

УДК 553.24:552.14:552.46:550.86

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ДОННЫХ ОСАДКОВ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО УЗЛА ПОБЕДА (17°07.45' с.ш.—17°08.7' с.ш. СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА)

© 2021 г. И. Ф. Габлина^а, *, И. Г. Добрецова^б, Е. А. Попова^с, О. М. Дара^д,
Т. А. Садчикова^а, Н. В. Горькова^а, В. В. Михеев^а

^аГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

^бПолярная морская геологоразведочная экспедиция,
ул. Победы, 24, Ломоносов, Санкт-Петербург, 188412 Россия

^сВНИИОкеангеология, Английский просп., 1, Санкт-Петербург, 190121 Россия

^дИнститут океанологии им. П.П. Шишова РАН,
Нахимовский просп., 36, Москва, 117997 Россия

*e-mail: igabl@rambler.ru, gablina.ir@yandex.ru

Поступила в редакцию 17.04.2020 г.

После доработки 21.09.2020 г.

Принята к публикации 15.10.2020 г.

В работе приведены результаты исследования минерального и химического состава карбонатных, металлоносных и рудоносных осадков, развитых в пределах рудного узла Победа, по материалам станций 37L244g, 37L245g и 37L184k химическим, оптическим, электронно-микроскопическим, электронно-зондовым и рентгеновским методами. Проведено сопоставление с составом фоновых биогенных карбонатных осадков за пределами гидротермального узла. Выявлены различные типы минерально-геохимической зональности в зоне гидротермальной активности: 1) нарастание концентрации рудных элементов вниз по разрезу осадков, приводящее к смене сверху вниз карбонатных осадков рудоносными (ст. 37L184k); 2) послонное обогащение рудными компонентами осадков (ст. 37L244g); 3) приуроченность зон обогащения к кровле, средней части и подошве осадочных отложений (ст. 37L245g). Рассмотрена связь различных типов минерально-геохимической зональности с физико-химическими параметрами поровых вод металлоносных и рудоносных осадков.

Ключевые слова: Срединно-Атлантический хребет, биогенные карбонатные донные осадки, гидротермальные поля, металлоносные и рудоносные осадки, минерально-геохимическая зональность.

DOI: 10.31857/S0024497X21020038

Рудный узел Победа, открытый в рейсе № 37 НИС “Профессор Логачев” в 2014–2015 гг., расположен в Российском разведочном районе (РРР) в зоне 17°07.45' с.ш.—17°08.7' с.ш. Срединно-Атлантического хребта (САХ).

Предыдущими исследованиями в пределах РРР САХ (гидротермальные поля Ашадзе, Петербургское, Зенит-Виктория и др.) было установлено существенное влияние гидротермальных флюидов на карбонатные биогенные осадки в зонах гидротермальной активности, выраженное в растворении раковин микроорганизмов, слагающих осадки, и метасоматическом замещении их гидротермальными минералами [Габлина и др., 2011, 2015; Gablina et al., 2016; Хусид и др., 2018 и др.].

В районе рудного узла Победа нами были описаны сульфидные рудные образования, определен их абсолютный возраст [Габлина и др., 2018], изучен состав микрофоссилий, раковины кото-

рых слагают биогенные карбонатные осадки района. Установлено, что в зонах гидротермальной активности, как правило в нижней части колонок, снижается общая численность и видовое разнообразие микрофоссилий [Габлина и др., 2019].

Настоящая работа является продолжением этих исследований в рудном кластере Победа и выполнялась с целью выяснения особенностей распространения и характера проявления процессов преобразования биогенных донных осадков под влиянием гидротермальных флюидов в Центральной Атлантике.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Материал для исследований был отобран в рейсе № 37 НИС “Профессор Логачев”, который проводился ФГУНПП “Полярная морская геоло-

горазведочная экспедиция” в 2014–2015 гг. Рейс финансировался Федеральным агентством по недропользованию Министерства природных ресурсов и экологии РФ. Изученные колонки осадков подняты в пределах гидротермального узла Победа, состоящего из двух рудных полей (Победа-1 и Победа-2) и рудопроявления Победа-3 (рис. 1). Для сравнения с осадками, развитыми в зоне гидротермальной активности, были изучены фоновые биогенные карбонатные осадки в колонке станции 37L215k, расположенной севернее гидротермального узла Победа (17°45' с.ш., 46°24' з.д.). Осадки отбирались телевизионным грейфером (ТВГ, g) и коробчатым пробоотборником (КП, k) с глубин от 2208 до 3106 м. Физико-химические параметры поровых вод осадков были изучены в 8 колонках с помощью потенциометра “Эксперт-рН”. Во время рейса проводился шлихоминералогический анализ, для которого пробы отбирались из поверхностного слоя и забоя колонки. Под бинокляром изучался минеральный состав тяжелой фракции промытой пробы (фракция 0.1–0.25 мм) (И.Г. Добрецова). Гранулометрический анализ проведен по двум колонкам осадков – 37L244g, 37L245g (поле Победа-2) – методом отмучивания и ситования в ГИН РАН (М.Е. Горшкова, Т.А. Садчикова). Пелитовая фракция была изучена методом рентгеновской дифракции на дифрактометре D8 Advance (ГИН РАН, аналитик Е.В. Покровская). Содержание C_{org} изучено в лаборатории ИО РАН кулонометрическим методом на экспресс-анализаторе углерода АН7529М (ОАО “ГЗИП”, РБ, аналитик Л.В. Демина). Химический силикатный анализ проб осадков (73 образца) выполнен в химической лаборатории ФГБУ “ВНИИОкеангеология” фотометрическим, комплексометрическим и пламенным атомно-абсорбционным методами (спектрофотометр серии UV модель, UV-1650PC, спектрометр атомно-абсорбционный “Квант-2”, модель “Квант-2а”) и спектральный анализ – эмиссионным спектральным и рентгеноспектральным методами (СТЭ-1, ДФС-13 спектроскан МАКС-G), спектральный полуколичественный эмиссионный анализ (СТЭ-1, ДФС-13).

Минеральный состав изучался оптическим, микрорентгено-спектральным (сканирующий электронный микроскоп (СЭМ) CamScan MV2300 с встроенной энергодисперсионной аналитической системой INCA Energy 200, ГИН РАН) и рентгенофазовым (дифрактометр D8 ADVANCE фирмы Bruker AXS, ИО РАН) методами анализа. При изучении рентгенодифрактометрическим методом фоновых осадков (ст. 37L215k) и осадков рудопроявления Победа-3 (ст. 37L184k), в составе которых преобладает биогенный кальцит раковин микроорганизмов, были исследованы образцы в природном состоянии и обработанные HCl.

При обработке использован 1N раствор HCl (35%), в котором образцы выдерживались 2–3 дня. Процедура повторялась несколько раз до окончания реакции разложения карбонатов. Однако в большинстве проб полностью удалить биогенный $CaCO_3$ не удалось, что, возможно, связано с наличием корок гидроксидов железа на раковинах, защищавших их от растворения.

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА РАБОТ

Рудный узел Победа включает гидротермальные рудные поля Победа-1, Победа-2 и рудопроявление Победа-3 (см. рис. 1). Он расположен на восточном борту рифтовой долины и приурочен к западному склону горного массива с условным названием Гора 17°09' с.ш. Склон сильно расчленен многочисленными сбросами и трещинами. Крутизна его, составляющая в среднем 20°, на отдельных участках достигает 30°.

Рифтовая долина имеет асимметричную форму в поперечном сечении при высотном доминировании восточного борта. Восточный борт возвышается над днищем долины у северной границы района работ почти на 1.5 км. На глубине приблизительно 3000 м он осложнен тектонической ступенью-террасой, представляющей собой ложбинно-грядовую поверхность с относительными превышениями от первых десятков до 150 м. Ширина террасы 2–3 км, видимая протяженность около 9 км.

Южная часть восточного борта представлена очень крупным горным массивом, общей амплитудой над днищем долины до 2500 м. Батиметрический минимум вершины массива менее 1500 м, что представляет абсолютный региональный минимум в рифтовой долине САХ [Бельтенов и др., 2016].

В геологическом строении принимают участие глубинные породы и донные осадки, занимающие больше половины площади. Глубинные породы представлены серпентинизированными и оталькованными перидотитами, серпентинитами, габброидами, серпентин-хлоритовыми породами, пироксенитами. Осадки голоцен-верхнеплейстоценового возраста представляют собой карбонатные кокколито-фораминиферовые донные отложения, иногда с включениями и прослоями детрита птеропод и эдафогенного материала. Максимально вскрытая мощность осадков составила 140 см (станция 37L216k).

По данным придонного профилографа системы ГБО “МАК-1М”, в пределах разведочных блоков Российского разведочного района мощность осадков составляет первые метры и только в редких случаях достигает 10 м. Наибольшие мощности, в основном, отмечаются в отрица-

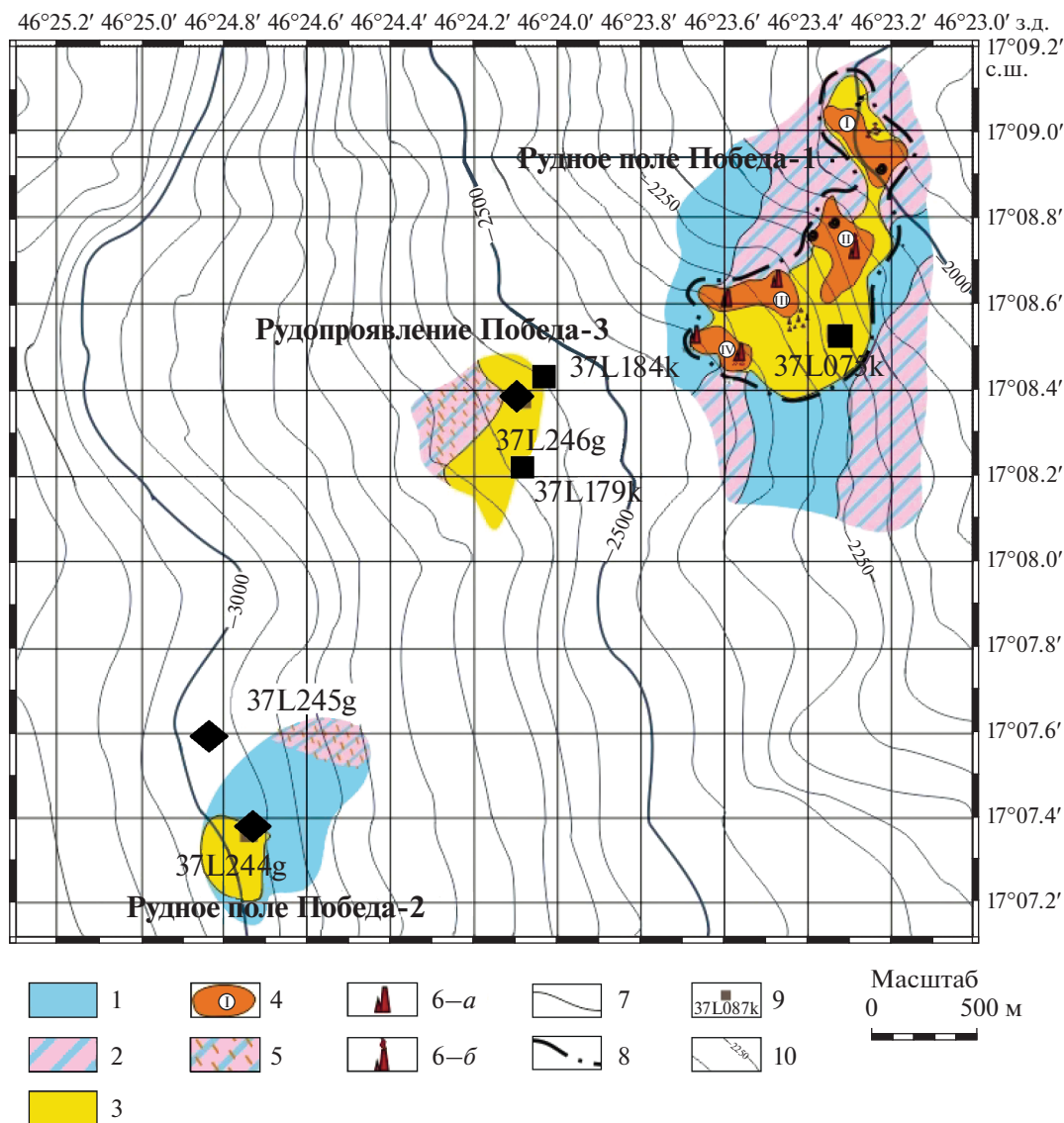


Рис. 1. Схема гидротермального узла Победа (по материалам [Бельтнев и др., 2016]).

1 – кокколлит-фораминиферовые карбонатные илы; 2 – магматические породы, частично покрытые карбонатными осадками; 3 – металлоносные осадки; 4 – рудные тела узла Победа и их номера; 5 – гидротермально измененные породы; 6 – сульфидные постройки и трубные комплексы (а – неактивные, б – активные); 7 – геологические границы по данным телепрофилирования; 8 – границы рудного поля; 9 – станции отбора проб и их номера; 10 – изобаты.

тельных формах рельефа – в понижениях между грядами и холмами [Бельтнев и др., 2016].

В пределах гидротермальных полей развиты рудные, рудоносные и металлоносные осадки. В основу классификации осадков взяты содержания $[\text{Fe} + \text{Mn}]_{\text{бкв}}$ и $[\text{Cu} + \text{Zn}]_{\text{бкв}}$, пересчитанные на бескарбонатное вещество (бкв): карбонатные осадки (фоновые) Срединно-Атлантического хребта $[\text{Fe} + \text{Mn}]_{\text{бкв}} < 10\%$, $[\text{Cu} + \text{Zn}]_{\text{бкв}} < 0.10\%$; металлоносные осадки $10\% \leq [\text{Fe} + \text{Mn}]_{\text{бкв}} < 30\%$, $[\text{Cu} + \text{Zn}]_{\text{бкв}} < 0.10\%$; рудоносные осадки $10\% \leq [\text{Fe} + \text{Mn}]_{\text{бкв}} < 30\%$, $[\text{Cu} + \text{Zn}]_{\text{бкв}} \geq 0.25\%$; рудные осадки $[\text{Fe} + \text{Mn}]_{\text{бкв}} \geq 30\%$, $[\text{Cu} + \text{Zn}]_{\text{бкв}} \geq 0.25\%$.

По данным микрофаунистического анализа, возраст осадков в данном секторе Срединно-Атлантического хребта определяется как голоцен-верхнеплейстоценовый. Возраст осадков гидротермального узла Победа, определенный радиоуглеродным методом, датируется в пределах 31829–5030 лет (поле Победа-1, ст. 37L075k) и 29550–10325 лет (рудопроявление Победа-3, ст. 37L246g) [Бич, 2017; Бич, Петров, 2018]. На гидротермальном поле Победа-2 такие исследования не проводились.

В придонной толще воды, над рудными полями с помощью гидрофизического зондирования

выявлены признаки современной гидротермальной активности — аномальные значения в вертикальном распределении мутности, а над рудным полем Победа-1 в районе станции 37L196g при телепрофилировании наблюдались клубы дыма, что свидетельствует о гидротермальной активности в этом районе. Кроме того, телепрофилированием в районе поля Победа-1 зафиксирована гидротермальная фауна — креветки и двустворчатые моллюски. В пределах поля также зафиксированы неактивные трубные образования и рудные холмы [Бельтнев и др., 2016].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Карбонатные биогенные (фоновые) осадки

Карбонатные фоновые осадки ($50\% < \text{CaCO}_3 \leq 75\%$) изучены по колонке ст. 37L215k, расположенной севернее гидротермального узла Победа в Российском разведочном блоке 33 (17°45' с.ш., 46°24.4' з.д.). Станция находится на западном склоне горы 17°45' с.ш. на глубине 3535 м. Осадки, мощностью 110 см, были подняты корабельным прободоотборником в ненарушенном состоянии. Осадки представлены однородными фораминиферо-кокколитовыми илами бежевой и коричневатой-бежевой окраски, алевропелитовой структуры (≤ 0.1 мм) с примесью песчаной фракции (0.1–2 мм). Слоистость определяется по обводненности и содержанию песчаной фракции, количество которой колеблется от 5–10 до 50%. Песчаная фракция состоит из кальцитовых раковин планктонных и бентосных фораминифер, детрита птеропод, алевропелитовая — представлена кокколитами и глинистыми минералами. Чисто пелитовые илы встречаются, в основном, в нижних частях разреза, а песчаный материал, представленный обломками и дресвой раковин птеропод, — в поверхностных слоях, реже — в средних частях разреза. В колонке вниз по разрезу содержание песчаной фракции снижается от 30–50 до 5% за счет уменьшения количества раковин фораминифер (рис. 2). В нижнем горизонте отмечается эдафогенный материал в виде зерен пироксена и обломков измененных базальтов, а также гидроксиды железа и единичные кристаллики сульфидов. В поверхностном слое раковины фораминифер окрашены гидроксидами железа до коричневого цвета, присутствуют пепловые частицы, кристаллики барита, единичные знаки пирита, сульфидов меди. По всему разрезу осадки пропитаны гидроксидами железа, придающими им бурый и коричневый оттенок. В нижнем горизонте (108–110 см) они развиты неравномерно (см. рис. 2в). Общая карбонатность осадков 59.38–76.23% при низком содержании Fe_2O_3 (2.88–5.55%) и $\text{Cu}_{\text{бкв}}$ (0.008–0.0015%) (табл. 1). Содержание этих компонентов, а также SiO_2 не-

сколько возрастает, а карбонатность снижается вниз по разрезу осадков (рис. 3). Физико-химические параметры фоновых осадков, замеренные по 5 станциям, слабо меняются по разрезу. Eh поровых вод осадков ст. 37L215k колеблется в пределах +177.6 (верхний слой 0–2 см) — +225 мВ (зона осадков, обогащенная птероподовым детритом песчаной размерности, глубина 40 см), pH — от 7.9 (верхняя часть разреза) до 7.6 (забой) [Габлина и др., 2018]. В целом по всем изученным колонкам фоновых осадков наблюдается незначительное снижение Eh и pH вниз по разрезу, значения их близки к физико-химическим характеристикам океанской воды. Исключение составляет самый верхний слой на станции 37L215k, где зафиксировано пониженное значение Eh. Наиболее высокие значения Eh и pH отмечены в зонах, обогащенных песчаным материалом.

Рентгеновским методом в составе осадков ст. 37L215k кроме биогенного кальцита установлены терригенные и эдафогенные минералы: кварц, альбит, калиевый полевой шпат, пироксены, амфиболы, тальк, серпентин, хлорит, палыгорскит, а также примесь рудных минералов — пирита и гетита. Глинистые минералы представлены каолинитом, иллитом, смектитом. Вертикальная зональность в распределении минералов проявлена слабо. Она выражается в некотором снижении (с 85 до 76%) содержания кальцита вниз по разрезу колонки и в приуроченности пирита и гетита к верхним горизонтам. В нижнем горизонте в существенных количествах (до 10–15%) присутствуют эдафогенные минералы (табл. 2).

Рудоносные и рудные осадки гидротермального узла Победа

Описание рудоносных осадков приводится по материалам гидротермального поля Победа-2 (ст. 37L244g, 37L245g), которые изучены нами наиболее детально, и рудопроявления Победа-3 (ст. 37L184k).

Литологическая характеристика осадков

Рудное поле Победа-2, входящее в рудный узел Победа, залегает в интервале глубин 2800–3106 м. Изучены осадки, поднятые телегрейфером на юго-западном склоне горы 17°07' с.ш.: станции 37L244g с глубины 2995 м мощностью 53 см и ст. 37L245g с глубины 3106 м мощностью 50 см.

Разрез колонки 37L244g представлен сверху вниз:

Слой 1 (0–5 см). Фораминиферо-кокколитовый слабо карбонатный обводненный ил красно-коричневого цвета. Структура алевро-пелитовая с существенной примесью песчаного материала (около 20% в верхней части слоя), состоящего преимущественно из раковин фораминифер

(рис. 4а, 5). Эдафогенный материал представлен магнетитом, единичными кристалликами пироксена и оливина. Более 5% верхней части слоя составляет фракция >0.5 мм, состоящая из обломков измененных пород (талек, серпентин), фрагментов железистых корок. Нижняя часть слоя (2–5 см) более тонкозернистая, в большом количестве (90% тяжелой фракции) содержит гидроксиды железа и (до 10% фракции) атакамит.

Слой 2 (5–19 см). Фораминиферово-кокколитовый слабо карбонатный ил светло-коричневый, пластичный, с пятнами и затеками красно-коричневого ила (следы биотурбации) в верхней части слоя. Структура осадков пелит-алевритовая с примесью песчаного материала (около 10%).

Слой 3 (19–40 см). Фораминиферово-кокколитовый слабо карбонатный рудоносный ил, вязкий, коричнево-бежевый, неоднородной текстуры за счет неравномерной пропитки бурыми гидроксидами железа в виде прерывистых линзовидных прослоев, пятен неправильной формы, прожилков. В гранулометрическом составе преобладает алевритовая фракция ($>80\%$) за счет обогащения горизонта мелкодисперсными гидроксидами железа (см. рис. 4б, 5).

Слой 4 (40–53 см). Фораминиферово-кокколитовый карбонатный вязкий, плотный светло-коричнево-бежевый ил, неоднородный (см. рис. 4в), с прослоями мелкозернистого темно-серого песка. По структуре близок к предыдущему слою (см. рис. 5). В забое колонки обнаружены темные опаловые корочки, крошка железомарганцевых образований и сульфиды (пирит), более 60% тяжелой фракции составляет атакамит, присутствуют талек и хлорит (табл. 3).

Разрез колонки 37L245g.

Слой 1 (0–8 см). Осадки представлены темно-коричневыми бескарбонатными рудоносными илами алевропелитовой структуры с примесью песка (до 20%), с включениями сульфидных минералов и гидроксидов железа. Часто встречаются рыжие скопления гетита, иногда — зеленого атакамита, обломки черных или темно-коричневых пород размером >0.5 мм; присутствуют редкие, сильно измененные раковины фораминифер (см. рис. 5, 6а).

Слой 2 (8–25 см). Карбонатные фораминиферо-кокколитовые илы коричневого цвета, содержат детрит птеропод. Структура пород алеврито-песчаная с примесью глинистого материала (20–30%) (см. рис. 5, 6б). Осадки менее ожелезнены по сравнению с поверхностным слоем 1. Отмечаются единичные включения крупных (до 8 мм по удлинению) обломков пород.

Слой 3 (25–30 см) — прослой птероподовых песков.

Слой 4 (30–50 см) — рудные осадки темно-коричневые, пелит-алевритовой структуры, с про-

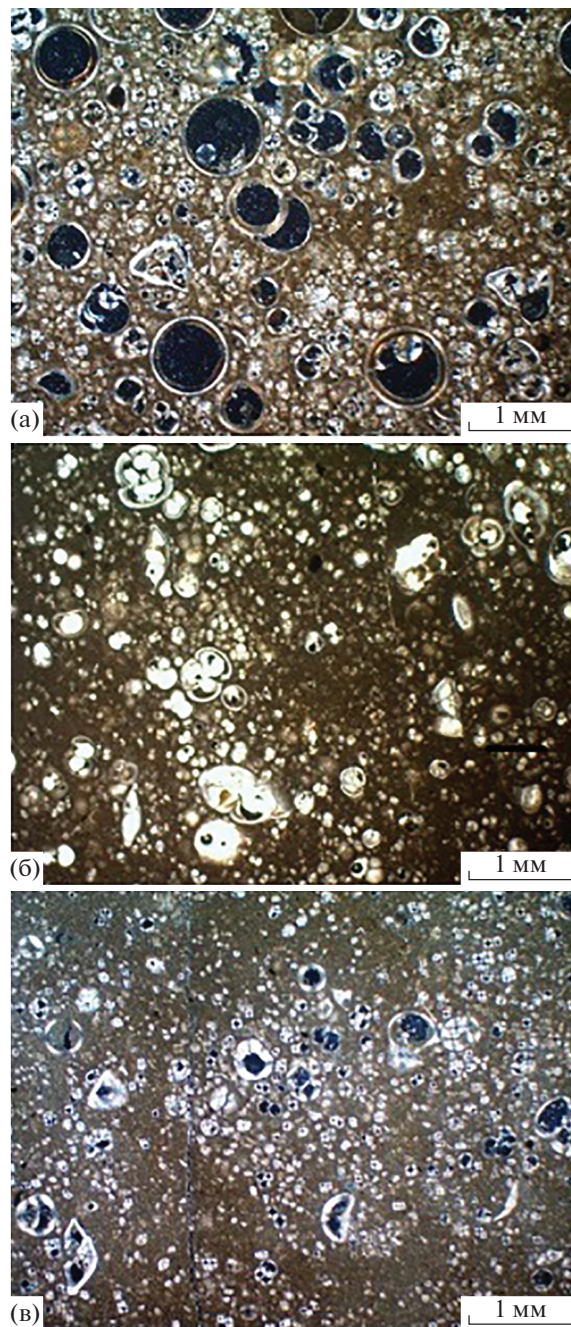


Рис. 2. Микрофотографии шлифов осадков по колонке 37L215k.

а — слой 1, интервал 0–5 см, николи +, фораминиферо-кокколитовый осадок с кальцитовыми раковинами хорошей сохранности в бурой глинистой массе; б — слой 4, интервал 38–40 см, николи II, то же, с существенным преобладанием раковин наннопланктона; в — слой 7, интервал 108–110 см, николи +, бурый преимущественно кокколитовый осадок алевро-пелитовой структуры с примесью песчаной фракции (раковин фораминифер). Черное на фото — пустоты.

слоями черного цвета псаммитовой структуры, обогащенными обломками пород. Карбонатные раковины практически полностью отсутствуют

Таблица 1. Содержание CaCO_3 и основных элементов (%) в колонках осадков

№ образца	Fe _{бкв}	Mn _{бкв}	Cu _{бкв}	Zn _{бкв}	Ba	P	CaCO ₃	Si	Mg
37L 215 K (2–10)	8.83	0.36	0.03	0.02	0.02	0.07	76.23	3.75	0.26
37L 215 K (10–20)	9.42	0.41	0.04	0.02	0.02	0.07	75.50	4.53	0.64
37L 215 K (20–30)	7.08	0.34	0.03	0.02	0.03	0.06	68.37	5.98	0.52
37L 215 K (30–40)	8.57	0.46	0.05	0.02	0.02	0.06	76.50	4.33	0.72
37L 215 K (40–50)	7.91	0.39	0.03	0.02	0.02	0.07	72.41	4.93	0.22
37L 215 K (50–60)	8.58	0.36	0.03	0.02	0.02	0.07	68.15	6.47	0.36
37L 215 K (60–70)	8.88	0.39	0.03	0.02	0.03	0.06	72.50	6.06	0.58
37L 215 K (70–80)	9.06	0.41	0.05	0.02	0.02	0.07	73.68	4.81	0.46
37L 215 K (80–90)	8.83	0.33	0.03	0.02	0.03	0.07	65.24	6.78	0.72
37L 215 K (90–100)	8.76	0.36	0.03	0.03	0.02	0.09	59.38	8.13	0.52
37L 215 K (100–110)	10.11	0.42	0.04	0.02	0.03	0.07	61.61	8.18	0.54
37L 184 K (2–10)	16.83	0.30	0.33	0.08	0.03	0.09	71.37	3.68	1.50
37L 184 K (10–17)	19.04	0.29	0.34	0.10	0.02	0.11	67.65	4.59	1.18
37L 184 K (17–30)	23.20	0.24	0.38	0.14	0.03	0.18	55.57	6.22	1.98
37L 184 K (30–40)	24.59	0.25	0.43	0.17	0.05	0.18	56.02	5.60	1.62
37L 184 K (40–50)	26.63	0.21	0.53	0.19	0.04	0.21	52.89	5.48	1.68
37L 184 K (50–60)	31.41	0.19	0.695	0.209	0.041	0.28	42.45	5.45	1.56
37L 184 K (60–70)	36.52	0.11	0.777	0.241	0.066	0.38	25.33	6.09	2.28
37L 184 K (70–75)	37.09	0.08	0.810	0.242	0.073	0.44	17.25	6.46	2.22
37L 244G (5–10)	19.65	0.06	2.51	0.18	0.06	0.21	45.35	7.08	1.48
37L 244G (10–19)	17.30	0.06	2.61	0.19	0.05	0.15	53.25	7.36	1.60
37L 244G (19–25)	17.81	0.05	2.47	0.21	0.06	0.17	47.31	7.37	1.12
37L 244G (25–30)	22.39	0.05	2.81	0.29	0.06	0.24	44.40	5.94	1.18
37L 244G (30–40)	23.41	0.07	2.57	0.31	0.05	0.24	48.26	5.36	1.48
37L 244G (40–45)	19.46	0.26	1.71	0.29	0.04	0.18	57.98	5.86	0.96
37L 244G (45–53)	15.49	0.37	1.01	0.25	0.03	0.15	62.38	5.68	0.96
37L 245 (3–8)	33.37	0.05	4.55	0.24	0.12	0.40	11.67	7.19	2.90
37L 245 (11–18)	28.17	0.06	2.58	0.15	0.14	0.37	14.76	8.22	3.35
37L 245 (25–30)	26.09	0.10	2.03	0.15	0.13	0.10	50.76	5.04	4.00
37L 245 (31–35)	41.11	0.03	6.74	0.26	0.14	0.28	1.77	3.01	1.53
37L 245G (38–41)	36.26	0.04	2.37	0.15	0.09	0.12	7.26	3.04	2.20
37L 245 (39–43)	37.62	0.04	2.34	0.21	0.09	0.26	1.91	5.26	4.00
37L 245 (48–50)	43.10	0.04	2.45	0.28	0.07	0.37	0.45	3.39	1.88

(см. рис. 6в). Отмечаются более светлые участки измененного (замещенного глинистыми минералами) биогенного осадка с минеральными псевдоморфозами по раковинам фораминифер.

В целом по разрезу колонки наблюдаются существенные колебания гранулометрического состава осадков, связанные с присутствием прослоев птероподовых песков и обогащением отдельных горизонтов обломками эдафогенного материала и рудными минералами (см. рис. 5).

Рудопроявление Победа-3 расположено в интервале глубин 2500–2700 м. За центр рудопрояв-

ления принимаются координаты 17°08.3' с.ш., 46°24.2' з.д. Всего в данном районе выполнено 7 станций КП, 4 станции драгирования и 1 станция ТВГ. На всех станциях КП и станции ТВГ подняты рудоносные фораминиферово-кокколитовые и птероподовые осадки коричневые и коричневато-бежевые, пропитанные гидроксидами железа, с включениями зерен пирита, барита, иногда Fe–Mn корок, тонких прослоев рудных осадков.

Нами изучены осадки по колонке 37L184k длиной 75 см. В целом вся колонка представлена однородными фораминиферо-кокколито-

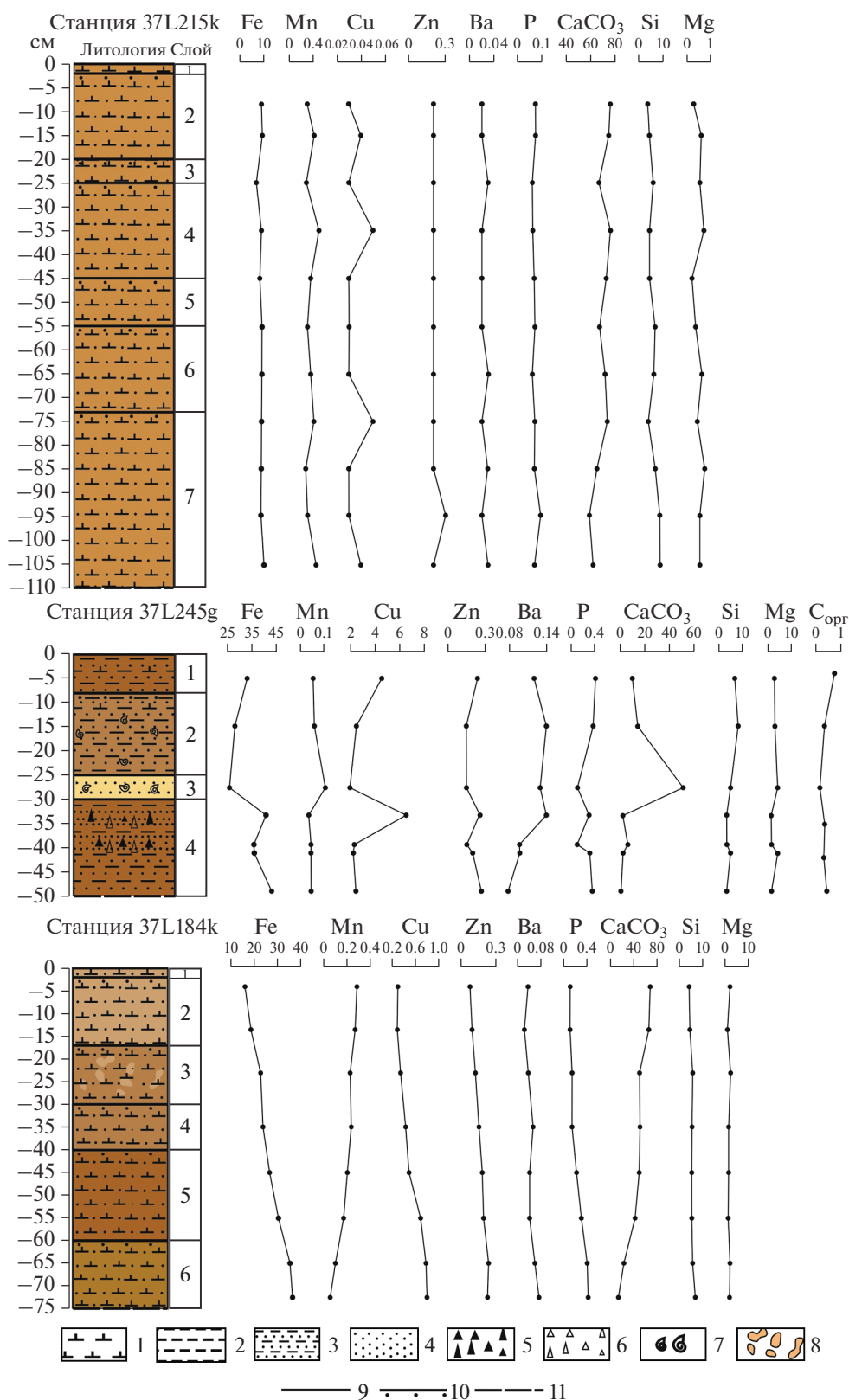


Рис. 3. Графики распределения химических элементов и карбонатности (%) в фоновых (ст. 37L215k) и рудоносных (ст. 37L245g, 37L184k) осадках.

1–4 – литология: 1 – фораминиферо-кокколитовый ил, 2 – пелит, 3 – песчаный пелит, 4 – песок; 5–8 – включения: 5 – включения фрагментов сульфидных руд, 6 – обломки коренных пород, 7 – детрит раковин птеропод, 8 – пятна биотурбации; 9–11 – границы между слоями: 9 – четкая, резкая, 10 – постепенная, 11 – граница видимой мощности разреза.

Таблица 2. Минеральный состав образцов донных осадков, а также образцов обработанных HCl, по данным рентгенодифрактометрического фазового анализа (станции 37L215k, 37L184k)

№ станции	Интервал (см)	Состав фракции >0.05 мм	
		природный образец	после обработки HCl
215к	0–5	Кальцит (76%), кварц (7%), альбит (4%), иллит (4%), КППШ (3%), каолинит (3%), пирит (2%)	Кальцит (57%), кварц (13%), смектит (8%), иллит (6%), каолинит (4%), альбит (3%), КППШ (3%), хлорит (3%), палыгорскит (2%), гетит (1%)
	2–10	Кальцит (85%), кварц (4%), арагонит (2%), альбит (1%), смектит (1%), иллит (1%), хлорит (1%), каолинит (1%), палыгорскит (1%), серпентин (1%), гетит (1%), тальк (1%)	Кальцит (81%), кварц (6%), альбит (2%), КППШ (2%), иллит (2%), каолинит (2%), арагонит (1%), смектит (1%), хлорит (1%), палыгорскит (1%), серпентин (1%)
	50–55	Кальцит (80%), кварц (6%), альбит (3%), иллит (3%), каолинит (3%), КППШ (2%), хлорит (2%), палыгорскит (1%)	Кальцит (77%), кварц (6%), арагонит (5%), альбит (2%), КППШ (2%), смектит (2%), иллит (2%), каолинит (2%), хлорит (1%), палыгорскит (1%)
	100–110	Кальцит (79%), кварц (7%), КППШ (4%), альбит (3%), иллит (3%), каолинит (3%), хлорит (1%)	Кварц (36%), смектит (10%), иллит (10%), каолинит (9%), альбит (8% + 5%), КППШ (8%), хлорит (5%), палыгорскит (4%), амфибол (3%), пироксен (2%)
184к	30–40	Кальцит (77%), тальк (5%), кварц (4%), иллит (4%), альбит (3%), каолинит (3%), серпентин (2%), гетит (2%)	Кальцит (66%), кварц (10%), гетит (5%), тальк (5%), альбит (4%), каолинит (4%), палыгорскит (3%), серпентин (3%)
	50–60	Кальцит (59%), гетит (16%), серпентин (10%), тальк (8%), кварц (7%)	Гетит (37%), тальк (24%), серпентин (15%), кварц (12%), иллит (7%), палыгорскит (4%)
	60–70	Кальцит (56%), гетит (20%), тальк (10%), серпентин (8%), кварц (6%)	Гетит (75%), кварц (24%), иллит (следы), палыгорскит (следы), серпентин (следы), тальк (следы)
	70–75	Кальцит (50%), гетит (26%), тальк (11%), кварц (7%), серпентин (6%), палыгорскит (?), смешанослойные образования (следы)	Гетит (44%), серпентин (22%), кварц (19%), тальк (15%), смешанослойные образования (следы)

выми осадками коричневого цвета, пропитанными гидроксидами железа, с включениями эдафогенного материала (рис. 7).

В разрезе выделяются:

Слой 1 (0–2 см). Фораминиферово-кокколитовый песчаный пелит. В тяжелой фракции преобладают гидроксиды железа, присутствует эдафогенный материал (обломки пород, пироксен, хромшпинелиды), редкие включения магнетита, барита. Осадки характеризуются высокими содержаниями CaCO_3 – 71.37%, но по содержанию рудных элементов ($10\% \leq [\text{Fe} + \text{Mn}]_{\text{бкв}} < 30\%$, $[\text{Cu} + \text{Zn}]_{\text{бкв}} \geq 0.25\%$) относятся к рудоносным (см. табл. 1, рис. 7а).

Слой 2 (2–17 см). Фораминиферово-кокколитовый песчаный пелит коричневого цвета, плотный, с более светлыми пятнами биотурбации.

Осадки карбонатные – 67.65% CaCO_3 , а по содержанию Fe, Cu, Zn относятся к рудоносным (см. табл. 1, рис. 3).

Слои 3–4 (17–40 см). Рудоносный песчаный пелит коричневого цвета, уплотненный в нижней (30–40 см) части. Осадок неравномерно ожелезнен, по раковинам микроорганизмов развиваются рудные минералы (см. рис. 7б). Карбонатность осадков составляет 55.57–52.89%, постепенно снижаясь вниз по разрезу; содержание Fe (на бескарбонатное вещество) достигает в среднем около 25%, $\text{Cu}_{\text{бкв}} = 0.38\text{--}0.53\%$, $\text{Zn}_{\text{бкв}} = 0.17\text{--}0.209\%$ (см. табл. 1, рис. 3).

Слои 5–6 (40–75 см). Рудные осадки темно-коричневые пелит-песчаной структуры, плотные, особенно в нижнем (60–75 см) слое. Осадки содержат неравномерно, послойно распределен-

ные гидроксиды железа (более 73% тяжелой фракции), включения эдафогенного материала (обломки пород, магнетит, единичные знаки амфибола и пироксена), барит (см. рис. 7в). Карбонатность снижается вниз по разрезу от 56.02 до 17.25%. При этом существенно возрастает содержание рудных элементов: $Fe_{бкв}$ до 37.09%, $Cu_{бкв}$ до 0.81%, $Zn_{бкв}$ до 0.242% в подошвенной части разреза (см. табл. 1, рис. 3).

*Минерально-геохимическая характеристика
рудноносных осадков*

Для колонки 37L184k характерно типичное для изученных нами осадков САХ распределение карбонатности и рудных элементов по разрезу: сверху вниз происходит закономерное снижение содержания $CaCO_3$ от 71.37% в верхнем горизонте до 17.25% в подошве. При этом существенно возрастает содержание рудных элементов: $Fe_{бкв}$ от 16.83 до 37.09%, $Cu_{бкв}$ от 0.33 до 0.81%, $Zn_{бкв}$ от 0.08 до 0.242% (см. табл. 1, рис. 3). В результате рудоносные карбонатные фораминиферово-кокколитовые осадки на глубине 50 см сменяются рудными. При этом происходит замещение биогенного материала осадков рудным веществом (см. рис. 7), преимущественно гетитом (см. табл. 2). Рентгеновский анализ показал присутствие в осадках ст. 37L184k тех же эдафогенных и гидротермальных минералов, что и в фоновых осадках ст. 37L215k: кварца (продукта гидротермальной деятельности), талька и серпентина (фрагментов измененных ультрабазитов), количество которых возрастает вниз по разрезу колонки. В то же время отсутствуют фрагменты неизмененных пород — полевые шпаты, пироксены и амфиболы, характерные для фоновых осадков ст. 37L215k.

Осадки колонки 37L244g относятся к слабо карбонатным в верхней части разреза (до глубины 40 см) со средними содержаниями $CaCO_3$ — 47.49% (с прослоем карбонатных илов в интервале 10–19 см до 53.25%) и к карбонатным в нижней части (интервал 40–53 см) со средними значениями $CaCO_3$ — 60.18%. Количество $C_{орг}$ в осадках снижается сверху вниз по разрезу от 0.126 до 0.078–0.075%.

По содержанию рудных элементов все осадки колонки 37L244g являются рудоносными, средние значения $Fe_{бкв}$ — 19.21%, $[Cu + Zn]_{бкв}$ — 2.52%.

Наблюдается три интервала колебания содержания рудных компонентов Fe, Mn и Zn, Cu. Первый — 0–25 см, второй — 25–40 см и третий — 40–53 см. В среднем интервале наблюдается увеличение гидротермальной составляющей, проявившееся в возрастании $[Fe + Mn]_{бкв}$ до 22.96%, $[Cu + Zn]_{бкв}$ до 2.99%, P до 0.24% и уменьшении карбонатности до 46.33%. В первом и третьем интервалах влияние гидротерм на осадки проявлено

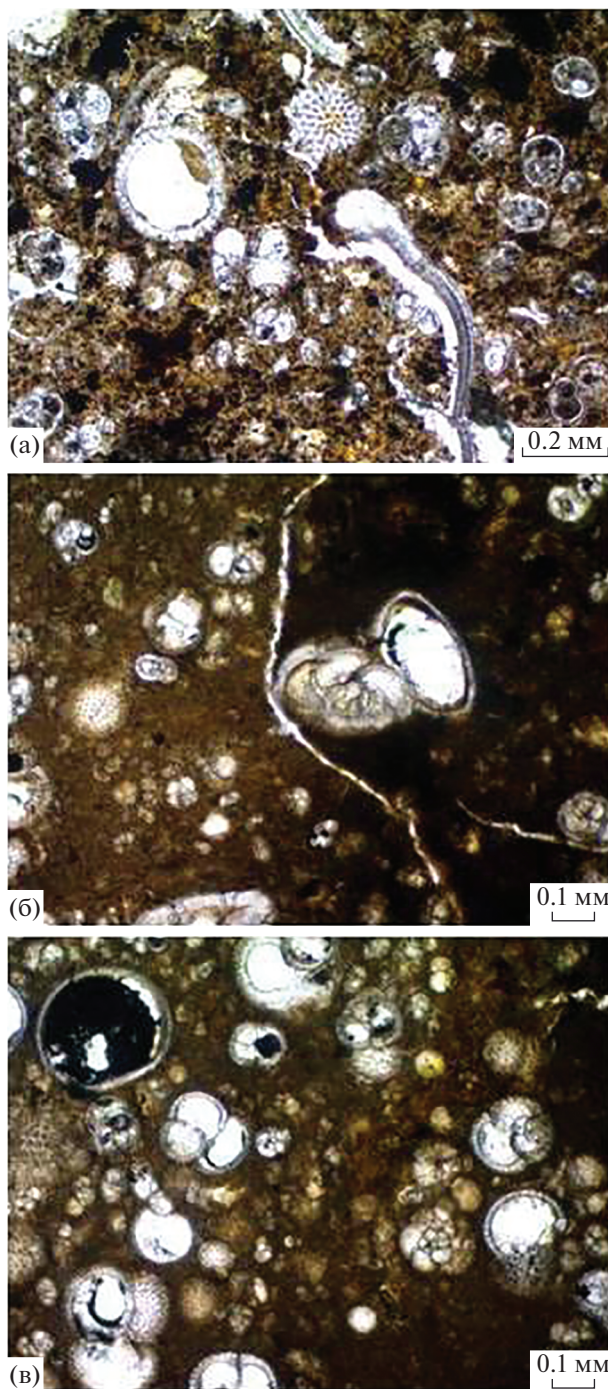


Рис. 4. Микрофотографии шлифов осадков ст. 37L244g.

а — слой 1, интервал 1–5 см, слабо карбонатный осадок красно-коричневого цвета алевро-песчаной структуры с преобладанием раковин фораминифер, включениями птероподового детрита, гнездами гидроксидов железа; б — слой 3, интервал 31–36 см, слабо карбонатный рудоносный осадок с неравномерным (послойным) распределением рудного вещества (темное в правой части снимка); в — слой 4, интервал 44–47 см, карбонатный кокколит-фораминиферовый осадок, неравномерно обогащенный гидроксидами железа.

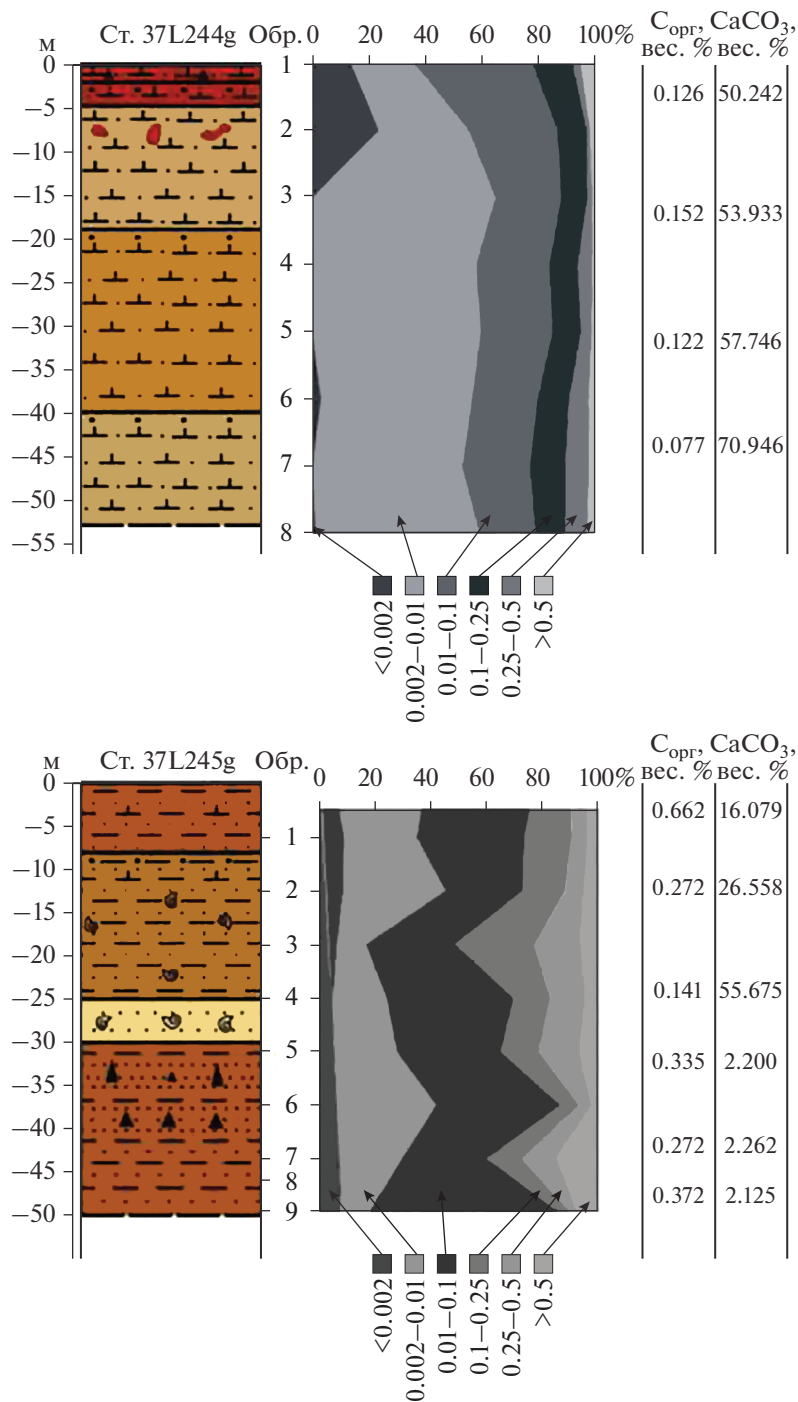


Рис. 5. Гранулометрический состав осадков станций 37L244g и 37L245g. Условные обозначения см. рис. 3.

слабее (см. табл. 1). Аналогичные колебания наблюдаются в изменении pH поровых растворов осадков: в верхнем горизонте (0–8 см) pH 7.56–7.61, в нижнем (45–53 см) 7.62, в среднем (25–35 см) максимальное значение pH до 7.66; Eh закономерно снижается вниз по разрезу от +219.2 до +170.3 мВ.

В минеральном составе осадков (см. табл. 3) преобладает биогенный кальцит, количество которого возрастает вниз по разрезу. Гидротермальные рудные минералы представлены атакамитом, клиноатакамитом, гетитом, железомарганцевыми образованиями, преобладающими в верхней и средней части разреза, реже в этих интервалах от-

Таблица 3. Минеральный состав донных осадков станций 37L244g и 37L245g, фракция >0.05 мм, вес. %, по данным микроскопии, микрозондового и рентгенодифрактометрического фазового анализов

№ станции	Интервал (см)	Состав фракции >0.05 мм
244	0–2	Кальцит (81%) , тальк (8%), атакамит (2%), клиноатакамит (2%), магнетит (2%), гетит (2%), серпентин (2%), кварц (1%)
	5–8	Кальцит (80%) , атакамит (6%), тальк (4%), гетит (2%), серпентин (2%), кварц (2%), пирит (1%), клиноатакамит (1%), г/о Mn (1%), хлорит (1%)
	22–23**	Кальцит , атакамит, оксиды Fe и Cu, железомарганцевые образования, хлорит, глинистые минералы, примесь пирита, пентландита, Fe самородного, талька, сидерита
	28–31	Кальцит (90%) , клиноатакамит (2%), гетит (2%), атакамит (1%), тальк (1%), хлорит (1%), серпентин (1%), кварц (1%), ангидрит, барит, тенорит, пирит, пизонит* (?) (следы), сульфаты Fe и Cu Инт. 28–31** – кальцит, атакамит , пирит, железомарганцевые образования, барит (?), ангидрит, пизанит (?)
	48–50	Кальцит (94%) , кварц (2%), пирит (1%), атакамит (1%), тальк (1%), хлорит (1%)
245	8–18	Кальцит (57%) , тальк (12%), арагонит (7%), цоизит (7%), клиноатакамит (5%), пирит (3%), серпентин (3%), кварц (2%), марказит (1%), магнетит (1%), хлорит (1%) Инт. 14–18** – кальцит биогенный , гетит(?), цинкит (ZnO), минерал группы атакамита, фосфат цинка (тарбуттит $Zn_2(PO_4)(OH)?$), серпентин, пирит, изокубанит, глинистые минералы
	25–30	Кальцит (46%) , тальк (23%), пирит (11%), серпентин (5%), марказит (3%), бассанит $CaSO_4 \cdot 0.5H_2O$ (3%), магнетит (2%), гетит (2%), атакамит (1%), клиноатакамит (1%), арагонит (1%), кварц (1%)
	35–38**	Тальк, серпентин, гетит, пирит, тарбуттит (?), цинкит, пирротин (троилит?), сульфат железа, магнетит (?), кварц, барит
	39–43	Тальк (27%) , пирит (25%), серпентин (23%), г/о Mn (12%), марказит (8%), хлорит (3%), магнетит (1%)
	48–53	Пирит (34%) , тальк (23%), марказит (15%), серпентин (12%), гетит (9%), хлорит (3%), магнетит (2%), кварц (1%)

Примечание. Минералы расположены в порядке снижения содержаний. Жирным выделена преобладающая фаза. **Данные микрозондового анализа и микроскопии, * пизонит – медистая разновидность мелантерита (водного сульфата железа).

мечаются сульфиды (пирит, пентландит, пизанит – медистая разновидность мелантерита), самородное железо, тенорит. В базальном горизонте из рудных минералов отмечены только пирит и атакамит. В средней части колонки (28–31 см) присутствуют также новообразованный ангидрит (гипс?), железомарганцевые образования.

Эдафогенный материал представлен обломками измененных пород основного состава, идиоморфными кристаллами оливина черного цвета, характерными для габброидов, магнетитом (поверхностный слой колонки), хлоритом, тальком и серпентином – продуктами разрушения измененных перидотитов. Тальк и хлорит развиты по всей колонке, серпентин – в верхнем и среднем интервале. Минералы группы атакамита, гетит, оксиды меди и железа развиваются в виде псевдоморфоз и корочек по раковинам микроорганизмов (рис. 8а, б, е). Железомарганцевые образова-

ния представлены мелкими изометричными скоплениями на поверхности раковин (см. рис. 8в) и, как правило, характеризуются высоким содержанием Co (5.11–9.10 вес. %) и Cu (5.11–8.08 вес. %). Хлорит образует тонкочешуйчатые агрегаты (см. рис. 8г), серпентин встречается в виде обособленных зерен (см. рис. 8д). Ангидрит (гипс?) развивается по раковинам, полностью их замещая (см. рис. 8д, е).

Сульфидные минералы образуют мелкие порошокобразные выделения на поверхности раковин (рис. 9а, б), реже встречаются крупные (до 1 мм) выделения пирита и сульфида Cu–Fe, в значительной степени окисленные, частично замещенные оксидами и сульфатами (см. рис. 9в, г).

В составе глинистой фракции (0.002–0.005 мм) также преобладает кальцит, по всей колонке отмечаются следы каолинита, в нижней части (44–53 см) к ним добавляется смектит (табл. 4).

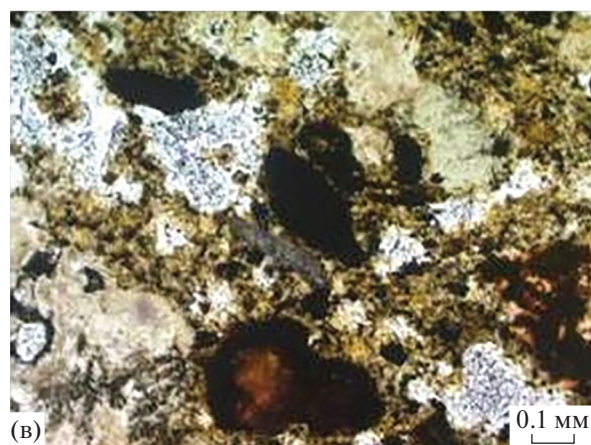
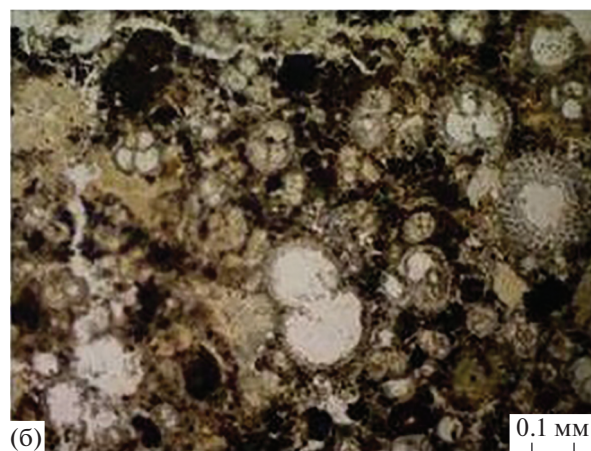
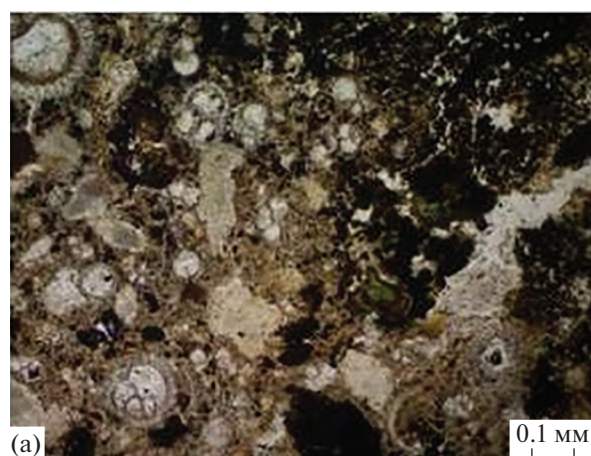


Рис. 6. Микрофотографии шлифов осадков ст. 37L245g. Николи II.

а – слой 1, интервал 3–8 см, темно-коричневые рудоносные илы алевро-пелитовой структуры с примесью песчаного материала, включениями рудных минералов; б – слой 2, интервал 10–11 см, карбонатный биогенный осадок коричневого цвета алевро-песчаной структуры (преобладание раковин фораминифер); в – слой 4, интервал 39–43 см, рудоносные осадки, состоящие из обломков измененных пород, рудных минералов и обогащенные тальком.

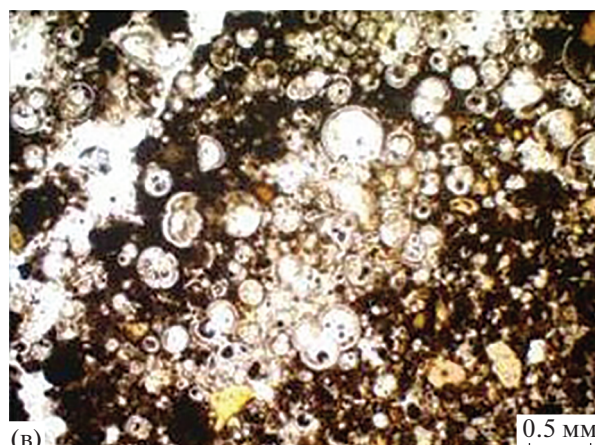
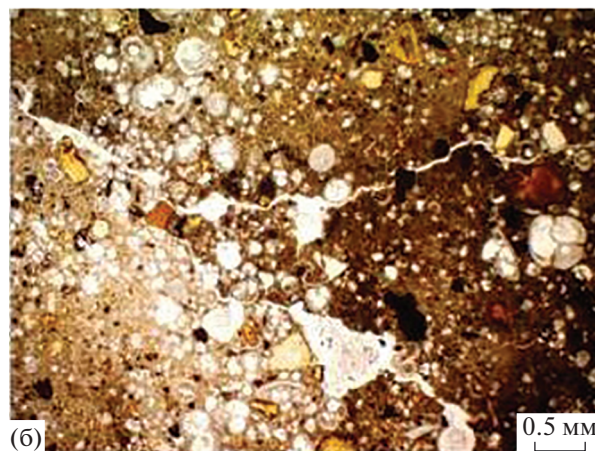
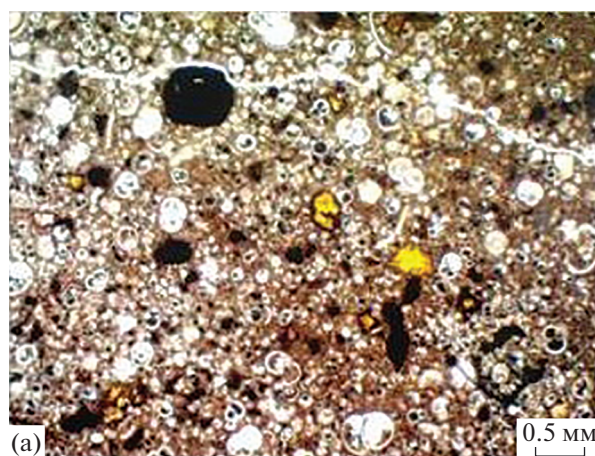


Рис. 7. Микрофотографии шлифов осадков ст. 37L184k. Николи II.

а – слой 1, интервал 0–2 см, фораминиферово-кокколитовый рудоносный осадок с включениями эдафогенного материала и рудных минералов; б – слои 3–4, интервал 17–35 см, неравномерно ожелезненный рудоносный осадок с обломками эдафогенного материала и рудными минералами; в – слои 5–6, интервал 50–70 см, рудный осадок, послойное замещение биогенных осадков рудным веществом (черное).

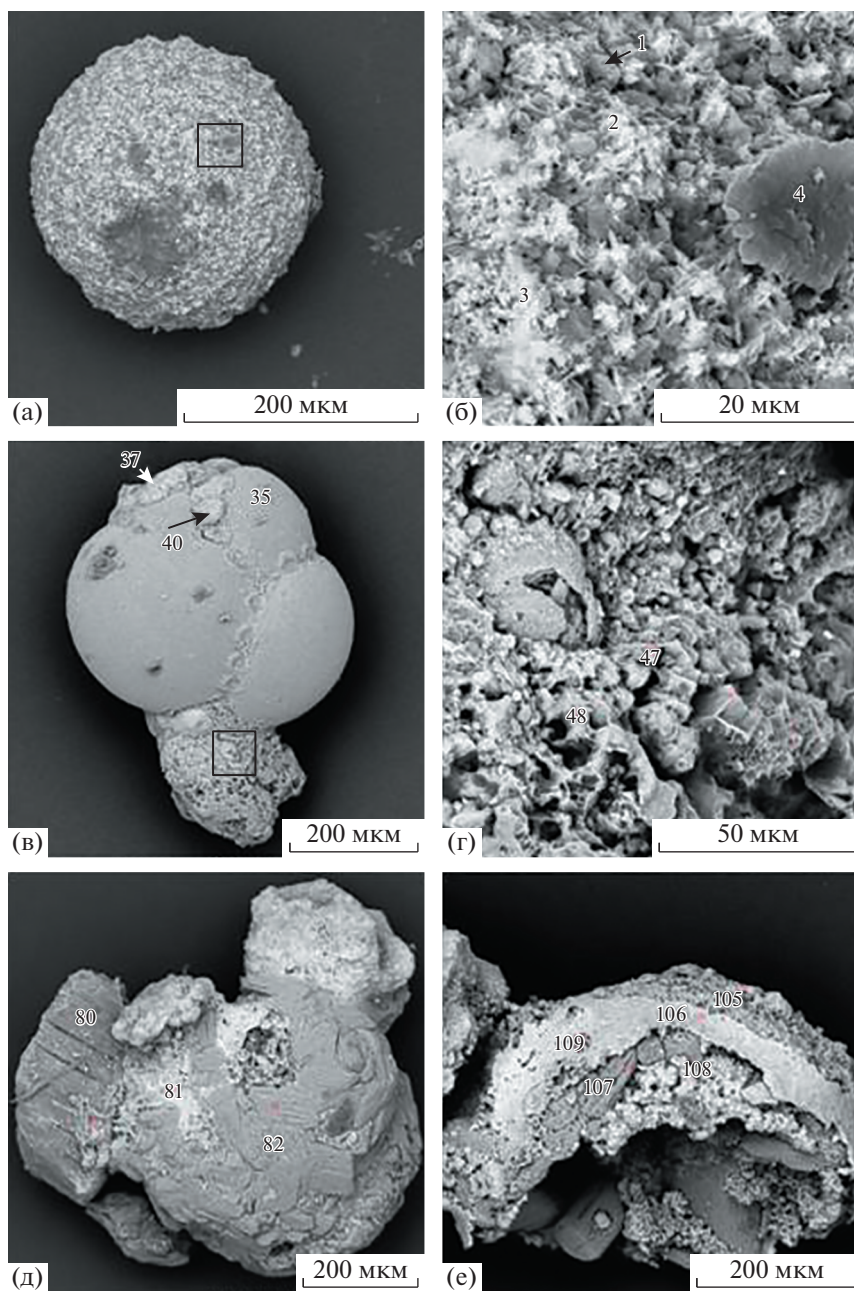


Рис. 8. Электронные фотографии рудоносных осадков, ст. 37L244g (СЭМ). Цифры на фотографиях – номера анализов (ан.). а, б – раковина фораминиферы, замещенная оксидами Fe и Cu: а – общий вид, б – увеличенный фрагмент – оксиды Fe и Cu (ан. 1: O – 22.91, Cu – 22.91, Fe – 29.09 вес. %), по которым развит атакамит (ан. 2: O – 16.30, Cu – 63.83, Fe – 0.81, Cl – 19.05 вес. %) с примесью глинистого материала (ан. 3), интервал 22–23 см. Темное на фото (а) – углеродистое вещество (ан. 4); в, г – кальцитовая раковина (ан. 35) с железомарганцевыми Cu–Co-содержащими образованиями (ан. 37: 4.03% Cu, 5.11% Co; ан. 40: Cu, 8.08%, 9.10% Co), углеродистыми пленками и глинистыми минералами на поверхности, с участком биогенных осадков, сцементированных гидротермальными минералами, интервал 22–23 см: в – общий вид, г – увеличенный фрагмент измененных осадков, состоящих из раковин наннопланктона, сцементированных хлоритом (ан. 48: O – 38.71, Fe – 28.08, Si – 19.94, Mg – 7.72 вес. %, примесь Al, Ca), глинистыми минералами с включениями сидерита (ан. 47: O – 53.09, Fe – 22.69, Ca – 3.30, Cu – 4.34, C – 16.58 вес. %); д – кристаллы ангидрита (гипса?) (ан. 82: Ca – 28.44, S – 24.11, O – 47.45 вес. %) по раковине фораминиферы, с атакамитом в пустотах (ан. 81) и “приросший” кристалл серпентина (ан. 80), интервал 28–31 см; е – скопление кристаллов ангидрита (гипса?) (ан. 107) по раковине фораминиферы (?), покрытое корочкой и гнездами атакамита (ан. 105, 106, 108, 109), интервал 28–31 см.

Осадки колонки 37L245g являются рудоносными и рудными, преимущественно бескарбонатными и слабо карбонатными. Содержание

CaCO_3 в них снижается сверху вниз по разрезу от 11.67–14.76 до 1.99–0.45%. И только в горизонте 25–30 см, представленном птероподовыми пес-

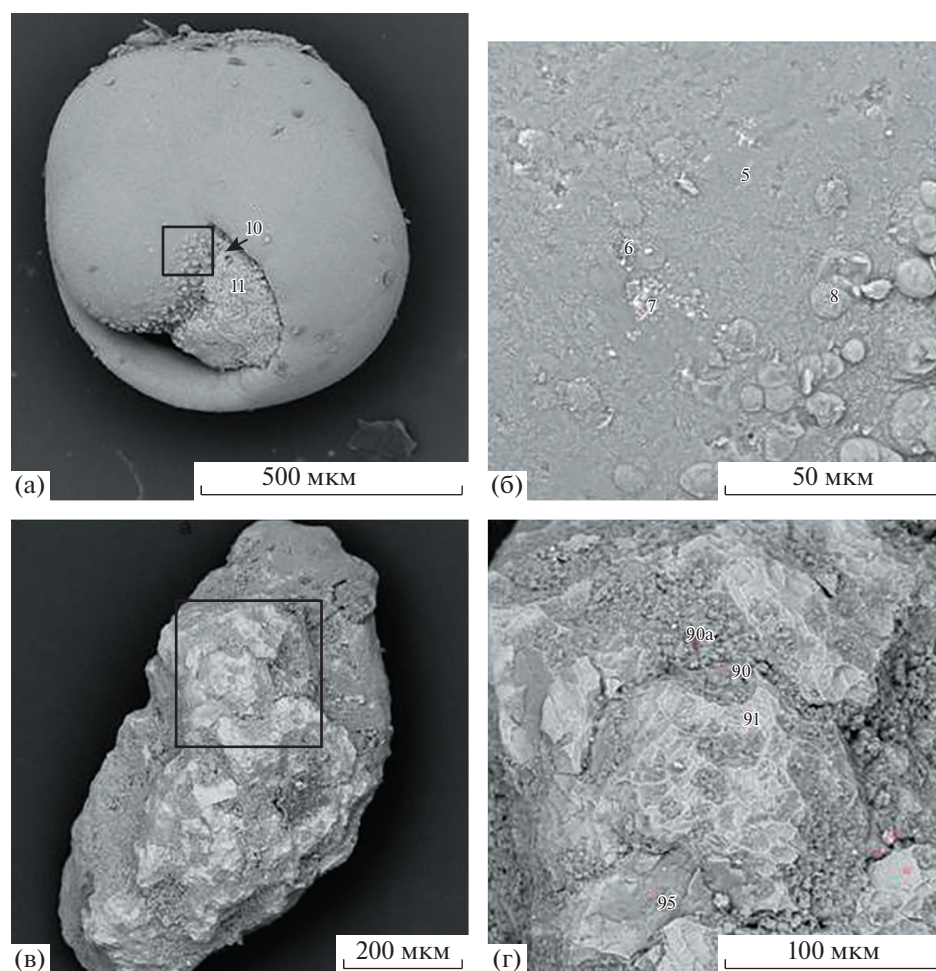


Рис. 9. Электронные фотографии сульфидных минералов в осадках (СЭМ). Ст. 37L244g. Интервал 28–31 см. Цифры на фотографиях — номера анализов (ан.).

а, б — кальцитовая раковина с пиритом (ан. 6), пентландитом (ан. 7), углеродистым веществом (ан. 5, 8), внутри раковины — наннофоссилии с Si, Mg, Ca, Na, Fe, Mn, Cu, Co, O (ан. 10, 11): а — общий вид, б — увеличенный фрагмент; в, г — зерно пирита (ан. 91), покрытое смесью окси-гидроксидов и сульфатов Fe с примесью Cu (пизанит?) (ан. 90, 90а, 95), участками — углеродистой пленкой.

ками, наблюдается его повышение до 50.76% (см. табл. 1, рис. 3). Аналогичный характер распределения содержания по разрезу (снижение сверху вниз) наблюдается для $Va_{бкв}$ — от 0.06 до 0.03%. Иной характер распределения имеют рудные элементы. Содержание Fe и Zn с некоторыми колебаниями возрастает вниз по разрезу: $Fe_{бкв}$ от 33.37 до 43.10%, $Zn_{бкв}$ от 0.15–0.24 до 0.28%. В распределении меди наблюдаются два максимума: в верхнем горизонте (3–8 см) 4.55 % и в рудном прослое (31–35 см) до 6.74 %.

Распределение элементов отражает минеральную зональность осадков ст. 37L245g. В верхней части (до глубины 30 см) они на 46–57% состоят из биогенного кальцита раковин. Кроме того, присутствуют гидротермальные минералы и эдафогенный материал. Эдафогенный материал представлен серпентином, цоизитом, обломками

пород с вкрапленниками пироксена. Среди новообразованных гидротермальных минералов преобладают тальк, арагонит, гетит, минералы группы атакамита; в незначительном количестве развиты сульфиды — пирит, марказит, изокубанит; оксиды — цинкит, магнетит фосфат цинка (тарбуттит?) сульфаты железа (см. табл. 3).

Ниже глубины 30 см биогенный кальцит полностью отсутствует, осадки состоят из гидротермальных, в том числе рудных, минералов и эдафогенного материала. Преобладают пирит, тальк, серпентин; в небольших количествах установлены марказит, пирротин (троилит?), гетит, гидроксиды Mn, магнетит, цинкит, тарбуттит (?), сульфаты Fe, хлорит (см. табл. 3). Таким образом, существенно оксидный (гетит-атакамитовый) парагенезис гидротермальных минералов верх-

Таблица 4. Минеральный состав глинистой фракции осадков станций 37L244g и 37L245g

№ обр.	Интервал (см)	Состав глинистой фракции 0.002–0.005 мм
Станция 37L244g		
244-1	0–2	Кварц, кальцит, следы слюды и каолинита (?)
244-2	2–4	Кальцит, кварц, следы слюды и каолинита (?)
244-3	13–19	Кальцит, кварц, следы каолинита (?), слюды и хлорита
244-4	19–31	Кальцит, кварц, гетит, следы слюды и каолинита (?)
244-5	31–36	Кальцит, кварц, следы слюды и каолинита (?)
244-6	37–41	Кальцит, кварц, каолинит (?)
244-7	44–47	Кальцит, кварц, следы смектита, слюды и каолинита (?)
244-8	49–53	Кальцит, кварц, следы слюды, смектита (?), каолинита (?), гетита
Станция 37L245g		
245-1	3–8	Тальк, следы гетита, кварц
245-2	8–11	Кальцит, кварц, тальк, слюда, хлорит, следы смектита (?), гетит
245-3	14–18	Кальцит, кварц, слюда, тальк, следы хлорита, каолинит (?)
245-4	25–30	Кальцит, кварц, тальк, следы слюды и каолинита (?)
245-5	30–35	Гетит, тальк
245-6	35–38	Гетит, следы талька
245-7	39–43	Гетит, следы талька
245-8	43–47	Гетит
245-9	48–53	Гетит

ней части колонки сменяется существенно сульфидным (пиритовым) вниз по разрезу.

Среди минералов пелитовой фракции аналогичная зональность отчетливо прослеживается в распределении кальцита. Тальк и гетит идентифицированы по всей колонке, в верхней части к ним добавляются каолинит, смектит и незначительные количества (следы) слюды (см. табл. 4).

Физико-химические параметры по разрезу колонки сильно колеблются с сохранением общей тенденции к понижению Eh от +215.4 мВ в верхнем горизонте до –107.6 мВ в забое колонки. Минимальные значения Eh (–110.5 мВ) отмечаются в средней части, обогащенной обломками раковин птеропод песчаной размерности. Колебания pH находятся в пределах 7.23–7.66. Максимальными значениями характеризуется прослой птероподовых песков.

Особенностью минерального состава рудоносных осадков колонки 37L245g является присутствие редких для океанских рудных образований минералов цинка, установленных электронно-зондовым анализом – цинкита (ZnO) и, предположительно, тарбуттита ($Zn_2[PO_4][OH]$). Они встречены как в верхней, так и в нижней части колонки (табл. 5, 6).

Фосфат цинка мы предположительно идентифицировали как минерал тарбуттит, однако это определение нуждается в подтверждении данны-

ми рентгеновского анализа. Тарбуттит (?) в ассоциации с гидроксидами Fe образует скопления в межзерновых пространствах, корочки на внешней поверхности кальцитовых раковин микроорганизмов, выделения на их внутренней поверхности в тонкой смеси с глинистыми минералами и псевдоморфозы по раковинам (рис. 10). Практически всегда в нем содержатся включения цинкита. Ранее тарбуттит состава Zn – 48.58 вес. %, Fe – 5.97%, Ca – 2.44%, P – 12.41%, O – 30.60% был установлен нами электронно-зондовым анализом в составе сульфидных руд поля Победа-1 в ассоциации с железистым сфалеритом, пиритом и сульфатами железа (обр. 37L196-1) [Габлина и др., 2018]. Тарбуттит (?) в осадках ст. 37L245g отличается высоким содержанием примесей, что, вероятно, связано с механическими включениями ассоциирующих минералов (см. табл. 6). Его средний состав по 8 определений: Zn – 28.22 вес. %, Fe – 1.56%, Ca – 2.90%, Mg – 1.38%, Al – 2.85%, Si – 1.67%, P – 20.58%, O – 40.70%, в единичных случаях присутствуют K (0.49%) и C (1.42%). Следует отметить, что в разрезе колонки наблюдается четкая корреляционная связь P и Zn (см. рис. 3, табл. 1).

Цинкит наблюдался в виде мелких (до 20 мкм) выделений неправильной, реже изометричной формы в межзерновых пространствах осадков горизонта 14–18 см, заполненных преимущественно тарбуттитом (?) (см. рис. 10а, б), а также в ассо-

Таблица 5. Химический состав цинкита по данным микронзондового анализа, вес. % (нормировано к 100%)

№ п/п	№ обр.	№ анализа	Mg	Al	Si	Zn	Fe	S	Ni	O
1	245-3	3	3.92	—	0.21	74.54	—	0.10	—	21.22
2		5	1.10	—	0.38	78.22	—	—	—	20.30
3		6	2.92	—	0.14	76.21	—	—	—	20.73
4		7	1.90	—	—	77.81	—	—	—	20.29
5		8	2.32	—	—	77.25	—	—	—	20.43
6		10	2.45	—	—	77.07	—	—	—	20.48
7		11	2.78	—	—	76.64	—	—	—	20.58
8		17	2.19	—	0.26	76.98	—	—	—	20.57
9		18	2.64	—	0.05	76.73	—	—	—	20.58
10		19	2.80	—	0.51	75.73	—	—	—	20.96
11		30	0.35	—	—	79.86	—	—	—	19.78
12		31	3.35	—	0.34	75.30	—	—	—	21.02
13		38	4.46	—	0.13	74.17	—	—	—	21.24
14		47	2.77	—	—	76.65	—	—	—	20.58
15		62	2.69	—	—	76.75	—	—	—	20.56
Среднее			2.58	—	0.13	76.59	—	0.007	—	20.62
1	245-6	57	2.93	—	0.55	75.19	—	—	0.29	21.04
2		58	2.05	—	0.29	75.00	1.31	0.38	—	20.98
3		79	3.19	—	0.49	73.81	1.40	—	—	21.12
4		86	2.88	0.32	0.28	74.51	0.99	—	—	21.02
5		106b	2.01	—	—	75.50	2.09	—	—	20.40
Среднее			2.61	0.06	0.32	74.80	1.16	0.08	0.05	20.91

Таблица 6. Химический состав фосфата цинка (тарбуттита?) по данным микронзондового анализа, вес. % (нормировано к 100%)

№ п/п	№ обр.	№ анализа	C	Mg	Al	Si	P	K	Ca	Fe	Zn	O
1	245-3	8а	—	1.60	1.67	0.73	20.44	—	1.98	—	34.54	39.02
2		20а	—	1.00	2.56	—	22.35	—	11.84	—	20.66	41.58
3		29	—	1.50	3.19	4.16	19.13	—	3.38	—	27.32	41.31
4		37	—	—	3.16	—	22.22	—	6.95	—	26.82	40.84
5		46	—	1.02	2.74	1.13	20.79	—	2.08	—	32.27	39.97
6		64	1.42	1.31	2.75	1.90	18.51	0.49	1.98	1.67	28.47	41.49
7	245-6	55	—	1.66	3.05	1.44	20.38	—	—	2.09	31.34	40.03
8		105	—	1.73	3.00	2.39	20.81	—	2.22	3.60	24.87	41.40
Среднее			0.12	1.38	2.85	1.67	20.58	0.04	2.90	1.56	28.22	40.70

циации с тарбуттитом (%), образующим корочки на поверхности кальцитовых раковин фораминифер (см. рис. 10б, в). В горизонте 35–38 см цинкит образует мелкие выделения в ассоциации с пиритом и тарбуттитом на краях обломочных зерен эдафогенного происхождения (см. рис. 10г). Средний состав цинкита (по 20 определениям): Zn — 76.19 вес. %, O — 20.68%, Mg — 2.58%, Si — 0.18%. В обр. 245-6 (интервал 35–38 см) выделения цинкита содержат примесь Fe (0.99–2.09%),

в единичных случаях Ni (0.29%), Al (0.32%) (см. табл. 5). Можно предположить, что примеси Fe, Si, Al связаны с механическими включениями окружающих минералов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Ранее нами были исследованы видовой состав, распространение и сохранность карбонатных раковин нано- и микрофоссилий в районе гидро-

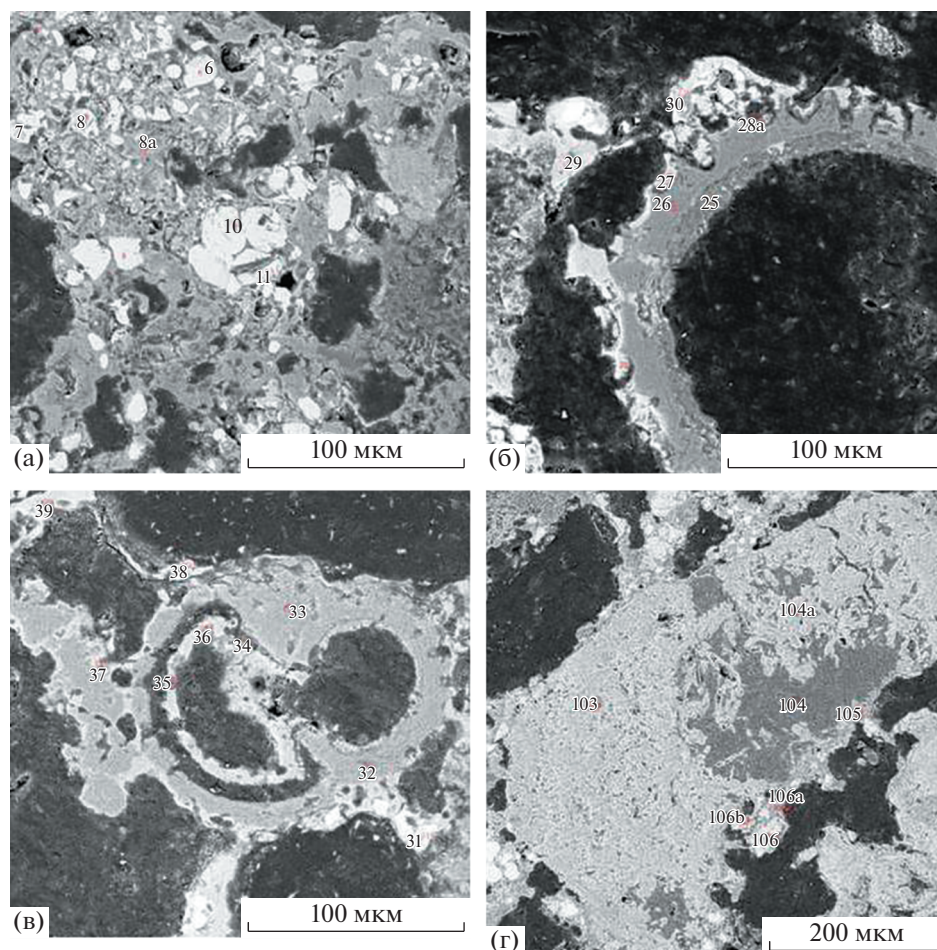


Рис. 10. Электронные фотографии минералов цинка (СЭМ). Ст. 37L245g. Полированные шлифы. Цифры на фотографиях — номера анализов (ан.).

а–в — интервал 14–18 см: а — выделения цинкита (ан. 6–8, 10, 11, табл. 5) и тарбуттита (ан. 8а, табл. 6) в осадке, б — выделения фосфата цинка (тарбуттита?) на внутренней поверхности раковины фораминиферы (ан. 26) в смеси с алюмосиликатами (глинистыми минералами?) (ан. 25) и на ее внешней поверхности с примесью кальцита (ан. 27, 28а, 29, табл. 6) и включениями цинкита (ан. 30, табл. 5), в — замещение кальцитовых раковины (ан. 32, 33) фосфатом цинка (тарбуттитом?) (ан. 34, 35, 37, табл. 6, ан. 39) с включениями цинкита (ан. 31, 38, табл. 5); г — интервал 35–38 см: замещение силикатного обломка (серпентина?) (ан. 104), гетитом (?) (ан. 103, 104а), тарбуттитом (ан. 105, табл. 6). На краях обломка — выделения пирита (ан. 106, 106а), цинкита (106б, табл. 5). Темное на фотографиях — пустоты, заполненные эпоксидной смолой.

термального узла Победа. Было установлено, что в пределах зоны гидротермальной активности (рудный узел Победа) снижается общая численность микроорганизмов и уменьшается их видовое разнообразие, как правило в нижней части колонок. Вниз по разрезу колонок снижаются также Eh, pH и карбонатность осадков. Эти изменения объясняются влиянием диффузных гидротермальных флюидов, поступающих в биогенные карбонатные осадки из ложа океана. Исключение представляет колонка ст. 37L 244g (поле Победа-2), в которой эти показатели имеют обратное распределение [Габлина и др., 2019]. Влияние диффузных гидротермальных флюидов, поступающих из субстрата, как было установлено нами на других рудных полях САХ, проявляется в раство-

рении кальцитовых раковин микроорганизмов и замещении их гидротермальными, в том числе рудными минералами, что приводит к формированию метасоматической минерально-геохимической зональности [Габлина и др., 2015, 2017, 2018; Хусид и др., 2018; Gablina et al., 2016 и др.]. Эти процессы, хотя и в слабой степени, проявлены даже за пределами активного гидротермального воздействия [Хусид и др., 2018].

Проведенные в данной работе исследования показали, что аналогичная метасоматическая зональность характерна для осадков ст. 37L184k (руднопроявление Победа-3) и слабо проявлена также в фоновых биогенных осадках ст. 37L215k. В то же время выявлены существенные особенности в

распределении рудных компонентов, физико-химических параметров и минеральной зональности в осадках поля Победа-2 (ст. 37L244g и 37L245g). Установленные закономерности позволяют выделить три типа минерально-геохимической зональности изученных осадочных разрезов гидротермального узла Победа.

1-й тип проявлен в осадках ст. 37L184k (рудное проявление Победа-3). Он характеризуется существенным увеличением содержания рудных компонентов и снижением карбонатности от их кровли к подошве (см. рис. 3), что связано с увеличением количества эдафогенного материала и обогащением гидроксидами железа, а также с частичным метасоматическим замещением биогенного кальцита рудными минералами. В том же направлении снижаются Eh и pH поровых вод осадков, что свидетельствует о возрастающем влиянии на осадки гидротермальных растворов. Рост содержания рудных компонентов в нижних горизонтах осадков рудопроявления Победа-3, изученных по материалам ст. 37L246g, отмечают также А.С. Бич и А.Ю. Петров [Бич, 2017; Бич, Петров, 2018]. Эти изменения позволяют сделать вывод, что основным фактором формирования металлоносных и рудоносных осадков в районе рудопроявления Победа-3 было воздействие гидротермальных процессов на базальную зону осадков, в том числе поступление диффузных гидротермальных растворов снизу, из пород субстрата (механизм 1-го типа).

2-й тип зональности наблюдается в осадках станции 37L244g (рудное поле Победа-2). Осадки здесь по всему разрезу являются рудоносными (рудосодержащими, по классификации, принятой в АО “ПМГРЭ” и ФГБУ “ВНИИОкеангеология” [Ророва et al., 2018]), но максимальные концентрации рудных компонентов наблюдаются в его средней части (интервал 25–40 см, см. табл. 1). В этом горизонте осадки “брекчированы”, пронизаны трещинами, вдоль которых происходит обогащение бурыми гидроксидами железа (см. рис. 4б). Эти особенности могут быть признаками воздействия гидротермальных флюидов, послойно проникающих в осадки по проницаемым зонам (механизм 2-го типа).

3-й тип зональности распределения рудных компонентов развит в осадках ст. 37L245g (см. табл. 1, рис. 3). Здесь максимумы накопления Cu и Zn наблюдаются в средней части (горизонт 31–35 см), а также в кровле и подошве разреза. Близкий характер распределения имеет и Fe. Окислительный потенциал поровых растворов, при общей тенденции к снижению вниз по разрезу, обнаруживает существенные колебания. Минимальные его значения зафиксированы в за-

бое колонки (–107.6 мВ) и в интервале 31–38 см (–110.5 мВ) и совпадают с максимумами накопления в осадках рудных компонентов. Во всех трех интервалах присутствуют как оксидные, так и сульфидные формы рудных элементов, что свидетельствует о нестабильной обстановке рудообразования. В базальном горизонте преобладают сульфиды, а среди них — пирит. В этом же слое зафиксировано максимальное содержание серпентина и талька — продуктов разрушения серпентинизированных и оталькованных ультраосновных пород субстрата. Полученные данные могут быть интерпретированы следующим образом. Снижение окислительного потенциала в основании и средней части колонки являются признаками влияния гидротермальных растворов, которые могли проникать в базальный горизонт из подстилающих пород ложа (механизм 1-го типа), а в осадки средней части разреза — послойно (механизм 2-го типа). Их поступление привело к обогащению рудными элементами зон их воздействия, т.е., скорее всего, основным фактором формирования рудоносных и рудных осадков в этих горизонтах был гидротермально-метасоматический. В поверхностной зоне, где окислительный потенциал поровых вод осадков приближается к такому морской воды, а рудное вещество представлено главным образом дисперсным гетитом и железомарганцевыми образованиями, но также присутствует пирит, формирование рудоносных осадков могло быть обусловлено выпадением рудных минералов из взвеси гидротермального плюма в период активной гидротермальной деятельности (механизм 3-го типа). Таким образом, зональность, наблюдаемая в колонке ст. 37L245g, вероятно, представляет собой сочетание всех трех механизмов гидротермального воздействия.

Максимальный абсолютный возраст осадков гидротермального узла Победа, определенный радиоуглеродным методом, составляет 31829 л. н. в нижней части колонки со станции 37L075 (Победа 1) [Бич, 2017; Бич, Петров, 2018]. Возраст средней части разреза, определенный по колонкам станций 37L075 (поле Победа-1) и 37L246 (Победа-3), находится в интервале 28240–22130 л. н., верхней — от 22130 л. н. до настоящего времени. Промежуточные датировки возраста осадков верхней части составляют 10500, 8155 и 5030 л. н. [Бич, 2017; Бич, Петров, 2018]. Абсолютный возраст сульфидных руд поля Победа-2, определенный нами $^{230}\text{Th}/\text{U}$ методом по 5 образцам, колеблется в интервале 5.1 ± 0.2 – 11.2 ± 0.4 тыс. лет [Габлина и др., 2018], что вписывается в рамки возраста рудоносных осадков верхней части разреза и может свидетельствовать об их одновременном образовании. Возраст осадков среднего и нижнего интервалов разреза осадков является бо-

лее древним по сравнению с возрастом массивных сульфидных руд, что может служить подтверждением гидротермально-метасоматического (наложенного) происхождения рудоносных и рудных осадков средней и нижней частей разреза.

Особенностью гидротермального узла Победа является повышенное до 0.1–0.4% относительно фонового (сотые доли %) содержание фосфора в осадках. При этом наблюдается прямая корреляционная связь между Р и Zn (см. табл. 1, рис. 3). Это объясняется тем, что цинк в осадках этой зоны присутствует в форме фосфата, предположительно минерала тарбуттита ($Zn_2[PO_4][OH]$). Тарбуттит – редкий минерал, развитый в зонах окисления полиметаллических месторождений. Впервые он был установлен в месторождении Брокен-Хилл Северной Родезии, а первые сведения о нем появились в отчете о заседании минералогического общества от 11 июня 1907 г. [Spencer, 1908]. Кристаллическая структура его описана в работе [Cocco et al., 1966]. В океанских рудных образованиях из соединений фосфора (кроме фосфоритов) описаны находки франколита (химическая формула $Ca_5(PO_4,CO_3)3F$, по составу карбонатистый фторапатит: апатит с повышенным содержанием карбонатов) в породах подводного вулкана Чинцова, с которым связано крупное рудопроявление фосфоритов в Японском море [Липкина, 1998]. В вулканических породах подводных возвышенностей Японского моря установлены фосфиды железа и никеля (шрейберзит (?) $(Fe, Ni)_3P$) [Астахова и др., 2014; Колесник и др., 2019]. В изученных нами осадках Российского разведочного района САХ (гидротермальные поля Ашадзе, Краснов, Зенит-Виктория, Петербургское, узел Победа) по данным шлихо-минералогического анализа фосфаты представлены редкими кристалликами апатита (от единичных знаков до 1.6%, иногда до 3% тяжелой фракции) как в поверхностном слое, так и в более глубоких частях разреза. Фосфат цинка встречен впервые в рудоносных осадках узла Победа в виде тонкозернистых агрегатов в ассоциации с гидроксидами железа и корочек обрастания вокруг карбонатных раковин.

Другим редким минералом, впервые установленным в данном секторе САХ, является цинкит (ZnO). Этот минерал описан в Ангренском буровом месторождении [Николаева, 1968], в рудах зоны окисления медно-колчеданных месторождений Южного Урала [Зайков, Масленникова, 1992; Трофимов и др., 1992; Блинов, 2016 и др.]. Известны псевдоморфозы цинкита по сфалериту [Живописцев, Селезнева, 1975]. В океане цинкит установлен в донных осадках Тихого океана вблизи зоны Кларион [Штеренберг, Воронин,

1990], в гидротермально измененных рудоносных вулканических породах Японского моря [Астахова и др., 2014]. В океанских образованиях он ассоциирует с окси-гидроксидами Fe и Mn [Штеренберг, Воронин, 1990]. В изученных нами осадках гидротермального узла Победа цинкит также встречается в ассоциации с окси-гидроксидами и сульфатами Fe, минералами группы атакамита, фосфатом цинка (тарбуттитом?) в верхней части колонки 37L245g. В нижней части разреза к этому парагенезису добавляются в существенных количествах пирит и другие сульфидные минералы (см. табл. 3). Однако среди них отсутствует сфалерит, поэтому в данном случае мы не можем с уверенностью относить цинкит к продуктам его замещения. Цинкит всегда встречается в ассоциации с фосфатом цинка в виде тонкой вкрапленности в нем. Появление этих редких минералов свидетельствует о необычных геохимических условиях рудообразования в зоне гидротермального узла Победа, требующих дальнейших исследований в этом направлении.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Изучен минеральный состав и геохимическая зональность карбонатных, металлоносных и рудоносных осадков гидротермального узла Победа по колонкам станций 37L244g, 37L245g (рудное поле Победа-2) и 37L184k (рудопроявление Победа-3). Проведено сопоставление с фоновыми биогенными карбонатными осадками за пределами гидротермального узла (станция 37L215k).

2. Выявлены различные типы минерально-геохимической зональности в зоне гидротермальной активности: 1) рост концентрации рудных элементов вниз по разрезу осадков, приводящий к смене сверху вниз карбонатных осадков рудоносными (ст. 37L184k); 2) послойное обогащение рудными компонентами осадков (ст. 37L244g); 3) приуроченность зон обогащения к кровле, средней части и подошве осадочных отложений (ст. 37L245g).

3. Предложены возможные механизмы формирования различных типов минерально-геохимической зональности в осадочных отложениях: 1) поступление рудных компонентов в осадки снизу, из пород ложа; 2) послойное проникновение рудоносных флюидов; 3) поступление рудного вещества в поверхностный слой осадков из взвеси гидротермального плюма.

4. Установлены повышенное содержание Р в рудоносных осадках гидротермального узла Победа и корреляционная связь Р с Zn в разрезе осадков. Выявлены редкие минералы: фосфат Zn (тарбуттит?) и оксид Zn (цинкит), условия обра-

зования которых в океанских рудах и рудоносных осадках требуют дальнейших исследований.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую благодарность всем участникам рейса № 37 НИС “Профессор Логачев” за участие в отборе материала для исследований, Л.Л. Деминой, Е.В. Покровской, Л.В. Деминой, М.Е. Горшковой — за помощь в подготовке проб и проведении анализов, А.И. Михайловой и Н.В. Либиной — за помощь в оформлении статьи.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства образования и науки России (темы: ГИН РАН № 0135-2019-0050 и ИО РАН № 0149-2019-0007).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Астахова Н.В., Колесник О.Н., Съедин В.Т.* Рудная минерализация в вулканических породах подводных возвышенностей Японского моря // *Геохимия*. 2014. № 2. С. 158–177.
- Бельтнев В.Е., Рождественская И.И., Самсонов И.К. и др.* Поисковые работы на площади Российского разведочного района в Атлантическом океане с оценкой прогнозных ресурсов ГПС категории P_2 и P_3 в блоках 31–45 // *Отчет 37-го рейса НИС “Профессор Логачев”*. М.: АО ПМГРЭ, 2016.
- Бич А.С.* Металлоносные осадки рудного узла Победа (Срединно-Атлантический хребет, $17^{\circ}08'$ с.ш.) // *Материалы конференции “Новое в познании процессов рудообразования”*. М.: ИГЕМ РАН, 2017. С. 62–65.
- Бич А.С., Петров А.Ю.* Изучение металлоносных осадков для реконструкции процессов гидротермального рудообразования (на примере рудного узла “Победа”, САХ) // *Металлогения древних и современных океанов*. Миасс: ИМин УрО РАН, 2018. С. 89–93.
- Блинов И.А.* Гипергенные минералы цинка на сульфидных месторождениях Южного Урала / Автореф. дис. ... кандидата геол.-мин. наук. СПб., 2016. 23 с.
- Габлина И.Ф., Дмитренко О.Б., Оськина Н.С. и др.* Влияние гидротермальной активности на карбонатные микрофоссилии в донных осадках тропической Атлантики // *Океанология*. 2015. Т. 55. № 1. С. 113–125.
- Габлина И.Ф., Добрецова И.Г., Наркевский Е.В. и др.* Влияние гидротермально-метасоматических процессов на формирование современных сульфидных руд в карбонатных донных осадках Срединно-Атлантического хребта ($19^{\circ}20'$ – 20° с.ш.) // *Литология и полез. ископаемые*. 2017. № 5. С. 387–408.
- Габлина И.Ф., Добрецова И.Г., Лайба А.А. и др.* Особенности сульфидных руд гидротермального узла Победа ($17^{\circ}07'$ – $17^{\circ}08'$ с.ш. Срединно-Атлантического хребта) // *Литология и полез. ископаемые*. 2018. № 6. С. 475–500.
- Габлина И.Ф., Дмитренко О.Б., Хусид Т.А., Либина Н.В.* Влияние флюидов на видовой состав и сохранность микрофоссилий в биогенных карбонатных осадках гидротермального узла “Победа” (Срединно-Атлантический хребет) // *Литология и полез. ископаемые*. 2019. № 6. С. 592–606.
- Живописцев В.П., Селезнева Е.А.* Аналитическая химия цинка. М.: Наука, 1975. 201 с.
- Зайков В.В., Масленникова С.П.* О строении и составе зоны окисления Гайского медноколчеданного месторождения // *Минералы и минеральное сырье Урала*. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. С. 99–117.
- Колесник О.Н., Съедин В.Т., Колесник А.Н., Ярошук Е.И., Карабцов А.А.* Новые данные о наложенной рудной минерализации вулканических пород Японского моря // *Докл. РАН*. 2019. Т. 487. № 1. С. 73–77.
- Липкина М.И.* Фосфатная и сопутствующая минерализация в магматических породах подводного вулкана Ченцова (Японское море) // *Тихоокеанская геология*. 1998. Т. 17. № 3. С. 81–93.
- Николаева Э.П.* О колломорфном цинките из ангренических углей // *Докл. АН УзССР*. 1968. № 2. С. 44–45.
- Трофимов О.В., Зайков В.В., Сергеев Н.Б., Масленникова С.П.* Зона окисления Гайского медноколчеданного месторождения. Миасс: Институт минералогии УрО РАН, 1992. 63 с.
- Штеренберг Л.Е., Воронин Б.И.* Обломки цинкита (ZnO) в осадках станции 655 (северо-восток Тихого океана) // *Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода*. 1990. № 59. С. 129–135.
- Хусид Т.А., Оськина Н.С., Лукашина Н.П. и др.* Бентосные и планктонные фораминиферы в гидротермально активных районах Срединно-Атлантического хребта // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2018. Т. 26. № 1. С. 115–126.
- Cocco G., Fanfani L., Zanazzi P.F.* The crystal structure of tarbuttite, $Zn_2(OH)PO_4$ // *Z. Kristallogr. Cryst. Mater.* 1966. Bd. 123. P. 321–329.
- Gablina I.F., Dobretsova I.G., Popova E.A.* Biomineralization Processes During the Formation of Modern Oceanic Sulfide Ore and Ore-bearing Sediments // *Biogenic-Abiogenic Interactions in Natural and Anthropogenic Systems* / Eds O.V. Frank-Kamenetskaya, E.G. Panova, D.Yu. Vlasov // *Part of the series Lecture Notes in Earth System Sciences*. Springer International Publishing, 2016. P. 43–54.
- Popova E., Gablina I., Bel'tenev V., Dobretsova I.* Features of sedimentation at the hydrothermal ore field Pobeda-2 and ore manifestation Pobeda-3 of the Russian exploration area (mid-Atlantic ridge) // *Joint Intern. Conf. “MINERALS OF THE OCEAN-9”*. St. Petersburg: VNIIOkeangeologia, 2018. P. 140–143.
- Spencer L.J.* On Hopeite and other zinc phosphates and associated minerals from the Broken Hill mines, North-Western Rhodesia // *Mineral. Mag.* 1908. V. 15. Iss. 68. P. 1–38.

Mineral Composition and Geochemical Zoning of Bottom Sediments of the Pobeda Hydrothermal Cluster (17°07.45' S.S.–17°08.7' S.S. Mid-Atlantic Ridge)

I. F. Gablina^{1,*}, I. G. Dobretzova², E. A. Popova³, O. M. Dara⁴,
T. A. Sadchikova¹, N. V. Gor'kova¹, V. V. Mikheev¹

¹Geological Institute Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia

²Polar Marine Exploration Expedition, Pobedy str., 24, Lomonosov, Saint Petersburg, 188412 Russia

³VNIIOkeangeologiya, English prosp., 1, Saint Petersburg, 190121 Russia

⁴Shirshov Institute of Oceanology Russian Academy of Sciences, Nakhimovsky prosp., 36, Moscow, 117997 Russia

*e-mail: igabl@rambler.ru, gablina.ir@yandex.ru

The paper presents the results of studying the mineral and chemical composition of carbonate, metalliferous and ore-bearing sediments developed within the Pobeda ore cluster based on the materials of the 37L244g, 37L245g and 37L184k stations by chemical, optical, electron microscopic, electron probe and x-ray methods. A comparison was made with the composition of background biogenic carbonate sediments outside the hydrothermal cluster. Various types of mineral and geochemical zoning in the zone of hydrothermal activity are revealed: 1) an increase in the concentration of ore elements down the sediment section, leading to a change from top to bottom of carbonate sediments with ore-bearing ones (St. 37L184k); 2) layer-by-layer enrichment with ore components of sediments (St. 37L244g); 3) the concentration zones are confined to the roof, middle part and bottom of sedimentary deposits (St. 37L245g). The relationship of various types of mineral and geochemical zoning with the physical and chemical parameters of pore waters of metal-bearing and ore-bearing sediments is considered.

Keywords: Mid-Atlantic ridge, biogenic carbonate bottom sediments, hydrothermal fields, metal-bearing and ore-bearing sediments, mineral and geochemical zoning.