. – 1961.
130. Отчет Марухского геологосъемочного отряда по работам 1958 г. / отв. исполнители Б. Х. Канчели, Т. В. Хамасурадзе. – Т. 1–2. – 1958.
131. Отчет о полевых работах по Чегему и Баксану в 1913 г. / отв. исполнитель В. П. Ренгартен; Известия геологического комитета. – 1914. – Т. 33. – № 2. – С. 52–55.
132. Отчет о результатах групповой гидрогеологической съемке масштаба 1:50 000 с уточнением геологического строения за 1982–88 гг. Листы L-38-Б-в, г, L-38-134-Г, L-38-135-В, К-38-2-А, К-38-2-Б, К-38-3-А. / отв. исполнители Ю. Б. Файнер, А. А. Духина и др. – 1988.
133. Отчет по ГДП-200 в пределах центрального сегмента Главного хребта Центрального Кавказа. Листы К-37-VI, (XII) (Карачаевский объект). / отв. исполнители И. Н. Семенуха, В. В. Соколов, В. И. Черных. – Т. 1–6. – 2009.
134. Отчет по предварительной разведке центрального участка Кти-Тебердинского вольфрамового месторождения в Зеленчукском районе КЧО Ставропольского края с подсчетом запасов по состоянию на 1 июля 1984 г. / отв. исполнители Е. М. Соколов, Е. А. Астежев. – Т. 1–7. – 1984.
135. Отчет по теме № 157: Результаты геологического изучения Сторожевской площади Ставропольского края. Лист К-37-11-Б. / отв. исполнитель Б. К. Лотиев. – Т. 1–3. – 1956.
136. Результаты геологосъемочных работ на Красногорской площади масштаба 1:50 000 (Северный Кавказ). / отв. исполнители Б. К. Лотиев, Ю. А. Стерленко. – Т. 1–2. – 1958.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение А – Пересчет химического состава глинистых минералов.

Структура	Минерал	Химический состав												Тетраэдрические катионы		Октаэдрические катионы			Катионы межслоя		
		Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃	H ₂ O	Сумма	Al	Si	Fe	Mg	Al	Na	K	Ca
Ооид	Chl		1.7	14.3	22.4				14.4		38.2	9.1	90.9	1.60	2.40	3.09	0.26	0.21	0.00	0.00	0.00
Ооид	Chl		4.5	21.7	25.4			0.6	2.2		40.4	5.2	94.8	1.81	2.19	2.61	0.57	0.38	0.00	0.00	0.06
Ооид	Chl		4.1	20.8	26.5			0.6	0.7		42.1	5.3	94.7	1.72	2.28	2.73	0.53	0.39	0.00	0.00	0.06
Ооид	Chl		3.5	18.4	24.4						44.1	9.7	90.3	1.69	2.31	3.15	0.49	0.37	0.00	0.00	0.00
Ооид	Chl		4.5	21.7	25.4			0.6	2.2		40.4	5.2	94.8	1.77	2.23	2.67	0.59	0.48	0.00	0.00	0.06
Ооид	Sme		2.2	22.1	33.1		1.8	1.3	0.9		34.6	4.0	96.0	1.16	2.84	2.23	0.29	1.06	0.00	0.20	0.12
Ооид	Sme		2.3	22.8	32.3		1.2	1.5			34.9	5.1	94.9	1.29	2.71	2.20	0.28	0.96	0.00	0.13	0.13
Ооид	Sme		2.7	20.8	31.8		1.0	2.3			38.5	2.8	97.2	1.22	2.78	2.53	0.35	0.92	0.00	0.11	0.22
Ооид	Sme		3.0	21.4	30.8		0.7	1.6			39.5	2.9	97.1	1.31	2.69	2.59	0.39	0.89	0.00	0.08	0.15
Ооид	Sme		2.7	22.5	30.9		1.4	1.8			38.7	1.9	98.1	1.27	2.73	2.57	0.36	1.06	0.00	0.16	0.17
Ооид	Sme		1.6	23.0	37.6		1.1	1.6			24.0	11.0	89.0	1.15	2.85	1.37	0.18	0.90	0.00	0.11	0.13
Ооид	Sme-Chl		2.7	18.4	24.1		0.3	0.9			41.8	11.7	88.3	1.48	2.52	3.29	0.42	0.78	0.00	0.04	0.10
Ооид	Sme-Chl		3.0	20.2	31.9		0.8	0.5			36.4	7.2	92.8	1.37	2.63	2.25	0.36	0.58	0.00	0.09	0.05
Ооид	Sme-Chl		2.4	17.7	27.3		0.6	0.9			38.5	12.7	87.3	1.53	2.47	2.63	0.32	0.36	0.00	0.06	0.08
Ооид	Sme-Chl		2.7	20.7	26.8		0.5	0.7			40.9	7.7	92.4	1.75	2.25	2.58	0.34	0.29	0.00	0.05	0.06
Ооид	Sme-Chl		4.6	21.6	27.0			1.1	1.3		38.6	5.8	94.2	1.71	2.29	2.46	0.58	0.45	0.00	0.00	0.10
Ооид	Sme-Chl		7.5	22.7	32.8			1.4			31.8	3.8	96.3	1.25	2.75	2.01	0.94	1.00	0.00	0.00	0.13
Ооид	Sme	0.5	2.0	19.6	37.5	1.1		1.8	2.2		26.8	8.5	91.5	0.97	3.03	1.63	0.24	0.90	0.08	0.00	0.15
Ооид	Sme-Chl		3.0	20.2	31.9		0.8	0.5			36.4	7.2	92.8	1.37	2.63	2.25	0.36	0.58	0.00	0.09	0.05
Ооид	Sme-Chl		2.7	20.7	26.8		0.5	0.7			40.9	7.7	92.4	1.75	2.25	2.58	0.34	0.29	0.00	0.05	0.06
Ооид	Sme-Chl		4.6	21.6	27.0			1.1	1.3		38.6	5.8	94.2	1.69	2.31	2.49	0.59	0.50	0.00	0.00	0.10
Ооид	Sme-Chl		7.5	22.7	32.8			1.4			31.8	3.8	96.3	1.25	2.75	2.01	0.94	1.00	0.00	0.00	0.13

Структура	Минерал	Химический состав												Тетраэдрические катионы		Октаэдрические катионы			Катионы межслоя		
		Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃	H ₂ O	Сумма	Al	Si	Fe	Mg	Al	Na	K	Ca
Ооид	Sme-Chl		4.1	20.2	27.4		1.0	0.8	0.5		36.2	9.9	90.1	1.77	2.23	2.22	0.50	0.17	0.00	0.10	0.07
Ооид	Sme-Chl		2.7	20.7	29.1		0.5	1.5	1.4		38.1	6.0	94.0	1.51	2.49	2.45	0.34	0.57	0.00	0.06	0.13
Ооид	Sme-Chl		2.3	20.1	22.8			2.5			52.0	0.4	99.6	1.83	2.17	3.72	0.32	0.41	0.00	0.00	0.25
Ооид	Sme-Chl		2.3	19.1	30.5			2.2			35.7	10.2	89.8	1.56	2.44	2.15	0.28	0.24	0.00	0.00	0.19
Ооид	Sme		2.6	20.9	28.3		0.5	1.9			43.1	2.8	97.2	1.49	2.51	2.88	0.34	0.70	0.00	0.05	0.18
Ооид	Sme-Chl		3.3	21.0	27.2		0.7	0.7	1.5		42.8	3.0	97.0	1.55	2.45	2.89	0.44	0.67	0.00	0.08	0.06
Цемент	Sme-Chl		6.4	20.0	27.0			0.5	0.7		38.7	6.8	93.2	1.72	2.28	2.46	0.81	0.27	0.00	0.00	0.04
Цемент	Chl		6.6	21.1	27.2			0.9	0.8		37.7	5.7	94.3	1.68	2.32	2.42	0.83	0.44	0.00	0.00	0.08
Цемент	Chl		4.1	20.8	26.5			0.6	0.7		42.1	5.3	94.7	1.70	2.30	2.74	0.53	0.42	0.00	0.00	0.06
Цемент	Sme-Chl		3.4	21.3	27.7		0.5		1.8		41.3	4.0	96.0	1.55	2.45	2.75	0.45	0.67	0.00	0.06	0.00
Цемент	Sme-Chl		1.9	17.2	22.4		1.0	1.8			53.8	1.9	98.1	1.88	2.12	3.84	0.27	0.04	0.00	0.12	0.18
Цемент	Sme		8.7	18.7	40.8		5.7		1.4		18.4	6.3	93.7	0.70	3.30	1.12	1.05	1.08	0.00	0.58	0.00
Цемент	Sme		2.4	17.4	36.0		2.7	0.9	0.3		39.0	1.3	98.7	0.80	3.20	2.61	0.32	1.02	0.00	0.30	0.09
Цемент	Sme		1.6	19.6	41.6		2.8	3.4		0.6	22.0	8.4	91.6	0.74	3.26	1.29	0.19	1.07	0.00	0.28	0.28
Цемент	Sme		2.7	20.9	33.8		1.8	1.6			36.0	3.3	96.7	1.10	2.90	2.33	0.35	1.02	0.00	0.20	0.15
Цемент	Sme-Chl		2.5	22.0	29.4			1.9			41.6	2.6	97.4	1.42	2.58	2.75	0.33	0.86	0.00	0.00	0.18
Цемент	Sme		6.9	19.9	33.4			3.0			28.1	8.8	91.3	1.35	2.65	1.68	0.81	0.51	0.00	0.00	0.26
Цемент	Sme		1.8	18.9	32.2	1.8		3.3			36.4	5.7	94.4	1.25	2.75	2.34	0.23	0.65	0.00	0.00	0.30
Цемент	Sme-Chl		3.3	16.6	30.6		2.2	1.1			46.3	0.0	100.1	1.14	2.86	3.25	0.45	0.68	0.00	0.26	0.11
Цемент	Sme		6.5	14.9	30.2		1.5	1.3	4.1		34.5	6.9	93.1	1.37	2.63	2.26	0.84	0.16	0.00	0.17	0.12
Цемент	Sme-Chl		3.2	20.6	27.8		0.5	1.0	1.2		40.0	5.8	94.2	1.61	2.39	2.59	0.41	0.48	0.00	0.06	0.09
Цемент	Sme		2.8	20.5	30.9		1.2	0.9	4.8		37.0	1.8	98.2	1.15	2.85	2.56	0.39	1.07	0.00	0.15	0.09
Цемент	Sme-Chl		3.7	20.8	29.6		1.0	1.0			36.1	7.7	92.3	1.56	2.44	2.24	0.46	0.46	0.00	0.11	0.09
Цемент	Sme-Chl		2.6	20.9	28.8		0.3	1.4	0.9		40.7	4.4	95.6	1.49	2.51	2.67	0.34	0.65	0.00	0.04	0.13
Цемент	Sme		2.8	20.6	30.3	0.8	1.7	1.3			39.4	3.2	96.8	1.32	2.68	2.61	0.36	0.82	0.00	0.19	0.12
Цемент	Sme-Chl		3.4	21.8	31.2		1.6				37.4	4.7	95.3	1.35	2.65	2.39	0.43	0.83	0.00	0.17	0.00

Структура	Минерал	Химический состав												Тетраэдрические катионы		Октаэдрические катионы			Катионы межслоя		
		Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃	H ₂ O	Сумма	Al	Si	Fe	Mg	Al	Na	K	Ca
Цемент	Sme		3.1	21.5	28.3	1.1	0.8	1.4			39.4	4.4	95.6	1.53	2.47	2.58	0.40	0.68	0.00	0.09	0.13
Цемент	Sme		2.6	19.9	29.7		0.9	1.4	0.8		34.3	10.3	89.7	1.61	2.39	2.08	0.32	0.28	0.00	0.10	0.12
Цемент	Sme-Chl		2.8	19.4	27.9			1.4			37.8	10.6	89.4	1.75	2.25	2.29	0.34	0.09	0.00	0.00	0.12
Цемент	Sme		3.7	20.3	26.3		0.3	1.8			47.0	0.6	99.4	1.56	2.44	3.27	0.51	0.65	0.00	0.04	0.18
Цемент	Sme-Chl		2.5	20.2	33.3		0.9	0.8			31.7	10.7	89.3	1.39	2.61	1.87	0.29	0.47	0.00	0.09	0.06
Цемент	Sme		3.3	20.1	30.7		1.5	2.3			33.8	8.3	91.7	1.49	2.51	2.08	0.40	0.45	0.00	0.16	0.20
Цемент	Chl		6.4	20.0	27.0			0.5	0.7		38.7	6.8	93.2	1.74	2.26	2.45	0.80	0.24	0.00	0.00	0.04
Цемент	Chl		6.6	21.1	27.2			0.9	0.8		37.7	5.7	94.3	1.70	2.30	2.40	0.83	0.41	0.00	0.00	0.08
Цемент	Chl		3.3	16.5	22.2				6.5		41.2	10.3	89.7	1.84	2.10	2.93	0.47		0.00	0.00	0.00
Цемент	Chl		3.4	21.3	27.7		0.5		1.8		41.3	4.0	96.0	1.59	2.41	2.70	0.44	0.59	0.00	0.06	0.00

Примечание: Chl – хлорит; Sme – смектит; Sme-Chl – смектит-хлорит.

Приложение Б – Химический состав основных оксидов по данным РФА, %.

Порода	Слой	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃	Сумма	ППК, %
Хусы-Кадоникский разрез													
ЖЛ	I	0.4	1.8	11.2	46.3	0.2	1.3	5.3	0.7	0.1	19.0	86.2	13.8
ЖЛ	I	0.3	1.4	9.2	27.6	0.1	1.1	14.3	0.5	0.6	25.3	80.5	19.5
ИЗ	II	0.5	1.8	20.1	51.5	0.1	2.8	0.7	1.1	0.1	10.6	89.3	10.7
ИЗ	II	0.2	0.7	10.4	25.3	0.1	1.3	29.5	0.4	0.9	9.8	78.6	21.4
ИЗ	II	0.5	1.9	8.0	30.7	0.1	1.1	28.6	0.3	0.8	7.9	79.9	20.1
ПЧ	III	0.4	2.0	7.3	22.0	0.6	0.5	32.6	0.3	0.4	13.7	79.6	20.4
ПЧ	III	0.4	2.0	5.1	20.6	0.2	0.4	37.7	0.2	0.4	11.4	78.4	21.6
ПЧ	III	0.2	0.6	6.6	22.4	0.9	0.6	32.5	0.3	0.4	12.6	77.1	22.9
ЖЛ	IV	0.4	2.0	4.6	17.1	0.3	0.3	32.4	0.3	0.6	21.7	79.7	20.3
ЖЛ	IV	0.4	1.1	6.8	42.1	0.1	0.6	8.0	0.5	0.5	22.7	82.8	17.2
ЖЛ	IV	0.1	1.4	7.2	35.9	0.1	0.7	10.0	0.6	0.5	25.4	81.7	18.3
ЖЛ	IV	0.4	1.6	4.4	25.3	0.2	0.4	15.0	0.4	0.1	35.6	83.5	16.5
ЖЛ	IV	0.2	0.5	5.3	18.8	0.4	0.5	18.9	0.4	0.1	35.8	80.9	19.1
ЖЛ	V	0.3	1.9	7.8	29.2	0.3	0.6	7.7	0.8	0.5	38.5	87.5	12.5
ЖЛ	V	0.9	1.5	10.9	42.4	0.1	1.7	5.7	0.6	0.1	19.3	83.2	16.8
ЖЛ	V	0.3	1.4	10.9	20.0	0.2	0.8	4.9	0.7	0.6	56.0	95.8	4.2
ЖЛ	VI	0.4	1.1	9.2	28.8	0.8	0.8	2.8	0.9	0.9	36.7	82.4	17.6
ЖЛ	VI	0.1	1.2	9.3	27.3	0.9	0.8	3.7	0.6	0.8	35.5	80.1	19.9
ЖЛ	VI	0.4	1.2	11.2	37.8	0.1	1.6	6.0	0.6	0.2	20.2	79.2	20.8
ЖЛ	VI	0.1	1.0	11.8	19.8	0.2	1.2	3.2	0.7	0.3	50.1	88.4	11.6
АП	VII	0.5	1.7	13.4	52.9	0.1	2.1	4.1	0.6	0.1	13.4	88.9	11.1
АП	VII	0.8	1.2	13.9	50.4	0.1	2.3	4.1	0.6	0.1	10.6	84.1	15.9
АП	VII	0.6	1.2	16.5	53.2	0.1	2.7	1.3	0.7	0.1	12.5	89.0	11.0
АП	VII	0.7	1.3	13.5	48.5	0.1	2.2	2.6	0.7	0.1	14.8	84.3	15.7
АП	VII	0.8	1.2	13.5	50.3	0.1	2.2	3.4	0.7	0.2	9.7	82.0	18.0
АП	VII	0.6	1.2	13.8	49.5	0.1	2.4	2.2	0.6	0.1	15.3	86.0	14.0
АП	VII	0.7	1.1	12.2	54.1	0.1	2.1	7.0	0.5	0.1	8.4	86.2	13.8
АП	VII	0.9	1.4	13.9	48.5	0.1	2.3	2.0	0.7	0.1	17.5	87.3	12.7
АП	VII	0.7	1.1	13.6	42.0	0.1	2.0	3.5	0.6	0.2	19.3	83.0	17.0
АП	VII	0.8	1.1	15.0	46.9	0.1	2.4	5.6	0.7	0.1	13.3	85.9	14.1
АП	VII	0.6	0.9	13.9	45.8	0.1	2.2	5.8	0.6	0.2	14.8	84.9	15.1
АГ	VIII	0.7	1.5	16.3	42.7	0.1	3.0	3.0	0.8	0.1	16.0	84.0	16.0
АГ	VIII	0.6	1.5	15.1	46.5	0.2	2.7	2.4	0.7	0.1	16.5	86.1	13.9
АГ	VIII	0.8	1.3	15.9	45.5	0.1	2.8	1.7	0.8	0.1	13.4	82.3	17.7
ИЗ	IX	0.4	1.1	7.4	30.3	3.5	1.2	26.4	0.2	0.3	8.8	79.7	20.3
ИЗ	IX	0.5	1.1	8.4	31.6	2.3	1.1	24.6	0.2	0.3	9.3	79.5	20.5
ИЗ	IX	0.6	1.1	7.9	31.3	2.7	1.1	28.7	0.2	0.3	6.5	80.4	19.6
ИЗ	IX	0.4	0.6	8.8	26.6	3.8	1.3	31.1	0.2	0.4	7.4	80.7	19.3
АГ	X	0.6	1.5	16.4	44.5	0.1	3.1	1.8	0.8	0.2	16.4	85.4	14.6
АГ	X	0.8	1.4	18.4	45.2	0.1	3.3	1.7	0.8	0.1	13.2	85.0	15.0
АГ	X	0.9	1.5	18.6	48.0	0.1	3.4	1.7	0.8	0.1	11.6	86.7	13.3
АГ	X	0.6	1.1	16.3	42.2	0.1	3.0	0.9	0.8	0.0	17.0	82.1	17.9
ЖЛ	XIa	0.1	1.3	8.0	15.8	1.9	0.6	26.1	0.3	0.6	26.0	80.8	19.2
ЖЛ	XIa	0.6	1.3	8.1	15.8	1.7	0.7	28.9	0.3	0.7	19.5	80.2	19.8

Порода	Слой	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃	Сумма	ППК, %
ЖЛ	XIa	0.1	1.4	8.1	15.9	1.4	0.8	25.6	0.3	0.9	24.5	79.0	21.0
ИЗ	XIb	0.1	1.5	6.0	14.3	0.2	0.6	40.3	0.2	1.2	13.3	77.7	22.3
ИЗ	XIb	0.2	1.2	6.7	24.6	0.1	0.8	43.2	0.3	0.3	1.8	79.2	20.8
Ермоловский разрез													
АЛ	I	1.0	1.1	14.4	57.5	0.1	2.1	1.3	0.9	0.1	13.8	92.2	7.8
АЛ	I	1.2	1.2	15.6	56.6	0.1	2.2	1.4	0.8	0.0	9.3	88.5	11.5
АЛ	I	0.8	1.1	13.2	58.8	0.1	1.6	1.5	0.7	0.1	10.0	88.0	12.0
АЛ	I	0.9	1.5	18.1	53.8	0.1	2.7	1.5	1.0	0.1	7.1	86.8	13.2
АГ	II	0.9	1.3	17.6	55.2	0.1	2.7	1.6	1.0	0.1	7.9	88.3	11.7
ПЧ	III	0.4	1.1	7.7	41.4	0.9	1.1	19.1	0.3	0.6	8.4	81.1	18.9
ПЧ	III	0.2	1.1	6.4	35.3	0.6	1.0	27.0	0.3	0.5	7.5	79.9	20.1
ЖЛ	IV	0.5	1.4	9.8	26.1	0.5	1.5	10.0	0.6	0.8	29.9	80.9	19.1
ЖЛ	IV	0.5	1.4	9.7	27.6	0.5	1.3	9.9	0.6	0.7	25.1	77.3	22.7
ПЧ	V	0.7	1.0	9.2	60.3	0.1	1.1	3.6	0.5	0.1	10.7	87.3	12.7
ПЧ	V	1.3	1.3	16.3	53.1	0.1	2.5	1.5	0.9	0.0	9.2	86.2	13.8
ПЧ	V	0.8	1.0	10.3	63.7	0.1	1.2	1.5	0.6	0.1	11.9	91.2	8.8
ПЧ	V	0.8	1.1	11.4	61.1	0.1	1.6	1.4	0.7	0.0	12.6	90.8	9.2
ЖЛ	VI	0.5	1.3	11.6	43.0	0.1	1.7	2.2	0.8	0.2	24.9	86.2	13.8
ЖЛ	VI	0.4	1.2	10.0	32.2	0.2	1.6	8.7	0.6	0.4	25.5	80.8	19.2
АЛ	VII	0.6	1.2	9.9	47.0	0.1	1.3	3.3	0.7	0.2	19.7	84.0	16.0
АЛ	VII	0.6	1.1	11.4	51.7	0.1	1.4	1.6	0.7	0.1	18.2	87.0	13.0
АЛ	VII	0.6	1.3	8.9	41.0	1.2	1.1	7.2	0.6	0.3	19.2	81.2	18.8
АЛ	VII	0.8	1.3	9.6	50.2	0.5	1.2	4.8	0.6	0.2	16.2	85.3	14.7
АЛ	VII	0.7	1.4	11.0	42.1	0.2	1.5	5.8	0.6	0.2	19.1	82.4	17.6
АЛ	VII	0.8	1.4	11.9	48.8	0.1	1.8	2.8	0.7	0.2	19.5	88.0	12.0
АЛ	VI	0.3	1.3	12.2	45.3	0.1	1.8	3.3	0.8	0.2	20.1	85.6	14.4
АЛ	VI	0.4	1.2	9.5	45.0	0.6	1.2	5.4	0.6	0.3	20.7	84.9	15.1
Фосфориты													
ФТ	VIp	0.2	0.7	4.2	21.1	20.6	0.7	30.4	0.1	0.2	3.2	81.4	18.6
ФТ	VIp	0.2	0.7	5.9	19.8	25.6	1.0	22.5	0.2	0.0	4.2	80.1	19.9
ФТ	VIp	0.4	0.8	7.1	24.8	20.5	1.2	19.3	0.2	0.0	5.8	80.1	19.9
ФТ	VIp	0.4	0.8	7.6	28.0	20.3	1.3	18.3	0.2	0.0	3.8	80.8	19.2
ФТ	VIp	0.4	1.1	10.3	30.5	14.0	1.8	14.1	0.3	0.1	9.5	81.9	18.1
ФТ	VIp	0.4	0.8	8.1	30.0	16.8	1.3	16.6	0.2	0.0	5.1	79.4	20.6
ФТ	VIp	0.4	0.9	6.1	25.3	21.7	0.9	21.4	0.2	0.0	4.6	81.7	18.3
ФТ	VIp	0.3	0.9	7.4	23.8	22.6	1.2	20.5	0.3	0.0	4.6	81.6	18.4
ФТ	VIp	0.2	0.9	8.6	27.0	21.2	1.4	18.4	0.3	0.0	4.6	82.7	17.3

Примечание: АГ – аргиллит, АЛ – алевролит, АП – алевропесчаник, ПЧ – песчаник; ФТ – фосфорит, ЖЛ – железняк, ИЗ – известняк

Приложение В – Содержание микроэлементов на основе данных ИСП-МС, г/т.

Порода	Слой	V	Cr	Fe*10 ³	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Sr	Zr	Nb	Mo	Cd	Sn	Cs	Ba	Hf	Ta	Tl	Pb	Bi	Th	U	
Хусы-Кардоникский разрез																											
ЖЛ	I	180.5	43.6	160.3	18.2	48.9	3.7	90.2	9.9	1.2	32.2	223.2	54.3	6.6	0.1	0.2	1.6	2.1	178.1	1.4	0.4	0.2	10.9	0.3	11.1	1.3	
ИЗ	II	227.7	69.2	66.8	33.9	56.7	6.1	79.4	10.8	1.6	38.3	380.6	73.7	4.9	0.8	0.1	1.5	2.5	592.5	1.9	0.3	0.2	229.2	0.8	12.7	1.4	
ПЧ	III	178.8	54.0	66.9	16.5	11.2	2.3	59.5	16.8	9.9	8.1	290.1	73.1	6.4	0.0	0.1	1.1	0.8	330.3	2.0	0.3	0.1	24.9	0.3	11.5	2.0	
ПЧ	III	91.4	7.7	65.0	24.5	14.5	2.4	59.7	6.3	0.8	7.8	243.6	32.3	3.2	0.0	0.0	0.8	0.6	199.3	0.8	0.3	0.1	10.5	0.2	6.2	0.9	
ЖЛ	IV	330.1	41.3	189.3	26.6	42.1	3.6	67.2	6.6	1.9	20.0	205.1	64.7	6.7	2.9	0.2	2.0	0.9	480.0	1.7	0.4	0.1	21.4	0.4	13.5	2.0	
ЖЛ	V	313.0	84.6	219.6	58.7	87.1	5.9	140.4	10.4	1.8	31.8	127.6	99.4	10.0	4.7	0.2	2.8	1.7	693.0	2.7	0.7	0.1	10.6	0.7	20.1	2.0	
ЖЛ	VI	236.3	98.0	145.8	37.1	54.0	30.6	74.0	18.3	10.4	28.9	547.7	95.9	7.1	7.7	0.1	1.6	1.1	879.7	2.9	0.4	0.1	48.4	0.5	16.4	3.2	
ЖЛ	VI	222.3	114.8	165.4	29.2	62.7	45.9	117.8	21.6	11.2	68.3	198.6	157.1	13.3	8.3	0.1	2.7	5.6	485.1	4.6	0.8	0.3	31.6	0.6	17.5	2.7	
ЖЛ	VI	411.1	146.2	187.1	52.8	51.8	6.5	145.3	20.8	13.0	38.5	217.8	193.8	14.6	8.2	0.1	3.3	2.5	476.5	5.5	0.8	0.2	64.2	1.1	33.4	2.9	
АП	VII	130.8	134.0	88.0	24.0	71.1	151.9	138.0	21.8	8.5	55.8	134.7	147.6	12.6	8.3	0.1	3.2	5.9	542.9	4.6	0.8	0.4	33.7	0.4	12.9	3.0	
АП	VII	126.9	126.6	62.0	17.8	59.4	47.7	87.0	18.1	6.4	45.6	142.6	148.0	10.9	8.3	0.1	2.6	5.1	473.4	4.5	0.7	0.4	25.2	0.4	13.0	3.5	
АП	VII	177.0	65.0	95.2	15.4	59.6	44.4	122.2	45.9	23.6	39.7	576.4	94.1	6.1	9.0	0.1	1.5	3.4	589.5	2.6	0.3	0.2	16.3	0.3	10.0	29.5	
АП	VII	214.5	117.5	93.3	19.7	65.7	69.0	116.1	22.9	9.3	67.4	119.7	134.4	10.5	8.5	0.1	2.8	7.3	595.2	3.9	0.7	0.5	26.3	0.6	14.7	3.4	
АП	VII	114.3	136.6	59.4	19.1	62.8	51.5	77.3	15.4	5.8	36.9	182.2	113.6	9.5	8.6	0.1	2.4	4.7	374.5	3.3	0.6	0.4	21.1	0.3	10.9	2.6	
АП	VII	77.0	33.0	34.4	14.2	38.1	61.5	25.8	30.5	17.1	212.8	908.0	48.8	2.6	10.8	0.1	0.7	1.8	241.7	1.0	0.1	0.1	34.4	0.2	3.4	48.5	
АП	VII	277.0	135.0	108.3	22.7	76.8	50.9	142.2	26.4	10.7	74.0	133.1	150.5	12.7	8.6	0.1	2.8	7.0	501.8	4.2	0.7	0.5	34.8	0.6	16.8	3.7	
АП	VII	179.5	71.7	110.5	20.9	72.2	23.9	105.6	16.7	1.7	9.5	107.9	89.7	6.1	8.4	0.1	1.9	4.8	419.8	2.2	0.5	0.3	23.8	0.6	12.2	2.3	
АП	VII	117.3	68.9	74.7	20.2	78.5	17.5	95.9	16.1	1.4	14.3	166.7	77.1	6.2	8.7	0.2	2.9	4.5	377.2	1.7	0.6	0.3	29.8	0.3	10.3	2.1	
АП	VII	79.3	52.9	88.0	22.3	60.0	18.8	75.3	15.5	1.5	14.8	141.1	77.2	7.7	9.0	0.1	1.6	4.8	383.2	1.8	0.6	0.4	26.8	0.3	10.3	1.9	
АГ	VIII	306.0	146.4	103.4	22.6	82.1	57.2	138.2	28.9	12.1	64.9	152.5	156.6	11.4	8.3	0.1	3.1	8.8	619.9	4.5	0.7	0.5	26.3	0.7	18.7	3.7	
АГ	VIII	245.7	125.1	87.2	23.9	80.8	57.0	130.5	29.1	10.9	97.5	127.9	162.5	13.2	8.5	0.1	3.2	9.9	517.4	4.4	0.8	0.6	30.7	0.8	16.3	3.8	
ИЗ	IX	147.8	63.0	76.2	13.6	67.3	40.8	75.1	20.1	10.4	32.8	233.8	63.4	4.6	7.9	0.1	1.2	3.3	428.7	1.8	0.2	0.2	18.1	0.4	8.9	5.2	
ИЗ	IX	106.1	48.5	56.4	11.6	53.1	37.0	51.0	16.8	9.3	61.0	255.9	61.4	4.5	7.8	0.1	1.1	3.4	288.9	1.6	0.2	0.2	11.3	0.3	6.1	5.6	
ИЗ	IX	95.7	34.1	49.3	9.6	24.3	6.2	56.5	18.1	12.1	47.7	243.1	55.1	4.0	7.8	0.0	1.0	3.5	286.5	1.4	0.2	0.2	11.3	0.3	6.1	5.0	

Порода	Слой	V	Cr	Fe*10 ³	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Sr	Zr	Nb	Mo	Cd	Sn	Cs	Ba	Hf	Ta	Tl	Pb	Bi	Th	U	
АГ	X	265.4	132.4	81.8	20.1	86.9	62.5	126.5	28.9	9.8	44.9	110.9	163.5	11.7	8.0	0.1	3.2	9.5	628.5	4.7	0.7	0.6	26.3	0.7	19.1	3.6	
АГ	X	258.3	136.8	72.6	24.3	96.4	65.7	123.1	31.0	10.6	70.6	124.3	174.2	13.3	10.1	0.1	3.6	11.6	594.1	4.9	0.8	0.7	27.8	0.7	18.2	3.8	
АГ	X	277.9	115.0	95.9	26.0	114.3	35.0	123.3	24.0	2.1	358.5	124.4	124.1	9.1	9.1	0.2	3.4	9.7	443.3	2.9	0.6	0.7	32.4	0.8	17.0	2.8	
ЖЛ	XI a	243.0	129.2	157.1	35.5	180.4	53.4	109.1	27.0	16.2	19.5	246.6	93.9	7.5	7.8	0.2	1.8	2.3	344.6	2.4	0.3	0.2	70.3	1.0	17.5	2.5	
ЖЛ	XI a	247.4	84.5	218.1	58.6	226.6	17.1	120.9	13.2	1.6	19.5	211.2	66.4	4.5	8.2	0.2	2.0	2.3	138.2	1.3	0.3	0.2	120.8	1.0	13.5	1.6	
ИЗ	XI b	169.0	32.4	115.8	18.2	163.0	32.1	50.4	10.4	6.9	69.6	212.3	45.4	4.3	10.2	0.2	1.0	1.3	83.3	1.3	0.1	0.1	19.2	0.3	8.0	2.1	
ИЗ	XI b	64.4	48.7	18.3	53.8	165.2	43.0	50.6	9.3	3.6	254.0	205.0	55.5	6.5	32.7	0.5	1.2	1.5	361.4	1.6	0.3	0.2	25.9	0.4	10.2	1.4	
ИЗ	XI b	153.4	80.0	73.8	16.6	215.4	57.4	75.3	14.7	8.0	16.9	286.1	73.1	7.2	9.4	0.3	1.5	1.3	100.9	1.8	0.2	0.1	54.9	0.5	14.8	1.8	
ИЗ	XI b	41.4	21.7	11.7	6.9	46.8	42.4	12.3	6.6	2.9	20.3	329.4	27.0	2.5	17.2	0.3	0.6	0.9	158.2	0.7	0.0	0.1	9.0	0.2	5.1	1.2	
ИЗ	XI b	13.7	2.9	37.3	31.9	49.0	25.4	56.8	7.4	0.7	20.3	181.2	33.9	3.3	3.0	0.7	1.1	2.6	304.7	0.8	0.3	0.3	13.6	0.3	4.5	0.6	
ИЗ	XI b	39.1	12.0	29.8	4.8	24.9	0.0	17.0	6.9	3.9	23.1	193.6	33.8	3.0	2.0	0.2	0.5	1.3	288.5	0.9	0.2	0.1	8.5	0.2	4.4	0.7	
Ермоловский разрез																											
АЛ	I	133.9	129.4	48.1	21.1	78.6	64.5	148.9	28.4	8.5	29.9	117.5	203.3	13.8	10.0	0.1	2.9	7.8	365.0	5.3	0.8	0.4	23.1	0.3	11.9	3.1	
АЛ	I	88.0	143.2	65.5	21.5	90.9	69.3	123.5	18.4	8.4	60.0	85.4	190.1	11.5	10.7	0.1	2.2	3.5	456.2	4.9	0.7	0.3	19.1	0.2	7.7	2.5	
АЛ	I	109.4	142.5	58.4	14.1	68.5	60.8	134.0	22.1	7.5	39.2	94.8	182.4	13.2	10.6	0.1	2.5	5.1	463.7	4.7	0.8	0.4	16.9	0.2	9.2	2.6	
АЛ	I	101.6	151.7	88.9	24.4	90.6	79.2	124.2	21.3	9.1	73.3	95.0	228.3	13.1	11.8	0.1	2.4	6.0	430.2	6.1	0.8	0.4	29.2	0.3	9.8	2.8	
АГ	II	131.1	129.8	50.6	19.7	76.0	58.6	115.5	24.9	7.3	29.5	108.1	202.7	15.1	11.4	0.2	2.8	8.3	381.9	5.4	0.9	0.5	19.6	0.4	11.4	2.9	
ПЧ	III	153.0	90.3	61.4	20.2	47.2	38.0	60.7	13.3	6.3	60.7	326.3	91.3	6.8	10.1	0.1	1.3	1.9	124.8	2.3	0.3	0.1	18.0	0.3	10.4	2.4	
ПЧ	III	181.3	128.0	67.5	42.2	67.8	43.8	71.3	23.6	11.8	152.4	270.6	120.8	8.3	10.0	0.1	1.5	2.5	184.5	3.1	0.4	0.2	26.6	0.4	12.2	3.3	
ЖЛ	IV	354.8	170.6	224.5	55.2	88.0	45.8	152.6	25.6	14.2	128.6	213.3	160.3	12.0	10.3	0.1	2.5	3.6	188.1	4.4	0.5	0.3	31.6	0.7	23.0	2.6	
ПЧ	V	185.1	203.3	77.9	17.8	64.5	50.4	93.1	15.5	6.0	40.3	71.5	184.0	11.3	10.9	0.0	2.3	3.3	702.7	4.8	0.6	0.2	42.8	0.4	12.4	2.4	
ПЧ	V	168.1	156.1	74.4	16.7	63.5	50.4	96.7	15.3	7.7	35.5	72.6	129.5	9.2	18.3	0.1	2.1	2.5	852.5	3.5	0.5	0.2	27.0	0.3	10.7	1.9	
ПЧ	V	131.1	136.4	59.3	14.0	74.2	53.2	112.5	22.8	7.8	45.0	103.5	182.7	14.2	10.9	0.0	2.7	6.9	530.1	4.8	0.8	0.4	31.5	0.3	10.5	3.2	
ПЧ	V	148.2	158.0	69.1	13.5	59.3	49.7	84.1	13.0	6.7	29.4	125.5	103.3	7.2	22.8	0.1	1.8	2.1	2546.0	2.8	0.4	0.2	21.8	0.3	8.9	1.7	
ЖЛ	VI	375.8	160.6	191.5	38.0	85.2	40.7	131.5	23.7	13.6	64.9	201.5	156.0	11.7	9.5	0.1	2.7	3.9	444.2	4.4	0.6	0.2	14.1	0.5	20.9	2.5	
ЖЛ	VI	316.4	160.0	172.7	39.5	95.1	45.6	156.3	25.2	12.4	70.8	106.6	165.3	12.6	9.8	0.1	2.8	4.7	739.1	4.5	0.7	0.3	15.2	0.7	18.3	2.6	
ЖЛ	VI	200.7	144.0	126.4	24.8	74.0	46.3	118.7	21.0	9.7	58.9	114.4	188.4	13.0	9.7	0.1	2.8	6.3	435.6	5.1	0.7	0.3	15.6	0.5	15.3	2.5	

Порода	Слой	V	Cr	Fe*10 ³	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Sr	Zr	Nb	Mo	Cd	Sn	Cs	Ba	Hf	Ta	Tl	Pb	Bi	Th	U	
АЧ	VII	128.3	98.5	67.5	13.9	47.9	98.9	68.4	88.2	47.5	54.2	829.0	122.3	7.1	12.7	0.1	1.6	2.7	531.1	2.7	0.3	0.1	18.9	0.3	9.1	30.7	
АЧ	VII	177.1	145.5	135.3	32.5	66.7	44.9	103.2	18.4	11.1	45.1	171.0	154.7	10.6	9.9	0.1	2.1	3.0	393.5	4.2	0.6	0.2	15.1	0.4	14.5	3.3	
АЧ	VII	205.8	159.6	110.8	36.4	76.0	51.0	114.2	20.1	9.8	54.3	87.7	185.7	12.2	10.4	0.1	2.7	4.1	752.7	5.1	0.7	0.3	16.1	0.4	14.7	2.6	
АЧ	VII	233.6	184.3	133.3	35.7	66.9	50.5	104.7	17.9	9.6	64.1	125.1	184.4	12.2	9.9	0.1	2.6	3.6	519.6	5.0	0.6	0.2	15.5	0.5	16.0	2.4	
Фосфориты																											
ФТ	I	81.9	80.6	34.5	8.4	25.0	29.2	160.6	104.5	55.9	74.5	873.1	101.3	4.4	3.7	0.4	0.9	2.6	323.5	2.0	0.3	0.1	91.3	0.1	4.9	29.3	
ФТ	III	134.3	65.0	83.9	23.2	28.1	21.0	119.3	59.0	26.8	47.2	600.7	87.1	5.6	3.2	0.2	1.0	1.8	322.4	1.8	0.3	0.1	41.2	0.2	8.0	11.4	
ФТ	V	152.0	62.5	82.4	23.5	29.7	40.5	117.8	111.0	53.6	100.9	963.2	96.0	4.9	4.3	0.2	1.1	2.3	492.0	2.0	0.3	0.1	52.4	0.4	8.9	29.2	
ФТ	VI	203.0	67.9	103.9	35.6	31.2	21.4	104.0	144.6	70.6	163.0	800.4	90.1	5.4	3.9	0.1	1.3	3.3	419.3	2.0	0.3	0.2	32.0	0.4	9.2	17.6	
ФТ	VII	75.9	54.6	36.2	9.0	36.7	54.7	63.3	114.2	59.7	57.9	981.5	103.7	5.8	11.0	0.0	1.3	3.4	408.2	2.5	0.3	0.2	26.2	0.2	6.6	40.6	
ФТ	VII	173.5	60.6	77.5	15.4	62.4	43.9	104.5	73.7	41.0	62.5	737.3	89.9	5.7	9.6	0.1	1.6	4.7	515.2	2.4	0.3	0.3	20.2	0.3	8.0	30.9	
ФТ	VII	125.3	70.0	47.5	12.8	44.2	57.5	45.3	94.6	52.6	69.8	1042.0	99.8	6.4	11.0	0.1	1.3	2.5	722.9	2.3	0.3	0.2	36.0	0.3	8.8	40.7	
ФТ	VII	90.1	46.1	52.3	89.0	14.4	47.8	138.3	73.1	34.8	57.4	816.5	81.8	4.5	4.2	2.6	0.9	2.2	679.0	1.6	0.3	0.1	441.6	0.4	6.6	29.6	
ФТ	VII	95.8	38.1	76.1	26.0	38.1		109.1	54.0	25.0	82.7	629.2	67.9	3.6	2.7	0.1	0.8	2.1	401.9	1.4	0.2	0.1	33.2	0.2	4.8	23.7	
ФТ	VII	91.3	34.6	34.9	9.0	9.0	6.3	43.5	82.2	54.4	53.8	927.6	77.8	5.1	1.7	0.0	1.4	3.0	505.7	1.8	0.3	0.2	26.4	0.2	6.6	42.7	
ФТ	VII	17.8	8.5	45.7	14.5	6.4	16.1	53.0	12.4	1.6	1.0	872.3	50.7	3.4	5.2	0.1	1.1	3.0	344.3	1.2	0.3	0.2	28.4	0.2	5.3	38.4	
ФТ	eVI	330.5	87.3	116.7	41.8	76.5	45.3	105.7	77.6	41.9	132.1	470.7	99.2	7.8	11.0	0.1	1.7	2.8	462.1	2.6	0.4	0.2	23.3	0.6	11.5	18.8	
ФТ	eVI	248.4	84.5	97.7	22.7	56.3	37.9	89.8	87.1	48.3	53.6	744.3	123.6	6.9	12.3	0.0	1.6	2.5	546.1	3.0	0.3	0.1	16.3	0.3	10.5	26.7	

Примечание: АГ – аргиллит, АЛ – алевролит, АП – алевропесчаник, ПЧ – песчаник; ФТ – фосфорит, ЖЛ – железняк, ИЗ – известняк

Приложение Г – Содержание редкоземельных элементов по данным ИСП-МС, г/т.

Порода	слой	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣLREE	ΣHREE	ΣREE
Хусы-Кардоникский разрез																			
ЖЛ	I	21.6	62.7	5.8	22.1	5.4	1.2	5.4	0.8	4.4	17.4	0.8	2.1	0.3	2.0	0.3	118.7	33.6	152.3
ИЗ	II	39.6	115.4	10.8	41.1	9.4	1.9	9.6	1.3	6.6	25.4	1.2	3.1	0.4	2.6	0.4	218.2	50.6	268.8
ПЧ	III	30.1	105.3	9.8	46.6	12.6	2.9	12.8	2.0	12.2	51.1	2.3	6.2	0.9	5.7	0.8	207.3	93.9	301.2
ПЧ	III	19.8	60.6	5.3	19.9	4.6	1.1	5.4	0.8	4.0	16.9	0.8	2.0	0.3	1.8	0.3	111.3	32.3	143.7
ЖЛ	IV	21.6	72.4	6.6	26.7	7.0	1.7	7.9	1.2	6.3	25.1	1.3	3.2	0.4	2.7	0.4	136.1	48.5	184.6
ЖЛ	V	28.4	83.9	7.3	27.6	7.1	1.5	7.3	1.1	6.2	23.2	1.2	3.4	0.6	3.6	0.4	155.9	47.0	202.9
ЖЛ	VI	34.0	113.9	10.6	49.4	12.9	2.9	13.2	2.1	12.2	55.0	2.3	6.4	0.9	5.8	0.8	223.7	98.7	322.4
ЖЛ	VI	36.0	97.6	9.8	41.1	8.2	1.6	6.7	1.1	6.2	25.6	1.2	3.6	0.5	3.7	0.5	194.2	49.2	243.3
ЖЛ	VI	36.4	113.2	10.3	44.3	11.2	2.3	9.1	1.5	8.7	33.7	1.7	4.9	0.8	5.1	0.8	217.6	66.3	283.9
АП	VII	30.1	71.0	7.4	30.3	5.9	1.1	4.5	0.7	4.3	20.7	0.9	2.6	0.4	2.6	0.4	145.8	37.0	182.8
АП	VII	24.8	54.0	5.7	23.4	5.0	1.0	4.3	0.7	3.8	19.4	0.8	2.3	0.4	2.5	0.4	114.0	34.5	148.5
АП	VII	91.6	266.8	28.2	150.1	47.6	11.4	54.5	7.9	42.9	241.0	8.0	20.3	2.5	15.2	2.1	595.7	394.4	990.1
АП	VII	33.1	84.7	8.7	35.9	7.1	1.5	5.9	0.9	5.4	25.1	1.0	3.1	0.5	3.1	0.5	171.1	45.5	216.6
АП	VII	20.8	43.5	4.5	17.7	3.3	0.7	2.7	0.4	2.5	14.3	0.5	1.6	0.3	1.8	0.3	90.5	24.5	115.0
АП	VII	70.7	178.3	19.2	101.1	28.9	7.3	38.3	6.0	36.9	280.6	7.6	21.3	2.7	16.3	2.3	405.6	412.1	817.7
АП	VII	37.1	100.3	9.8	39.2	7.4	1.4	5.5	0.9	5.1	24.2	1.0	3.0	0.5	3.2	0.5	195.3	43.8	239.1
АП	VII	15.6	36.9	3.8	14.2	3.1	0.7	3.1	0.5	2.8	12.6	0.5	1.6	0.3	1.9	0.3	74.2	23.6	97.8
АП	VII	20.9	57.7	5.8	24.3	4.9	1.1	5.1	0.6	3.7	14.3	0.6	1.8	0.3	1.7	0.3	114.7	28.4	143.1
АП	VII	24.0	58.6	6.0	23.9	5.4	1.2	5.3	0.8	4.0	18.0	0.8	2.0	0.3	1.9	0.3	119.1	33.4	152.5
АГ	VIII	45.0	120.2	12.3	53.9	11.7	2.3	9.8	1.5	8.2	35.6	1.6	4.4	0.6	4.2	0.6	245.5	66.6	312.1
АГ	VIII	39.3	101.5	10.4	43.0	8.5	1.6	6.7	1.0	6.0	28.6	1.2	3.6	0.5	3.5	0.5	204.4	51.7	256.1
ИЗ	IX	32.5	92.2	10.4	54.3	17.0	4.0	18.4	2.7	14.3	73.1	2.6	6.6	0.8	5.2	0.7	210.3	124.5	334.7
ИЗ	IX	28.3	76.3	8.4	45.3	14.0	3.3	15.0	2.2	11.3	63.3	2.1	5.2	0.6	3.9	0.5	175.6	104.2	279.8
ИЗ	IX	33.4	91.2	10.6	56.7	17.0	4.0	18.2	2.7	15.0	71.7	2.7	6.7	0.8	4.9	0.7	213.0	123.3	336.3

Порода	слой	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Σ LREE	Σ HREE	Σ REE
АГ	X	38.1	91.7	9.5	38.2	6.9	1.3	5.1	0.8	5.0	25.4	1.0	3.2	0.5	3.5	0.5	185.7	45.1	230.8
АГ	X	45.9	111.2	11.8	47.2	8.6	1.5	5.8	0.9	5.4	27.1	1.1	3.4	0.5	3.6	0.5	226.2	48.4	274.6
АГ	X	37.6	95.8	9.3	34.7	6.0	1.1	5.2	0.7	4.1	17.4	0.8	2.3	0.4	2.7	0.4	184.5	34.1	218.6
ЖЛ	XI a	45.2	141.1	14.3	68.9	19.1	4.1	18.2	2.6	13.8	66.7	2.4	6.2	0.8	4.9	0.7	292.7	116.3	409.0
ЖЛ	XI a	31.7	98.2	10.6	46.4	12.5	2.9	14.6	2.0	10.7	47.2	1.8	4.6	0.6	3.5	0.5	202.4	85.5	287.9
ИЗ	XI b	19.7	46.6	4.9	21.6	5.1	1.1	4.6	0.7	3.8	22.8	0.7	2.0	0.3	1.8	0.3	99.0	36.9	135.8
ИЗ	XI b	19.0	37.7	4.5	19.0	4.3	0.8	3.8	0.6	3.2	19.7	0.6	1.8	0.3	1.7	0.2	85.3	32.0	117.2
ИЗ	XI b	29.3	66.9	7.9	36.0	8.6	1.7	7.6	1.1	6.4	37.3	1.2	3.4	0.5	3.3	0.5	150.5	61.4	211.9
ИЗ	XI b	13.6	29.7	3.2	14.5	3.1	0.6	2.7	0.4	2.2	14.7	0.4	1.1	0.2	1.0	0.1	64.8	22.9	87.7
ИЗ	XI b	14.4	33.0	4.2	17.8	4.5	1.1	5.3	0.8	3.9	17.7	0.7	1.5	0.2	1.2	0.2	75.0	31.5	106.5
ИЗ	XI b	17.2	32.5	4.1	18.1	3.9	0.8	3.4	0.5	2.8	15.4	0.5	1.4	0.2	1.2	0.2	76.7	25.5	102.2
Ермоловский разрез																			
АЛ	I	38.4	80.8	9.2	39.2	7.7	1.5	6.2	0.9	5.3	29.7	1.1	3.2	0.5	3.1	0.5	176.8	50.4	227.2
АЛ	I	24.3	59.3	6.5	28.4	6.5	1.3	5.8	0.9	5.1	25.3	1.0	2.7	0.4	2.5	0.4	126.4	44.1	170.5
АЛ	I	27.3	59.1	6.8	28.6	5.3	1.0	4.0	0.6	3.8	21.2	0.8	2.3	0.3	2.4	0.3	128.1	35.8	163.9
АЛ	I	30.3	64.5	7.4	30.6	5.7	1.1	4.7	0.7	4.2	23.7	0.9	2.6	0.4	2.6	0.4	139.7	40.1	179.8
АГ	II	30.8	63.9	6.9	27.3	5.0	0.9	3.7	0.6	3.6	22.2	0.8	2.5	0.4	2.7	0.4	134.9	36.9	171.8
ПЧ	III	19.6	57.2	5.4	24.5	5.7	1.2	5.3	0.8	4.6	23.5	0.9	2.5	0.4	2.6	0.4	113.7	40.9	154.6
ПЧ	III	35.8	116.7	11.7	58.5	16.7	3.7	16.3	2.4	12.2	59.7	2.2	5.4	0.7	4.3	0.6	243.0	103.8	346.8
ЖЛ	IV	33.1	120.5	11.1	51.2	13.1	2.7	11.4	1.8	9.6	38.8	1.7	4.7	0.6	4.2	0.6	231.7	73.5	305.2
ПЧ	V	21.0	45.7	4.8	18.8	3.0	0.5	2.2	0.4	2.5	14.4	0.6	1.8	0.3	2.2	0.3	93.9	24.7	118.6
ПЧ	V	21.2	52.0	5.7	23.5	4.7	0.9	3.6	0.6	3.4	16.7	0.7	2.0	0.3	2.2	0.3	108.0	29.7	137.7
ПЧ	V	29.2	62.5	7.1	29.2	5.4	1.0	3.9	0.6	3.8	21.6	0.8	2.4	0.4	2.6	0.4	134.3	36.4	170.7
ПЧ	V	17.2	42.9	4.5	18.8	4.0	0.9	3.3	0.6	3.4	16.4	0.7	1.9	0.3	1.9	0.2	88.3	28.6	116.9
ЖЛ	VI	34.2	109.8	9.8	41.8	9.3	2.0	8.2	1.3	7.6	33.2	1.5	4.3	0.6	4.5	0.6	206.8	61.9	268.7
ЖЛ	VI	35.6	102.6	9.2	38.6	8.1	1.6	6.5	1.0	5.9	27.9	1.2	3.5	0.5	3.6	0.5	195.7	50.7	246.3
ЖЛ	VI	30.4	77.3	7.6	30.0	5.9	1.1	4.5	0.7	4.2	21.4	0.9	2.7	0.4	2.9	0.4	152.3	38.3	190.6

Порода	слой	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣLREE	ΣHREE	ΣREE
АЧ	VII	197.2	627.6	55.7	287.3	80.4	19.1	94.8	14.2	81.2	516.3	15.7	40.9	5.1	30.2	4.2	1267.5	802.6	2070.0
АЧ	VII	27.0	76.7	7.7	35.5	9.3	2.1	9.5	1.4	7.8	38.4	1.4	3.9	0.5	3.4	0.5	158.2	66.8	225.0
АЧ	VII	30.9	81.0	8.1	33.6	6.7	1.2	5.0	0.7	4.2	19.7	0.8	2.4	0.4	2.7	0.4	161.7	36.3	198.0
АЧ	VII	27.9	71.8	6.8	27.3	5.3	1.0	4.2	0.7	4.2	21.1	0.9	2.7	0.4	3.0	0.4	140.2	37.6	177.8
Фосфориты																			
ФТ	I	151.7	519.2	56.2	332.8	122.2	30.6	143.6	19.4	98.9	547.8	16.7	38.7	4.3	22.5	2.8	1212.7	894.8	2107.6
ФТ	III	98.1	304.7	29.8	157.4	46.8	10.8	51.8	7.3	39.5	231.7	7.0	17.5	2.2	12.9	1.7	647.7	371.7	1019.3
ФТ	V	199.7	642.6	62.3	306.4	91.5	20.9	107.0	15.4	88.2	547.4	16.7	43.9	5.6	32.9	4.3	1323.6	861.5	2185.0
ФТ	VI	211.8	825.9	79.7	420.0	124.0	30.0	146.4	20.9	117.9	643.7	21.3	51.4	5.9	32.6	3.9	1691.4	1044.1	2735.5
ФТ	VII	292.7	855.1	84.1	436.3	131.8	31.8	151.2	21.3	110.8	577.6	19.8	48.0	5.7	32.1	4.4	1831.9	971.0	2802.9
ФТ	VII	177.8	502.4	50.8	276.3	86.0	20.6	98.2	14.0	76.0	415.9	13.8	35.1	4.2	23.9	3.2	1114.0	684.4	1798.3
ФТ	VII	230.3	662.9	63.2	332.5	105.5	27.2	141.0	22.2	131.9	878.6	26.4	71.4	8.9	51.6	7.0	1421.6	1339.0	2760.6
ФТ	VII	135.1	394.3	38.7	194.6	55.7	13.8	73.6	10.9	65.1	459.0	12.9	34.5	4.4	25.7	3.4	832.1	689.4	1521.5
ФТ	VII	104.6	263.7	26.6	143.5	47.9	11.9	60.8	8.4	45.5	320.1	8.7	23.0	2.9	16.7	2.1	598.2	488.3	1086.5
ФТ	VII	187.8	631.7	57.0	325.9	114.9	29.6	142.1	20.9	117.2	622.8	21.5	54.2	6.5	36.3	5.2	1346.8	1026.7	2373.5
ФТ	VII	134.7	301.1	34.3	160.6	55.6	14.6	74.6	10.3	49.7	264.5	8.6	21.4	2.7	16.0	2.3	701.0	450.1	1151.1
ФТ	eVI	128.9	507.2	45.9	249.7	75.5	18.5	88.5	13.3	73.2	400.2	13.5	34.1	4.1	23.2	3.2	1025.7	653.2	1678.9
ФТ	eVI	170.4	598.7	54.9	288.8	84.5	20.2	94.9	14.1	77.9	439.4	14.4	36.5	4.5	26.0	3.6	1217.4	711.2	1928.6

Примечание: АГ – аргиллит, АЛ – алевролит, АП – алевропесчаник, ПЧ – песчаник; ФТ – фосфорит, ЖЛ – железняк, ИЗ – известняк