

3. Кучеренко И. В. Петрогеохимические особенности рудообразования в сланцевых толщах //Разведка и охрана недр. – 1986. – №. 12. – С. 24-28.
4. Кучеренко И. В. К методике формирования выборок для расчета статистических параметров распределения и баланса химических элементов в окорудном пространстве гидротермальных месторождений золота //Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2005. – Т. 308. – №. 2. – С. 23-30.
5. Петровская Н. В. Самородное золото:(общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса). – Наука, 1973.

ИССЛЕДОВАНИЕ СТЕПЕНИ АВТОХТОННОСТИ ФОРМЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ МОРСКИХ ЖЕЛЕЗНЯКОВ БАЧАРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА ОСНОВЕ МОРФОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Новгородцева К.В., Калинина Н.А.

Научный руководитель доцент Рудмин М.А.

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Ооидовые железняки – это отличительные осадочные отложения, содержащие более 5 % ооидов и/или более 15 % валового железа [9, 10]. Они сложены терригенными и аутигенными компонентами, сцементированными карбонатными, глинистыми или оксидными минералами. Основные аутигенные компоненты представлены форменными элементами: ооидами, пелоидами, микроонкоидами, бортриоидами, пизоидами, интракластами и кортоидами. Формирование железистых ооидов до сих пор остается дискуссионным. Существуют различные теории, описывающие как абиогенные [2, 4, 5, 6], так и биогенные механизмы их образования [1, 7]. Определение условий накопления ооидов и степени их автохтонности (ненарушенности) является важной особенностью для генезиса ооидовых железняков месторождений. При осаждении в условиях морского дна форменные элементы могут перемещаться волновой деятельностью или придонными потоками в пределах шельфовой зоны. Важно учитывать различные морфологические черты форменных элементов для восстановления условий осадкообразования в детальном масштабе. Целью работы является изучение степени ненарушенности форменных элементов ооидовых железняков Бачарского месторождения с использованием разнопланового морфометрического анализа пород.

Бачарское месторождение – наиболее известный железорудный объект на территории Томской области, который можно отнести к категории уникальных по уровню ресурсов металла [3]. Месторождение относится к Западно-Сибирскому железорудному бассейну. Железосодержащие осадочные толщи верхнемелового и палеогенового возраста в пределах бассейна прослежены в виде полосы шириной около 150 км и протяженностью около 2000 км. Железняки Бачарского месторождения состоят из форменных элементов (ооидов, пелоидов, микроонкоидов и пр.), детритовых обломков, связанных цементом различного минерального состава [8].

Для определения степени ненарушенности ооидовых железняков предлагается использовать показатели автохтонности и параавтохтонности – «структурные прокси», рассчитанные на основе морфометрического анализа. В данной работе морфометрические показатели структуры осадочных пород были проанализированы в 118 образцах. Основные показатели измерялись на петрографических снимках и изображениях сканирующего электронного микроскопа (СЭМ), накопленных при разрешении раstra не ниже 2048 пикселей.

Ооиды преобладают относительно всех остальных форменных элементов Бачарского месторождения. Конфигурации ооидов отличаются в различных слоях месторождения и используются для интерпретации степени автохтонности, параавтохтонности и аллохтонности аутигенных компонентов. Размер ооидов изменяется в средних пределах от 200 до 325 мкм при среднем значении 265 мкм. Морфологически ооиды характеризуются слабой эллиптической формой с вариациями среднего показателя удлинения от 1.2 до 1.7 (среднее 1.5). Толщина кортекса изменяется в пределах 21-154 мкм при среднем значении 66 мкм.

В целом, ооидовая фракция имеет ряд особенностей и неоднородностей. Предполагается, что высокая доля однородных ооидов по их размеру, толщине кортекса и степени удлинения (рис. А–С), а также соориентированность с обломочной фракцией и следы инъекционного вставания ооидов друг в друга свидетельствуют об их автохтонной природе. В некоторых слоях отмечается соразмерность ооидов и терригенной фракции при отсутствии обломков ооидов (рис. В), что также указывает на ненарушенность слоя. Вряде слоев отмечается отличие размеров терригенной фракции и ооидов (рис. С) при выдержанности основных параметров ооидов (размер, степень удлинения и толщина кортекса). Предполагается, что формирование этих ооидов происходило на или выше границы вода-осадок. Помимо этого, во многих слоях фиксируются следы инъекционного вставания ооидов друг в друга в виде выпукло-вогнутых контактов с минеральным (гетитовым) мезостагисом (рис. D). Инъекционные взаимодействия между ооидами указывают на растворение внешней части кортекса за счёт уплотнения и пластических деформаций. С другой стороны, иногда в отдельных слоях отмечаются морфологически разнородные ооиды, что можно интерпретировать, как неоднородность хемогенной структуры. Наличие разнородных ооидов по размеру или конфигурации (рис. Е), интракласты или обломки ооидов указывают на их привнос или переотложение. В некоторых интервалах разреза доля интракластов достигает до 50 % от ооидовой фракции (рис. F), что часто коррелирует с повышенной долей разнородных ооидов или их обломков. Это может указывать на перемыв отложений (скрытую поверхность размыва) за счёт влияния интенсивной волновой деятельности или слабого поднятия бассейна. В целом, отмечается постепенное увеличение доли интракластов от более древних слоев к более молодым, что связано с постепенной эволюцией бассейна и усилением доли переотложения хемогенного материала.

На основе морфометрического анализа пород, включающего оценку основных параметров ооидов относительно фракции форменных элементов и детритовой фракции, были выявлены скрытые периоды размыва и автохтонных максимумов. В разрезе Бачарского месторождения определено семь автохтонных максимумов,

соответствующим следующим интервалам: средний сантон, поздний сантон, средний кампан, граница кампан-маастрихт, средний маастрихт, поздний маастрихт и граница палеоцен-эоцена. Автохтонные максимумы обычно сменяются скрытым размывом.

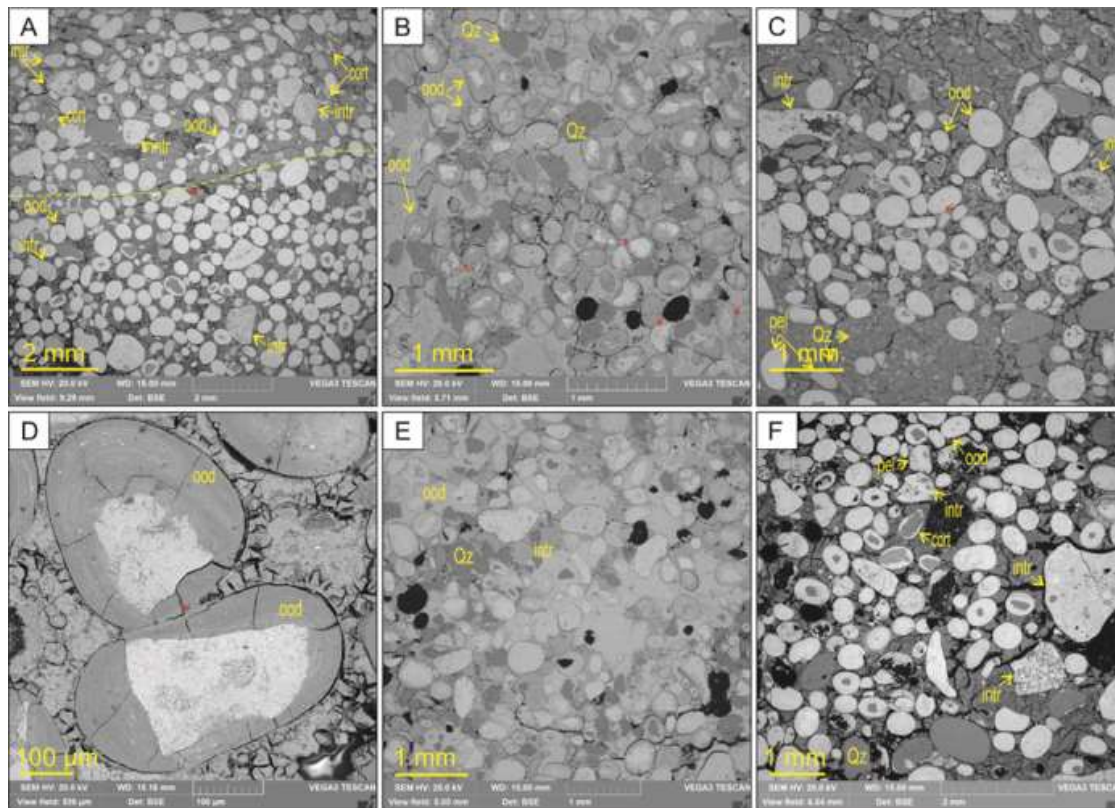


Рис. СЭМ изображения ооидовой автохтонной и параавтохтонной структуры: (А) ооиды и кортоиды с высокой долей однородности (палеоцен); (В) ооиды соразмерные с аллотигенной фракцией, имеющие относительно однородную толщину кортекса, (сантон); (С) ооиды с высокой долей однородности, имеющие отличительные размеры от терригенной фракции (маастрихт); (D) выпукло-вогнутый контакт ооидов с гетитовым мезостазисом (сантон); (Е) неоднородные ооиды с наличием их обломков и интракластов (палеоцен); (Е) ооидовый железняк с повышенной долей интракластов (маастрихт).

Красными стрелками показаны выпукло-вогнутые контакты ооидов (инъекционные вращающиеся), жёлтой пунктирной линией – граница слоистости. cort – кортоиды, intr – интракласты, ooid – ооиды, pel – пелоиды, Qz – кварц

Исследование выполняется при финансовой поддержке Российского научного фонда № 21-17-00019 «Биогеохимические циклы, источники металлов и эволюция вещества в мел-палеогеновых морских железорудных месторождениях».

Литература

1. Barale L., D'atri A., Martire L. The role of microbial activity in the generation of Lower Cretaceous mixed Fe-oxide–phosphate ooids from the Provençal Domain, French Maritime Alps //Journal of Sedimentary Research. – 2013. – Т. 83. – №. 2. – С. 196-206.
2. James Jr H. E., Van Houten F. B. Miocene goethitic and chamositic oolites, northeastern Colombia //Sedimentology. – 1979. – Т. 26. – №. 1. – С. 125-133.
3. Калинина Н. А., Рудмин М. А. Бактериальные структуры в ооидовых железных рудах Бакчарского месторождения (Западная Сибирь) //Новое в познании процессов рудообразования. – 2020. – С. 53-56.
4. Kimberley, M.M. Origin of Oolitic Iron Formations. SEPM Journal of Sedimentary Research. – 1979. – V. 49. –P. 111-131.
5. Knox R. W. O. B. Chamosite ooliths from the Winter Gill Ironstone (Jurassic) of Yorkshire, England //Journal of Sedimentary Research. – 1970. – Т. 40. – №. 4. – С. 1216-1225.
6. Rudmin M. et al. Origin of ooids, peloids and micro-oncoids of marine ironstone deposits in Western Siberia (Russia) //Journal of Asian Earth Sciences. – 2022. – Т. 237. – С. 105361.
7. Salama W., El Aref M. M., Gaupp R. Mineral evolution and processes of ferruginous microbialite accretion—an example from the Middle Eocene stromatolitic and ooidal ironstones of the Bahariya Depression, Western Desert, Egypt //Geobiology. – 2013. – Т. 11. – №. 1. – С. 15-28.
8. Rudmin M. et al. A study of iron carbonates and clay minerals for understanding the origin of marine ooidal ironstone deposits //Marine and Petroleum Geology. – 2022. – Т. 142. – С. 105777.
9. Van Houten F. B. Palaeozoic oolitic ironstones on the North American Craton //Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 1990. – Т. 80. – №. 3-4. – С. 245-254.

10. Young T. P. Phanerozoic ironstones: an introduction and review // Geological Society, London, Special Publications. – 1989. – Т. 46. – №. 1. – С. ix-xxv.

О ПРИРОДЕ ЦИНКА В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ МОРСКИХ ООИДОВЫХ ЖЕЛЕЗНЯКОВ

Рудмин М.А., Калинина Н.А., Максимов П.Н.

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Фанерозойские морские ооидовые железняки являются известным типом осадочных хемогенных месторождений, генезис которых имеет ряд дискуссионных положений [1, 2]. В последнее время следовые проявления сульфидов цинка документируются во многих залежах ооидовых железняков Западно-Сибирского бассейна, Тургайского прогиба, Керченского бассейна, Арморианской возвышенности, современных осадков Средиземного моря, Красного моря, озера Киву и др. [3–5]. В качестве потенциальных источников цинка для морских отложений рассматриваются дистальные области гидротермальной разгрузки, органическое вещество и терригенный снос [6]. Обладая высокой мобильной способностью цинк может концентрироваться в донном осадке по средствам абиогенного или микробиального осаждения [7], часто образуя самостоятельные минеральные формы в виде сфалерита или вюрцита. Природа вюрцита и сфалерита практически не известна в условиях накопления морских ооидовых железняков. В связи с чем задачей текущего исследования послужила оценка форм нахождения минералов-концентраторов цинка в морских железняках различных месторождений для обсуждения источников металла и вероятных механизмов его осаждения.

В результате были изучены геохимические и минеральные особенности ооидовых железняков мел-палеогенового Бакчарского месторождения (Западная Сибирь), верхнемеловой аятской свиты (Тургайский прогиб, Казахстан) и плиоценовых отложений марганцевого месторождения Вани (о. Милос, Греция). Первые два месторождения формировались в условиях прибрежной области эпиконтинентальных морей [5, 8]), месторождение Вани имеет гидротермальную природу. В исследованиях использовались следующие методы: петрографический анализ пород, сканирующая электронная микроскопия (СЭМ) с локальным энергодисперсионным анализом (ЭДС), рентгенофлуоресцентный анализ (РФА), масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) и Rock-Eval пиролиз.

Изучаемые породы представляю собой железняки и ожелезненные песчаники или алевролиты, в которых валовая доля железа превышает 15 %, а структура отличается преобладанием автохтонных или параавтохтонных железистых ооидов или реже пелоидов. Прослои вмещающих пород отличаются повышенной долей терригенного материала как правило в виде мелкозернистых обломков кварца и полевых шпатов. Среди прочих терригенных минералов в железняках Бакчарского месторождения и аятской свиты встречаются следующие: циркон, ильменит, рутил, магнетит, апатит, эпидот и пр. В обломочной фракции железняков и вмещающих прослоев месторождения Вани отмечаются полевые шпаты, реже кварц, а также рутил. Отдельный интерес представляет *in situ* фракция железняков, в которой сульфиды цинка занимают подчиненное значение относительно минералов железа. В общем виде *in situ* минералы морских железняков Бакчарского месторождения и аятской свиты представлены следующим рядом: гётит, бертьерин, сидерит, глауконита, пирит, апатит, вюрцит, барит, галенит, самородный цинк, цинкит, а также другие редкие минералы [5, 8]). Выборка *in situ* минералов в ооидовых железняках месторождения Вани отличается наличие марганцевых минералов. Помимо гётита, бертьерина и глауконит, часто встречаются коронадит, голландит и барит, в редких случаях вюрцит.

Вюрцит является наиболее распространенной минеральной формой цинка в изучаемых месторождениях. В железняках Бакчарского месторождения вюрцит представлен отдельными зёрнами и их скоплениями как правило в смектиновом матриксе или сидеритовом цементе пород. Этот вюрцит характеризуется пластинчатой формой кристаллов и субсферическими или субидиоморфными зёрнами размером от 6 до 15 мкм. Иногда отмечаются субсферические скопления микрокристаллов сфалерита размером около 10 мкм похожие на фрамбоиды. Агрегаты сфалерита имеют схожие морфометрические параметры с фрамбоидами пирита в пределах одних слоёв Бакчарского месторождения. В химическом составе этого вюрцита регулярном фиксируются примеси Fe и Na до 2.5 и 4 %, соответственно. Самородный цинк (рис. 1) распространен в иллитовом цементе или в пределах внешних концентров ооидов. Наиболее часто он встречается в трещинах и пустотах пород. Цинкит встречается крайне редко, в виде пластинчатых зерен в иллитовом цементе

Важно отметить, что помимо вюрцита в железняках с псевдопрожилковым сидеритовым цементом встречаются неидентифицированные собственные *in situ* цинк-содержащие фазы следующего состава: 1) Zn 32.7 %, S 33.3 %, Fe 16.4 %, Cu 11.8 %, Sb 0.5 %; 2) Zn 45.4 %, S 32.6 %, Fe 11.9 %, Ta 9.2 %, Sb 0.6 %; 3) Zn 48.9 %, S 32.8 %, Fe 14.2 %, Sb 0.8 %, 4) Zn 36.8 %, S 30.2 %, Fe 30.1 % [9]. Примечательно то, что с этими слоями ассоциируются редкие включения Ni-содержащих сульфидных фаз (смизит). Неидентифицированные фазы имеют размеры включений более 4 мкм, что исключает «заражение» ЭДС спектра матричным материалом. Морфология, состав и ассоциативность цинк-содержащих минералов железняков Бакчарского месторождения позволяют предположить об их метасоматической природе за счёт замещения некоторой части фрамбоидов пирита под воздействием металлонасыщенных углекислотных флюидов. Эти флюиды были также ответственны за осаждение псевдопрожилкового сидерита [9]. Вюрцит в железняках аятской свиты встречается преимущественно среди ооидов, реже, среди сидеритового цемента, также в ассоциации с микровключениями пирита. Среди ооидов вюрцит встречается в виде тонкопластинчатых агрегатов, в цементе встречается в виде отдельных сфероидов. Состав вюрцита железняков аятской свиты также сопровождается примесью натрия, что подтверждает придонные морские условия