

ТОМСКИЙ
ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ
УНИВЕРСИТЕТ



На правах рукописи

Максимова Наталья Андреевна

**Условия формирования и вещественный состав морских
железняков юрского возраста Лабино-Малкинской зоны
(Большой Кавказ)**

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание учёной степени

кандидата геолого-минералогических наук

1.6.10 – Геология, поиски и разведка твёрдых полезных ископаемых,
минералогия

Томск – 2025

Работа выполнена в Федеральном государственном автономном образовательном учреждении высшего образования «Национальный исследовательский Томский политехнический университет»

Научный руководитель:

Рудмин Максим Андреевич

кандидат геолого-минералогических наук, доцент
отделения геологии Инженерной школы
природных ресурсов Национального
исследовательского Томского политехнического
университета

Официальные оппоненты:

Ростовцева Юлиана Валерьевна

Доктор геолого-минералогических наук, доцент,
главный научный сотрудник ФГБУН
Геофизического центра РАН, г. Москва

Страховенко Вера Дмитриевна

доктор геолого-минералогических наук, ведущий
научный сотрудник ФГБУН Института Геологии и
минералогии им. В.С. Соболева Сибирского
отделения РАН, г. Новосибирск, профессор
кафедры минералогии и геохимии геолого-
геофизического факультета ФГАОУ ВО
«Новосибирский национальный исследовательский
государственный университет»

Защита состоится «27» июня 2025 г. В 14 часов 00 минут на заседании диссертационного совета ДС.ТПУ.28 Национального исследовательского Томского политехнического университета по адресу: 634034, г. Томск, ул. Советская, 73, 111 аудитория, «Томский политехнический университет, корпус № 1».



С диссертацией можно ознакомиться в научно-технической библиотеке Томского политехнического университета и на сайте dis.tpu.ru при помощи QR-кода.

Автореферат разослан "___" _____ 2025 г.

Ученый секретарь
диссертационного совета ДС.ТПУ.28
кандидат геолого-минералогических
наук, доцент

Якич Тамара Юрьевна

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; Stureson 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 (Безносков, 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 штучные 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).

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Объекты исследования представлены двумя разрезами, которые расположены в Карачаево-Черкесской Республике и являются частью осадочного бассейна Большого Кавказа, сформировавшегося на северной периферии древнего палеоокеана Тетис (Гаврилов, 2005). В структурно-фациальном плане обнажения залегают в пределах Лабино-Малкинской зоны (Семенуха, 2021).

Разрезы расположены в 160–170 км к юго-западу от г. Ставрополь, в междуречье Большого и Малого Зеленчука, вблизи поселков Хусы-Кардоник и Нижняя Ермоловка (рис.

1). В связи с этим, для дальнейшего описания они будут именоваться соответственно, как Хусы-Кардоникский и Ермоловский разрезы.

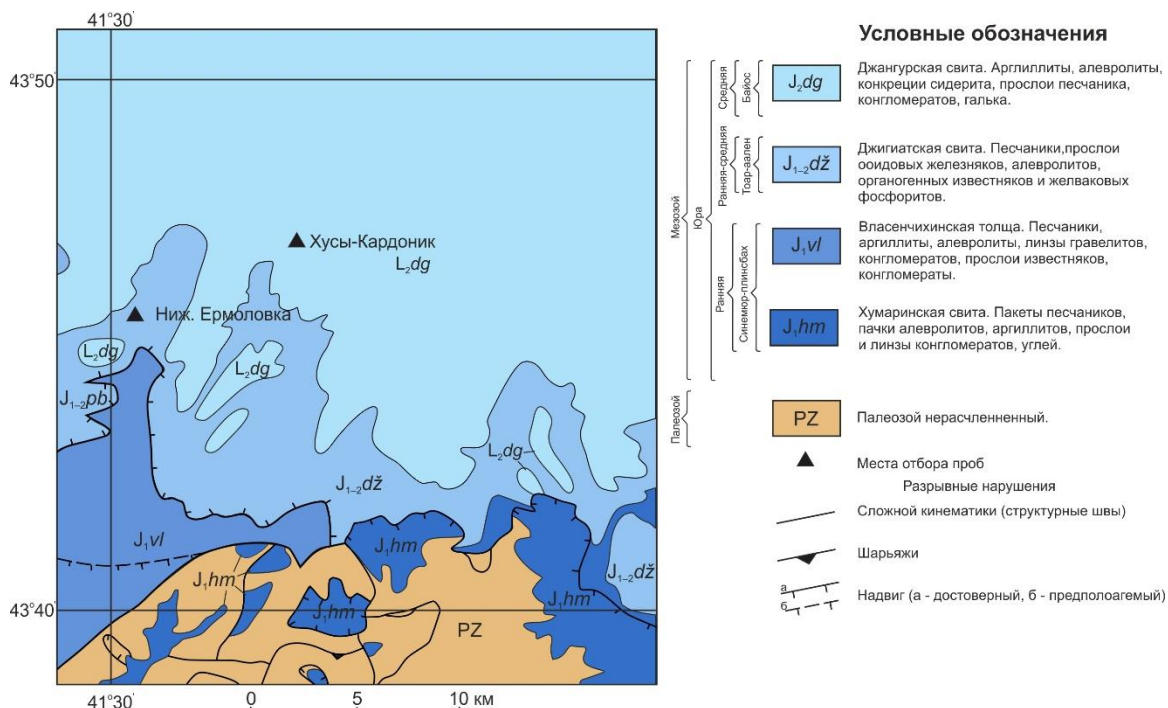


Рис. 1 Геологическая схема исследуемого района и положение изучаемых разрезов (по данным ФГУПП "Кавказгеолсъёмка", 2009 г.; ред. Письменный А.Н.)

Обнажения представлены скальными выходами пород. Ермоловский разрез обнажается на левом берегу реки Большой Зеленчук. Общая протяженность обнажения составляет 1300 м, исследованная часть – 300 м, при мощности отложений около 23 м. Разрез Хусы-Кардоникский расположен на левом берегу одноименной реки, в 7 км от к северо-востоку Ермоловского разреза (рис. 1). В юрское время данная территория находилась на большем удалении от берега по сравнению с районом Ермоловского разреза. Его протяженность составляет около 300 м, а мощность отложений – примерно 20 м. Изученные разрезы сложены осадочными породами ранне-среднеюрского возраста, относящимися к тоарскому и ааленскому ярусам (рис. 1) джигитской свиты. Ааленские отложения с размывом перекрываются байосскими породами джангурской свиты (Семенуха, 2021).

ОБОСНОВАНИЕ ЗАЩИЩАЕМЫХ ПОЛОЖЕНИЙ

Первое защищаемое положение. 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.

Изучаемые разрезы сложены осадочными породами, среди которых выделяются ооидовые железняки, аргиллиты, алевролиты, алевропесчаники, песчаники, известняки и

желваковые фосфориты (рис. 2). Породы состоят из трех основных компонентов: обломочные минералы, цемент и органогенные компоненты (минерализованные морские фоссилии и углефицированный наземный детрит). Большинство слоев также содержат ооиды.

На основе количественного соотношения терригенного материала, ооидов и доли и состава цемента выделяются 4 литотипа ооидовых железняков: (1) ооидовые железняки с высокой долей терригенных минералов и карбонатным цементом; (2) ооидовые железняки с высокой долей терригенных минералов и карбонатно-глинистым цементом; (3) ооидовые железняки с высокой долей ооидов и глинистым цементом; (4) ооидовые железняки с высокой долей литокластов и карбонатным цементом.

В минеральном составе железняков преобладают глинистые и карбонатные минералы. Глинистые минералы легко различаются между собой на основе химического состава и морфологических особенностей. Минералы группы хлоритов в основном образуют ооиды и характеризуются более мелкими размерами зерен по сравнению с другими глинистыми минералами. Чешуйчатые зерна хлоритов не превышают 600 нм и часто слегка изогнуты. Хлориты характеризуются высокими содержаниями железа. Средний химический состав хлоритов: Fe_2O_3 – 45,3%, Al_2O_3 – 17,6%, SiO_2 – 24,2%, MgO – 3,7%, CaO – 1,3%, TiO_2 – 3,9%, K_2O – 0,8%. На основе анализа химического состава хлориты определены как шамозит. Минералы группы смектита представлены нонтронитом, сапонитом и монтмориллонитом, при этом в разрезе в основном развит нонтронит. Средний химический состав нонтронита: Fe_2O_3 – 29,8%, Al_2O_3 – 22,2%, SiO_2 – 37,0%, MgO – 2,6%, CaO – 2,1%, TiO_2 – 1,1%, K_2O – 2,3%. Минералы группы смектита встречаются в виде вытянутых пластинчатых кристаллов размером 5-10 мкм. Карбонатные минералы представлены кальцитом и сидеритом. Кальцит слагает цемент железняков и участвует в формировании ооидов. Реже в цементе отмечается сидерит.

Терригенные компоненты представлены обломочными минералами и литокластами. Основным обломочным минералом является кварц, доля которого достигает около 90% от общего состава терригенной фракции. Также присутствуют калиевые полевые шпаты, апатит, циркон, монацит, и ксенотим. Обломки в основном полуокатанные или угловато-сглаженные, хорошо отсортированные, со средним размером от 0,06 до 0,12 мм. Литокласты представляют собой обломки пород с высокой долей ооидов и обломочных минералов, сцементированных карбонатным материалом. Размер литокластов варьирует от 1 до 5 мм. Они характеризуются хорошей окатанностью и обрастают хлоритовой коркой, подобно ооидам.

Сортированность и мелкий размер терригенного материала могут указывать на формирование изученной толщи в условиях шельфовой зоны, что также подтверждается остатками морской фауны. В породах встречается обилие морской фауны различной степени сохранности: аммониты, представленные преимущественно видами рода *Leioceras* и *Ludwigia*, редкие ростры белемнитов, единичные ядра и раковины двустворчатых моллюсков и гастропод, а также иглокожие и фораминиферы. Все ископаемые организмы, упомянутые в исследовании, были идентифицированы заведующим учебно-лабораторным комплексом кафедры нефтегазовой геофизики СКФУ Шерстюковым М.П.

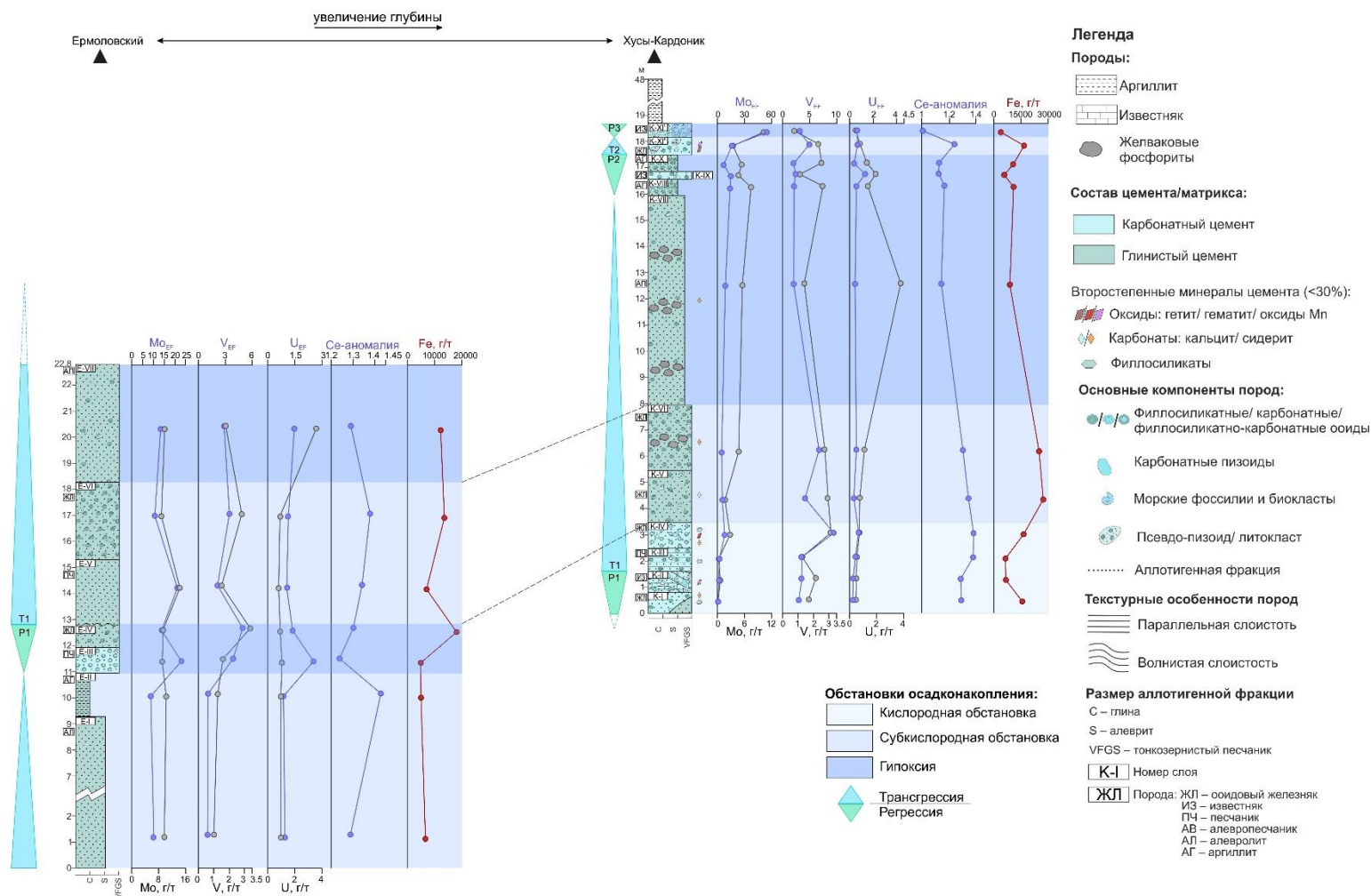


Рис. 2 Литологическая колонка Хусы-Кардоникского и Ермоловского разрезов с обозначением трансгрессивно-регрессивных режимов и окислительно-восстановительных зон, выделенных на основе геохимических данных

В разрезе встречаются организмы, ведущие прикрепленный и зарывающийся образ жизни, что делает их надежными индикаторами глубин. Двустворчатый моллюск *Pholadomya Sowerby* свидетельствует о формировании пород в мелководных условиях с активной или умеренной гидродинамикой (Sztajner, 2020). В то же время криноидеи отрядов *Pentacrinida* и *Cyrtocrinida* обитали в более глубоководной обстановке с низкой гидродинамической активностью и слабым поступлением терригенного материала (Кликушаин, 1988; Roux, 1978). Изменение доли и размера терригенных минералов, а также анализ морской фауны позволяет выделить две фациальные обстановки формирования пород: мелководный и глубоководный шельф.

При выделении фациальных обстановок особый интерес представляет нижняя часть Хусы-Кардоникского разреза, сложенная песчаниками и железняками с карбонатным цементом, а также известняками. Данная пачка слоев характеризуется повышенными концентрациями карбонатов по сравнению с другими слоями разреза: до 30 % в песчаниках и железняках и до 90 % в известняках. Высокая доля карбонатов позволяет использовать изотопию для реконструкции условий формирования этих слоев, включая определение источников гидрокарбонат-ионов (HCO_3^-).

Изотопные значения углерода в карбонатах в большинстве слоев варьируют от -10,1‰ до -7,2‰ PDB, что свидетельствует о том, что источником гидрокарбонат-иона служило разложение органического вещества. Кристаллизация цемента происходила из перенасыщенных поровых вод. Однако слой К-II демонстрирует изотопные значения, соответствующие морскому карбонату (-2,7‰), что характерно для хомогенных карбонатов, осаждающихся непосредственно из морской воды (Кулешов В.Н., 1986). Перенасыщение морской воды гидрокарбонат-ионами обычно связано с увеличением биопродуктивности. Такие условия типичны для замкнутых акваторий, что указывает на временное отделение части морского бассейна и формирование лагунных условий в раннем эоцене. Изотопный анализ позволяет выделить еще одну фациальную обстановку – лагунную.

Лагунная фация представлена единственным слоем известняков (слой К-II, рис. 2). Эти известняки характеризуются волнисто-слоистыми микротекстурами, низким содержанием терригенного материала, а также присутствием крупных ооидов и пизоидов. Доля морских фоссилий составляет около 20%, при этом они отличаются хорошей степенью сохранности.

Помимо выделенных фаций, в разрезе можно выделить фациальные зоны. Для разграничения зон шельфа по гидродинамической активности принято использовать *базис ветровых волн (БВВ)* и *базис штормовых волн (БШВ)*. Базис действия волн – максимальная глубина, до которой распространяется волнение (Крашенинников Г.Ф., 1971). Считается, что базис ветровых волн находится на глубине 10-20 м, а базис штормовых – на глубине 30-40 м (Goff et al., 2004; Purser, Seibold, 1973; Walker, Plint, 1992; Wright, Walker, 1981). Эти границы позволяют уточнить представления о гидродинамической активности среды и глубине формирования пород различных фациальных зон. Таким образом, в пределах мелководной шельфовой фации можно выделить три зоны:

1. Зона выше базиса ветровых волн, соответствующая предфронтальной зоне пляжа (Аллен и др., 1990) включает песчаники и железняки. Общей чертой всех пород данной фации является преимущественно карбонатный состав цемента. Основные минералы цемента: кальцит, сидерит и нонтронит. Нонтронит встречается между зерен карбонатных минералов,

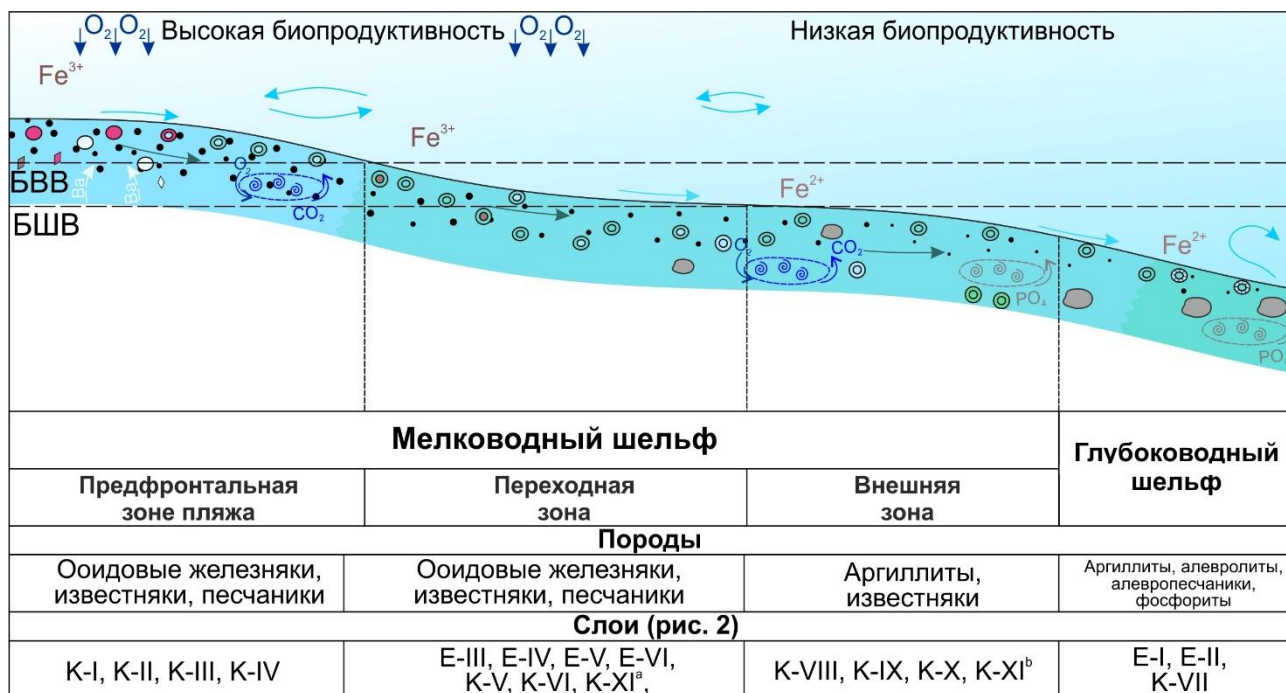
составляя 5-20% от общей доли цемента. Формирование пород происходило на небольшой глубине до 20 м, что подтверждается высокой концентрацией морской фауны, представленной аммонитами рода *Leioceras* и моллюском *Pholadomya Sowerby*. В зоне выше базиса ветровых волн формируются ооидовые железняки с высокой долей терригенной фракции и карбонатным цементом.

2. Зона между базисами ветровых и штормовых волн, соответствующая переходной зоне шельфа (Аллен и др., 1990) характеризуется высокой долей ооидов в породах, составляющей 40-70 %. В данной фациальной 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 перекатывания частиц по дну и многократному осаждению минеральных слоев. 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.

3. Зона ниже базиса штормовых волн, соответствующая внешней зоне шельфа (Аллен и др., 1990) 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 аргиллиты. 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. Обнаруженные в составе органогенных известняков представители отрядов *Pentacrinida* и *Cyrtocrinida* позволяют приблизительно оценить границу между мелководным и глубоководным шельфом. Они обитали на глубинах 100-150 м и, как пассивные фильтраторы, нуждались в достаточном количестве питательных веществ и стабильных условиях среды (Кликушин, 1988; Roux, 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.



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 выделением карбонат- и фосфат иона | | Гетит-хлоритовые ооиды |
| | Просачивание Ba-носных растворов | | Карбонатные ооиды |
| | Диффузия кислорода | | Баритовые ооиды |
| | Поверхностные волновые | | Хлорит-апатитовые ооиды |
| | Придонные течения | | Гематитовые ооиды |
| | Апвеллинг | | Кальцит-гематитовые ооиды |
| | | | Кальцитовые пизоиды |
| | | | Включение гематита/гетита в цемент |
| | | | Развитие пятен барита в цементе |
| | | | Миграция ооидов |

Рис. 3 Схематическая реконструкция фациальных обстановок формирования пород Лабино-Малкинской зоны и распределения ооидов

Изменение условий осадконакопления связано с колебаниями уровня моря. В юрское время в пределах исследуемой территории наблюдалась общая тенденция отступления моря в северном и северо-восточном направлениях. Однако в тоар-ааленское время неоднократно происходили трансгрессивно-регрессивные колебания уровня моря (рис. 1). Это подтверждается изменениями в морской фауне, доле и характере терригенного материала, а также геохимическими показателями.

Если рассматривать события поэтапно, подошва тоара формировалась в условиях глубоководного шельфа. Первая регрессия (P1, рис. 2) на границе двух биостратиграфических зон вызвала обмеление моря. С уменьшением глубины бассейна волновая деятельность начала достигать дна, что способствовало росту ооидов в тоаре (слой E-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 K-II, рис. 2). Последующая продолжительная трансгрессия (T1, рис. 2) 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.

В верхнеааленское время происходили кратковременные изменения глубины бассейна (P2, рис. 2), которые привели к формированию маломощных слоев аргиллитов и известняков. Формирование ооидовых железняков с высокой долей литокластов и карбонатным цементом, расположенных в верхней части аалена (слой K-XI^a, рис. 3) происходило в несколько этапов, отражая сложные и динамичные изменения условий осадконакопления. В период максимальной регрессии (P2, рис. 2) произошло разрушение ранее сформированных пород. Наступление моря (T2, рис. 2) способствовало перемыву и окатыванию литокластов. При дальнейшем подъеме уровня моря эти обломки начали обрастать хлоритовым кортексом, одновременно с этим начался рост хлоритовых ооидов. В этих условиях доля и размер ооидов уменьшались, увеличивалась карбонатность, и слой ооидовых железняков постепенно переходил в слой криноидных известняков. Последняя регрессия (P3, рис.) привела к выходу морского дна на поверхность, что вызвало вымирание криноидей и перерыв в осадконакоплении. Этот перерыв сопровождался формированием параллельного несогласия. Верхняя часть слоя K-XI^b, завершающая регрессивную пачку ааленских пород, и нижняя часть слоя XII, 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.

Изменение глубины моря также отражается на уровне кислорода в придонных водах. Для оценки окислительно-восстановительных условий были использованы стандартные показатели – концентрации Mo, V, U, их индексы обогащения (EF), а также Ce-аномалия (рис. 2).

На основе геохимических данных установлено, что зона мелководного шельфа, расположенная выше базиса ветровых волн, характеризуется окислительными условиями с хорошей насыщенностью кислородом, что согласуется с формированием данных слоев в условиях мелководья, с активным перемешиванием водных масс. Ниже этой границы, вплоть до базиса штормовых волн, в аалене наблюдается субоксическая зона, где содержание кислорода снижается, но остается достаточно высоким, чтобы предотвращать переход к восстановительным условиям. В тоаре эта фациальная обстановка характеризуется гипоксией, так же, как и зона ниже базиса штормовых волн для мелководного и глубоководного шельфа. Гипоксические условия в этих зонах означают выраженный, но не полный дефицит кислорода (Thomas et al., 2019). 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 фитопланктона 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. Низкие значения ТОС (total organic carbon – общий органический углерод) при высоком ОI (индексе окисления) подтверждают интенсивное окисление органического вещества до его захоронения, что подтверждает активную роль аэробных бактерий в этом процессе (Grinko et al., 2021; Le Meur et al., 2021). Плохая сохранность органики в условиях гипоксии объясняется тем, что её основная часть была окислена ещё до наступления гипоксических условий.

Несмотря на изменения геохимических показателей, отражающих вариации окислительно-восстановительных условий, значения Се-аномалии остаются положительными для всех слоев, кроме слоев, сформированных в зоне выше БСВ, где аномалия отсутствует. Положительная Се-аномалия служит индикатором кислородных условий в морской воде. Это кажущееся противоречие может объясняться стратификацией водной толщи, вызванной слабой активностью течений. В таких условиях поверхностные воды оставались хорошо аэрированными, в то время как придонные слои испытывали дефицит кислорода из-за ограниченного перемешивания. Локальные восстановительные условия в придонных слоях могли быть связаны с разложением органического вещества аэробными бактериями.

Таким образом, колебания окислительно-восстановительного потенциала служат дополнительным свидетельством изменений условий осадконакопления, обусловленных вариациями глубины и гидродинамических режимов.

Второе защищаемое положение. 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-нотронитовых 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.

Важной особенностью изучаемых разрезов является широкое распространение ооидов не только в составе железняков, но и в других типах пород. Помимо ооидов встречаются и другие сферические морфотипы, отличающиеся морфологическими признаками: пелоиды и пизоиды. Пизоиды схожи с ооидами, но отличаются более крупными размерами (более 2 мм) (Young, 1989). Пелоиды, как и ооиды, не превышают 2 мм в диаметре, однако характеризуются однородным внутренним строением (Young, 1989). 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.

Железистые ооиды и пелоиды в изучаемых разрезах представлены глинистыми, гетит-хлоритовыми и гематитовыми разновидностями. Глинистые ооиды (рис. 4, А) являются наиболее распространенными среди ооидов всего разреза. Они сложены в основном

шамозитом. Они имеют эллиптическую форму с различной степенью уплощения: соотношение ширины и длины варьирует от 1:2 до 1:4. Наиболее уплощенные ооиды встречаются в слоях E-VI и K-VI (рис. 2), в то время как более сферические локализуются в слое K-XI^a (рис. 2).

Гетит-шамозитовые ооиды обнаружены исключительно в верхнеааленском ооидовом железняке (K-XI^a) (рис. 4, Б). Их структура включает ядро из кристаллического гетита, окруженное кортексом, состоящим из хлорита. Гематитовые пелоиды локализуются только в одном слое железняков, сформировавшемся в условиях малых глубин (слой K-IV). Они характеризуются однородной структурой (рис. 4, Г).

Карбонатные ооиды и пизоиды встречаются исключительно в известняках. При этом пизоиды локализуются в лагунном известняке (слой K-II), а ооиды – в шельфовом (слой K-XI^b). Карбонатные пизоиды, сложены кальцитом и имеют эллиптическую форму (рис. 4, Е) и размеры 0,2-0,3 мм. В структуре пизоидов наблюдаются редкие тонкие хлоритовые концентрические слойки, а также трещинки, заполненные оксидами марганца. Карбонатные ооиды характеризуются сферической формой и встречаются в криноидном известняке. Они сложены кальцитом, но в некоторых ооидах наблюдаются ромбоэдрические зёрна сидерита, расположенные вдоль концентрических слоёв (рис. 4, Д).

Ооиды смешанного состава сложены железистыми и карбонатными минералами. Хлорит-кальцитовые ооиды занимают второе место по распространённости в разрезе. Конфигурация минералов внутри ооидов может значительно варьироваться (рис. 4, Ж-К). В некоторых случаях глинистые минералы образуют ядро (рис. 4, Ж), обрастая кальцитовым кортексом, а в других – формируют кортекс вокруг карбонатного ядра. Особый вид глинисто-карбонатных ооидов встречается в алевропесчаниках (слой K-VII). Эти ооиды имеют чёткое зональное строение: ядро состоит из хлорита, затем следует слой смектита, а завершается структура радиальным кальцитовым кортексом (рис. 4, К).

Формирования такого разнообразия видов ооидов, вероятнее всего связано с изменениями физико-химических условий среды. Хлоритовые ооиды обычно формируются в щелочных условиях шельфовой зоны, где сочетаются два основных фактора: постоянное перемещение осадочных частиц по морскому дну, обеспечивающее обрастание ооидов минералами, и восстановительная среда, способствующая осаждению хлорита (Asochakova, 2014; Han et al., 2023; Li et al., 2021). Эти условия наиболее характерны для мелководной зоны с активной и умеренной гидродинамикой (рис. 3), где подводные течения и волнение поддерживают перемещение частиц осадка, создавая благоприятные условия для роста ооидов. Эллиптическая форма хлоритовых ооидов обусловлена нерегулярным перекачиванием на морском дне в процессе их роста. Как установлено в работах (Knox, 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.

Хлоритовые ооиды отличаются более высокой степенью уплотнения по сравнению с другими типами ооидов. Они часто деформированы и смещены вдоль микротрещин, при этом их части заметно сдвинуты относительно друг друга. (рис. 4, Б). Эти изменения могут быть связаны с особенностями слоистой структуры глинистых минералов и нестабильностью хлоритовых ооидов на ранней стадии диагенеза, обусловленной их микропористостью. Уплотнение ооидов может быть результатом поздних постседиментационных изменений, например, перекристаллизация и деформация под воздействием внешнего давления или тектонических процессов.

Тектонические подвижки могут вызвать резкие изменения условий осадконакопления, такие как изменение глубины осадочного бассейна, что, в свою очередь, приводит к дополнительному давлению на осадок. Эти подвижки также могут провоцировать локальные тектонические напряжения, проявляющиеся в виде сжатия или смещения осадочных слоев, что отражается на морфологии ооидов. Особенно это проявляется в деформации ооидов, где смещение происходило вдоль определённой оси (рис. 4, Б). Таким образом, уплотнение и деформация ооидов являются результатом комплексного взаимодействия процессов седиментации, диагенеза и тектоники, отражая особенности формирования осадочной обстановки в исследуемом разрезе.

Формирование карбонатных ооидов обычно происходит в тех же условиях, что и хлоритовых. Важным условием является достаточная концентрация гидрокарбонат-ионов. В данном разрезе их основным источником, вероятно, служили высокая биопродуктивность и разложение органического вещества (рис. 3).

Однако в изучаемом разрезе встречаются как мономинеральные хлоритовые 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, изменением гидродинамического режима или уровня кислорода.

Особый вид глинисто-карбонатных ооидов с радиальным кальцитовым кортексом был обнаружен в алевропесчаниках глубоководного шельфа. Радиальное обрастание кальцитом характерно для условий умеренной или слабой гидродинамики (Flügel, 2004; Alizai et al., 2020), что согласуется с глубиной осадконакопления (рис. 3).

Формирование гетит-хлоритовых ооидов и гематитовых пелоидов связано с условиями, богатыми кислородом, которые способствуют росту оксидных минералов. Гематитовые ооиды формировались в условиях мелководного шельфа с высоким содержанием кислорода, где небольшая глубина и активные волнения способствовали насыщению морской воды кислородом.

Гетит-шамозитовые ооиды встречаются в слое железняков, формировавшемся в результате постепенной трансгрессии. Они сформировались при переходе от мелководных кислородонасыщенных условий, способствовавших росту гетита, к более глубоководным, слабовосстановительным, в которых происходило образование хлорита.

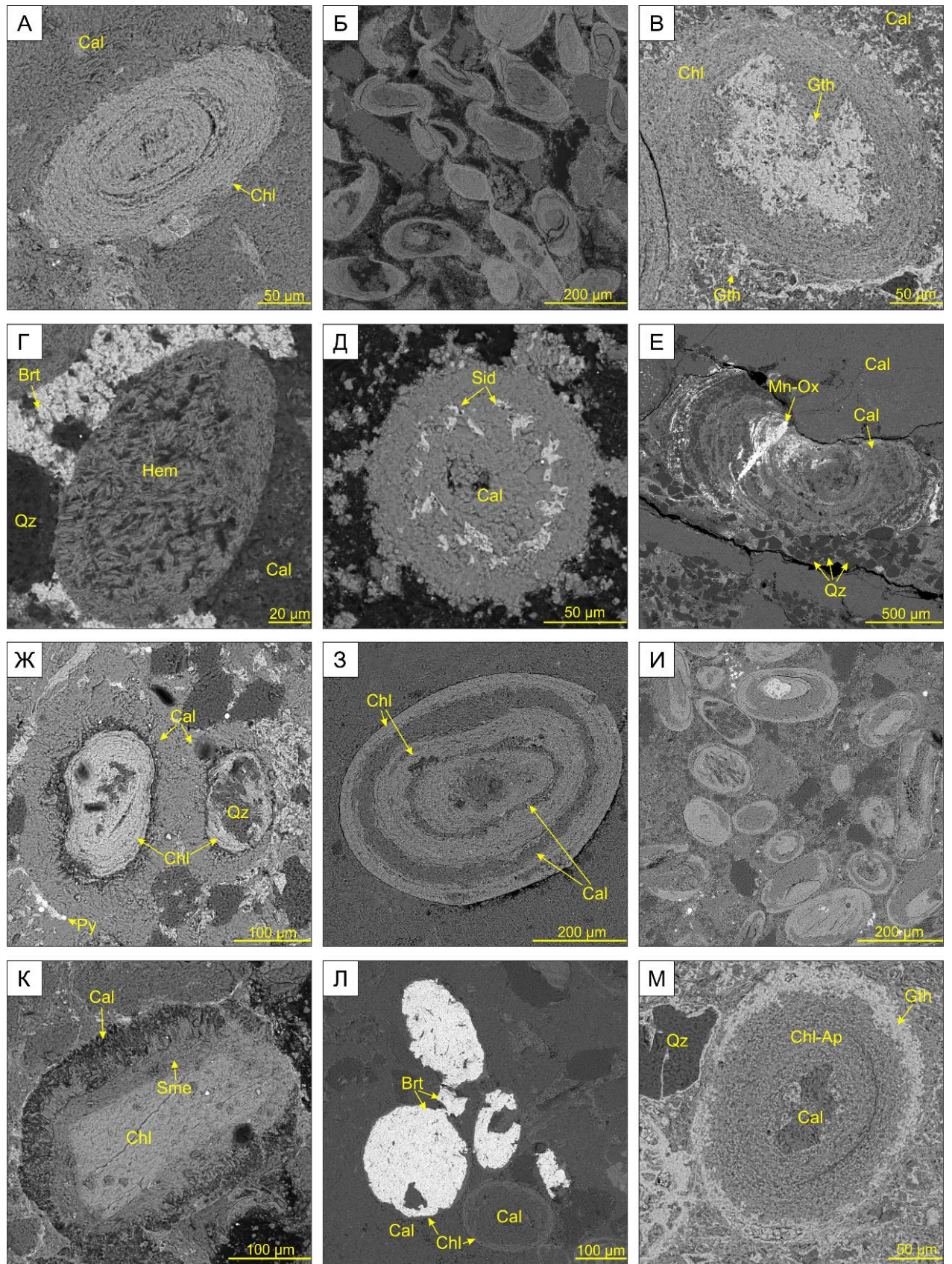


Рис. 4 Микрофотографии ооидов в режиме обратно-рассеянных электронов: (А) эллиптический хлоритовый ооид (Б) уплотнённые и смещённые вдоль оси хлоритовые ооиды,

(В) гетит-хлоритовый ооид, (Г) гематитовый пелоид, (Д) кальцит-сидеритовый ооид, (Е) кальцитовый пизоид с развитием оксидов марганца, (Ж-К) разновидности кальцит-хлоритовых ооидов с разным соотношением и положением минералов, (Л) баритовые ооиды, (М) хлорит-апатитовый ооид. *Ap* – апатит, *Br* – барит, *Cal* – кальцит, *Chl* – хлорит, *Gth* – гетит, *Pu* – пирит, *Qz* – кварц, *Sme* – смектит.

После формирования ооиды могут подвергаться ряду изменений, вызванных их захоронением, изменением состава поровых вод или pH среды. Эти процессы трансформируют первичные ооиды, приводя к образованию новых видов с изменённым составом и структурой. К числу таких ооидов относятся баритовые и шамозит-апатитовые.

Шамозит-апатитовые ооиды распространены только в одном слое железняков (слой К-ХI^а). Эти ооиды имеют сферическую или слабоэллиптическую форму. Фторапатит в их составе присутствует в виде зерен, включенных в хлоритовый кортекс (рис. 4, М), или образует отдельные концентры. Содержание фторапатита варьирует от 10 до 50%. Шамозит-апатитовые ооиды являются изменённой разновидностью шамозитовых 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. Таким образом, шамозит-апатитовые ооиды являются результатом преобразования шамозитовых, где локальный фосфогенез выступал ключевым механизмом формирования.

Баритовые «ооиды» (рис. 4, Л), предположительно, сформировались за счёт выполнения пустот, образованных на месте ранее существовавших ооидов. Поэтому, несмотря на отсутствие типичного для ооидов зонального строения, выбран именно термин «ооиды». В слое совместно с баритовыми встречаются гематитовые пелоиды и кальцит-хлоритовые ооиды. Вероятнее всего растворению подвергался именно кальцит. Это подтверждается локальным развитием пятен барита в карбонатном цементе, а также наличием пор и пустот в кальците, частично или полностью заполненных баритом. Растворение кальцита обычно связано с повышением кислотности среды. Изменение pH среды могло быть обусловлено разложением органического вещества в осадке, а также поступлением кислых гидротермальных растворов. На это указывают обнаруженные в баритовых ооидах газовые и газово-жидкие включения. Жидкая фаза представлена водой, а газовая углеводородами (CH_4 , C_6H_{12} , CH_2 , C_6H_{14} , C_6H_6 , C_3H_8 , CH_4 , C_2H_6 , $\text{C}_{10}\text{H}_{22}$, C_7H_{16}) и сероводородом. Эти кислые растворы, в свою очередь, могли служить источником бария, насыщая морскую воду и способствуя его дальнейшей кристаллизации в виде баритовых минералов.

Высокое разнообразие сферических образований (ооидов, пелоидов и пизоидов) в ооидовых железняках Лабино-Малкинской зоны связано с изменением физико-химических условий. Морфологическое разнообразие обусловлено колебаниями гидродинамической активности и тектоническими подвижками, а минеральный состав – вариациями окислительно-восстановительных условий и уровнем биопродуктивности.

Третье защищаемое положение. *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 фаціальными 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.*

Ооидовые железняки характеризуются высокими концентрациями Fe_2O_3 , SiO_2 , Al_2O_3 и CaO . Среднее содержание SiO_2 составляет 29,4%. Высокие концентрации кремния связаны с высокой долей терригенного материала и глинистых минералов. Содержание Al_2O_3 в среднем составляет 8,5% и обусловлено присутствием глинистых минералов. Доля CaO сильно вариативна и составляет от 1,4 до 28,3%, что зависит от доли кальция в цементе и минерализованного органического детрита. Содержание Fe_2O_3 изменяется в зависимости от типа железняков и фаціальных условий. В железняках с карбонатным цементом содержание железа составляет 18,7-23,0%, с глинистым – 29,0-37,6%.

Помимо железняков высокие концентрации железа встречаются в алевропесчаниках (слой E-VII, K-VII) и алевролитах (слой K-VIII, K-X) и связаны с высокой долей глинистых минералов. В алевропесчаниках средние содержания Fe_2O_3 составляют 14,2%, достигая максимальных 19,8%. В ооидовых аргиллитах средние концентрации составляют 14,9%, максимальные – 17,0%.

Максимальные концентрации железа отмечаются в ооидовых железняках, сформированных в условиях мелководного шельфа, в зоне между базисом ветровых и штормовых волн. В пределах одной фаціальной 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 (слои E-IV, E-V, K-IV, K-V). Напротив, в вышележащем слое алевропесчаников (слои E-VII, K-VII), 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 закономерности – постепенно увеличивались, достигали максимума в условиях мелководного шельфа с умеренным волнением, а затем снижались.

В качестве минералов-концентраторов железа в разрезе встречаются глинистые, карбонатные и оксидные минералы. Глинистые минералы (шамозит и нонтронит) слагают ооиды и цемент железняков. Карбонатные минералы железа представлены сидеритом, который встречается преимущественно в породах с высоким содержанием кальцита и совместно с ним формирует цемент. В железняках содержание сидерита варьирует от 5% до 50%. Оксидные и гидроксидные минералы железа представлены гётитом и гематитом. Гётит встречается ограниченно (слои K-IV, K-XI^a) в составе ооидов. В других породах разреза гётит встречается в виде микросферул, однако его содержание не превышает 1% от объёма породы. Гематит является редким минералом в разрезе и локализуется в нижней части (слой K-IV). Он образует пелоиды и встречается в виде включений в цементе. Гематит представлен сростками пластинчатых и таблитчатых кристаллов.

Помимо железа ооидовые железняки характеризуются повышенными концентрациями V, Co, Ni, As, Mo, Pb и Bi (рис. 5, А). Однако несмотря на их повышенное содержание их концентрации в железняках остаются ниже промышленных уровней, что ограничивает возможность их экономически целесообразного попутного извлечения.

Распределение редкоземельных элементов изученных породах демонстрирует схожие тренды (рис. 5, Б). Все породы демонстрируют обогащение лёгкими редкоземельными элементами, которые в 10 раз преобладают над тяжёлыми (рис. 5, Б). Средние концентрации в ооидовых железняках составляют 210 г/т, при максимальных 410 г/т. Особый интерес представляют желваковые фосфориты, концентрации РЗЭ в которых варьируются от 1100 до 2800 г/т и в среднем составляют 1900 г/т.

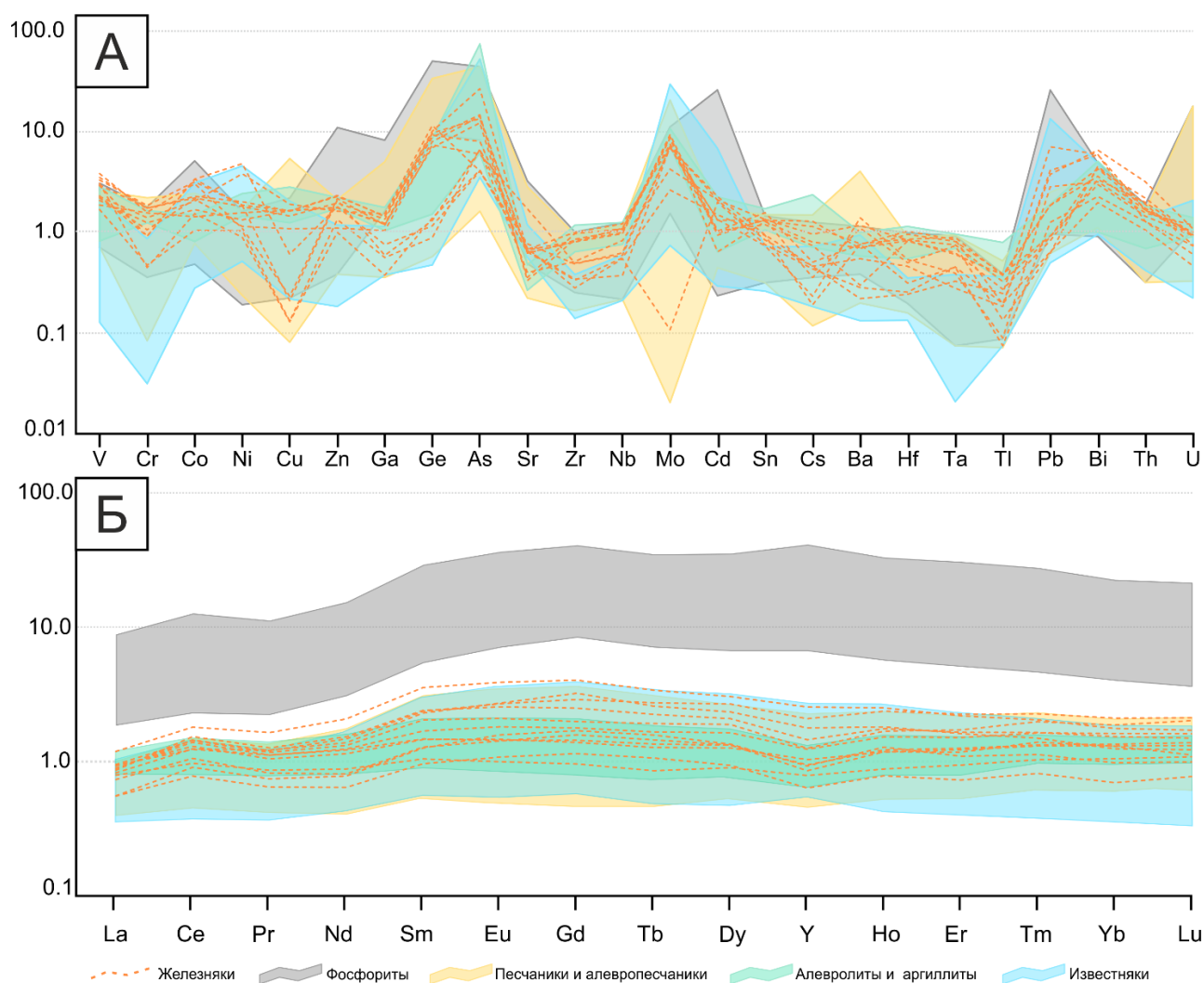


Рис. 5 Спайдер-диаграммы: (А) микроэлементов, данные нормированы на средние содержания микроэлементов в верхней континентальной коре (UCC) (Taylor and McLennan, 1985); (Б) редкоземельных элементов, данные нормированы на средние содержания элементов в постархейском австралийском сланце (PAAS) (Taylor S.R. and McLennan S.M., 1985).

В условиях постоянно растущего спроса на редкоземельные элементы особую актуальность приобретает исследование их концентрации в фосфоритах, которые

рассматриваются как перспективный нетрадиционный источник РЗЭ (Ahmed et al., 2022; Xie et al., 2024). Учитывая, что фосфориты залегают преимущественно в середине Хуса-Кардоникского разреза (слои К-VI, К-VII), где они рассеяны среди железняков и песчаников. Такое распределение фосфоритов не создаёт препятствий для добычи железа из нижележащих слоёв (слои К-I, К-V, К-VI), что открывает возможность для успешного попутного извлечения РЗЭ в процессе разработки железорудных месторождений.

В породах встречаются терригенные и аутигенные минералы редкоземельных элементов. Терригенные минералы включают монацит и ксенотим, а аутигенный минерал представлен исключительно монацитом. 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. 6, А) и таблитчатых кристаллов в цементе и ооидах, а также образует «нитевидные» агрегаты в глинистом цементе (рис. 6, Б). Кроме того, он формирует отдельные концентрические зоны в ооидах (рис. 6, В).

Учитывая не высокую доля аутигенного монацита, основным минералом-концентратором РЗЭ может быть фторапатит. Он является основным компонентом желваковых фосфоритов и составляет 40-50 % их объёма. Подтверждением этой идеи является корреляция концентраций редких земель с Ca и P (рис. 7, А).

Гипотезу подтверждает график зависимости $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{SN}}$ от $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{SN}}$, показывающий, что изоморфное замещение является ключевым процессом концентрации РЗЭ (рис. 7, Б).

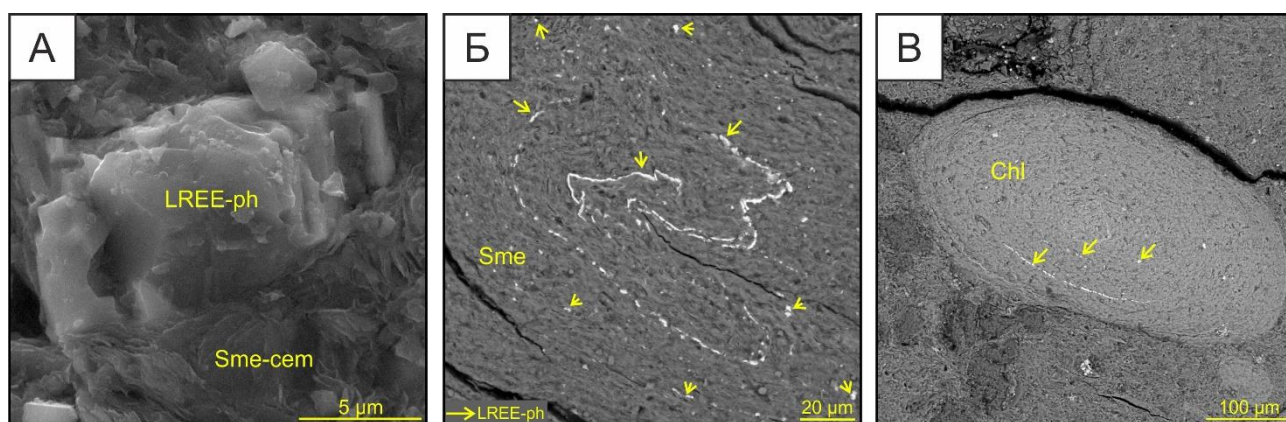


Рис. 6 Аутигенный монацит: (А) призматический кристалл в глинистом цементе; (Б) «нитевидные» агрегаты в глинистом цементе; (В) концентрическая ламель и вкрапления в хлоритовом ооиде. LREE-ph – фосфат легких редкоземельных элементов (аутигенный монацит). Chl – хлорит, Sme – смектит, Sme-cem – смектитовый цемент

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):

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

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, либо создания экономически эффективной технологии выделения фосфоритовых желваков из слоев песчаников. **Заключение**

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,

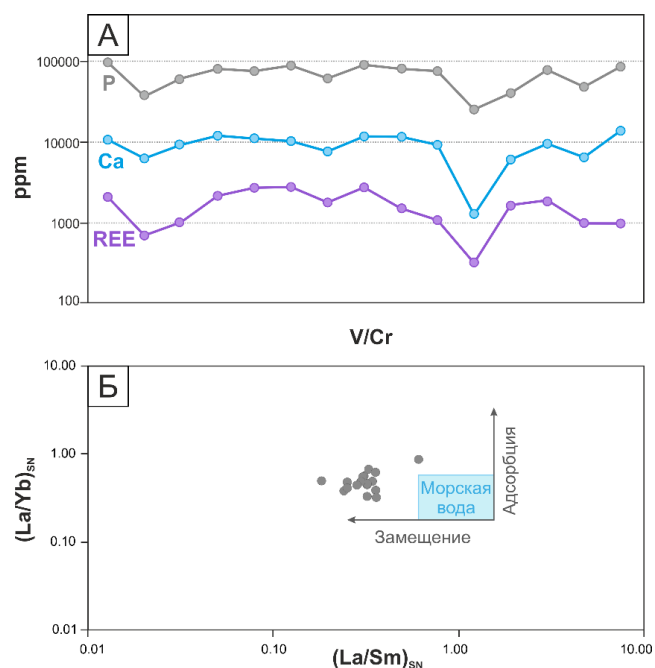


Рис. 7 (А) График зависимости $(\text{La/Yb})_{\text{SN}}$ от $(\text{La/Sm})_{\text{SN}}$ (He et al., 2022), отражающий механизм концентрирования РЗЭ; (Б) Корреляция Ca, P и РЗЭ в фосфоритах

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 нормального 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, смектит, что связано со слабавосстановительными 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 ОСНОВНЫХ РАБОТ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

Публикации в изданиях перечня ВАК, индексируемые Scopus и Web of Science

1. **Kalinina, N.**, Maximov, P., Molukpayeva, D., Sherstyukov, M., Kerimov, A.-G., Rudmin, M., 2024. Depositional palaeoenvironment of the Middle Jurassic (Aalenian) ooidal ironstones in Labino-Malkin zone (north-western Caucasus). *Marine and Petroleum Geology* 106744. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2024.106744> (IF - 4.2, Q1).
2. **Kalinina, N.A.**, Rudmin, M.A., Sherstyukov, M., Maximov, P., Kerimov, A.-G., 2024. Origin of iron-rich minerals, ooids and pisoids in the Jurassic ooidal ironstones of the Labino-Malkin region (Caucasus). *J. Palaeogeogr.* <https://doi.org/10.1016/j.jop.2024.04.003>.
3. **Калинина, Н.А.**, Рудмин, М.А., 2023. Минералого-геохимическая специфика ооидовых железняков гидротермального происхождения. *Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов* 334, 111–129. <https://doi.org/10.18799/24131830/2023/2/3911>.
4. Rudmin, M., Banerjee, S., Sinkina, E., Ruban, A., **Kalinina, N.**, Smirnov, P., 2022. A study of iron carbonates and clay minerals for understanding the origin of marine ooidal ironstone deposits. *Marine and Petroleum Geology* 142, 105777. <https://doi.org/10.1016/J.MARPETGEO.2022.105777> (IF - 4.348, Q1).
5. Рудмин, М.А., Максимов, П.Н., **Калинина, Н.А.**, Синкина, Е.А., Рубан, А.С., Мазуров, А.К., 2022. Сидерит морских ооидовых железняков Бакчарского месторождения как индикатор специфического литогенеза. *Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов* 333, 42–54.
6. Rudmin, M., **Kalinina, N.**, Banerjee, S., Reva, I., Kondrashova, E., Kanaki, A., Trubin, Y., Baldermann, A., Mazurov, A., 2021. Origin of Oligocene channel ironstones of Lisakovsk deposit (Turgay depression, northern Kazakhstan). *Ore Geology Reviews* 104391. <https://doi.org/10.1016/J.OREGEOREV.2021.104391> (Q1, IF 3.809).