Том 65, Номер 4

ISSN 0016-7770 Июль - Август 2023



ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Журнал по всем теоретическим и прикладным аспектам генезиса рудных месторождений.

www.sciencejournals.ru



-

_

Том 65, номер 4, 2023

Основатель учения о поисках и разведке месторождений полезных ископаемых: к 125-летию со дня рождения Владимира Михайловича Крейтера <i>Н. С. Бортников, И. В. Викентьев, И. В. Крейтер,</i> <i>В. И. Николаев, А. Н. Роков</i>	289
Горевское полиметаллическое месторождение (Сибирь, Россия): минеральный состав руд и особенности рудоотложения К. Р. Ковалев, Ю. А. Калинин, К. В. Лобанов, Е. А. Наумов, А. А. Боровиков, В. П. Сухоруков	302
Sb-As месторождение Ложан (Республика Северная Македония): типы руд, условия их залегания и геохимические особенности Т. Серафимовский, А. В. Волков, Т. Джорджевич, Г. Тасев, Д. Серафимовский, К. Ю. Мурашов, Л. Георгиев	337
Ассоциация сидерита с сульфидами и силикатами железа в породах Михеевского Cu(Mo,Au)-порфирового месторождения (Южный Урал) С. В. Прибавкин, Е. И. Сорока, О. Б. Азовскова, И. В. Смолева, Л. В. Леонова, И. А. Готтман, С. Г. Суставов, М. Ю. Ровнушкин	354

ОСНОВАТЕЛЬ УЧЕНИЯ О ПОИСКАХ И РАЗВЕДКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ: К 125-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ ВЛАДИМИРА МИХАЙЛОВИЧА КРЕЙТЕРА

© 2023 г. Н. С. Бортников^а, И. В. Викентьев^{а, *}, И. В. Крейтер^а, В. И. Николаев^а, А. Н. Роков^а

^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

> **E-mail: ilyavikentev@rambler.ru* Поступила в редакцию 07.12.2022 г. После доработки 14.02.2023 г. Принята к публикации 15.02.2023 г.

DOI: 10.31857/S0016777023040019, EDN: WJHBZR

24 октября 2022 г. исполнилось 125 лет со дня рождения Владимира Михайловича Крейтера – основателя учения о поисках и разведке месторождений полезных ископаемых, основоположника отечественной школы разведчиков недр, доктора геолого-минералогических наук, профессора, заслуженного деятеля науки и техники Российской Федерации (фиг. 1а–г).

Он родился в 1897 г. в г. Кузнецке, в Сибири. Отец Владимира Михайловича – Михаил Ильич – был учителем русского языка младших классов в сельской школе, а мать – Людмила Сергеевна – была из крестьянской семьи. В 1914 г. В.М. Крейтер окончил Барнаульское училище, в том же году выдержал конкурсный экзамен в Петербургский Горный институт и был зачислен на геологоразведочный факультет. Учителями В.М. Крейтера были такие известные ученые, как Н.Р. Курнаков, Л.И. Мушкетов, А.К. Болдырев, А.А. Борисяк, В.В. Никитин и др., что создало прекрасный фундамент для его дальнейшей научной и производственной деятельности (Крейтер Д.С. и др., 1997).

Обучение в Горном институте было прервано Первой Мировой, а затем Гражданской войной. В июле 1916 г. Владимир Михайлович был призван по студенческому призыву в армию; после тяжелого ранения он долго лежал в госпиталях и только в январе 1920 г. был откомандирован в Горный институт. Но в июле того же года его вновь призвали, теперь уже — в Красную Армию, из которой он демобилизовался в 1921 г. Формально не закончив институт, в 1922–23 г.г. он работал топографом, в 1923–25 г.г. — в качестве геолога в Кизеловском каменноугольном тресте на Урале.

Одним из важных моментов его работы в 1924—1930 гг. было усовершенствование технологии колонкового бурения и внедрение дробового бурения: вопрос о его развитии был жизненно важен, поскольку в стране не было собственных технических алмазов. Проведенные В.М. Крейтером опытные работы и разработанная аппаратура позволили регламентировать технологию и режим предложенного им дробового бурения не только впервые в нашей стране, но и для наклонных скважин впервые в мире. С введением в СССР дробового бурения страна на много лет освободилась от импорта алмазов, в результате чего были сэкономлены огромные валютные средства.

С 1925 по 1934 г. В.М. Крейтер работал в Геологическом Комитете (будущий ВСЕГЕИ), сначала – производителем работ Чекур-Кояшской партии (1925 г., геологоразведка на серу), а затем в основном в Забайкалье. В 1926 г. Владимир Михайлович, уже работая старшим геологом Геологического Комитета, окончил Горный институт. Он становится начальником крупнейшей в стране Восточно-Забайкальской партии, занимавшейся разведкой полиметаллических месторождений Приаргунья. Он изучал месторождения Нерчинское, Кадаинское, Акатуевское и др.¹ Его наблюдения, выводы и рекомендации не потеряли своей актуальности до сих пор. Переоценка заброшенных месторождений потребовала решения многих геологических и технических задач. Были восстановлены старые выработки, заново опробованы рудные тела, проведены, по сути, новые их контуры, т. к. старой документации выработок не сохранилось. Под руководством Владимира Михайловича многое было сделано впервые: первые опережающие скважины для спуска воды из выработок, оригинальные способы проходки в выработках, заполненных кри-

¹Характеристика месторождений в основном дана по работам В.М. Крейтера.



Фиг. 1. В.М. Крейтер. а – 1927 г., вскоре после окончания Горного института; б – заведующий двух кафедр, в возрасте 44 лет; в – 1945 г., в форме полковника в командировке – в поездке на урановые и др. рудники Германии с целью их скорейшего восстановления; г – 1965 г. (Фотографии из личного архива И.В. Крейтер).

сталлическим льдом, а также опробование отвалов старых разработок.

Важное контролирующее значение структур перемещения для локализации рудных залежей детально, с помощью трещинного и микроструктурного анализа, продемонстрировано им в 1926–1928 гг. на примере Кадаинского рудного поля в Восточном Забайкалье (Приаргунье). Оно представлено в виде целого ряда крупных разобщенных Pb-Zn рудных тел — в основном метасоматических в известняках кембрия, отличающихся друг от друга и по составу, и по формам; в числе наиболее значительных – Осиновский шток и Кадаинская жила. Другие тела имеют разнообразную форму, но преимущественно трубообразную. Кроме преобладающих свинцово-цинковых месторождений, здесь присутствует мощная антимонитовая жила. Кадаинское рудное поле зале-

гает в останце осадочных кембрийских пород, вытянутом в меридиональном направлении, среди крупной гранитной интрузии. Оно является частью Кадаинской антиклинали, осложненной складками второго и третьего порядка. Юговосточное крыло синклинали второго порядка, падающее к северо-западу, в районе месторождения осложнено брахиантиклинальной складкой третьего порядка с крутыми крыльями. К этой брахиантиклинали приурочены главные рудные тела. При этом для Кадаинского поля главнейшей рудоконтролирующей структурой является меридиональный разлом типа сдвига, круто падающий к востоку и прослеженный на несколько км в ССВ направлении (аз. 10°). Среди интрузивных пород преобладают палеозойские гранодиориты. граниты и кварцевые порфиры. Зону основного нарушения прорывают жильные гранит-порфиры и спессартиты; В.М. Крейтером эти породы отнесены к производным молодой позднеюрской интрузии, что подтвердилось в дальнейшем, через полвека, результатами изотопного датирования. В боку даек спессартитов установлена цементация ими доломитовой брекчии; в то же время остроугольные обломки спессартитов цементируются рудной массой. Все это указывает на неоднократные движения по сбросу в различные периоды его жизни.

В 1929 г., как один из лучших геологов-разведчиков страны, Владимир Михайлович был командирован на полгода в США и Мексику для ознакомления с постановкой геологических работ на месторождениях цветных металлов. Опыт американских геологов, с которым он детально ознакомился, был кратко изложен в серии "Писем из Америки", а затем более обстоятельно в отчете под названием "Геологоразведочные работы на месторождениях цветных металлов в Северной Америке". В отчете приводилось описание метолики развелки различных типов рудных месторождений: ртутных, меднопорфировых, свинцово-цинковых, разных жильных месторождений. Он обратил внимание на постановку буровых работ: тенденцию установки буровых станков "на колеса" (автомобили, трактора). Особое значение при этом придавалось стандартизации бурового оборудования, выпускаемого разными фирмами.

Возвратившись из командировки, Владимир Михайлович изучал зоны окисления медноколчеданных месторождений Южного Урала и их золотоносность. На только что открытом месторождении Блява, при описании его структуры и минерального состава руд, он с коллегами предположил, что "низкая золотоносность "железной шляпы" связана с миграцией золота в более низкие горизонты ее или в зону сыпучки...". Это подтвердилось в дальнейшем с обнаружением богатых концентраций Аu и Ag в кремнисто-гипсовой сыпучке низов зоны окисления. Владимир Михайлович дал не менее точную оценку "железных шляп" колчеданных, порфировых и жильных месторождений Южного Урала (Бурибай, Гай), в Мугоджарах, Центральном и Западном Казахстане и Армении.

В области изучения рудных месторождений среди наиболее выдающихся работ следует также отметить сопоставление крупных Pb-Zn месторождений хребта Каратау с месторождениями района Миссисипи-Миссури и выделение на этом основании одного из важнейших промышленных типов свинцово-цинковых месторождений (Крейтер, 1933). В 1936 г. В.М. Крейтер занимался оценкой месторождения Каджаран (Пирдоудан) в Армении. Он установил, что тип этого объекта неправильно понимается как жильный, и отнес его к меднопорфировому типу. Выполненный подсчет запасов, многократно увеличивший запасы руды на месторождении, подтвердил его оценки. Так же детально им изучены золоторудные месторождения Кумак на Южном Урале, Степняк, Бес-Тюбе, Майское и Джусалы в Казахстане, полиметаллические месторождения в Сибири, Средней Азии, Донбассе и в других регионах.

Наряду с исследованием месторождений, он продолжал разработку проблемы методов их опробования и подсчета запасов. В 1937 г. была опубликована его работа "Основные принципы классификации и подсчета запасов полезных ископаемых". В ней отмечалось, что действующая классификация, утвержденная Госпланом СССР в 1933 г., не отвечает современным требованиям; необходима единая классификация и инструкция по запасам. Особое значение автор придавал предельной ошибке подсчета запасов разных категорий и предложил для ее определения применять вариационную статистику и в частности определение коэффициента вариации. Однако он отмечал, что "этот метод только как математический, без учета геологических факторов, не может быть принят".

На основе своих многочисленных исследований Владимир Михайлович написал и опубликовал в 1940 г. выдающуюся книгу "Поиски и разведка полезных ископаемых". Эта книга произвела настоящую революцию в геологоразведочном деле и в сознании геологов, занимавшихся поисками и разведкой месторождений. Она стала первым в мире руководством такого рода. Для огромной армии геологов она стала настольной книгой; ее основное достоинство заключалось в том, что разрозненные и несистематизированные сведения о поисках и разведке полезных ископаемых, изложенные в книгах и статьях различных авторов, были связаны в стройную систему последовательных видов работ. Она включала выводы и рекомендации, которые были основаны на выдвинутых В.М. Крейтером положениях, подтвержденных его огромным практическим опытом.

В мае 1940 г. эта книга-учебник была успешно защищена В.М. Крейтером как докторская диссертация. Защита состоялась на заседании Ученого совета Московского геологоразведочного института (МГРИ). Присутствовали ведущие ученые и геологи-практики, выступившие оппонентами. Академик А.Н Заварицкий весьма высоко оценил книгу, чл.-корр. АН СССР (впоследствии академик) С.С. Смирнов отметил, что работа является в своем роде энциклопедией поисково-разведочного дела и, несомненно, станет крупным событием в нашей геологической литературе, а профессор А.А. Гапеев написал в своем отзыве, что он назвал бы представленную монографию не учебником, а "учением по поискам и разведке полезных ископаемых". Характерно, что когда В.М. Крейтер был репрессирован, о чем будет рассказано ниже, все студенты и преподаватели МГРИ одновременно "потеряли" его учебник в ответ на приказ вернуть учебник в библиотеку как "вредительский".

Педагогическая и научная деятельность В.М. Крейтера тесно переплетались на всем его жизненном пути. За свою жизнь он создал три кафедры, сформировав на них дружные творческие коллективы. Первая кафедра разведочного дела (в дальнейшем - кафедра методики поисков и разведки полезных ископаемых) была создана в 1932 г. в МГРИ. В состав кафедры входили ученые и преподаватели, многие из которых, вдохновленные идеями Владимира Михайловича, создали целые научные направления: Г.Д. Ажгирей, Н.В. Барышев, Б.И. Воздвиженский, В.И. Красников, В.Н. Козеренко, Н.И. Куличихин, В.И. Смирнов и другие. В 1933 г. В.М. Крейтеру было присвоено профессорское звание. По его инициативе в Московском институте цветных металлов и золота (МИЦМиЗ) в 1935 г. был организован геологоразведочный факультет, а на нем – кафедра полезных ископаемых и рудничной геологии, которую он возглавил, пригласив для преподавания А.Г. Бетехтина, В.Н. Котляра, В.И. Смирнова, Б.И. Воздвиженского, Ф.И. Вольфсона, М.Ф. Стрелкина и др. С перерывами (эвакуация, тюрьма, лагерь) он трудился здесь до 1962 г. Третья была создана в начале 1962 г. в Университете Дружбы Народов (УДН) кафедра месторождений полезных ископаемых и их разведки.

Стремление к преподавательской деятельности было свойственно Владимиру Михайловичу с первых лет его самостоятельной работы. Он всегда хотел, чтобы люди, работающие с ним, хорошо представляли себе смысл работы и конечный результат, к которому они должны стремиться. Уже в ранние годы своей производственной деятельности, возглавляя Забайкальскую партию, Владимир Михайлович много занимался с буровыми мастерами, стремясь повысить их квалификацию. Еще до окончания Горного института, работая на Урале, он читал лекции в Горном техникуме. Позднее Владимир Михайлович, будучи уже известным ученым, профессором, никогда не отказывался выступать в школах с рассказами о геологической профессии. Его яркие выступления привели многих молодых людей к решению посвятить свою жизнь геологии.

Он сам почти никогда не приглашал аспирантов, к нему тянулась молодежь, которая хотела учиться у него и работать под его руководством. Основным стержнем его исследований была наука о поисках и разведке полезных ископаемых, закономерностях их размещения. Однако темы диссертационных работ его аспирантов были самыми разнообразными – от разработки вопросов региональной геологии до вопросов детальной минералогии, и эти исследования всегда имели практическую направленность. Рекомендуя темы новым аспирантам, Владимир Михайлович сам углублялся в их изучение. Он всегда внимательно следил за работой своих аспирантов, говорил, что наука двигается вперед только тогда, когда ученик хотя бы на шаг опережает своего учителя. Аспиранты на кафедре всегда были равноправными членами коллектива. Когда Владимир Михайлович в 1940 г. закончил свою книгу "Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых", он раздал рукопись всем членам кафедры, включая аспирантов, мнение которых было для него важно, так как они были ближе к студентам, а книга выступала и в роли учебника.

У Владимира Михайловича было 35 аспирантов, из которых 10 человек стали докторами и профессорами: среди них В.И. Смирнов (первый аспирант В.М. Крейтера и будущий академик), Г.Д. Ажгирей, В.В. Аристов, М.Н. Денисов. Многие геологи, которые не были официально аспирантами, но постоянно консультировались у него, считали себя его учениками. Владимир Михайлович относился к своим ученикам, студентам и аспирантам требовательно и увлеченно. Проявление таланта или больших способностей в любом из них воспринимал как подарок. Именно такое неординарное отношение к ученикам позволило создать "школу Крейтера", принадлежностью к которой гордились многие геологи.

В период эвакуации во время Великой Отечественной войны (1941–1943 гг.) В.М. Крейтер преподавал и заведовал кафедрой в Среднеазиатском политехническом институте в Ташкенте. Вернувшись в Москву, он продолжал заведовать созданными им кафедрами в МГРИ и МИЦМиЗ. В 1945 г. он был командирован на правительственном уровне в Восточную Германию для ознакомления с состоянием горной промышленности, с особым вниманием к урановым рудникам с целью их скорейшего восстановления. В 1947 г. широко отмечался 50-летний юбилей В.М. Крейтера – талантливого ученого в расцвете сил и богатого собственным опытом изучения многочисленных месторождений. Обладая прекрасной интуицией и в то же время феноменальной эрудицией, он всегда был тесно связан с Комитетом по делам геологии при СНК СССР (с 1946 г. – министерством геологии), с его производственными организациями, являлся членом коллегии, председателем технического совета Министерства, выступал в качестве эксперта по запасам и оценке месторождений, часто выезжал в поле непосредственно на рудники, т.е. его научная деятельность всегда имела практическую направленность.

Очень важную работу в теоретическом и практическом значении проделал Владимир Михайлович, изучая вопросы оценки золоторудных месторождений по их выходам на дневную поверхность. Он пришел к выводу о различном поведении золота в зонах окисления и о необходимости особого подхода к их оценке. Для углубленного решения этого вопроса им в 1945 г. в МИЦМиЗ был создан коллектив исследователей разного профиля. Так, эксперименты по растворимости золота выполнялись химиком В.В. Кувичинским, теоретические расчеты по растворимости золота выполнены профессором (в 1946 г. стал членом-корреспондентом АН СССР) И.Н. Плаксиным. Геолого-минералогические наблюдения и документация первичного материала были выполнены на золотосульфидных месторождениях Майкаинского рудного поля, месторождениях Джусалы (В.В. Аристов) и Новый Сибай (А.Г. Горская); кропотливые минералогические описания и зарисовки выполняла Д.С. Крейтер. В.М. Крейтер осуществлял общее научное руководство. В 1948 г. по результатам работы была подготовлена блестящая, ставшая классической, монография по золоту в зоне гипергенеза — "Поведение золота в зоне окисления золото-сульфидных месторождений", увидевшая свет лишь 10 лет спустя (Крейтер и др., 1958).

Некоторые важные выводы В.М. Крейтера (частично проиллюстрированные на фиг. 2–5).

1. Им убедительно показана и сама миграция, и наиболее эффективные способы переноса Au: (1) механическое перемещение частиц самородного Au; (2) растворение сульфидов с освобождением Au с переходом пирита в $Fe_2(SO_4)_3$ в присутствии серной кислоты; (3) в истинных растворах, с переотложением в виде октаэдрических кристаллов, ассоциирующих с гипергенными минералами (галогениды Ag, барит); (4) с участием галогенов (Cl, I, Br).

2. Показано, что важным фактором, определяющим возможность гипергенной миграции Au,



Фиг. 2. Схема распределения Au и Ag в зоне окисления месторождения Майкаин, по В.М. Крейтеру и др. (1958). 1 – глина; 2 – бурые железняки; 3 – ярозит; 4–6 – сыпучки: кварц-баритовые с ярозитом (4), с серой (5), колчеданные (6); 7 – первичные колчеданные руды.

является минералогия первичных руд: она незначительна при Au-Q составе руды и при малой доле субмикроскопического золота (при преобладании крупного Au) в колчеданных и иных золотосульфидных рудах.

3. Одинаковый характер поведения Au и Ag в разных частях зоны окисления сульфидной залежи. Параллельно с зоной окисления колчеданных месторождений изучались и первичные руды, с акцентом на их золотоносность. Это также привело к выдающемуся открытию. В.М. Крейтер в небольшой статье (1948) сформулировал важный вывод о связи роста содержания свободного золота в колчеданных рудах — по отношению к тонкодисперс-

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 65 № 4 2023



Фиг. 3. Деталь строения подзоны сыпучек месторождения Майкаин, по В.М. Крейтеру и др. (1958). В подзоне кварцбаритовых сыпучек с серой развито самородное золото, а в подзоне кварц-баритовых сыпучек с яшмой – аргентит. 1, 2 – сыпучки: кварц-баритовые с ярозитом (1), с серой (2); 3 – самородное золото и галогениды Ag; 4 – кварц-баритовые сыпучки с яшмой; 5 – аргентит; 6 – самородная сера; 7 – барит.

ному — с увеличением степени их метаморфизма. Подобное укрупнение золота с уменьшением доли его "невидимой" формы было подтверждено уже в наше время современными методами.

В 1949 г. по ложному доносу корреспондента газеты "Правда" А.Ф. Шестаковой была арестована группа геологов – 27 человек, в которую входили: академики И.Ф. Григорьев, А.А. Баландин, члены-корреспонденты АН СССР А.Г. Вологдин, Ф.Н. Шахов, академик АН КазССР М.П. Русаков, профессора: В.К. Котульский, М.М. Тетяев, В.М. Крейтер, Я.С. Эдельштейн, В.Л. Шаманский и др. (Репрессированные геологи, 1999). Это был цвет тогдашней геологической науки, особенно те, чьи исследования имели большое прикладное значение. Так было создано "Дело геологов", аналогичное "Делу врачей", "Делу генетиков", "Делу кибернетиков" и другим надуманным делам (Годлевская, Крейтер, 1994). Всем арестованным геологам инкриминировалась неправильная оценка месторождений и заведомое сокрытие месторождений цветных, радиоактивных и благородных металлов, вредительство и большинство пунктов 58-1 статьи Уголовного Кодекса – шпионаж, контрреволюционная агитация и другие.

В.М. Крейтер провел 8 месяцев заключения в камере-одиночке в Лефортово; он стойко переносил издевательства и пытки во время следствия. За время нахождения в одиночке он выучил наизусть поэмы "Евгений Онегин" и "Медный всадник", драму "Борис Годунов". В результате следствия, проводимого с нарушением законности, Владимир Михайлович был осужден Особой Комиссией на 25 лет заключения с конфискацией имущества. Он был отправлен в лагерь в Минусинский край, где работал в качестве геолога в партиях Енисейстроя, входившего в систему ГУЛАГа. Владимир Михайлович в лагере работал вместе с вольнонаемными. Он читал курсы лекций, консультировал по вопросам поисков, разведки и оценки месторождений. В летнее время его вывозили в сопровождении "эскорта", состоящего из лейтенанта и четырех солдат, на полевые работы в Минусинский край в район месторождения Юлия. В поле Владимир Михайлович занимался детальной геологической съемкой, геохимическими поисками, выявляя ореолы рассеяния свинца и цинка. На одном из участков им было обнаружено полиметаллическое проявление.

Все наблюдения В.М. Крейтера, относящиеся к нескольким размещенным в кембрийских известняках (одно – в эффузивных породах D₁) руд-



Фиг. 4. Схема распределения Au и Ag в зоне окисления месторождения Джусалы, по В.М. Крейтеру и др. (1958). 1 – почва; 2 – суглинок делювиальный; 3 – бурый железняк плотный; 4 – ярозит; 5 – бурый железняк пористый; 6 – глинка с галогенидами серебра; 7–9 – сыпучки: кварцевые с ярозитом (7), кварцевые (8), колчеданные (9); 10 – первичные колчеданные руды.

ным полям Кузнецкого Алатау и часто отстоящим друг от друга на десятки км, дали очень близкие результаты. Анализируя структуры рудных полей, он детально остановился на Юлинском рудном поле (Крейтер, 1956). Размещение оруденения здесь в основном связано с крупным широтным взбросо-сдвигом, который разделяет между собою медно-молибденовый участок Юлии Медной, расположенный к северу от разлома, и свинцово-цинковый (к югу от разлома) участок Юлии

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 65 № 4 2023



Фиг. 5. Различные морфологические типы самородного золота из "сыпучек", по В.М. Крейтеру и др. (1958). а–д – Майкаин: а – кристаллы гипергенного барита в углублениях самородного золота в аргентитовой рубашке, б – кристаллы самородного золота в аргентитовой рубашке, в – кристаллы самородного золота в оболочке губчатого золота = вторичное золото, г – вторичное Аu – кристаллы золота на конкрециях бурого железняка (из ярозитовой примазки); д – золото с сотовой поверхностью из кремнистой сыпучки (первичное Au?), Джусалы.

Свинцовой (фиг. 6). Рудные тела как на медномолибденовом, так и полиметаллическом участках представлены пластовыми и пластообразными согласными телами или подчиненными напластованию гнездами. Последовательность геологических событий была изучена им с опорой на данные картирования, трещинные и микроструктурные диаграммы. Основным видом деформации слоистых известняков кембрия было скольжение с изгибом: это подтверждается складками волочения, особенно в породах севернее главного разлома и отчетливыми доказательствами межпластовых движений. На позднекембрийскую складчатость были наложены широтные и меридиональные разрывные нарушения. Позднее с некоторым запаздыванием появились силлы граносиенит-порфиров, падающие согласно с вмещающими тонкослоистыми известняками в основном под углом около 40° к запад-северо-западу. Многократность движений по главному разлому подтверждается рассланцеванием и милонитизацией прилегающих к разлому граносиенитов, а также истиранием скарнов и руд в зоне разлома. Сначала развиваются гранатовые и пироксен-гранатовые скарны; В.М. Крейтер сделал вывод о поступлении растворов при развитии скарнов севернее и южнее главного разлома из различных, хотя и родственных, источников и, вероятно, не одновременном. В целом ориентировка сжимающих усилий позднекембрийского этапа деформаций близка к меридианальной (азимут 350°).

В 1953 г. у Владимира Михайловича случился инсульт, и он был переведен в лагерную больницу. В результате инсульта была нарушена речь и ему парализовало левую половину тела. Речь вос-



Фиг. 6. Схематический план размещения структур месторождения Юлия, по В.М. Крейтеру (1956) с небольшими изменениями. 1 – массивные известняки (Cm₁); 2 – тонкослоистые известняки (Cm₁); 3 – интрузивы сиенитов, кварцевых сиенитов и кварцевых монцонитов; 4 – дайки преимущественно монцодиорит-порфиров; 5 – разломы; 6 – пункты оруденения медного (с Mo, Au) и Pb-Zn; 7, 8 – элементы залегания: 7 – контактов, 8 – слоистости.

становилась очень скоро, а полного восстановления движения левых руки и ноги так и не произошло до конца его жизни.

После смерти И.В. Сталина "Дело геологов" было пересмотрено и в 1954 г. оно было прекращено за отсутствием состава преступления. Владимир Михайлович был реабилитирован. Его освобождение стало счастливым событием не только для него, но и для всех его близких, учеников, друзей, которые никогда не верили в его виновность. Несмотря на остаточные явления паралича и все им пережитое, он вернулся к работе, не потеряв свой природный оптимизм, не озлобившись, сохранив доверие к людям. Возвратившись, Владимир Михайлович написал письмо в Центральный комитет КПСС на имя Н.С. Хрущева. В этом письме он писал: "Шестакова несет огромную ответственность не только за тюремное заключение и смерть геологов, но и за миллионы рублей бесцельно и безответственно растраченные Енисейстроем, за несправедливую пощечину тысячам геологов, которые учились и работали по книгам репрессированных профессоров. Она отвечает за то, что пять лет огромнейшие средства направлялись на ликвидацию последствий никогда не существовавшего вредительства". Шестакова была лишь исключена из партии.

В 1955—1959 гг. В.М. Крейтер возглавлял сектор методики поисков, разведки и оценки месторождений полезных ископаемых Всесоюзного

института минерального сырья (ВИМС), продолжив и преподавание в МИЦМиЗ. В 1956 г. им была опубликована пионерская книга "Структуры рудных полей и месторождений". Книга была подготовлена к печати еще в 1948 г., но в связи с арестом завершить работу над ней ему не удалось. В работе рассмотрены основные понятия и эксперименты из теории упругости, пластичности и прочности; вопросы региональной тектоники и металлогенических провинций, структур рудных полей и месторождений, особенности рудных столбов, внутриминерализационной и послерудной тектоники.

В.М. Крейтером подчеркнута необходимость выявления последовательности геологических событий: она устанавливается как геологическим картированием и документацией с производством многочисленных искусственных обнажений, так и современными методами структурных исследований, включая изучение трещинной тектоники и микроструктурный анализ. В комплексе эти методы могут использоваться для предсказания ориентировки невскрытых жил, реконструкции смещенных частей рудного тела, направления поисков и т.д. Он сделал вывод, что для эндогенных месторождений главнейшую роль играют дорудные структуры; внутрирудные и послерудные деформации имеют обычно ничтожный масштаб; в то же время подновление крупных нарушений представляет собой довольно частое явление в природе – они играют роль рудоподводящих и рудораспределяюших каналов.

Он подчеркивал важную роль наблюдений над дайками в расшифровке последовательности развития структуры рудного поля и генезиса месторождений. Этому служат пересечения разновозрастных даек, а также даек и рудных жил. Дайки позволяют устанавливать относительный геологический возраст и расчленять в возрастном и пространственном отношениях дорудную, рудную и послерудную системы дизьюнктивных нарушений. Дайки внедряются как в трещины отрыва и скалывания, так и в межпластовые трещины. Есть много убедительных примеров, где дайки внедряются после рудоносных скарнов (Хакассия). Общая нормальная последовательность событий в рудных районах рисуется так: крупные гранитоидные интрузии, дайки кислых пород, лампрофиры, руда. Эта схема особенно подходит к полиметаллическим рудным полям.

В это же время Владимир Михайлович продолжал работать как эксперт в Государственной Комиссии по запасам полезных ископаемых (ГКЗ). Анализируя материалы по разведке месторождений, которая проводилась по инструкциям ГКЗ за пять лет его отсутствия, он пришел к выводу, что ведется огромная перестраховочная "переразведка", приводящая к многомиллионным неоправданным расходам. Он пошел докладывать в ГКЗ свои выводы, но был принят чиновниками в штыки. Он очень переживал, что его находка, как сэкономить для народного хозяйства большие средства, не нашла отклика. Через полгода ГКЗ выпустила новые инструкции, в которых были учтены все рекомендации Владимира Михайловича, но без ссылок на его предложения.

В конце 1957 г. В.М. Крейтер по приглашению Министерства геологии КНР поехал читать лекции по геологии рудных месторождений для китайских геологов ВКЗ, ВИМСа и ВСЕГЕИ КНР, а также преподавателям Пекинского и Чжанчунского геологоразведочных институтов. В течение командировки (3 мес.) он щедро делился опытом; результатом стало также опубликование серии книг и статей на китайском языке. Он получил вскоре от министра геологии КНР Ли Си Гуана (Li Siguang, министр 1952-1967) письмо, в котором тот, в частности, писал: "Вы показали нам, как методически правильно вести разведку, чтобы избежать расточительства средств в геологоразведочных работах... Вы оказали помощь в решении вопросов о правильном подходе к оценке месторождений". В письме указываются и другие вопросы, в которых Владимир Михайлович помог китайским геологам. Письмо заканчивается сердечной благодарностью за оказанную помощь.

Среди многочисленных проблем, которыми занимался В.М. Крейтер, главной для него была проблема усовершенствования методики поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Поэтому, возвратившись к работе, он сразу же начал перерабатывать свою книгу, изданную в 1940 г. Как писал Владимир Михайлович, в новом издании, полностью переработанном по сравнению с прежним, "оказалось возможным использовать только основные идеи курса, некоторые фактические материалы, примеры и сохранить общую структуру первого издания". Во втором издании книги подчеркивается, что учение о поисках и разведке есть прикладная геологическая наука, изучающая условия нахождения и способы наиболее эффективного выявления промышленных месторождений полезных ископаемых. Владимиром Михайловичем впервые разработано понятие о промышленных или геолого-промышленных типах месторождений.

В книге детально рассматриваются геологические критерии и признаки. Так, различаются критерии: стратиграфические, фациально-литологические, структурные, магматогенные, изменения вмещающих пород, геохимические, геоморфологические, метаморфогенные, гидрогеологические и геофизические. Подчеркивается, что все геологические критерии должны выявляться в природных условиях и прежде всего при геологической съемке. Были освещены вопросы крупномасштабной геологической съемки и геофизических исследований при поисково-разведочных работах, продолжено рассмотрение структур рудных полей и месторождений, описана оценка месторождений полезных ископаемых по их выходам. Во втором разделе книги подробно анализируются проблемы разведки месторождений; предлагается соблюдение пяти принципов: 1) полнота, 2) последовательных приближений, 3) равномерности, 4) наименьших трудовых и материальных затрат, 5) наименьших затрат времени. Эти принципы в первом приближении относятся ко всем геологоразведочным изысканиям. Не менее детально в книге рассматриваются вопросы опробования минерального сырья, геолого-экономическая оценка месторожлений с предварительным полсчетом запасов, а также освешаются вопросы геологической службы на горных предприятиях.

На основе этой книги в 1964 г., уже когда Владимир Михайлович работал в УДН, был написан краткий учебник с грифом Минвуза СССР; он был переведен на английский, французский, испанский языки и разослан по всему миру для геологов развивающихся стран. В.М. Крейтер не останавливался в продвижении науки о поисках и разведке. Объединив вокруг себя ведущих ученых. таких как Д.И. Горжевский. В.Н. Козыренко. А.В. Дружинин и других, он задумал дальнейшее развитие своего фундаментального труда, изданного в 1960-1961 гг., созданием книги "Теоретические основы поисков и разведки твердых полезных ископаемых". В этой книге гораздо глубже, чем раньше, рассмотрены геологические поисковые критерии и признаки, структуры месторождений и методы поисков. Кроме того, здесь впервые рассмотрены типовые геологические обстановки для близких геолого-промышленных типов месторождений различных полезных ископаемых. Книга вышла в 1966 г. (1-й том, "Поиски"). Смерть В.М. Крейтера не позволила полностью завершить задуманное: 2-й том – "Разведка" так и не был опубликован.

В 1960 г. решением ЦК КПСС и Правительства СССР в Москве открывается Университет Дружбы народов для подготовки квалифицированных специалистов для стран Азии, Африки и Латинской Америки. На должность заведующего кафедрой месторождений полезных ископаемых и их разведки пригласили В.М. Крейтера; кафедра открылась в феврале 1962 г. Сложность состояла в том, что нужно было готовить геологов и по твердым полезным ископаемым, и геологов-нефтяников, а на обучение отводилось 4 года, т.к. один год отдавался на изучение русского языка. Им был составлен учебный план, отличающийся от других советских вузов принципиально новой методологией подготовки. Благодаря организаторскому таланту Владимира Михайловича на кафедре сложился сплоченный творческий коллектив единомышленников (Горжевский, 1997; Коржинский, 1967).

Владимир Михайлович всегда был в центре проблем Университета. Наиболее активно он работал в методической комиссии, где под его руководством в короткий срок была завершена работа над учебными планами. Университет Дружбы народов высоко оценил труд Владимира Михайловича: 16 декабря 1964 г. за заслуги в области развития минерально-сырьевой базы страны и многолетнюю педагогическую деятельность ему было присвоено почетное звание заслуженного деятеля науки и техники РСФСР.

Среди выпускников 1966 г. был представитель Судана – Мохаммед Зейн Шаддад. Окончив Университет и возвратившись на Родину, он проводил геологические исследования на юге Судана и открыл хромитовое месторождение, которое им было названо в честь его учителя "Крейтер". В 1970 г. Дина Самойловна Крейтер получила посылку и письмо из Судана. В посылке находился образец хромитовой руды с выгравированной на нем надписью. "Хромит из месторождения "Крейтер", подаренный госпоже Крейтер Д.С. Камель Абдель Минеймом". Вот выдержка из письма: "... Уважаемая госпожа Крейтер! Пусть будет у Вас счастье! Приветствую Вас и в Вашем лице Советский народ. Вместе с этим письмом я посылаю Вам фотографию и кусок хромита из месторождения, которое носит имя Вашего великого супруга – профессора В.М. Крейтера, много сделавшего для развития геологоразведочного дела не только в Советском Союзе, но и во всем мире. На всех этапах нашей работы мы пользовались принципами Владимира Михайловича, проводником которых является наш друг Мохаммед Зейн Шаддад. Лучшим доказательством правильности этих принципов является тот факт, что разработка месторождения "Крейтер" уже за несколько месяцев превысила всю добычу хромитовой руды в Судане на сто процентов... Искренне Ваш Камель Абдель Монейм". Письмо написано владельцем месторождения "Крейтер".

Владимир Михайлович был энциклопедически образованным человеком не только в своей профессии, но и знатоком литературы, истории, театрального искусства. Он знал большое количество произведений поэзии и прозы и прекрасно, артистически умел их читать наизусть. Он часто читал на студенческих вечерах, в полевых партиях, своим друзьям, а в заключении – товарищам по несчастью. В 1945 году, когда он был командирован в Германию, он с успехом читал советским офицерам "Скифы" Блока и "Войну" Маяковского. В 1937 году в столетнюю годовщину смерти Пушкина он сделал доклад для студентов МГРИ о творчестве Пушкина, сопровождая его чтением отрывков из стихотворений и поэм.

В 1966 г. Владимиру Михайловичу сделали операцию, она прошла успешно, но следом, 31 декабря 1966 г. эмболия солнечной артерии (тромб) оборвала его жизнь. В 1967 г. Ученый Совет инженерного факультета принял решение проводить ежегодно в день рождения В.М. Крейтера научные чтения его имени, посвященные проблемам учения о рудных месторождениях, их поисков и разведки, которые являются дальнейшим развитием его идей. В октябре 2022 г. прошли пятьдесят шестые научные чтения. За это время с докладами на чтениях выступили ведущие ученые-геологи нашей страны уже в трех поколениях.

О его жизни и творчестве был снят документальный фильм "Земля профессора В.М. Крейтера", а также документальный фильм "Охотники за ураном", рассказывающий о "Деле геологов". Оба фильма были показаны по центральному телевидению. Владимир Михайлович, будучи выдающимся ученым и талантливым педагогом, был светлым человеком, от него исходил невероятно сильный магнетизм добра и жизнеутверждения. Он был патриотом своей Родины, он очень много сделал для своей страны, и особенно для создания ее минерально-сырьевой базы. В.М. Крейтер заслужил, чтобы его имя не исчезло в истории геологической науки.

ОСНОВНЫЕ ОПУБЛИКОВАННЫЕ РАБОТЫ В.М. КРЕЙТЕРА

Крейтер В.М., Смирнов С.С. Разведка свинцово-цинковых месторождений в Нерчинском округе в 1926 г. // Вестник геологического комитета. 1927. № 3. С. 9–16.

Крейтер В.М. Восстановление Кадаинского рудника в Нерчинском горном округе // Горный журнал. 1927. № 10. С. 700–703.

Крейтер В.М. Разведка свинцово-цинковых месторождений Нерчинского округа и общие экономические условия рудных районов // Горный журнал. 1928. №1. С. 97–107.

Крейтер В.М. Сравнительноебурениеалмазамии дробью // Горный журнал. 1929. № 89. С. 1315–1327.

Крейтер В.М. Разведочные работы на месторождениях цветных металлов в Северной Америке. Отчет о заграничной командировке. М.-Л.: Госгеоразведиздат, 1931. 175 с.

Крейтер В.М., Григорьев И.Ф. К вопросу о методах геологоразведочных операций при поисках и разведок полезных ископаемых // Материалы к методологии поисков и разведок полезных ископаемых. М.-Л.: Госгеоразведиздат, 1931. С. 1–44.

Крейтер В.М., Яговкин И.С. К вопросу об оценке полиметаллических месторождений Нагольного кряжа // Горный журнал. 1931. № 10. С. 61–66. Крейтер В.М. Полиметаллические месторождения Союза // Геологоразведочные работы в ІІй пятилетке. Мат. Конференции Госплана СССР. 1932. Вып. III. С. 159–167.

Крейтер В.М. Основные задачи научно-технической реконструкции геологоразведочных работ по цветным металлам в ІІ-й пятилетке // там же. С. 241–248.

Опробование месторождений твердых полезных ископаемых. Изд. 2-ое. Под ред. П.И. Бутова, В.М. Крейтера, П.М. Татаринова и Н.И. Трушкова. Л.-М.: Госгеоразведиздат, 1932. 451 с.

Крейтер В.М. Полиметаллические месторождения Союза // Разведка недр. 1932. №7. С. 9–12.

Крейтер В.М., Григорьев И.Ф. К вопросу о методах геологоразведочных операций при поисках и разведке полезных ископаемых // Материалы к методологии поисков и разведок полезных ископаемых. Л.-М.: Госгеоразведиздат, 1932. С. 4–82 с.

Крейтер В.М. Месторождения цветных металлов Восточно-Сибирского края (Cu, Ni, Pb, Ag) // Тр. Вост.-Сиб. геологоразведочного треста. Вып. 2. 1933. 94 с.

Крейтер В.М. К вопросу о принадлежности свинцово-цинкового оруденения хребта Кара-тау к типу Миссисипи–Миссури // Проблемы Советской геологии. 1933. Т. І. № 3. С. 200–229.

Крейтер В.М., Роговер Г.Б. Блявинское медно-колчеданное месторождение // Проблемы Советской геологии. 1935. Т. III. № 6. С. 507–522.

Крейтер В.М., Смирнов В.И. Полиметаллические месторождения северного склона Таласского Алатау // Таджикско-Памирская экспедиция 1935г. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1935. С. 103–118.

Крейтер В.М. Основные принципы классификации и подсчета запасов полезных ископаемых. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1937. 47 с.

Крейтер В.М., Смирнов В.И. Полиметаллические месторождения северного склона Таласского Алатау // Таджикско-Памирская экспедиция 1935 г. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1937. С. 415–452.

Крейтер В.М., Смирнов В.И. Полиметаллическая база Средней Азии // Тр. Таджикско-Памирской экспедиции. Вып. 83. М.-Л.: АН СССР, 1937. 86 с.

Крейтер В.М., Смирнов В.И. Полиметаллические месторождения Средней Азии // Тр. Таджикско-Памирской экспедиции. Вып. 97. М.-Л.: АН СССР, 1937. 392 с.

Крейтер В.М. Предварительная оценка Пирдоуданского медно-молибденового месторождения // Тр. МГРИ. 1938. Т. XI. С. 67–80.

Крейтер В.М. Поиски и разведка полезных ископаемых. М.: Госгеолиздат, 1940. 790 с.

Крейтер В.М. Материалы к вопросу о миграции золота в окисленных зонах колчеданных месторождений на примере Блявинского месторождения // Тр. МГРИ. 1941. Т. XVII. С. 79–94.

Крейтер В.М., Красников В.И. Месторождения цветных металлов // Цветная металлургия Центральной и Восточной Германии. Ред. В.А. Флоров. М.: Металлургиздат, 1947. С. 10–65.

Крейтер В.М., Смирнов В.И. Новые идеи в поисках и разведках полезных ископаемых // Советская геология.1946. № 17. С. 3–8.

Рудничная геология. Сб. статей под ред. В.М. Крейтера и В.И. Смирнова. М.-Л.: Госгеолтехиздат, 1946. 172 с.

Крейтер В.М., Крейтер Д.С. Геологическая оценка золоторудных месторождений по выходам // Советская геология. 1946. № 17. С. 68–85.

Крейтер В.М., Смирнов В.И. Некоторые задачи рудничной геологии // Сов. геология. 1947. № 20. С. 3-12.

Крейтер В.М. Размеры частиц золота в сульфидных месторождениях как признак пострудного метаморфизма// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 1. С. 159–162.

Крейтер В.М. Структуры рудных полей и месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 272 с.

Крейтер В.М., Аристов В.В., Волынский И.С., Крестовников А.Н., Кувичинский В.В. Поведение золота в зоне окисления золото-сульфидных месторождений. М.: Госгеотехиздат, 1958. 267 с.

Крейтер В.М. Промышленные типы месторождений полезных ископаемых // Acta Geol. Sinica. 1958. V. 38. № 1. Р. 63–121 (на рус. языке).

Крейтер В.М. К вопросу об улучшении действующей классификации запасов // Советская геология. 1958. №11. С. 147–153. Крейтер В.М. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. Часть I, Изд. 2-е. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 332 с.

Крейтер В.М. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. Часть II, Изд. 2-е. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 391 с.

Крейтер В.М. Задачи и значение учения о поисках и разведке месторождений полезных ископаемых // Геология и разведка. Изв. ВУЗов. 1962. № 3. С. 3–9.

Теоретические основы поисков и разведки полезных ископаемых. Том І. Поиски. Коллектив авторов под ред. и при участии В.М. Крейтера. М.: Недра, 1968. 431 с.

Kreiter V.M. Geological prospecting and exploration. Moscow: Mir Publ., 1968. 383 p.

Крейтер В.М. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1969. 384 с.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Годлевская Н.Ю., Крейтер И.В. "Красноярское дело" геологов // Репрессированная наука. СПб: Наука, 1994. С. 158–166.

Горжевский Д.И. К столетию со дня рождения В.М. Крейтера // Руды и металлы. 1997. № 5. С. 85–86.

Коржинский Д.С., Смирнов В.И., Вольфсон Ф.И. и др. Памяти В.М. Крейтера (1897–1966) // Геология руд. месторождений. 1967. Т. 9. № 3. С.116–117.

Крейтер Д.С., Аристов В.В., Трофимов Н.Н. Крейтер Владимир Михайлович. М.: Изд-во ПАИМС, 1997. 120 с.

Репрессированные геологи // Сост. Л.П. Беляков, Е.М. Заблотский, изд. 3-е. М.-СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 426 с. УДК 553.444+553/3(571.54)

ГОРЕВСКОЕ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (СИБИРЬ, РОССИЯ): МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД И ОСОБЕННОСТИ РУДООТЛОЖЕНИЯ

© 2023 г. К. Р. Ковалев^{*a*}, Ю. А. Калинин^{*a*}, К. В. Лобанов^{*b*}, Е. А. Наумов^{*c*}, А. А. Боровиков^{*a*}, В. П. Сухоруков^{*a*}

^аИнститут геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, просп. Академика Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия ^bСибирский Федеральный Университет, пр. Свободный, 79, Красноярск, 660041 Россия ^cЦентральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, Bapшавское шоссе, д. 129, корп., 1 Москва, 117545 Россия *E-mail: kalinin@igm.nsc.ru Поступила в редакцию 30.01.2023 г.

Поступила в редакцию 50.01.2025 г. После доработки 03.03.2023 г. Принята к публикации 09.03.2023 г.

В работе показано генетическое разнообразие строения и минерального состава руд Горевского Рb-Zn месторождения, выявлены главные признаки отложения рудного вещества, синхронного с процессами селиментации в осалочном бассейне. Рассмотрены текстурно-структурные признаки и минеральные ассоциации руд, сопровождающие разнообразные процессы метаморфизма и пострудных преобразований. Детализирована последовательность гидротермально-осадочного синседиментационного формирования руд Горевского Pb-Zn месторождения в результате прямого осаждения рудных компонентов непосредственно из придонных рудоносных растворов. Сделано предположение, что два типа руд, отличающихся по вещественному составу, структурно-текстурным особенностям, морфологии и положению в пространстве, являются проявлением рудно-фациальной зональности единой рудно-гидротермальной системы: слоистые свинцово-цинковые относятся к дистальным, а брекчиевые существенно свинцовые – к ее проксимальным частям. Показана важная роль пострудных процессов регионального и линамотермального метаморфизма в преобразовании первично-осадочных руд. В основу исследования положен метод детального изучения текстурноструктурных особенностей руд в полированных и пришлифованных образцах; изучение микроструктурных и минеральных особенностей и состава рудных и нерудных минералов проводилось современными методами. Основная масса руд Горевского месторождения демонстрируют текстурно-структурные признаки синседиментационного отложения, единовременного с вмещающими углеродисто-слюдисто-кремнисто-карбонатными породами, и сохраняет эти главные структурные особенности как на макро-, так и на микроуровне. Полученные результаты анализируются в сравнении с другими полиметаллическими месторождениями России и других регионов мира.

Ключевые слова: Горевское месторождение, Енисейский кряж, свинец, цинк, кремнисто-сидеритовые породы, текстурно-генетические и минеральные типы руд, гидротермально-осадочный рудогенез, флюидные включения

DOI: 10.31857/S0016777023030024, EDN: TXXRLR

ВВЕДЕНИЕ

В Сибири расположены три крупнейших полиметаллических месторождения: Холоднинское в Северном Прибайкалье, Озерное в Западном Забайкалье и Горевское в Енисейском Приангарье. Суммарные запасы свинца и цинка этих месторождений составляют более 30 млн т. Настоящая статья посвящена уникальному Горевскому месторождению, расположенному на левом берегу и частично в русле р. Ангара, в 40 км от ее впадения в р. Енисей. Открытое Ю.Н. Глазыриным и Е.И. Врублевичем в 1956 году, месторождение детально разведано и в настоящее время отрабатывается открытым способом. На сегодня общие запасы свинца и цинка (с учетом добычи) составляют 8.8 млн т при средних содержаниях Pb – 6.15%, Zn - 2.02%, Ag - 55.4 г/т и Cd – 0.004%.

Горевское месторождение широко описано в отечественной литературе и представляет собой объект длительных дискуссий исследователей о генезисе оруденения. На ранних этапах открытия и разведки месторождения преобладала точка

зрения гидротермально-метасоматического происхождения рудной минерализации (Атлас ..., 1973; Бровков и др., 1976, 1983; Выдрин и др., 1964; Охапкин и др., 1976; Просняков, Володин, 1962; Шерман, 1968, 1971). Оруденение связывалось с комплексом даек диабазов и долеритов, проявленным в районе и на месторождении. Предполагали также генетическую связь оруденения с палеотермальными аномалиями глубокозалегающих гипотетических гранитоилных очагов или корневыми зонами рифейских вулканов (Охапкин, 1974; Мирошников и др., 1976; Охапкин, Бутан, 1989). Последующими геофизическими исследованиями таких очагов в районе месторождения обнаружено не было. В.М. Поповым (1969) впервые была высказана идея первичного осадочного накопления рудного вещества в донных карбонатных отложениях депрессий за счет разрушающихся пород докембрийского фундамента с последующим переходом его в сульфидную форму на стадии диагенеза осадков. Вариант седиментационно-эксгаляционного происхождения руд Горевского месторождения из придонных рудоносных растворов за счет разгрузки гидротермальных растворов в приразломную депрессионную структуру в последующем рассматривался многими исследователями (Пономарев, 1979; Дистанов, Пономарев, 1980; Кузнецов и др., 1990; Пономарев и др., 1991; Distanov et al., 1999). Модель осадочно-диагенетического происхождения руд в условиях катагенеза при важной роли процессов переотложения первичного рудного материала внутрипоровыми растворами предложена в работе (Belokonov et al., 2021).

ЦЕЛЬ ИССЛЕДОВАНИЯ, ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Сложная структурно-тектоническая позиция Горевского месторождения, интенсивная тектоническая нарушенность и дислоцированность, проявление интрузивного магматизма в виде дайковых тел основного состава значительно осложнили строение первичных руд и вмещающих пород, которые приобрели некоторые признаки гидротермально-метасоматического и метаморфогенного происхождения. Цель данной работы: на основе изучения генетического разнообразия структурно-текстурных особенностей и минерального состава руд месторождения установить главные признаки синхронного отложения рудного вешества из придонных рудоносных растворов, связанных с процессами седиментации в осадочном бассейне; рассмотреть текстурноструктурные признаки и минеральные ассоциации, сопровождающие разнообразные процессы метаморфизма. Решение этих вопросов имеет принципиальное значение для установления первичных черт строения руд метаморфизованных

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ 2023

месторождений этого типа (Shadlun, 1982; Spry et al., 2007). Полученные результаты анализируются в сравнении с другими полиметаллическими месторождениям в России и в других регионах мира, а также с позиции современного сульфилного рудообразования в рифтогенных структурах океанов. Для достижения цели исследования использовалась обширная систематическая коллекция пород и руд месторождения, собранная Э.Г. Дистановым, К.Р. Ковалевым, А.И. Бусленко, В.Г. Пономаревым, В.А. Акимцевым, С.В. Сараевым при изучении образцов кернового бурения и карьера в период работ 1973–1990 гг., а также при посещениях месторождения в 2000 и 2019 годах. Кроме того, использовались некоторые новые данные, полученные в процессе эксплоразведки и отработки Горевского месторождения в 2000-е годы.

В основу работы положено детальное изучение текстурно-структурных особенностей руд в полированных и пришлифованных образцах. Микроструктурные и минеральные особенности и состав рудных и нерудных минералов изучались в проходящем и отраженном свете, на рентгеноспектральном микроанализаторе (JEOL JXA-800) И сканирующих электронных микроскопах (TESCAN MIRA 3LMU, JSM-65101V). Для диагностики и изучения химического состава вещества использованы различные методы: рент-ИКгенофлюоресцентный. рентгенофазовый. спектроскопия, атомно-абсорбционный, ICP MS (ООО ALS Чита Лаборатория, г. Чита).

Для исследования флюидных включений применялись методы крио-, и термометрии (микротермокамера THMSG-600 фирмы Linkam с диапазоном измерений от -196 до +600°С). Изучение состава газовой фазы включений проводилось методом КР-спектроскопии (спектрометр Ramanor U-1000 фирмы JobinYvon, лазер MillenniaProS2 (532 nm), детектор HORIBA JO-BIN YVON, г. Новосибирск). Общая концентрация солей в растворах флюидных включений и принадлежность их к той или иной водно-солевой системе определялись по данным криометрии (Борисенко, 1982; Bodnar, 1988; Bodnar, Vityk, 1994; Bakker, 2018). При оценке давления и определении других параметров среды минералообразования по микро-термометрическим данным изучения флюидных включений использовались программные пакеты "AqSo NaCl" (Bakker, 2018), "Vx-Tern.exe" (Painsi et al., 2008; Akinfiev, Diamond, 2010), "ISOHOR" (Bakker, 2001), "FLINCOR" (Brown, 1989). Все исследования выполнялись на приборной базе Центра коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск).

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ РАЙОНА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Горевское месторождение располагается на плошали Ангарского рудного района. в Заангарской южной части Енисейского кряжа. Енисейский кряж расположен на западной окраине Сибирского кратона, протягиваясь в субмеридиональном направлении вдоль р. Енисей почти на 700 км при ширине от 50 до 200 км. В строении Енисейского кряжа выделяются два крупных сегмента – Южно-Енисейский и Заангарский, разделенные субширотным Нижнеангарским региональным разломом (фиг. 1). К югу от этого разлома выделяются раннедокембрийский Ангаро-Канский блок, образованный канским гранулито-гнейсовым и енисейским гнейсово-сланцевым комплексами и гранитоидами. и неопротерозойский островодужный Предивинский блок. К северу от Нижнеангарского разлома, в заангарской части, Енисейский кряж сложен палеопротерозойскими и мезо-неопротерозойскими окраинно-континентальными комплексами, составляющими Восточно-Ангарский и Центрально-Ангарский блоки. Западный (Исаковский) тектонический блок представлен неопротерозойскими офиолитами и островодужными комплексами. Все тектонические блоки разделены крупными региональными разломами - системами дизъюнктивов преимущественно северо-западного простирания с субвертикальным падением – Ишимбинским. Татарским. Приенисейским и Анкиновским (см. фиг. 1) (Бакшт и др., 1979; Vernikovsky, Vernikovskaya, 2006). Эти глубинные разломы часто сопровождаются оперяющими структурами более высокого порядка, вблизи которых происходит коллизия более мелких блоков с образованием надвигов, что вызывает неоднородный по давлению региональный метаморфизм (Лиханов, Ревердатто, 2014).

Металлогения Енисейского кряжа определяется многочисленными месторождениями и рудопроявлениями Au, Pb, Zn, Sb, Fe, Mn. Подавляющая часть золоторудных месторождений локализована в восточной части Центрально-Ангарского блока – в пределах Панимбинского (Центрального) антиклинория, концентрируясь вблизи Ишимбинского и Татарского региональных разломов. В зоне динамического влияния последних в черносланцевых толщах раннего и среднего рифея (сухопитская серия) сосредоточена основная часть золоторудных месторождений Енисейского кряжа, представленных линейкой от жильных и жильно-прожилковых золото-кварцевых (Советское, Эльдорадо, Васильевское) до прожилково-вкрапленных золото-сульфидных (Олимпиадинское, Ведугинское, Попутнинское, Боголюбовское).

В отличие от золоторудных, подавляющая часть объектов с полиметаллическим оруденением развита в юго-западной части того же Центрально-Ангарского блока, в пределах Большепитского синклинория. в более мололых отложениях тунгусикской, киргитейской и широкинской серий позднерифейского возраста. Оно представлено тремя главными типами, которые отличаются по вещественному составу как руд, так и вмещающих отложений. В северо-восточной части сосредоточены преимушественно свинцово-цинковые месторождения (MVT-type) в карбонатных толщах (Морянихо-Меркурихинское рудное поле), представляющие нижний стратиграфический уровень позднего рифея (Забиров, Кириченко, 1985; Бранднер и др., 1985; Сараев, 1989). В северной и северо-западной части – свинцово-цинковые в углеродистых сланцевых толщах (SEDEX-type) (Лимонитовое, Линейное и др.) (Сердюк и др., 2021). На юге – цинково-свинцовые месторождения и рудопроявления (Горевское, Рудаковское, Картичное и др.) в углеродисто-кремнисто-карбонатных породах горевской свиты верхов позднего рифея (Сараев, 1990; Пономарев и др., 1991).

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И МИНЕРАЛИЗАЦИИ ГОРЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Основные черты геологического строения и характеристика оруденения Горевского рудного поля и месторождения освещены в многочисленных публикациях (Просняков, Володин, 1962; Выдрин, Груздев, 1965; Шерман, 1968; Бровков и др., 1976; Охапкин и др., 1976; Дистанов, Пономарев, 1980; Геология ..., 1985ф¹; Кузнецов и др., 1990; Пономарев и др., 1991). Схема геологического строения района и структурно-тектоническая позиция месторождения представлена на фиг. 2.

Стратиграфо-литологическая позиция месторождения

Полиметаллическая минерализация залегает в сложнодислоцированных и тектонически нарушенных углеродисто-терригенно-кремнисто-карбонатных породах горевской свиты общей мощностью около 2000 м. Основное оруденение приурочено к нижней части разреза. Детальное изучение литологии, текстурных и структурных признаков седиментации, обстановок отложения пород свиты и их геохимических особенностей в пределах рудного поля проведено С.В. Сараевым (1990). Палеотектоническая обстановка района представляется на начальной стадии развития как относительно глубоководный бассейн с режимом низкоскоростного, некомпенсированного осад-

¹ Геология и металлогения Енисейского рудного пояса. Красноярск, (КНИИГГиМС. ПГО "Красноярск геология"), 1985ф. 291 с.



Фиг. 1. Схематическая тектоническая карта Енисейского кряжа (Kachevsky et al., 1998; Likhanov et al., 2014; Верниковский и др., 2016). Тектонические блоки: І – Исаковский, ІІ – Центрально-Анагарский, ІІІ – Восточно-Ангарский. Региональные разломы: И – Ишимбинский, Т – Татарский, П – Приенисейский, А – Анкиновский, Ан – Ангарский. Звездочкой отмечено Горевское месторождение.

конакопления, сопровождавшегося сероводородным заражением и формированием незначительных по мощности пачек углеродсодержащих глинистых сланцев. Впоследствии нарастала скорость заполнения впадины тонкообломочными кремнисто-карбонатными и хемогенными осадками. В заключительный период основную роль начинают играть карбонатные турбидиты.

Рудовмещающие отложения на месторождении характеризуются пестрым составом: выделяются подрудные пирротинсодержащие темно-серые углеродистые глинисто-кремнисто-известковистые породы, черные углеродистые глинистокремнисто-сидеритовые породы (рудная пачка), и надрудные слабоуглеродистые серые глинистокварц-карбонатные породы. Подрудная и надрудная пачки визуально слабо отличаются друг от друга, представляя по сути кремнистые мергелисто-известковистые отложения, с повышенной углеродистостью (С орг до 1%) в подрудной пачке. Породы характеризуются ритмично-слоистым строением, различной мощностью углеродистых сланцев, кремнистых и карбонатных прослоев. Структурные элементы отложения включают косую слоистость, градационную сортировку тонкообломочного материала, размыв поверхностей кровли ритмов, более обломочный материал подошвы ритмов. Пачка, вмещающая рудные залежи месторождения, характеризуется преимущественно черной окраской и представлена ритмичным чередованием слоев различной насыщенности сульфидными минералами: углеродисто-кремнистыми алевропелитами, силицитами, кремнистосидеритовыми и существенно сидеритовыми раз-



Фит. 2. Схема геологического строения района Горевского месторождения (по Геология ..., 1985ф, с изменениями). 1 – отложения верхнего девона, 2–4 – горевская свита верхнего рифея: 2 – верхняя пачка (известняки с прослоями известковистых кварц-серицитовых сланцев), 3 – средняя пачка (известняки с биотитом), 4 – верхняя рудовмещающая пачка (известняки, известковистые кварц-серицитовые и углеродисто-слюдистые сланцы); 5 – потоскуйская (шунтарская) свита верхнего рифея (кварц-серицитовые сланцы), 6 – рудные тела Горевского месторождения, 7 – геологические границы, 8 – разрывные нарушения, 9 – рудопроявления: Рудаковское (1), Картичное (2).

ностями. В них также отмечаются структурные элементы отложения в морском бассейне с относительно неспокойным тектоническим режимом, признаками подводно-оползневых явлений с элементами деформаций слоев. Характерны резкие фациальные переходы, неоднородность состава разреза на коротких расстояниях. Химический состав пород рудовмещающего разреза Горевского месторождения представлен в табл. 1. Надрудная и подрудная пачки по химическому составу достаточно близки. Для них характерна значительная кремнеземистость (18–26 мас. %). Надрудная пачка несколько обогащена железом, марганцем и магнием. Породы рудной пачки отличаются широкими вариациями SiO₂ (до 45.26 мас. %), Fe₂O₃ (до 49.34 мас. %) и MnO (до 4.59 мас. %) за счет прослоев силицитов и сидеритов. В целом рудовмещающая часть разреза обогащена Mg, что связано с присутствием в ее составе значительного объема доломитов, при этом в рудных телах его концентрация уменьшается на фоне увеличения доли Fe и Mn (сидероплезит) (Кузнецов и др., 1991).

Магматизм

На площади Горевского месторождения, преимущественно в южной его части, широко представлен комплекс даек основного состава. Особенности их морфологии, строения, состава и взаимоотношения с оруденением рассматривались в ряде ранних работ (Просняков, Володин, 1962; Выдрин и др., 1964; Шерман, 1971; Охапкин, Бутан, 1989). Визуально породы дайкового комплекса имеют мелкокристаллическое строение, темно-зеленую до черной окраску. Среди них выделялись долериты (от оливиновых до лейкократовых разностей), кварцевые диабазы, лампрофироподобные субшелочные оливиновые долериты. По петрохимическим особенностям они принадлежат к толеитовому ряду калий-натровой серии (см. табл. 1). В пространстве дайки образуют пучки и серии сближенных тел, группируясь в пределах двух протяженных полос северо-западного и северо-восточного простирания, которые контролируются зонами крупных разрывных нарушений соответственно Приангарского и Белокопытовского направлений. Возраст дайковых тел определяется как позднерифейский. Они образуют секущие и согласные со слоистостью плитообразные тела мощностью от 0.1 до 5–10 м, иногда до 20 м, по простиранию они прослежены на 100-200 м без признаков выклинивания, по падению – на 300-500 м. Насыщенность ими рудовмещающего разреза иногда достигает 10-14% (фиг. 3).

В процессе разведки было установлено, что на Горевском месторождении по отношению к оруденению существуют два типа даек – дорудные (или синрудные) и пострудные. Большинство даек отнесено к типу дорудных, так как в целом ряде мест они пересекаются сульфидными и кварцсульфидными прожилками. Кроме того, в керне скважин установлены брекчии долеритов, обломки которых сцементированы рудами существенно галенитового состава. Пострудные дайки преимущественно развиты за пределами месторождения. Около контактов таких даек с кварцсидеритовыми породами в последних образуется обильная сыпь зерен магнетита, а в самих дайках отмечаются прожилки анкерита. Сидеритовые породы на контакте с долеритами становятся магнитными и изменяют свой цвет. В карьере отмечались единичные случаи пересечения Главного рудного тела дайками долеритов.

Морфология рудных залежей

Горевское месторождение с горно-геологической точки зрения представляет собой единую крупнообъемную рудную залежь (в плане 350×1700 м), отработка которой возможна одним карьером (фиг. 4). Внутри залежи выделяется 4 рудных тела: Главное, Западное, Маленькое и Северо-Западное. Все они линзо- и плитообразной формы, субпараллельны друг другу и имеют общее согласное с вмещающими осадочными породами северо-западное простирание ($300^\circ - 315^\circ$) и крутое падение ($70^\circ - 85^\circ$), при этом фиксируется их крутое юго-восточное склонение.

По простиранию (на флангах) и по падению (на глубину) рудные тела расщепляются, их мощности плавно снижаются вплоть до полного выклинивания. Границы рудных тел с вмещающими породами резкие и отчетливо отбиваются по содержанию в рудах свинца и цинка более 1%. Изредка наблюдаются маломощные ореолы бедных свинцово-цинковых руд с содержанием свинца и цинка менее 1% (Шерман, 1968). По отношению к вмещающей терригенно-кремнистокарбонатной толще рудные тела субконформны и в целом вписываются в ее слоистое строение (Бровков и др., 1976, Кузнецов и др., 1990). Это подчеркивается их субпараллельным взаиморасположением и позволяет говорить об их стратифицированном характере.

Контуры рудных тел во многом сходны (см. фиг. 4), особенно это относится к Западному и Главному рудным телам, южные части которых полностью конгруэнтны, с той лишь разницей, что длина Западного по падению значительно меньше, чем у Главного. Линии наибольших мощностей рудных тел во многом совпадают с их осевыми линиями; наиболее ярко это проявляется у Главного и Северо-Западного рудных тел.

Размеры рудных тел довольно сильно разнятся, при этом самые большие параметры имеет Главное рудное тело, вмещающее "львиную долю" запасов месторождения (табл. 2). Все рудные тела месторождения имеют сложное внутреннее строение. Каждое из них представляет собой серию сближенных линзовидных залежей, разделенных слабо оруденелыми или пустыми породами (полосчатыми сидеритами и силицитами) мощностью до 2–6 м. Породы часто будинированы и раздроблены, местами наблюдается складчатость разной интенсивности и размерности.

Результаты опробования большого объема эксплуатационных скважин, пробуренных в дей-

Сумма		18.66	75.96 19 00	10.00	100.00	01.99 00.00	09.66		100.04	99.82	100.47	99.13	100.22	<u>99.99</u>	99.92	99.76	99.97	99.89	100.02	100.07	99.94	_	99.34	100.00	99.50	99.70	99.32	99.43	99.46	99.54	_	99.79	99.53	99.24	99.52	емнисто- оды. Ана-
П.п.П	č	31.54	20.02 19 23	20.27	70.00	21.12	C8.C2		17.85	10.85	24.93	20.73	27.40	26.21	10.14	24.13	7.37	18.95	26.71	29.93	20.43	_	32.17	28.65	29.73	34.10	34.06	34.52	24.35	31.08	_	4.60	3.46	8.54	5.53	астые кре цие порс (м).
NiO		<0.01	<0.01	10.02	10.07		<0.01		<0.01	<0.01	-0.01	<0.01	-0.01	-0.01	0.00	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	_	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	< 0.01	<0.01	_	0.02	0.03	0.03	0.03	: углероді содержаі /глубина
Cr_2O_3		<0.01	<0.01	10.02	10.07		<0.01		0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.08	0.01	<0.01	0.02	_	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	_	0.07	0.14	0.9	0.37	слоистые іирротин сважины
V_2O_5	200	<0.01	<0.01	10.02	10.0		<0.01		0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	_	0.01	0.00	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	_	0.03	0.03	0.05	0.04	I; 6—17 — Ланстые г Номер сн
² O3	t.	1.78	01.10 0.41	2 02	20.C	4.10	7.7.1		0.11	0.15	1.07	0.30	0.79	0.68	0.23	0.20	0.14	0.34	1.22	2.05	0.61	_	0.69	4.07	0.42	0.38	0.78	0.20	4.58	1.59	_	0.19	0.15	0.32	0.22	е породы известко . 19/86 –
BaO		0.02	50.0 0.03	0.01	0.04	cu.u	0.04		0.10	0.08	0.02	0.03	0.44	0.45	0.67	0.04	0.10	0.04	0.02	2.68	0.39	-	0.06	0.00	0.05	0.03	0.08	0.00	0.01	0.03	_	0.03	0.04	0.08	0.05	цержащи емнисто- образца
P_2O_5		0.0 11 0	0.09	000	60.0	01.0	0.10	иации	0.07	0.20	0.07	0.04	0.11	0.14	0.15	0.06	0.16	0.05	0.05	0.09	0.10	-	0.11	0.09	0.10	0.07	0.09	0.10	0.04	0.09	_	0.14	0.08	0.12	0.11	ротинсо, нисто-кр ер, номер
K_2O	винэжс	1.22	CU.2 07 1	0 06	0.70	1.10	1.41	й ассоц	0.99	2.27	0.17	0.56	0.69	0.67	2.03	1.05	2.80	0.46	0.09	0.23	1.00	винэжс	1.43	0.81	1.72	1.31	1.06	0.85	0.05	1.03	роды	0.95	0.55	0.77	0.76	стые пир стые глин Х – карье
Na_2O	HIST OTT	0.06	0.07	0.06	0.00		0.08	доноснс	0.04	0.22	0.20	0.06	0.24	0.23	0.81	0.06	0.16	<0.05	0.06	0.07	0.20	ные отл	0.13	0.04	0.08	<0.05	0.05	0.15	0.28	0.12	OBble IIO	2.30	1.75	1.69	1.91	весткови рые слои О РАН).]
CaO	Надруд	39.44	20.39 20.39	20.02	C7.0C	40.04	33.90	сения ру	0.58	0.68	1.06	0.62	0.97	1.01	0.64	0.73	0.84	0.53	1.24	18.48	2.28	Подруд	22.57	20.19	26.86	39.84	33.76	35.14	22.32	28.67	Дайк	9.71	8.42	4.26	7.46	нисто-из -24 - сеј (ИГМ СС
MgO	ţ	1.4/ 2.10	91.c 7 44	1 26	1.20	20.1	2.00	Отлож	2.58	2.02	2.98	2.53	2.44	2.39	2.33	3.84	2.54	1.91	3.76	3.04	2.70	_	12.60	9.30	6.78	2.33	6.16	5.35	6.45	7.00	_	9.15	10.58	14.56	11.43	сто-крем іанцы. 18 мановой
MnO		0.13	0.06		0.24	0.20	0.16		3.52	2.58	3.37	3.09	5.11	4.59	3.67	4.42	2.69	2.93	4.02	2.55	3.55	-	0.28	0.74	0.14	0.08	0.15	0.30	2.60	0.61	_	0.17	0.13	0.18	0.16	ые глиние цистые сл Н.Г. Карг
$\mathrm{Fe}_{2}\mathrm{O}_{3}$	ć	2.12	2.04 1.61	10.1	0/.0	4.00	2.89		37.78	31.91	47.36	38.38	49.34	47.06	26.97	47.58	30.65	36.31	48.69	30.39	39.37	-	2.34	11.59	3.24	1.81	2.86	3.38	24.83	7.15	_	11.46	11.28	13.29	12.01	еродисті е углерод методом
Al_2O_3	0	4.29	cu./ 5 47	2.40	0.49 20.6	06.0 101	4.84		3.64	8.75	1.18	2.28	2.82	2.86	6.62	3.40	10.44	1.74	0.61	2.72	3.92	-	5.55	2.84	5.75	4.31	3.62	4.44	1.87	4.05	_	14.68	14.60	13.49	14.26	слабоугл держащи ентным
TiO ₂		77.0	00.U 050	0.16	01.0	61.0	0.24		0.18	0.47	0.07	0.14	0.15	0.18	0.37	0.19	0.63	0.13	0.03	0.18	0.23	_	0.28	0.16	0.31	0.22	0.19	0.25	0.12	0.22	_	1.15	0.83	0.97	0.98	слоистые рротинсо
SiO ₂		34 26	CH.12 47 97	17.11	10.00	19.00	08.02		32.57	39.59	17.98	30.36	9.71	13.52	45.26	14.06	41.42	36.38	13.51	7.66	25.17	_	21.11	21.52	24.33	15.18	16.44	14.75	11.96	17.90	_	45.16	47.47	40.84	44.49	– серые ды и пир реттеноф
Образец		V-2/2	2019/1 19786	201/01	12/17/	5013/210	Среднее		K-5	K-6	K-15	K-2/84	029\173	029\174	031\54	2019/2	16/217(1)	19/170	2019/3	2011A/465	Среднее		K-11	K-12	19/456	19/518	19/564	19/638	2019/4	Среднее		215/499	2011/945	427/1083	Среднее	ечание. 1-5 итовые порс выполнены
№ И	. <u>-</u>	- (7 6	ד נ	t v	n			9	7	8	6	10	11	12	13	14	15	16	17		-	18	19	20	21	22	23	24		_	25	26	27		Прим сидер: лизы 1

Таблица 1. Химический состав пород рудной зоны Горевского месторождения, мас. %.

308

КОВАЛЕВ и др.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 65 № 4 2



Фиг. 3. Положение дайковых тел долеритов в рудовмещающем разрезе в южной части Горевского месторождения (фрагмент геологического разреза по линии 5.0) (Геология..., 1985ф). 1 – четвертичные отложения; 2 – зона выветривания (лимонитизированные пористые породы); 3 – отложения рудовмещающей пачки горевской свиты (пирротинсодержащие серые кремнисто-глинисто-известковистые породы); 4 – черные углеродисто-слюдистые кремнисто-сидеритовые породы); 5 – 6 – руды Главного рудного тела: 5 – пирротин-галенитовые; 6 – пирротин-сфалерит-галенитовые; 7 – дайки основного состава, 8 – дайки среднего состава; 9 – зоны рассланцевания; 10 – зоны дробления; 11 – разведочные скважины.

2023

ствующем карьере по сети 4 × 4м, позволили уточнить не только общую морфологию рудных залежей, их положение в пространстве и взаимоотношения между собой, но и выявили принципиально важные детали их внутреннего строения. Отчетливо проявился полосчато-послойный характер распределения основных рудных элементов в пределах подавляющей части рудных тел, что, учитывая слоистое строение рудовмещающей осадочной толщи, свидетельствует в пользу их синседиментационной природы. В то же время

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 65 № 4

в распределении высоких содержаний Pb (10% и выше) в Главном рудном теле выявился их явный линейно-узловой характер.

Минералого-геохимические особенности

Вопросы минералогии и геохимические особенности пород и руд Горевского месторождения детально рассмотрены во многих работах (Просняков, Володин, 1962; Выдрин, Груздев, 1965; Груздев и др., 1967; Вершковская и др., 1970; Пономарев и



Фиг. 4. Линзо- и плитообразная морфология рудных тел Горевского месторождения. 3D-модель с траекториями разведочных скважин и карьером (а). Горизонтальная проекция, план (б). Рудные тела: 1 – Главное, 2 – Западное, 3 – Маленькое, 4 – Северо-Западное.

др., 1976, 1984; Акимцев,1992). Минеральный состав руд Горевского месторождения достаточно прост (табл. 3).

Руды месторождения представлены труднообогатимыми мелко- и тонкозернистыми срастаниями галенита, сфалерита, пирротина и нерудных минералов. Количество сульфидов в рудах составляет 20–25%, достигая на небольших участках 50–70%. Характерно преобладание галенита над сфалеритом, пирротина над пиритом при почти полном отсутствии минералов меди (содержание меди в руде 0.001–0.01%).

По данным разведочных работ (Шерман и др., 1963ф²), на Горевском месторождении отмечается уменьшение содержаний свинца и серебра от лежачего бока к висячему, при одновременном увеличении содержаний цинка и кадмия. Свинцовые руды сосредоточены в лежачем боку Главного рудного тела, по направлению к висячему боку они сменяются цинково-свинцовыми и далее – свинцово-цинковыми в висячем его боку, Западном. Маленьком и Северо-Западном телах. Соответствующая минералогическая зональность выражается в последовательной смене от лежачего бока к висячему пирротин-галенитовых руд сфалерит-пирротин-галенитовыми, а затем галенит-сфалерит-пирротиновыми. Самый верхний стратиграфический уровень занимают существенно пирротиновые тела (до 50-60% от общей массы) с непромышленными содержаниями Pb и Zn.

К типоморфным особенностям наиболее распространенных рудных минералов месторожде-

ния относятся следующие. Сфалерит имеет умеренную железистость - содержание Fe в нем варьирует от 5.7 до 9.8 вес. %. В отдельных образцах присутствует Mn (до 0.4 вес. %) и Cd (до 0.4 вес. %). Пирротин является одним из распространенных минералов пород и руд месторождения и представлен моноклинной разновидностью при среднем содержании: Fe – 60.54 и S – 40.62 мас. %. Морфологически он представлен вкрапленной, гнездовой и прожилковой минерализацией разных генераций и характеризуется тесными субграфическими срастаниями с галенитом и сфалеритом. Часто по нему развивается марказит. По данным LA-ICP-MS анализа, в галените определены серебро (500-1000 г/т) и сурьма (1000-1400 г/т). Другим значимым минералом на месторождения является магнетит, представленный как продуктом динамометаморфических преобразований во вмешающих гранат-хлорит-слюдистых сланцах, так и продуктом термальных преобразований сидерита. В рудовмещающих породах широко развита вкрапленность гелицитовых кристаллов ильменита с повышенным содержанием MnO (до 3.7 мас. %). Среди редко встречающихся (менее 1%) рудных минералов установлены сульфоарсениды, арсениды, антимониды, сульфоантимониды, блеклая руда, Pb-Fe-Cu-сульфосоли, группа серебросодержащих минералов и самородное серебро.

Руды на 60—80% сложены кварцем и сидеритом, реже другими карбонатами и алюмосиликатами. Главными типоморфными особенностями этих минералов является высокая железистость и марганцовистость. Фактически Горевское месторождение, помимо полиметаллов, является еще и крупным природным скоплением железа – среднее по месторождению содержание железа карбонатного – 31.16% (Шерман и др., 1963ф). Средняя марганцовистость сидеритов составляет 4.75 мас. % при максимальных значениях 13.53 мас. %. Алю-

² Шерман М.Л., Стеблева А.Т., Загорулько И.Н. Горевское месторождение свинцово-цинковых руд в Енисейском кряже. Объяснительная записка к подсчету запасов по состоянию на 01.10.1963 г. ФГУНПП "Росгеолфонд" по Красноярскому краю, 1963ф.

Рупное тепо	Протяже	нность, м	Мощность, м				
тудное тело	по простиранию	по падению	ОТ	до			
Главное	980	1000	20-30	260			
Западное	1000	550	10-20	30			
Маленькое	370	160	4-15	43			
Северо-Западное	840	270	25	115			

Таблица 2. Геометрические параметры рудных тел Горевского месторождения

Таблица 3. Минера	льный состав р	уд Горевского	месторождения
-------------------	----------------	---------------	---------------

Главные	Второстепенные	Редкие
	Рудные минералы	
Галенит	Марказит	Халькопирит
Сфалерит	Магнетит	Брейтгауптит NiSb
Пирротин	Арсенопирит	Леллингит FeAS ₂
Пирит	Ильменит	Ульманнит NiSbS
		Виллиамит (CoNi)SbS
		Гудмундит FeSbS
		Буланжерит $Pb_5Sb_4S_{11}$
		Бурнонит PbCuSbS ₃
		Бертьерит $FeSb_2S_4$
		Джемсонит Pb ₄ FeSb ₆ S ₁₄
		Теннантит (CuFe) ₁₂ As ₄ S ₁₃
		Пиростильпнит $Ag_3 SbS_3$
		Пираргирит Ag ₃ SbS ₃
		Прустит Ag ₃ AsS ₃
		Аргентит (акантит) Ад ₂ S
		Дискразит Ag ₃ Sb
		Штернбергит AgFe ₂ S ₃
		Самородное серебро
	Нерудные минералы	I
Сидерит	Альбит	Монацит
Доломит	Калиевый полевой шпат	Ксенотим
Кальцит	Цельзиан	Рабдофан
Кварц	Гиаллофан	Ганит
Грюнерит	Эллахерит	
Альмандин-спессартин	Fe-Ва-содержащие слюды)	
Хлорит (шамозит-тюрингит)		
Биотит(стильпномелан)		
Мусковит		

мосиликатные минералы представлены розовым гранатом альмандин-спессартинового ряда, Feамфиболом (грюнерит), Fe-хлоритом (шамозиттюрингит) и биотитом (лепидомелан) (табл. 4). В рудных ассоциациях встречается парагенезис Ва-содержащих минералов: цельзиан, эллахерит, гиаллофан, мусковит и Fe-Ba-слюды. Содержание Ag в рудах (от 23 до 76.5 г/т) прямо пропорционально концентрации свинца, а концентрации Cd (до 710 г/т) прямо пропорциональны содержанию в рудах цинка. По данным атомно-абсорбционного анализа, содержания золота в 4 образцах массивных сфалерит-галенитовых руд составляют: 0.052, 0.0058, 0.0048, 0.024 г/т, се-

КОВАЛЕВ и др.

Таблица 4. Химический состав нерудных минералов Горевского месторождения, мас. %.

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	Cr ₂ O ₃	ZnO	Сумма
1	048/205	49.22	0.01	0.36	42.21	3.53	2.69	0.15	0.07	0.00	0.00	0.03		98.27
2	048/206	49.84	0.00	0.17	40.74	3.39	4.05	0.12	0.08	0.00	0.00	0.00		98.40
3	048/207	49.49	0.01	0.32	40.36	4.33	3.51	0.15	0.06	0.00	0.00	0.00		98.23
4	048/212.5	49.79	0.02	0.38	40.55	2.80	4.59	0.14	0.06	0.00	0.02	0.01		98.36
5	420/313	50.40	0.00		39.79	1.85	6.47			0.11				98.62
6	427/460	51.34		0.60	30.94	6.20	9.49							98.57
7	24/80	52.50			31.80	1.30	12.17	0.98						98.75
8	K-1	23.02		20.94	38.23	0.49	5.36							88.04
9	K-5	22.38		20.56	41.64	0.32	3.81							88.71
10	K-5/2	22.53		20.18	41.85		3.40							87.96
11	K-6	22.10		21.05	42.07	0.40	3.27							88.89
12	K-8	23.24	0.12	20.89	35.96	0.36	7.52	0.00	0.04	0.01	0.03	0.04		88.23
13	K-24/80	25.93		18.57	30.57	0.30	13.30	0.25						88.92
14	427/1300	25.35		18.35	34.58		7.53						1.43	87.24
15	029/182	45.11	0.01	5.83	31.23	0.54	4.41	0.05	0.00	0.57	3.02	0.00		90.77
16	048/206	45.07	0.02	5.98	33.37	1.40	3.06	0.06	0.07	0.92	3.31	0.00		93.24
17	048/207	45.53	0.00	5.83	31.50	1.61	4.30	0.05	0.04	0.80	3.56	0.00		93.22
18	048/212.5	45.40	0.01	6.39	34.12	1.05	2.75	0.07	0.07	0.81	2.43	0.00		93.08
19	215/315	42.30		5.93	33.62		2.45			2.43	1.25			87.98
20	K-5	33.69	0.80	18.16	31.15		2.97			8.93			0.62	96.32
21	K-5/3	32.84	0.83	18.12	31.34		2.84			8.02			1.88	95.87
22	K-6	33.57	1.57	17.21	33.83		3.86			7.11				97.15
23	16/217	32.84	3.05	16.38	30.85	0.35	3.38			8.71				95.56
24	63/190	33.65	1.53	16.44	30.90		5.01			8.13				95.66
25	048/205	31.08	2.92	13.53	29.46		4.46			7.50	4.25			93.20
26	048/212.5	34.23	1.24	14.45	31.64	0.38	4.87	0.00	0.03	8.57	1.35	0.01		96.77
27	K-5/3	44.71	0.53	31.54	3.13		1.79			10.23	2.40			94.33
28	K-8	47.71		30.38	3.11		2.14			10.89				94.23
29	427/1094	48.78		25.15	9.92	0.28	2.19			10.33			1.39	98.04
31	029/147.2	40.52	1.28	29.87	0.81		1.79			8.43	6.19			88.89
32	029/168	42.64		31.27	3.32		0.96			9.61	3.70			91.50
33	029/147.2	49.10		21.75					0.71	8.30	18.30			98.16
34	029/182	36.03	0.08	26.31	0.28	0.00	0.02	0.02	0.27	2.01	33.32	0.00		98.34
35	048/205	37.23		25.20						2.51	33.69			98.63

Примечание. 1–7 – грюнерит; 8–14 – хлорит (тюрингит–шамозит); 15–19 – Fe–Ba-слюды; 20–26 – биотит (лепидомелан); 27–30 – мусковит; 31–32 – эллахерит; 33 – гиаллофан; 34–35 – цельзиан. Анализы выполнены на сканирующих электронных микроскопах JSM-6510LV, TESCAN MIRA 3LMU и рентгеноспектральном микроанализаторе JEOL JXA-800. Аналитики: В.Н. Королюк, Н.С. Карманов, А.Т. Титов, М.В. Хлестов

312



Фиг. 5. Распределение свинца и цинка в пределах рудных залежей на горизонте 0 м. Цветом показано содержание Pb (а) и Zn (б) в рудных телах: 1 – Главное, 2 – Западное, 3 – Маленькое, 4 – Северо-Западное.

ребра — 92, 101, 109, 151 г/т. По данным технологического опробования, в рудах присутствуют: германий (8—19 г/т), таллий (4—14 г/т), галлий (до 10 г/т), молибден (0.001—0.009%), висмут (0.005%), медь (до 0.088%), цирконий (до 0.006%), литий (0.003%), олово (0.001%), сурьма (до 0.1%) (Макаров и др., 2014ф³). Встречаются аномальные значения фосфора (до 1460 г/т), иногда ртути (до 227 г/т). Отмечаются повышенные содержания титана (до 0.2%) и ванадия (до 270 г/т), но обедненность руд редкими элементами.

Одна из главных особенностей Горевского месторождения выражается в существенном преобладании Pb над Zn (3 : 1). Анализ соотношения металлов в подсчетных блоках выявил, что очевидная причина такой особенности связана с Главным рудным телом, вмещающем более 70% запасов руды всего месторождения, в котором этот показатель составляет 7 : 1. Более того, если взять только чисто свинцовые руды Главного рудного тела, то соотношение Pb : Zn становится еще более контрастным – 20 : 1 (!). Причем это связано не только с увеличением среднего содержания Pb в таких рудах, но и с резким (почти в 10 раз) уменьшением количества цинка. В других рудных телах соотношение Pb и Zn примерно равное или в пользу цинка, что является обычным для подобного типа месторождений (Leach et al., 2005; Goodfellow, Lydon, 2007).

Основное количество цинка сосредоточено в Северо-Западном рудном теле (48.7%), где доля свинцово-цинковых руд составляет около 87%. В целом же при 29.1% запасов руды, сосредоточенных в Западном, Северо-Западном и Маленьком рудных телах, в них содержится 65.9% общих по месторождению запасов цинка.

Аномальность по свинцу Главного рудного тела отмечали практически все исследователи месторождения. Она отражалась в виде зональности (Шерман и др., 1963ф), согласно которой свинцовые руды сосредоточены в лежачем боку Главного рудного тела, а свинцово-цинковые — в висячем его боку, Западном, Маленьком и Северо-Западном телах. В отличие от свинцово-цинковых руд (Западное и Северо-Западное рудные тела), в рудах существенно свинцового состава, которые развиты в пределах Главного рудного тела, отсутствует пространственная связь между Рb и Zn (фиг. 5).

В распределении свинца просматривается двойственный характер. С одной стороны, на низких содержаниях он образует совместно с

³ Макаров В.А., Косолапов А.И., Макеев С.М. Отчет по переоценке запасов Горевского месторождения в связи с пересмотром кондиций. ФГУНПП "Росгеолфонд" по Красноярскому краю, 2014ф.

цинком линейно вытянутые тела, согласные с общим слоистым залеганием вмещающих пород. Они соответствуют Западному, Северо-Западному, отчасти Маленькому рудным телам и висячему боку Главного рудного тела. Руды в них ритмично-полосчатые и относятся к свинцово-цинковому типу с соотношением Pb : Zn, варьирующим в среднем от 1 : 1 до 1 : 3 в пользу цинка.

С другой стороны, на "высоких содержаниях" (более 10%) свинец ведет себя обособленно, образуя участки существенно свинцовых руд с аномально высоким соотношением Pb : Zn – от 5 : 1 до 20: 1. Такие богатые руды, содержащие в среднем около 15% свинца, слагающие около 13% запасов месторождения, обосабливаются в виде крупных тел "сливных" руд, часто с брекчиевой текстурой. Практически все они локализуются в лежачем боку Главного рудного тела, образуя несколько столбообразных, вытянутых по его падению и имеющих юго-восточное склонение, участков. Аналогичное положение богатых сушественно свинцовых руд в лежачем боку залежи выявлено в ходе доразведочных работ, проведенных в пределах Северо-Западного рудного тела в 2017-2019 гг.

Оба типа руд четко разделяются не только по литологическим и структурно-текстурным признакам, но и по вещественному составу. Кроме аномально высокого соотношения Pb : Zn (до $n \times 10$ в свинцовых, на среднем фоне 1-1.5 в свинцовоцинковых), существенно свинцовые руды выделяются высоким содержанием Ад (что естественно, учитывая их галенитовый состав), а также резко пониженными (иногда на порядок) содержаниями Fe. Mg и Mn. Последние три элемента являются естественными производными процесса седиментации, поэтому вполне закономерно их присутствие в составе гидротермально-осадочных слоисто-полосчатых свинцово-цинковых руд. На фоне этого пониженное количество вышеупомянутой триады элементов в существенно свинцовых рудах может свидетельствовать о различных условиях формирования этих двух типов оруденения.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Руды Горевского месторождения по структурно-текстурным особенностям подразделяются на четыре основных технологических типа – вкрапленные, массивные, полосчатые и брекчиевые (табл. 5), по минеральному составу – на галенитовые, галенит-сфалеритовые и сфалеритовые. Характеристика текстурно-минеральных типов руд для целей промышленной сепарации ранее была рассмотрена в работе Э.Г. Дистанова с соавторами (1980). Такая классификация руд с генетической точки зрения не полностью отражает все разнообразие геологических процессов. Нами они рассматриваются от ранних стадий формирования руд до поэтапного их преобразования на стадиях катагенеза, тектогенеза и проявления постмагматической и гидротермальной активности.

Текстурно-минеральные типы руд с признаками гидротермально-осадочного рудоотложения

Рудовмещающие породы горевской свиты месторождения, как и все поздневерхнерифейские отложения региона, претерпели региональный метаморфизма не выше начальной субфации зеленосланцевой фации (Мирошников, 1976; Балицкий, 1982). Породы подрудной, рудной и надрудной пачек в условиях катагенеза и динамометаморфизма сохранили основные текстурные и многие структурные признаки флишоидного осадконакопления, имеют слоистое и ритмичнослоистое строение, сохраняют структурные элементы, отражающие относительно спокойную сейсмотектоническую обстановку в период рудоотложения. Породы характеризуются тонкослоистым, неравномерно-слоистым и ритмично-слоистым строением, что проявляется в чередовании пирротинсодержащих углеродисто-слюдистых, глинисто-известковистых, кремнистых и сидеритовых прослоев (фиг. 6). В них сохраняются структурные признаки градационной сортировки тонкообломочного, алевропелитового и песчанистого, реже среднеобломочного терригенного кварц-карбонатного материала, косослоистости, размыва поверхностей, скучивания или смещения отдельных прослоев еще слабо литифицированных отложений. Отмечаются локальные признаки перемещения вещества в трещины кливажа. Основной минеральный состав их представлен кварцем, карбонатами, хлоритом, мусковитом, апатитом, графитом, турмалином, пирротином и ильменитом.

Породы рудовмещающей пачки отличаются повышенной углеродистостью, и преобладающим развитием кремнистых, кремнисто-сидеритовых и сидеритовых прослоев. Распределение оруденения в пластовых рудных телах носит дискретный характер, представляя чередование прослоев с вкрапленной или массивной сульфидной минерализацией мощностью от десятков мм до десятков см с нерудными прослоями ("слоеный пирог"). Основная масса руд месторождения имеет достаточно однотипное строение, которое прослеживается как по мощности пластовых рудных тел, так и по их простиранию. Среди них вылеляются галенит-кремнисто-силеритовые, галенит-сфалерит-кремнисто-сидеритовые, пирротинкремнисто-сидеритовые минеральные разности руд. Характерна ритмичность отложения рудного материала в ритмично построенных пачках. Обычно ритмы имеют двух-, трехчленное строение. К основанию ритмов приурочен кварц-сульфидный материал, к средней части – существенно

	1.2.4 1 1 44	
Процессы	Текстурно-структурные типы	Минеральные ассоциации
Гидротермально-осадочный (диагенез–катагенез)	Слоистые, ритмично-слоистые, градационно-слоистые, косослои- стые, размыва поверхности, вкрап- ленные . Пелитоморфные, петельчатые, тон- козернистые, реликтовые колло- морфно-глобулярные	Пирротин–кварц–сидерит. Пирротин–сфалерит–кварц–сиде- рит. Пирротин–галенит–кварц– сидерит
Региональный метаморфизм	Слоистые, ритмично-слоистые	Углерод-хлорит-серицит-муско- вит-кварц-карбонаты-турмалин- пирит-ильменит. Графит-гранат-хлорит. Магнетит-хлорит-сидерит.
Динамотермальный метаморфизм приразломных зон и зон рассланце- вания	Изоклинальные мезо- и микро- складки, плойчатые, вязких разры- вов по кливажу, будинажа, "пластических" брекчий, шарико- вые, полосчатые, гнейсовидно-поло- счатые. Кристаллически-зернистые, грано- и лепидобластовые, порфиробла- стовые, субграфические, очковые	Гранат-биотит-хлорит-кварц- карбонаты. Сульфоарсениды-арсе- ниды-антимониды. Сульфоанти- мониды-блеклые руды-Pb-Fe- Сu-сульфосоли-группа серебросо- держащих минералов-самородное серебро-кварц-анкерит-доломит. Ганит-гранат-сфалерит-кварц- кальцит
Гидротермальный метасоматоз вблизи зон разломов в лежачем боку Главного и Северо-Западного рудных тел	Массивные (сахаровидные), брекчи- евые, прожилковые, гнездовые. Кристаллически-зернистые, круп- нозернистые	Пирротин–галенит
Контактово-термальный (скарнирование)	Порфирово-вкрапленные, порфирово-вкрапленные, порфирово-вкрапленные, рово-полосчатые, бурундучные, массивные, пятнистые. Кристаллически-зернистые.	Магнетит—гранат—грюнерит—хло- рит—биотит—альбит—калиевой полевой шпат—эллахерит—гиалло- фан—цельзиан—Ва-слюды—кварц- карбонаты, апатит. Пирит—магнетит—кварц—карбонаты.

Таблица 5. Текстурно-минеральные типы руд Горевского месторождения

кремнистые или сидеритовые прослои, а в кровле отлагается углеродистый пелитовый материал (фиг. 7, 8, 9).

Структурные взаимоотношения рудных и нерудных прослоев указывают на их синхронное отложение. К ним относятся как резкие границы, так и наличие поверхностей размыва рудным материалом подошвы ритма углеродисто-пелитового материала кровли предыдущего ритма. Рудные прослои представлены преимущественно кварцем и сульфидами, реже с примесью сидерита и слюдистых минералов и имеют гранобластовое и лепидобластовое строение. Среди них при изучении под электронным микроскопом выявлялись реликты колломорфно-глобулярных структур. Изучение подобных образований, проведенное В.А. Акимцевым (1992), указывает на возможное гелеобразное первичное состояние рудного вещества, но сохранность таких структурных элементов низка. Кремнистые и сидеритовые прослои, в основном, имеют тонкозернистое и пелитоморфное строение. Кварц-сульфидный материал рудных прослоев в условиях катагенеза и динамометаморфизма частично переотлагается в полости послойных срывов и в трещины кливажа, широко проявляющихся в компетентных кремнистых и сидеритовых прослоях.

Текстурно-минеральные типы руд локальных зон динамометаморфизма

Рудовмещающие толщи месторождения, помимо процессов регионального метаморфизма, интенсивно смяты в серию сжатых складок, осложнены разломами и зонами повышенной трещиноватости. Структурно в рудных прослоях проявились микроскладчатость, плойчатость и гофрировка слоев с элементами сдвиговых де-



Фиг. 6. Текстурные типы рудовмещающих пород: а – ритмичное чередование кремнистых и пирротин-углеродистослюдистых прослоев (К-7), б – слоистая углеродисто-алевролит-пелит-сидеритовая порода с признаками градационной сортировки и кливажирования (428/124.7), в – кливажированная и будинированная слоистая углеродисто-слюдисто-сидеритовая порода (2005/60), г – рассланцованная брекчированная слоистая углеродисто-слюдисто-сидеритовая порода с послойной и вкрапленной сульфидной минерализацией (146/169).

формаций и повторной перекристаллизации рудного вещества. В нерудных прослоях в углеродистых и кремнисто-слюдистых сланцах это проявилось в развитии парагенезисов биотитхлорит-гранат и кварц-мусковит, парагенезисов в углеродисто-слюдистых прослоях с биотитом, хлоритом и гранатом, порфиробластовых и лепидобластовых структурах. Наиболее сложный текстурный рисунок приобретают контрастно-построенные слоистые сульфидно-кремнистые и сульфидно-сидеритовые руды с прослоями углеродистых сланцев в зонах интенсивного рассланцевания. Они характеризуются полосчатыми, линзовидно-полосчатыми и гнейсовидными, будинированными брекчиевидно-полосчатыми текстурами за счет дезинтеграции,



Фит. 7. Горевское месторождение. Рудный ритмит: 1 (ярко-серое) — рудные прослои, сложенные в основном галенитом, сфалеритом, меньше пирротином, кварцем, карбонатом; 2 (зеленовато-серое) — прослои сидерита; 3 (темно-серое) — прослои углеродисто-хлорит-кварц-карбонатного сланца с вкраплениями ильменита. Красной стрелкой "вправо—влево" показан полный ритм, простой точечной стрелкой — часть ритма. В деформированном сидеритовом прослое хорошо видны трещины кливажа, частично, а местами — полностью заполненные регенерированными в процессе динамометаморфизма сульфидами (в основном галенитом — белые просечки).

развальцевания и разлинзования хрупких и более компетентных по своим физико-механическим свойствам нерудных прослоев и залечивания их пластичным сульфидным материалом. Трещины кливажа, полости отслоения слоев и межпластовые разрывы в кремнисто-сидеритовых прослоях заполняются более пластичной сульфидной или углеродисто-слюдистой массой (фиг. 10а-в).

В зонах приразломных дислокаций ритмичнослоистые руды характеризуются структурами малых складчатых форм. В них отмечаются признаки дисгармоничной изоклинальной складчатости, плойчатость, складки волочения размером до десятков сантиметров с уменьшением мощностей крыльев складок и "перетеканием" рудного вещества в замковую часть, в трещины кливажа и в зоны излома (kink-bands). Здесь же отмечается микробрекчирование кремнистых и сидеритовых прослоев и залечивание сульфидной массой. В прослоях углеродистых сланцев отмечается развитие мелкой складчатости в виде гофрировки и развитие в них порфиробластов хлорита, биотита и мусковита.

Наглядно процесс миграции сульфидов и брекчирования нерудного материала прослеживается в открытых и изоклинальных складках слоистых руд различной масштабности (фиг. 10г, д, е). В них повсеместно отмечается уменьшение мощности рудных прослоев и перемещение брекчированной сульфидной массы в шарниры складок. Характерно также развитие межпластовых складок волочения с сульфидным цементом.

Характерным текстурным типом руд Горевского месторождения являются брекчиевидные разнообломочные существенно сульфидные руды, образующие маломощные прослои в полосчатых рудах, в складках в их шарнирной части. Они представлены фрагментами слабо окатанных пород (до десятка см) в существенно галенитовой массе (фиг. 10ж, з) и относятся к текстурному типу так называемых "шариковых" руд. Руды имеют массивное скрытозернистое строение, характерную коричневатую окраску за счет сфалерита или сизую – за счет галенита в цементирующей массе и "глазковые" вкрапления нерудных минералов. Микроскопически они представлены субграфическими срастаниями галенита-сфалерита-пирита или пирротина-галенита. Одной из минералогических особенностей этого типа руд является присутствие барий-содержащей слюды, цельзиана, эллахерита, калиевого полевого шпата, реже граната, хлорита, магнетита, кварца. Часто в них встречаются порфиробласты арсенопирита, пирита и появляется вкрапленность минералов группы сульфоарсенидов и сульфоантимонитов, а также серебряных минералов.

Генезис этого типа руд достаточно неоднозначен. Определенная часть этих брекчиевых руд на месторождении может рассматриваться как прибортовые оползневые брекчии и брекчии обрушения конседиментационной рудолокализующей впадины. Однако типичных конседиментационных рудных и нерудных грубообломочных брекчий и масштабных турбидитовых пачек с градационной сортировкой рудного и нерудного материала на месторождении не встречается, что обычно для гидротермально-осадочных место-



Фиг. 8. Ритмично-слоистые полиметаллические руды: а – тонкослоистое чередование пирротин-сфалерит-галенитовых и углеродисто-слюдисто-сидеритовых прослоев (K-42), б – ритмично-слоистая руда с переслаиванием сульфидных прослоев массивного шарикового (брекчиевидного) строения, сульфидно-кремнисто-сидеритовых прослоев прожилково-вкрапленного строения и сидеритовых прослоев (420/222), в – ритмично-слоистая углеродисто-слюдисто-сидеритовая руда в переслаивании с сульфидной вкрапленной минерализацией, с регенерацией сульфидов в трещины кливажа в сидерите (2012A/222), г – микросмещение в сидеритовом прослое в породе с послойной пирротинсфалеритовой минерализацией (K-5/3), д – прослой массивной сульфидной руды с признаками градационной сортировки и пластического кливажа в слоистой сульфидно-углеродисто-кремнисто-сидеритовой породе (420/225), е – ритмично-слоистая руда с признаками регенерации сульфидов в трещины кливажа (K-31), ж – сульфидный прослой в углеродисто-кремнисто-сидеритовой породе с регенерации сульфидными гражиками (71/33).



Фиг. 9. Структурные взаимоотношения рудных и нерудных прослоев в ритмично-слоистых рудах в прозрачных шлифах: а – ритмичное переслаивание углеродисто-кремнисто-сидеритовых пелитоморфных и рудных кварц-сидеритсульфидных прослоев кристаллически-зернистого строения (K-75), б – градационная сортировка обломочного материала в рудных ритмах (420/509), в – градационная сортировка пирротин-содержащего тонкообломочного алевропелитового материала и углеродистого пелитового материала с регенерированным кварц-карбонатным прожилком (428/112), г – структурные признаки размыва кровли кремнисто-известковистого прослоя в ритмично-слоистой породе (K-12), д – хлорит-кварц-сфалеритовый прослой в слоистом сидерите с регенерированным прожилками сфалерита (215/300), е – залечивание катаклазированного прослоя сидерита пластичным кварц-слюдистым материалом в деформированной породе (031/51), ж – элементы размыва кровли углеродистых кварц-сидеритовых прослоев на границе с кварц-сидерит-сульфидными прослоями в ритмично-слоистой руде (K-41).

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 65 № 4 2023

рождений, сформированных в грабен-синклинальных структурах (Кузнецов и др., 1990). Скорее всего, они представляют продукты пластических деформаций и брекчирования в зонах повышенного динамометаморфизма.

На месторождении представлено два морфогенетических типа кварцево-жильной минерализашии с признаками гидротермально-метаморфогенного рудоотложения. Первый встречается в полосчатых, линзовидно-полосчатых и "шариковых" рудах в виде гнездово-жильных образований белого и серого кварца. Возможно, его образование связано с процессом перекристаллизации и переотложения кремнистых осадков в процессе динамометаморфизма. Второй тип представлен крупнокристаллическими кварцевыми, кварц-кальцитовыми и карбонатными (доломитового и анкеритового состава) жилами и линзовидными образованиями, с убогой вкрапленностью, редко гнездами сульфидов. Они тяготеют к зонам тектонических нарушений, имеют протяженность до первых десятков метров по простиранию и на глубину и мощность от первых см до 0.5-0.7м. Нередко в них рудные минералы, такие как галенит и сфалерит, представлены крупнокристаллическими разностями. Такие жилы встречаются преимушественно среди слабо измененных карбонатных пород и самостоятельного промышленного значения не имеют (Макаров и др., 2014ф).

В процессе отработки месторождения в карьере в пределах участков развития существенно свинцовых массивных руд в висячем боку Главного рудного тела отмечаются зоны мощностью не менее 0.6 м с богатой галенитовой минерализацией, секущей как ритмично-слоистые руды, так и гидротермально-метаморфогенные жилы кварца (фиг. 11).

Эти образования имеют хорошо выраженный инъекционный характер и участками выглядят как "шариковые" руды, рассекающие слоистые. Этим они отличаются от первой – послойной – разновидности брекчиевидных руд. Относительный возраст описываемой минерализации можно оценить по тому, что она прорывает как слоистые руды, так и жилы гидротермально-метаморфогенного кварца.

Текстурно-минеральные типы руд процесса контактово-термального метаморфизма

Одним из дискуссионных вопросов на месторождении является природа скарноподобных пород, фрагментарно встречающихся по всей рудной зоне. К ним относятся разности амфибол-хлоритмагнетитсодержащих сидерит-сульфидных руд. Структурная позиция их на месторождении обозначена не очень четко. Они проявляются в виде локальных участков линзовидной или протяженной формы, мощностью до десятков метров, прослеживаемых по скважинам на десятки и сотни метров. На юге рудной зоны этот тип отмечается в связи с зонами разломов и в ассоциации с дайками долеритов и зонами хлоритизации. В юго-восточной части месторождения, в районе погружения рудной зоны на глубину, они тяготеют к тектоническим зонам, контролирующим дайковый комплекс долеритов (см. фиг. 3).

На северо-западе месторождения магнетитовая минерализация проявлена более масштабно и приурочена к скарнированным породам, зонам наибольшей деформированности и тектонической нарушенности пород и руд, где отсутствуют какие-либо магматические проявления. Породы имеют порфировидное строение с развитием своеобразных светло-серых розеточных, волокнистых и радиально-лучистых агрегатов. Руды характеризуются массивными, брекчиевидными, полосчатыми, бурундучными и порфировидными текстурами и часто содержат прожилковогнездовую кристаллически зернистую полиметаллическую минерализацию (фиг. 12а–е).

Основным рудным минералом в них является магнетит. в значительных количествах представлен пирротин, появляется пирит. Максимально этот тип минерализации представлен в пределах Северо-Западного рудного тела, где валовое содержание железа в сидерит-сульфидных рудах увеличивается с 30 до 40 мас. %, а количество магнетита возрастает на 5–15 мас. %. Из нерудных минералов в этой группе пород характерно развитие амфибола, хлорита, биотита, граната, кварца, сидерита. Амфибол, по данным рентгеноструктурного и химического анализов и ИК-спектроскопии, относится к высокожелезистой Mn-Mg-содержащей разности – грюнериту. Типоморфным признаком этого типа руд является присутствие радиально-лучистых и розеточных агрегатов в грюнеритхлорит-магнетитовых и кварц-гранат-магнетитпиритовых ассоциациях (фиг. 13а, в, г, е). Из структурных особенностей этой группы рудных образований характерно развитие также амфибол-кварцевых, пирит-кварцевых, амфибол-кварц-сидеритогранат-амфибол-хлоритовых, магнетитвых гранат-кварц-сидеритовых агрегатов.

Чаще всего магнетитовая минерализация развивается по сидеритовым и кварц-сидеритовым породам, по пириту и пирротину в виде крупных порфировых вкрапленников размером до 5—6 м гелицитовой структуры с включениями пирротина и нерудных минералов. Характерны также образования масс тонкокристаллического магнетита петельчатых структур в кварц-сидеритовых прослоях гранобластового строения и существенно магнетитовых тонкозернистых образований в существенно сидеритовых прослоях. Отмечаются прожилковые магнетитовые, пирротин-галенитмагнетитовые прожилки, секущие эти прослои тонкозернистого магнетита, что объясняется процессами более поздней регенерации (фиг. 13б).


КОВАЛЕВ и др.

Фит. 10. Текстурные признаки метаморфизованных гидротермально-осадочных ритмично-слоистых руд: а – дезинтеграция углеродисто-слюдистых кварц-сидеритовых пропластков и залечивание сфалерит-галенитовым материалом рудного прослоя шарикового строения в ритмично-слоистой сульфидной руде (K-1/84), б – гнейсовидно-полосчатое строение тонкослоистого сфалеритового рудного прослоя на границе с массивным углеродистым кварц-сидеритовым прослоем (420/215), в – гнейсовидно-брекчиевое строение динамометаморфизованной слоистой полиметаллической руды (27/34), г – пересечение пластичным галенитовым агрегатом шарикового строения рассланцованной слоистой кварц-сидерит-сульфидной руды (Гор. 4), д – существенно галенитовый рудный прослой шарикового (брекчиевидного) строения (2135/55), е – складка ритмично-слоистая с элементами плойчатости в кварц-слюдисто-рудных прослоях и кливажем в углеродисто-кремнисто-сидеритовых прослоях с регенерированным оруденением (K-35), ж – складка пирротин-сидеритовой руды с признаками кливажа (в сидеритовых прослоях) и микробрекчирования (в сульфидных прослоях) (Г-27/82), з – дислоцированная ритмично-слоистая руда с элементами брекчирования компетентных кварц-сидеритовых прослоев в замковых частях складок и залечивания обломков сфалеритовым (серое) или галенитовым (белое) материалом (K-34).

Текстурно-минеральные типы руд зон тектонических нарушений

Значительный объем рудной массы на месторождении представлен среднезернистыми кварцсульфидными рудами сахаровидного строения массивной и полосчатой текстуры с ветвистопрожилковой, гнездово-вкрапленной сульфидной минерализацией (см. фиг. 12е). Ранее сторонниками эпигенетического генезиса месторождения они рассматривались как продукты метасоматических процессов предрудной и рудной стадий. В них сохраняются реликты деформированных слоистых руд и вмещающих углеродистослюдисто-терригенно-карбонатных пород с ре-



Фит. 11. Массивная галенитовая руда. а – секущий контакт зоны с богатой галенитовой минерализации (светло-серое) с послойной сульфидно-кремнисто-сидеритовой рудой (видна ритмично-слоистая текстура); б, в – срезание гидротермально-метаморфогенных жил кварца (белые) зоной с богатой галенитовой минерализацией (серое); г – брекчиевая свинцовая руда – нерудные обломки вмещающих пород "плавают" в существенно галенитовой основной массе (светло-серое).



КОВАЛЕВ и др.

Фиг. 12. Текстурные признаки контактового и гидротермального преобразования руд: а – порфирово-полосчатая грюнерит-Ру-Po-Gl-Sf-магнетитовая руда (029/182, 6 – порфирово-полосчатая грюнерит-гранат-Po-Ру-магнетитовая руда (048/212.5), в – прожилковая и вкрапленная грюнерит-пирит-магнетитовая минерализация в углеродистом сидерите с прослоями хлоритовых сланцев с катаклазированными зернами граната (420/313), г – брекчированный прослой углеродистого сидерита с сыпью магнетита и регенерированной сульфидной минерализацией (2011А/366)), д – кристаллически-зернистая порфирово-полосчатая пирит-магнетит-кварц-сидеритовая руда (2009/163), е – про-кварцованная полосчатая сульфидная руда (2011А/410).

ликтами слоистых руд. Выделяются: кварц-галенитовые, кварц-сфалеритовые, кварц-пирротиновые сидерит-содержащие разности. Пространственно они часто совмещены с проявлениями магнетитовой минерализации в тектонических зонах, контролирующих дайковые тела долеритов и кварцево-сульфидную жильную минерализацию, с крупнокристаллическими пирротином. галенитом, сфалеритом, сидеритом, доломитом и анкеритом. В Северо-Западном рудном теле кристаллически-зернистые кварц-полиметаллические руды на участках проявления скарнированной минерализации ассоциируют с крупнокристаллическими и порфировидными пиритовыми, пирит-магнетитовыми и кварц-сидерит-пиритовыми рудами. Все эти текстурно-минеральные типы руд имеют идентичный минеральный состав и геохимическую характеристику, что позволяет рассматривать их как продукты перекристаллизации и регенерации первичных гидротермальноосадочных руд, осложняющих морфологию первичных пластовых рудных залежей и их внутреннее строение.

Кроме того, руды Горевского месторождения подверглись воздействию метаморфических процессов, которые привели к некоторому преобразованию рудного вещества. Это выразилось в перекристаллизации агрегатов рудных минералов, пластической деформации (вплоть до "течения вещества"), дроблении, а также появлении новобразованных сульфосольных минеральных парагенезисов за счет освобождения микропримесных компонентов из первично-осадочных галенита и сфалерита. Термобарогеохимические исследования перекристаллизованного метаморфогенного кварца показали присутствие газовых



Фиг. 13. Структурные признаки контактово-термальных и динамометаморфических преобразований руд: а – грюнерит-биотит-пирротин-магнетитовая минерализация, наложенная на кварц-сидеритовую породу с сыпью магнетита (427/460), б – галенит-магнетитовые прожилки, рассекающие реликтовый сидерит с сыпью магнетита (2119/41, длина сидеритового фрагмента 1 мм), в – грюнерит с пластинчатыми кристаллами хлорита (048/206), г – радиально-лучистый грюнерит (Г-24/80), д – радиально-лучистый кварц-сидеритовый агрегат с порфиробластами граната и магнетита (К-40), е – радиально-лучистый кварц-пиритовый агрегат в хлорит-магнетит-сидеритовой породе (215/315). **Обозначения:** Gru – грюнерит, Chl – хлорит, Q – кварц, Bi – биотит, My – мусковит, Sd – сидерит, Gr – гранат, Ру – пирит, Ро – пирротин, Gl – галенит, Mt – магнетит.

флюидных включений однофазных и двухфазных с жидкой СО₂, а также водно-солевых двухфазных и трехфазных с галитом. В количественном отношении в образцах резко преобладают газовые флюидные включения. Водно-солевые флюилные включения гомогенизируются в интервале температуры от 380 до 145°С. Соленость рудообразующих флюидов могла варьировать от 36 до 7 мас. % экв. NaCl. В солевом составе флюидов доминируют NaCl и CaCl₂. Такой солевой состав типичен лля метаморфогенных флюилов и бассейновых хлоридных вод глубокой циркуляции. Количественное преобладание в кварце газовых флюидных включений над жидкими указывает на то, что изученные образцы характеризуют уровень вскипания рудообразующих флюидов (Moncada et al., 2012). Данные исследования газовых флюидных включений методом КР-спектроскопии позволяют отнести их по составу к трем группам: CO₂-N₂, N₂-CH₄ и CO₂-N₂-CH₄. Согласно данным Керкхофа (1988), плотность CO₂-N₂ и N₂-CH₄ газовых включений составляет 1.02-0.89 и 0.21-0.02 г/см³ соответственно. Захват газовых включений различной плотности мог происходить при весьма разном давлении, которое может быть оценено в первом приближении в 4.5-2.7 кбар для CO₂-N₂ включений и в 0.6-0.4 кбар для N₂-CH₄ включений. Данные, полученные при изучении флюидных включений, могут отражать прогрессивную и регрессивную стадии метаморфизма руд Горевского месторождения. Причем на прогрессивной стадии с участием СО₂-N₂ флюидов образовывались Pb-сульфосольные минеральные ассоциации, а позднее, на регрессивной стадии, при участии более восстановленных N₂-CH₄ флюидов образовывались минеральные ассоциации с Ад-сульфосолями и самородным серебром.

Таким образом, разнообразие текстурно-минеральных типов руд Горевского месторождения обуславливается различными геологическими процессами, своеобразием состава и строением рудно-породного комплекса рудовмещающего разреза. Конкретно оценить масштабы распространения первичных гидротермально-осадочных руд не всегда представляется возможным, однако их присутствие повсеместно отмечается в карьере, в керне скважин на всей протяженности рудного горизонта и на глубину до 1200 метров. Первичные руды в зонах локального метаморфизма в результате перекристаллизации теряют признаки сингенеза и приобретают черты гидротермально-метасоматического облика.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Важнейшие признаки Горевского месторождения, позволяющие относить его к формационному типу гидротермально-осадочных месторождений, рассмотрены в ряде работ (Попов, 1969; Пономарев, 1979; Дистанов, Пономарев, 1980; Пономарев и др., 1991; Кузнецов и др., 1991). Вместе с тем, остаются слабо изученными признаки первичного строения рудного вещества, структурные и минеральные взаимоотношения с вмещающими породами, характер и масштабы структурных и минеральных постседиментационных преобразований.

Формирование Горевского месторождения связывается с развитием локальной депрессионной структуры размером 0.7 × 3 км, контролируемой крупным долгоживущим Горевским разломом, и дискретным накоплением гидротермальных рудных, углеродистых терригенных И хемогенных фаций в условиях компенсированного отложения осадков. Они в целом отличаются повышенной углеродистостью тонкообломочных алеврито-пелитовых пород, кремнистых и сидеритовых отложений. Строение рудовмещающего разреза указывает на дискретный характер и ярусность расположения рудных осадков. Пластовые рудные залежи имеют ритмично-слоистое строение, представляя чередование рудных прослоев, обогащенных сульфидами различной концентрации (до 20-70%) в кремнисто-сидеритовом агрегате, и нерудных отложений. Отдельные штуфные образцы представлены ритмами двух- и трехчленного строения, представляющими чередование рудных, кремнистых и сидеритовых прослоев (см. фиг. 6-8).

Как показали проведенные нами исследования, формирование Горевского месторождения связано с развитием локальной депрессионной структуры размером 0.7 × 3 км, контролируемой крупным долгоживущим Горевским разломом. Дискретно-пульсационный характер поступления гидротермальных рудных, углеродистых терригенных и хемогенных фаций в условиях компенсированного отложения осадков в придонной части открытого мелководного моря привел к ритмично-слоистому строению рудовмещающего разреза. Иногда можно наблюдать двух- и трехчленные ритмиты, представляющие чередование рудных, кремнистых и сидеритовых прослоев (см. фиг. 6-8). Процессы пульсационного поступления металлоносных растворов в бассейн седиментации при гидротермально-осадочном рудоотложении в режиме микросейсмичности и дискретного отложения рудного вещества во вмещающих терригенно-карбонатных породах характерны для многих крупных гидротермально-осадочных месторождений мира и детально рассмотрены в ряде работ (Дистанов, Ковалев, 1975; Shadlun., 1982; Hamilton et al., 1982; McClay, 1983; Large et al., 1998; Large, 1999; Ireland et al., 2004; Spinks et al., 2016). Все это позволяет рассматривать формирование основной массы полиметаллических руд Горевского месторождения путем прямого осаждения

2023

КОВАЛЕВ и др.



Фиг. 14. Приуроченность богатых существенно свинцовых руд к осевым частям Главного и Северо-Западного рудных тел, отвечающим участкам их наибольшей мощности (зеленый пунктир). а – контур рудных тел (красным – Главное, голубым – Западное, коричневым – Северо-Западное); б – 3D-модель оруденения с содержанием более 5% Pb.

рудных компонентов непосредственно из придонных рудоносных рассолов, в противоположность представлениям о диагенетически-эпигенетическом механизме формирования оруденения (Попов, 1969; Belokonov et al., 2021).

Отсутствие крупнообломочных рудных и нерудных фаций, преобладание тонкообломочных алевропелит-песчанистых пород и наличие участков с реликтовыми ритмично-слоистыми текстурами позволяют предполагать относительно спокойную сейсмотектоническую обстановку седиментации в относительно небольшой пологой погружающейся рудолокализующей депрессионной структуре с эвксинным режимом, осадко- и рудонакопления. В палеотектоническом плане формирование Горевской депрессионной структуры в позднерифейское время происходило сначала на фоне эволюции пришельфового мелководного бассейна с отложениями строматолитовых доломитов с превращением его позднее в более глубоководный бассейн. В нем в относительно глубоководных условиях накапливались слабоуглеродистые кремнисто-известковистые породы и слабоуглеродистые слоистые терригенно-кварц-известковистые породы флишоидного облика (Сараев, 1995). Горевская депрессионная структура имела относительно пологую форму, не связанную с грабенообразующими процессами. На это указывает слабая распространенность в рудовмещающем разрезе рудной зоны фаций конседиментационных рудных и нерудных брекчий, характерных для прибортовых участков таких структур, как это имеет место на ряде других месторождений (Ireland et al., 2004).

Одной из особенностей процесса рудоотложения на Горевском месторождении является ассоциация пирротиновых, цинк-свинцовых сульфидных, железосиликатных, железокарбонатных и железооксидных отложений. Отмечаются признаки фациальной изменчивости отложений. В висячем боку рудной зоны преобладают пирротин-кремнисто-сидеритовые руды. В рудных залежах встречаются прослои магнетит-сидеритовых с признаками хемогенно-седиментационного отложения. Характерно также присутствие кремнисто-сульфидно-сидеритовых ритмитов во всех рудных телах. Такие рудные ассоциации сульфидных, железокарбонатных и железооксидных руд при гидротермально-осадочном рудоотложении детально рассмотрены на примере Озернинского рудного узла (Бусленко, Ковалев, 1977; Ковалев, Бусленко, 1992).

Рудоотложение на Горевском месторождении происходило при поступлении в бассейн седиментации кремнезема, Fe, Mn, Pb, Zn, Ag, Sb, As и Ва в условиях обогащенности СО₂ и недостатка серы. Это определило минеральную специфику руд, выраженную в преобладании пирротина над пиритом и широком развитии в них сидерита. Для сульфидных минералов всех типов руд месторождения установлен тяжелый изотопный состав серы (δ^{34} S = +10.5 ... +23.8‰). Эти значения близки к изотопному составу серы сульфидов руд, выявленному нами на стратиформных полиметаллических месторождениях Холоднинском (δS³⁴ = +9.3 ... +25.4‰ (Бровков и др., 1979; Гриненко и др., 1984; Пономарев и др., 1991; Kovalev et al., 2004) и Озерном ($\delta S^{34} = +8.3 \dots +20.8\%$) (Ковалев и др., 1998, 2000). В качестве источника серы рассматривается процесс сульфат-редукции морской воды.

Температура первичного рудообразования оценивается диапазоном 140–250°С (Пономарев и др., 1991; Акимцев, 1992), температуры 300–550°С характеризуют этап метаморфогенных пре-

образований (Кузнецов и др., 1991), при этом отмечается одинаковый характер постседиментационных преобразований руд и вмещающих пород и одинаковая степень их дислоцированности.

Одной из необычных изотопно-геохимических и геохимических особенностей оруденения Горевского месторождения является коровая природа галенита (Шилов, 1987), отсутствие медной и золотой минерализации, обогащенность серебром, высокая железистость и марганцовистость пород и многих минералов.

Богатые существенно свинцовые руды, в отличие от субсогласных слоистых свинцово-цинковых, нередко имеют по отношению к вмещающим породам секущий характер. Пространственно они приурочены исключительно к лежачим бокам Главного и Северо-Западного рудных тел, что нашло отражение в схемах поперечной минералого-геохимической зональности Горевского месторождения. Морфологически тела существенно свинцовых руд имеют близко изометричную форму, чем принципиально отличаются от линзо- и пластообразных тел, сложенных свинцово-цинковыми рудами. Наиболее богатые их части (содержание Pb более 12%) образуют обособленные скопления, контуры которых при понижении бортового содержания (до 5-7%) сливаются, образуя более протяженные рудные залежи, вытянутые вдоль их осевых частей и отвечающих наиболее глубоким участкам палеовпадин (фиг. 14).

Богатые галенитовые руды, как правило, имеют брекчиевое строение, в их составе резко преобладает галенит, в связи с чем они имеют аномально высокую диспропорцию в соотношении Pb : Zn (в среднем около 7 : 1, достигая значений 20:1), что связано не только с увеличением среднего содержания Pb в таких рудах, но и с резким (почти в 10 раз) уменьшением количества цинка. Зоны с богатой галенитовой минерализацией срезают гидротермально-метаморфогенные жилы кварца и содержат обломки даек долеритов. В таких рудах отсутствует прямая корреляционная связь между Pb и Zn, хотя для слоисто-полосчатых свинцово-цинковых руд такая связь является характерной. Существенно свинцовые руды сложены наиболее поздней продуктивной пирротин-галенитовой минеральной ассоциацией, при этом галенит и пирротин в ней существенно отличаются от ранней генерации этих минералов: по данным LA-ICP-MS анализа для поздней генерации галенита установлено обогащение Ag, Sb, Cd и Tl, но обеднение по другим компонентам -Fe, Cu, Zn, As, Sn; более поздние генерации пирротина также обедняются большинством элементов-примесей (Co, Ni, Zn, Pb, Ag, Sb, Ba, Hg, Tl). По данным изотопных исследований, в поздней ассоциации рудных минералов состав серы суль-

2023

фидов имеет более легкий изотопный состав по сравнению с ранней ассоциацией (Пономарев и др., 1991).

Некоторые исследователи (Кузнецов и др., 1991) связывают образование участков богатых свинцовых руд с частичной регенерацией ранее сформированной синседиментационной сульфидной минерализации в процессе динамотермального метаморфизма. С их точки зрения, последний сопровождался складкообразованием и разрывной тектоникой, вызвавшими пластическое течение и перемещение сульфидного вещества, в результате чего произошло, в том числе, нагнетание Pb к ядрам антиклинальных складок.

Действительно, практически на всех стратиформных месторождениях, подвергшихся сильному метаморфизму, первичные руды утрачивают свои изначальные черты гидротермально-осадочного рудоотложения. Первично слоистые руды превращаются в полосчатые разновидности, проявляются будинаж, межпластовое брекчирование и другие структурно-текстурные преобразования. Все это сопровождается частичной регенерацией и переотложением рудного вещества, что приводит к усложнению морфологии пластовых рудных залежей, их текстурно-структурного рисунка и минералого-геохимических особенностей руд (Vikentyev et al., 2017).

Естественно, что степень преобразования руд соответствует уровню метаморфизма вмещающих пород. Так, на месторождении Broken Hill, метаморфизованном в условиях гранулитовой фации, руды полностью переотложены в замки складок и оперяющие зоны смятия (Добрецов, 1985; Walters, 1998; Huston, 2006; Spry et al., 2007). На более низких ступенях метаморфизма степень трансформации первичных руд существенно снижается. В результате метаморфизма уровня эпидот-амфиболитовой фации руды испытывают преобразования в пределах первичных рудных залежей без значимой дифференциации вещества и при общей сохранности их морфологии (Дистанов, 1977; Дистанов и др., 1982; Ковалев, 1975; Heinrich, 1998). На Холоднинском месторождении, степень метаморфизма которого существенно выше, чем Горевского, есть явные признаки регенерации рудного вещества; они особенно проявлены в локальных тектонических зонах (Дистанов, 1977; Структурно-минералогические ..., 1987). На полиметаллических месторождениях Озернинского рудного узла перераспределение вещества в результате метаморфизма менее значительно и соизмеримо с масштабами развития малых структурных форм в рудах – рудные минералы переотлагаются в послойные и секущие мелкие прожилки и замковые части мелких складочек (Ковалев, Бусленко, 1992; Викентьев и др., 2023).

Близкие результаты были получены и в ходе всестороннего изучения (детальные структурные, петрографические и петрологические данные, изотопия О, С, S, Sr и Pb) небольшого полиметаллического месторождения Ленгенбах (Lengenbach) в Альпах, локализованного в доломитах, метаморфизованного на уровне амфиболитовой фации. Результатом целенаправленных исследований стал вывод о том, что перемещение рудного вещества в ходе его ремобилизации ограничено масштабом до нескольких метров (Heinrich, 1998).

На Горевском месторождении рудовмещающие породы и руды претерпели динамотермальный зеленосланцевый метаморфизм уровня биотитовой субфации (Бровков и др., 1976; Кузнецов и др., 1991). Его последствия, помимо перекристаллизации вещества, появления различных текстур метаморфогенной природы, будинажа, кливажа, разнопорядковых складок, проявлены в виде зон внутрислойного брекчирования и пластического течения. Однако все эти метаморфогенные структурные преобразования, наблюдаемые микро- и макроскопически, происходили без масштабного перемещения рудного вещества, то есть оно было локальным.

О незначительных масштабах метаморфогенного перераспределения рудного вещества на Горевском месторождении свидетельствуют карты распределения Pb и Zn, построенные по данным эксплуатационного опробования шлама буровзрывных скважин, пройденных в карьере по сети 4 × 4 м. На этих картах хорошо просматривается выдержанное линейное распределение концентраций Pb и Zn, соответствующее рудным горизонтам. Результаты геохимических исследований Горевского месторождения не подтверждают значительного перераспределения рудного вещества в процессе дислокационного метаморфизма (Набоков, 1991ф⁴). Кроме того, сложно объяснить существенно галенитовый и пирротин-галенитовый состав брекчий в сравнении с "материнским" свинцово-цинковым составом первичного оруденения, исключительно высокую степень концентрирования Pb, секущие контакты, масштабное (до первых сотен метров) перемещение регенерированного рудного материала и, наконец, наличие таких богатых свинцовых руд только в пределах лежачих частей Главного и Северо-Западного рудных тел.

Вышеизложенное, вероятно, свидетельствует об отсутствии значительной дифференциации и перераспределения рудного вещества на Горевском месторождении в результате метаморфизма. Другими словами, наблюдаемая геохимическая картина пространственного распределения оруденения имеет, скорее всего, первичную природу, т.е. позиция богатых, существенно свинцовых руд является изначальной, и ее причины необходимо искать в самом процессе формирования месторождения.

Таким образом, особенности состава, морфологии и пространственного положения, структурно-текстурные признаки, положение в ряду минералого-геохимической зональности дают основание предполагать, что участки с богатыми свинцовыми рудами могли сформироваться непосредственно в месте разгрузки металлоносных растворов. То есть, одновременно с первичнослоистыми Pb-Zn рудами в течение одного рудогенного этапа. По нашему мнению, все специфические особенности обоих типов руд (состав, морфология, относительное положение в пространстве и др.) являются проявлением руднофациальной зональности единой гидротермальной системы: слоистые свинцово-цинковые относятся к дистальным, а брекчиевые существенно свинцовые – к ее проксимальным частям.

Современные зоны разгрузки гидротермальных металлоносных растворов (vent complex) приурочены к разломным структурам, в пределах которых породы трещиноваты, местами брекчированы (Tornos et al., 2015; Murton et al., 2019). В этом проявляется некоторое сходство с участками существенно свинцовых руд на Горевском месторождении – это трещиноватые, брекчированные породы с обильной рудной минерализацией. В непосредственной близости к рудоподводящим структурам мощность рудоносных отложений наибольшая, а по мере удаления от них уменьшается как количество и мощность отдельных рудных прослоев, так и общая мощность рудного тела (см. фиг. 12).

Главной рудоконтролирующей зоной принято считать Главный разлом глубокого заложения и оперяющие его структуры. Следы таких скрытых или захороненных структур установлены на многих крупных свинцово-цинковых месторождениях, залегающих в сланцевых и терригенно-карбонатных толшах (Campbell, Ethier, 1983: Dunster, McConachie, 1998; Large et al., 1998; McGoldrick and Large, 1998; Walters, 1998; Betts et al., 2004; Spinks et al., 2016; Викентьев и др., 2023). Предполагается два типа рассолов, способных транспортировать цинк и свинец: окисленные кислые или нейтральные растворы для месторождений, залегающих в карбонатных толщах, и кислые восстановленные растворы – для месторождений в силикатно-обломочных сланцевых бассейнах при температуре порядка 250°С (Cooke and Large, 1998; Cook et al., 2000).

⁴ Набоков Н.П., Вильдяев В.М. Отчет о результатах опытнометодических геохимических работ, проведенных партией №10/90 на Ангарской площади (Красноярский край) в 1990 г. ФГУНПП "Росгеолфонд" по Красноярскому краю, 1990ф.

На фоне общего регионального метаморфизма нижней ступени зеленосланцевой фации породы и руды Горевского месторождения претерпели более заметные преобразования в ходе последующих нескольких эпизодов тектогенеза, контактового термального метаморфизма и гидротермальной приразломной деятельности. При общем крутом моноклинальном залегании рудовмещающей толщи в рудном поле выделяется главная крутошарнирная S-образная складка, сближающая рассматриваемое месторождение в структурном плане с сильнодислоцированными месторождениями Брокен-Хилл (Австралия) и Текели (Казахстан) (Ярмоленко, 1969). В целом рудные залежи имеют сложное строение, нарушены зонами разломов и рассланцевания. Это привело к существенному изменению текстурного и структурного облика первичных руд, неоднократной перекристаллизации и частичному изменению минерального состава.

На месторожлении в результате локальных пластических деформаций сложно построенных рудных пачек ритмично-слоистого строения в рудах достаточно широко проявлены полосчатогнейсовидные текстуры и в углеродисто-пелитовых прослоях рудной пачки — узловатые гранатхлоритовые сланцы. Типоморфными для руд Горевского месторождения являются мелкообломочные "шариковые" текстуры. Подобные руды на многих метаморфизованных сульфидных месторождениях рассматриваются как продукты динамометаморфических процессов одного или нескольких этапов деформации. "Шариковые руды" широко распространены на Холоднинском месторождении, метаморфизованном в условиях эпидот-амфиболитовой фации (Ковалев, 1984), на динамометаморфизованных полиметаллических месторождениях Рудного Алтая – Иртышской зоны смятия (Старостин и др., 1981) и Северо-Восточной зоны смятия (Викентьев, 1987, 2004), а на глубоко метаморфизованных сульфилных месторождениях Швеции и Норвегии они описаны как "ball textures" или "durchbewegung" (Vokes, 1969; Geijer, 1971; Sen, Mukherjee, 1972; Sarkar, 1980), на сульфидных месторождениях Канады как "durchbewegt" и "inclusion ore" (Suffel et al., 1971; Paaki et al., 1995), на месторождении Брокен-Хилл в Австралии как "dactile breccias". "mush ores" или "milingores" (Lawrence, 1973; Maiden, 1975; Walters, 1998).

Одной из главных предпосылок возникновения такого типа текстур является пестрота строения рудовмещающего разреза, где ритмично чередуются различные по своим физико-механическим свойствам прослои с сульфидами (галенит, сфалерит, пирротин или пирит), плотные более компетентные кремнистые, сидеритовые и менее компетентные углеродисто-пелитовые породы. В условиях динамометаморфизма фрагменты дезинтегрированных более хрупких, компетентных прослоев "залечиваются" гораздо более пластичной сульфидной массой и углеродисто-слюдистыми агрегатами.

Процессы динамометаморфизма выражаются в заполнении наиболее пластичными сульфидами шарнирных частей складок, межслоевых полостей отслоений и различных структур разрывов. В целом же масштабы мобилизации сульфидного вещества на Горевском месторождении ограничены локальными зонами тектонических нарушений и дислокаций. Значительные масштабы перераспределения галенита описывались на интенсивно дислоцированных полиметаллических месторождениях, таких как Текели в Казахстане и Маунт-Айза в Австралии. Первое залегает в углеродисто-глинисто-кремнисто-карбонатных сланцах (Паталаха, 1977), второе локализовано в кварцитах и сланцах, смятых в крутые дисгармоничные складки (McDonald, 1970; McClay, 1979, 1983; Gemmell et al., 1998; Marshall et al., 2000).

В особую группу на Горевском месторождении выделяются скарноиды или скарноподобные образования. Их доля составляет от 3 до 5% общей массы измененных пород месторождения. Они рассматривались как продукты метаморфогеннометасоматических процессов (Выдрин, Груздев, 1965) или как продукты динамометаморфизма локальных зон дислокаций (Кантор, 1976; Дистанов, Пономарев, 1980). Для них характерны порфирово-массивные, порфирово-полосчатые текстуры, кристаллически-зернистые, гелицитовые и радиально-лучистые структуры. Минеральный состав их достаточно широк: магнетит, амфибол грюнерит, гранат (альмандин-спессартин), Васлюды, цельзиан, гиаллофан, эллахерит, альбит, калиевый полевой шпат и более редкие монацит, рабдофан, ксенотим. В южной части месторождения скарны тяготеют к тектонически нарушенным зонам и ареалу даек долеритов и диабазов. На северном фланге скарноподобные образования связывают с выходами пород основного состава или с невскрытыми интрузивными породами (Балицкий, 1982). Скорее всего, это продукты контактового воздействия вскрытых и невскрытых интрузивных тел как основного, так и кислого состава.

Процессы термального воздействия даек основного состава на гидротермально-осадочные сульфидно-сидеритовые руды были детально рассмотрены на Озерном месторождении в Западном Забайкалье (Ковалев, 1975; Кочеткова, 1977; Ковалев, Бусленко, 1992). В экзоконтактовых зонах диабазовых порфиритов на расстоянии до десятка метров тонкозернистые руды превращены в крупнокристаллические массивные, бурундучнополосчатые, порфировидные агрегаты, в составе которых присутствуют хлорит, амфибол, эпидот, альбит, гранат, цельзиан, магнетит и пирит. Иногда обломки перекристаллизованных руд с субграфическими и каплевидными структурами встречаются и в самих дайках. Воздействие даек основного состава на сульфидные руды, сопровождаемое перекристаллизацией и регенерацией вещества, описано на множестве полиметаллических месторождений различных формационных типов (Graham, 1968; Mookherjee, 1970; Lawrence, 1972; Паталаха, 1983; Горжевский и др., 1996; Vokes, 2000; Vikentyev et al., 2017).

Процессы структурной перестройки, перекристаллизации и окварцевания в зонах тектонических нарушений первичных гидротермально-осадочных руд сопровождались появлением новых минеральных парагенезисов. Химический состав их определяется особенностями состава рудовмещающих пород: обогащенность Ag, Sb и As обусловила появление группы редких минералов (сульфоарсениды, арсениды, антимониды, сульфоантимониды, блеклая руда, Pb-Fe-Cu-сульфосоли, серебросодержащие минералы, самородное серебро). Высокие концентрации Fe и Mn в рудовмещающих породах месторождения проявляются в высокой железистости и марганцовистости нерудных минералов и магнетита. Повышенные концентрации бария привели к образованию группы барий-содержащих слюдистых минералов, гиаллофана и цельзиана. В биотите, мусковите и хлорите из рудных зон часто присутствует примесь цинка до 2.0 мас. %. В пластически деформированных сфалеритовых брекчиях обнаружены единичные зерна цинковой шпинели – ганита (мас. %): Al₂O₃ – 55.07; FeO – 6.29; Mg – 3.22; ZnO – 35.87. Широкое развитие ганита отмечалось и в рудах Холоднинского месторождения (Холоднинское ..., 1982). Структурная позиция этих минеральных ассоциаций, локальный характер проявления и тесная пространственная приуроченность к основным рудным залежам позволяют относить их к продуктам процессов регенерации.

Некоторые физико-химические особенности пострудного гидротермального прокварцевания

Состав газовых флюидных включений фиксирует два импульса гидротермальной активности. Флюиды одного из импульсов характеризуются параметрами типичных метаморфических флюидов – повышенной температурой $380-300^{\circ}$ С, высоким давлением (4.2–2.7 кбар) и CO₂–N₂-составом высокоплотной газовой фазы (1.02–0.89 г/см³). Флюиды другого импульса характеризуются гораздо меньшим давлением (0.59–0.036 кбар), относительно низкой температурой $280-145^{\circ}$ С. Газовая фаза характеризовалась низкой плотностью (0.21–0.02 г/см³) и N₂–CH₄-составом, их

циркуляцию возможно связать с регрессивной стадией метаморфизма либо с поздними постмагматическими процессами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Горевское полиметаллическое месторождение по значительному преобладанию галенита над сфалеритом (Pb: Zn – 3:1) в сочетании с выдающимися запасами (Pb + Zn 8.8 млн т, при средних содержаниях в рудах Pb – 6.15%, Zn – 2.02%, Ag – 55.4 г/т) – одно из крупнейших в мире. Другой его особенностью является существенно карбонатный состав рудовмещающих отложений, что принципиально отличает его от крупнейших свинцово-цинковых месторождений, приуроченных к глинистым, часто углеродистым, сланцам. Последнее является одной из их главных отличительных черт, на основании которой они были объединены в особый тип месторождений - Clastic-Dominated, нередко используемый в качестве синонима месторождений типа SEDEX. В то же время синседиментационный характер оруденения не позволяет классифицировать Горевское месторожление как эпигенетический МVТ-тип.

Наиболее близким геолого-генетическим аналогом Горевского месторождения, а в его лице всех подобных объектов в Ангарском районе, являются месторождения Irish-type. Основные месторождения этого типа находятся в Ирландской полиметаллической провинции – Navan, Lisheen, Galmoy, Tynagh и Silvermines. Наиболее крупное из них – Navan, соизмеримо по запасам с Горевским и является одним из самым крупных Pb-Zn месторождений мира, размещенных в карбонатных породах. С месторождениями SEDEX-типа их сближает в первую очередь линзо- и пластообразная согласная с вмещающими отложениями морфология рудных залежей, а с МVT месторождениями – существенно карбонатный состав вмещающих пород и, на отдельных участках, секущие контакты.

Что касается генезиса месторождений Irishtype, то представления о нем в разные периоды их исследования менялись от эксгаляционно-осадочного, синдиагенетического до эпигенетического. Однако последние результаты детального изучения состава пород и руд, включая разнообразную изотопию, и данные по датированию тектоно-стратиграфических событий показали применимость эксгаляционно-синдиагенетической модели (Blakeman, 2002; Wilkinson, 2010; Andrew, 2019).

На Горевском месторождении по структурнотекстурным особенностям, соотношению основных породообразующих элементов (Si, Al, Fe, Ca, Mg), по ассоциации главных рудных и второстепенных минералов можно выделить как минимум два типа оруденения. Первый представлен существенно цинковыми рудами слоистого и полосчатого строения с соотношением Pb : Zn от 1 : 1 до 1:3, которые образуют согласные с вмещающими отложениями рудные тела. Руды этого типа, вероятно, образовались в придонных условиях открытого мелководного моря, сформировавшегося в процессе развития грабен-синклинали рифтогенной природы. Они содержат многие структурные признаки синхронного отложения в бассейне седиментации из придонных рудоносных растворов с относительно спокойным гидродинамическим режимом осадконакопления. Рудоотложение происходило в условиях интенсивного поступления в бассейн седиментации Fe, Mn, Pb, Zn, Sb и As в обстановке повышенного потенциала СО₂ и недостатка серы. Руды характеризуются отсутствием меди и золота и гомогенным тяжелым изотопным составом серы сульфилов. Они слагают основной объем полиметаллического оруденения Горевского месторождения и имеют гидротермально-осадочное синседиментационное происхождение. К ним относятся свинцово-цинковые руды, развитые в Северо-Западном, Западном и Маленьком рудных телах, а также в висячем боку Главного рудного тела.

Оруденение второго типа развито, главным образом, в лежачем боку Главного рудного тела, а также, по данным бурения, его можно выделить в лежачем боку центральной части Северо-Западного рудного тела. Оно представлено богатыми свинцовыми рудами с аномально высоким соотношением Pb : Zn (в среднем около 7 : 1, достигая значений 20:1), которые часто имеют брекчиевое строение и секущее по отношению к вмещающим породам положение. Оба типа оруденения отличаются на минерально-вещественном уровне – по слагающим их ассоциациям рудных минералов, элементам-примесям, геохимическому облику и др. В пространстве они образуют скопления различной морфологии: гидротермально-осадочные руды слагают линзо- и пластообразные тела, гидротермально-метасоматические – близко изометричные. По наблюдаемым в ряде случаев их секущим взаимоотношениям, они разобщены во времени, однако на сегодня делать какие-либо заключения на этот счет преждевременно, т.к. этот вопрос требует дополнительных целенаправленных исследований.

Особенности состава, морфологии и пространственного положения руд, их структурнотекстурные признаки, место в ряду минералогогеохимической зональности дают основание предполагать, что участки с богатыми свинцовыми рудами могли сформироваться непосредственно в месте разгрузки металлоносных растворов. Они могли образоваться одновременно с первично-слоистыми Pb–Zn рудами в течение одного рудного этапа, а все специфические особенности обоих типов руд (вещественный состав, морфология, относительное положение в пространстве и др.) — это проявление рудно-фациальной зональности единой гидротермальной системы: слоистые свинцово-цинковые относятся к дистальным, а брекчиевые существенно свинцовые — к ее проксимальным частям.

В дальнейшем основная масса руд и вмещающих пород претерпела преобразования в условиях верхов зеленосланцевой фации (биотитовая субфация) регионального метаморфизма и представлена слоистыми и ритмично-слоистыми текстурами и кристаллически-зернистыми. реликтовыми пелитоморфными и глобулярными структурами. Процессы динамотермального метаморфизма и рассланцевания, контактового термального метаморфизма и интенсивная приразломная складчатость обусловили появление в рудах новых текстурно-минеральных ассоциаций. В результате первичные ритмично-слоистые руды потеряли изначальные тонкие черты гидротермально-осадочного рудогенеза и превратились в различные полосчатые (полосчато-брекчиевидные, полосчато-вкрапленные, полосчатопрожилковые, сетчато-полосчатые) кристаллически-зернистые разности. По-видимому, этому этапу отвечают рудообразующие CO₂- и N₂-флюиды, характеризующиеся повышенной температурой 380-300°С и высоким давлением (4.2-2.7 кбар). Процессы пострудного преобразования руд сопровождались формированием регенерированной гнездово-прожилковой Pb-Ag и Sb-As минерализации, формированием комплекса Fe-Mn–Ba–алюмосиликатных минералов и магнетита. Рудообразующие флюиды пострудного преобразования руд характеризовались СО₂-N₂-СН₄ и N₂-СН₄ составом газовой фазы, гораздо меньшим давлением (0.59-0.036 кбар), относительно низкой температурой 280-145°С. Несмотря на все пострудные изменения, слоистый характер значительной части оруденения отчетливо просматривается, а на отдельных, наименее метаморфизованных участках, отмечаются реликты ритмично-слоистых руд, имеющих в своем составе основные рудообразующие минералы в их первичном глобулярном виде.

Выявленное многообразие текстурно-минеральных ассоциаций первичных руд и преобразованных их разностей на Горевском месторождении необходимо учитывать при решении спорных вопросов генезиса месторождения. Предложенная модель формирования Горевского месторождения основана на фактическом материале, полученном за более чем 60-летний период его исследования, включая данные эксплуатационных работ, учитывает результаты изучения сходных месторождений в других полиметаллических провинциях мира, а также данные, полученные в ходе наблюдения за современными действующими гидротермальными системами.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны Н.С. Карманову, А.Т. Титову, В.Н. Королюку, М.В. Хлестову и С.И. Шабалину за проведение аналитических работ, С.В. Сараеву за консультации по вопросам литостратиграфии, а также П.А. Неволько за сохраненные и предоставленные коллекционные материалы предшествующих исследователей: В.Г. Пономарева, В.А. Акимцева, Э.Г. Дистанова, К.Р. Ковалева, А.И. Бусленко.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследования выполнены в рамках госзадания ИГМ СО РАН (№ 122041400237-8).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Акимцев В.А. Минералого-геохимические особенности и условия формирования стратиформных полиметаллических руд Ангарского рудного района (Енисейский кряж). Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1992. 43 с.

Атлас морфоструктур рудных полей (железо, полиметаллы, медь, золото и олово). Под ред. П.Ф. Иванкина. Л.: Недра, 1973. 164 с.

Бакит Ф.Б., Буйков А.А., Валента Г.П., Пельтек Е.И. О структуре Горевского полиметаллического месторождения Енисейского кряжа по геолого-геофизическим данным // Рудн. формации и месторожд. Сибири. Томск. 1979. С. 115–117.

Балицкий Д.К. О характере метаморфических преобразований рифейских отложений междуречья Ангары и Бол. Пита. Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд Красноярского края. Новосибирск: Наука, 1982. С. 61–64.

Борисенко А.С. Анализ солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии. Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. М.: Недра, 1982. С. 37–47.

Бортников Н.С., Викентьев И.В. Современное сульфидное полиметаллическое минералообразование в Мировом Океане // Геология рудных месторождений. 2005. № 1. С. 16–50.

Бранднер Н.Х., Забиров Ю.А., Пономарев В.Г., Хохлов А.П. Стратиформное свинцово-цинковое оруденение в карбонатных породах Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 1985. № 2. С. 58–63.

Бровков Г.Н., Охапкин Н.А., Мирошников А.Е., Шерман М.Л. Некоторые вопросы генезиса полиметаллических руд Енисейского кряжа // Полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. Труды КНИИГ-ГиМС, вып. 230. Красноярск. 1976. С. 99–116.

Бровков Г.Н., Мирошников А.Е., Охапкин Н.А. Генетические модели формаций полиметаллических месторождений Енисейского кряжа // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1983. С. 121–126.

Бровков Г.Н., Охапкин Н.А., Голышев С.А., Мирошников А.Е. Особенности изотопного состава серы свинцово-цинковых руд Енисейского кряжа // Советская геология. 1979. № 8. С. 50–58.

Бусленко А.И., Ковалев К.Р. Генетические типы руд Звездного колчеданно-полиметаллического месторождения (Западное Забайкалье) // Вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири. Труды ИГиГ СО АН СССР. 1977. Вып. 361. С. 180–190.

Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю., Казанский А.Ю, Кадильников П.И., Романова И.В., Вингейт М.Т.Д., Ларионов А.Н., Родионов Н.В. Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского крятона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 63–90.

Вершковская О.В., Груздев В.С., Пиккат-Ордынская А.П. Рассеянные элементы сфалерит-галенитового оруденения Нижнего Приангарья // В кн.: Геохимия и геология некоторых рудных месторождений. М.: Наука, 1970. С. 55–75.

Викентьев И.В. Метаморфогенные структуры Тишинского месторождения (Рудный Алтай) // Геология руд. месторождений 1987. № 1. С. 66–76.

Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир, 2004. 338 с. Викентьев И.В., Дамдинов Б.Б., Минина О.Р., Спирина А.В., Дамдинова Л.Б. Классификация процессов полиметаллического рудообразования и переходный VMS-SEDEX-MV-тип — пример гигантского Озерного месторождения в Забайкалье, Россия // Геология руд. месторождений. 2023. Т. 65. № 3. С. 201–236.

Выдрин В.Н., Розникова А.П., Стеблева А.Т. Соотношение сфалерит-галенитовой минерализации и даек долеритов // ДАН СССР. 1964. Т. 159. № 6. С. 1309–1312.

Выдрин В.Н., Груздев В.С. Эндогенные ореолы рассеяния цинково-свинцовых месторождений в Енисейском кряже // Геология руд. месторождений. 1965. № 1. С. 45–57.

Горжевский Д.И., Донец А.И., Конкин В.Д., Кудрявцева Н.Г., Кузнецова Т.П. Регенерация сульфидных руд свинцово-цинковых месторождений // Руды и металлы. 1996. №1. С. 57–63.

Гриненко Л.Н., Артеменко В.М., Пономарев В.Г. Изотопный состав серы пород и руд Горевского свинцовоцинкового месторождения // Геохимия. 1984. № 5. С. 653–667.

Груздев В.С., Зюзин Н.И., Кепежинскас К.Б. Хлориты цинково-свинцового месторождения Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 1967. № 1. С. 126–131.

Дистанов Э.Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири // Новосибирск: Наука, 1977. 351с.

Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р. Текстуры и структуры гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Озерного месторождения. Новосибирск: Наука, 1975. 174 с.

Дистанов Э.Г., Пономарев В.Г. О геолого-генетических особенностях Горевского свинцово-цинкового место-

рождения // Геология и геофизика. 1980. № 12. С. 27– 36.

Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р., Тарасова Р.С., Кочеткова К.В., Пономарев В.Г., Бусленко А.И., Гаськов И.В. Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение в докембрии Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1982. 207 с.

Дистанов Э.Г., Пономарев В.Г., Кочеткова К.В., Арзуманова Э.С. Типизация свинцово-цинковых руд месторождения для целей автогенераторной сепарации // Подготовка и переработка руд Горевского месторождения. Отв. ред. чл.-кор. АН СССР Н.И. Шемякин. Ин-тут горного дела СО РАН СССР. Новосибирск, 1980. С. 10–20.

Добрецов Н.Л., Кривцов А.И. Модели магматогенногидротермального и метаморфогенно-гидротермального рудонакопления и критерии их отличия. В кн: Критерии отличия метаморфогенных и магматогенных гидротермальных месторождений. Под. ред. Смирнова В.И. и Добрецова Н.Л. Новосибирск: Наука, 1985. С. 5–14.

Забиров Ю.А., Кириченко Н.И. Свинцово-цинковое оруденение карбонатных формаций Енисейского кряжа // Рудная специализация осадочных формаций Сибири и Дальнего Востока. Владивосток, 1985. С. 80–85.

Кантор М.З. К вопросу скарнообразования в рудных полях Горевского и Усть-Ангарского свинцово-цинковых месторождений и Тырандинского редкометалльного полиметаллического рудопроявления // Полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. Труды КНИИГГиМС, вып. 230. Красноярск, 1976. С. 67–72.

Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грабовская Ж.М. Геологическая карта Енисейского кряжа м-ба 1 : 500000. Красноярск: Красноярскгеологосъемка, 1998. 6 л.

Ковалев К.Р., Гаськов И.В., Перцева А.П. Изотопный состав серы колчеданно-полиметаллических руд месторождений азиатской части России // Геология руд. месторождений. 2000. Т. 42. № 2. С. 83–112.

Ковалев К.Р., Дистанов Э.Г., Перцева А.П. Вариации изотопного состава серы сульфидов при вулканогенно-осадочном рудообразовании и метаморфизме руд Озернинского рудного узла в Западном Забайкалье // Геология руд. месторождений. 1998. Т. 40. № 4. С. 336– 353.

Ковалев К.Р. Контактовый метаморфизм руд на Озерном колчеданно-полиметаллическом месторождении // Локальный метаморфизм руд. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1975. С. 58–70.

Ковалев К.Р. Шариковые текстуры в метаморфизованных сульфидных рудах Холоднинского месторождения // Генетическая минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1984. С. 86–99.

Ковалев К.Р., Бусленко А.И. Гидротермально-осадочный рудогенез и полиметаморфизм руд Озернинского рудного узла (Западное Забайкалье). Новосибирск: ВО "Наука", Сибирская издательская фирма, 1992. 212 с.

Кочеткова К.В. Минералогия колчеданных свинцовоцинковых руд Озерного месторождения (Западное Забайкалье) // Вопросы генезиса стратиформных свин-

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 65 № 4

цово-цинковых месторождений Сибири. Труды ИГиГ СО АН СССР, 1977. Вып., 361. С. 118–180.

Кузнецов В.В., Пономарев В.Г., Акимцев В.А., Бабкин Е.С., Конкин В.Д., Кузнецова Т.П., Сараев С.В. Горевское свинцово-цинковое месторождение // Геология руд. месторождений. 1990. № 5. С. 3–18.

Кузнецов В.В., Конкин В.Д., Бабкин Е.А., Кузнецова Т.П., Кмитто Т.П., Кмитто Е.А. Геолого-генетическая модель цинково-свинцового месторождения Енисейского кряжа // Генетические модели стратиформных месторождений свинца и цинка. Новосибирск: Наука. Сиб. Отд. АН СССР, 1991. С. 42–48.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В. РТ-эволюция метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа: петрологические и геодинамические следствия // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 3. С. 385–416.

Металлоносные осадки Красного моря. М.: Наука, 1986. 288 с

Мирошников А.Е. Постседиментационные изменения докембрийских толщ Енисейского кряжа и отношение к ним полиметаллического оруденения // Матер. по магматизму и металлогении Красноярского края. Труды КНИИГГиМС. Выпуск 241. Красноярск, 1976. С. 76–83.

Мирошников А.Е., Бровков Г.Н., Охапкин Н.А. Особенности околорудных изменений пород // Полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. Труды КНИИГГиМС. Вып. 230. Красноярск, 1976. С. 53–67.

Охапкин Н.А., Мирошников А.Е., Бровков Г.Н., Корнев Т.Я. Характеристика рудных объектов Енисейского полиметаллического пояса // Полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. Труды КНИИГГиМС. Вып. 230. Красноярск, 1976. С. 38–53.

Охапкин Н.А. О связи свинцово-цинкового оруденения Енисейского кряжа с магматизмом // Рудоносность и металлогения структур Енисейского кряжа. Труды КНИИГГиМС. Вып. 145. Красноярск, 1974. С. 44–49.

Охапкин Н.А., Бутан В.А. О магматизме Горевского месторождения Енисейского кряжа // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307. № 4. С.940–942.

Паталаха Г.Б. Контактовый метаморфизм руд на стратиформных свинцово-цинковых месторождениях Джунгарского Алатау // Известия АН КазССР, серия геол. 1983. № 5. С. 58–68.

Пономарев В.Г., Акимцев В.А., Забиров Ю.А., Сараев С.В. Методологические принципы моделирования стратиформных свинцово-цинковых проявлений в терригенно-карбонатных толщах // Генетические модели стратиформных месторождений свинца и цинка. Новосибирск: Наука, Сиб. Отделение, 1991. С. 13–41.

Пономарев В.Г., Акимцев В.А., Сараев С.В., Доильницын Е.Ф. Изотопно-геохимические индикаторы стратиформного свинцово-цинкового оруденения Ангарского рудного района на Енисейском кряже // Изотопные исследования процессов рудообразования. Новосибирск: Наука, Сиб. Отделение, 1991. С. 56–83.

Пономарев В.Г., Акимцев В.А., Бобров В.А., Шипицын Ю.Г., Степин А.Г. Радиоактивные и редкоземельные элементы в рудах и вмещающих породах Горевского месторождения // Генетическая минералогия и геохимия

2023

рудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1984. С. 113–132.

Пономарев В.Г. Вопросы сингенетичности и эпигенетичности докембрийского свинцово-цинкового оруденения в Енисейском кряже // Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений. Новосибирск: Наука, 1979. С. 107–117.

Пономарев В.Г., Пономарева Л.Г. О природе граната в рудовмещающих толщах и рудах Горевского полиметаллического месторождения // Матер. по генетической и экспериментальной минералогии. Т. Х. Новосибирск, 1976. С. 185–191.

Попов В.М. Проблема генезиса стратифицированных месторождений цветных металлов на примере Горевского свинцово-цинкового месторождения // Изв. АН КиргССР. 1969. № 2. С. 3–12.

Просняков М.П., Володин Р.Н. Некоторые особенности геологического строения Горевского свинцово-цин-кового месторождения. Тр. ЦНИГРИ, вып. 43. М., 1962. С.141–170.

Сараев С.В. Литология, геохимия и фациальный анализ рифейских отложений Морянихо-Меркурихинского рудного поля (Енисейский кряж). Бассейновый литогенез и минерагения. Новосибирск: ИГиГ СО РАН, 1989. С. 62–104.

Сараев С.В. Литология и геохимия рифейских отложений Горевского рудного поля (Енисейский кряж). Новосибирск: ИГиГ СО РАН. Ротапринт, 1990. С. 42–71.

Сараев С.В. Верхнерифейский глубоководный окраинный бассейн Енисейского кряжа // Российский фонд фундаментальных исследований в Сибирском регионе (земная кора и мантия). Т. 1. Иркутск. 1995. С. 75–76.

Сердюк С. С., Макаров В. А., Кириленко В. А., Макаров И. В., Муромцев Е. А., Шведов Г. И. Геология и колчеданно-полиметаллическое оруденение прогнозируемого Лимонитового месторождения Рассохинского рудного узла (Енисейский кряж) // Руды и металлы. 2021. № 4. С. 22–42.

Старостин В.И. Лычаков В.А., Сергеева Н.Е. Метаморфогенное перераспределение химических элементов колчеданно-полиметаллических руд // Геология руд. месторождений. 1981. № 4. С. 30–43.

Структурно-минералогические критерии метаморфогенного оруденения (на примере колчеданных месторождений). Под ред. Н.Л. Добрецова. Новосибирск: Наука, 1987. 168 с.

Шерман М.Л. Горевское свинцово-цинковое месторождение / Геологические исследования в Красноярском крае и Тув. АССР. Кызыл: Тувинск. Книжн. Изд, 1968. С. 32–38.

Шерман М.Л. О парагенетической связи руд Горевского месторождения с комплексом малых интрузий основного состава и их возрасте // Рудоносность и геология Средней Сибири. Красноярск: кн. изд-во. 1971. С. 79–81.

Шилов Л.И. Об источнике свинца в стратиформном рудообразовании (по изотопным данным) // Стратиформные рудные месторождения. М.: Наука, 1987. С. 90–104.

Ярмоленко А.С. Крутошарнирные складки и оруденение на Горевском месторождении // Геол. разведка и

методы изуч. месторожд. полезн. ископаемых. Алма-Ата, 1969. С. 76–77.

Akinfiev, N.N., Diamond, L.W. Thermodynamic model of aqueous $CO_2-H_2O-NaCl$ solutions from -22 to 100 °C and from 0.1 to 100MPa. Fluid Phase Equilibria, 2010. V 295. P. 104–124.

https://doi.org/10.1016/j.fluid.2010.04.007

Andrew C.J. Silvermines Field Guide. Silvermines, County Tipperary Ireland, 2019. 28 pp.

Anschutz P., Blanc G. Chemical mass balances in metalliferrous deposits from the Atlantis II Deep, Red Sea // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. № 20. P. 4205–4218.

Bakker, R.J. Fluids: new software package to handle microthermometric data and to calculate isochors // Memoir Geol. Soc. 2001. V. 7. P. 23–25.

Bakker, R.J. AqSo_NaCI: Computer program to calculate p-T-V-x properties in the H2O-NaCl fluid system applied to fluid inclusion research and pore fluid calculation // Computers and Geosciences. 2018. V. 115. P. 122–133. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2018.03.003

Belokonov G., Frenzel M., Priytkina N.S., Renno A.D., Makarov V., Gutzmer J. Geology and genesis of the giant Gorevskoe Pb–Zn–Ag deposit, Krasnoyarsk Territory, Russia // Econ. Geol. 2021. V. 116. № 3. P. 719–746.

Betts P.G., Giles D., Lister G.S. Aeromagnetic patterns of half-graben and basin inversion: implication for sediment-hosted massive sulfide Pb–Zn–Ag exploration // J. of Structural Geology. 2004. V. 26. P. 1137–1156.

Blakeman R.J., Ashton J.H., Boyce A.J., Fallick A.E., Russell M.J. Timing of interplay between hydrothermal and surface fluids in the Navan Zn+Pb orebody, Ireland: evidence from metal distribution trends, mineral textures, and δ 34S analyses // Econ. Geol. 2002. V. 97. P. 73–91.

Bodnar R.J. A method of calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubblediameters and P-V-T-X properties of inclusion fluids // Econ. Geol. 1988. V. 78. P. 535–542.

Bodnar, R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for NaCl–H2O fluid inclusions. De Vivo B, Frezzotti ML (eds) // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Virginia Polytechnic Inst State Univ, Blacksburg, VA, 1994. P. 117–131.

Brown P.E. FLINCOR: a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data // Amer. Miner. 1989. V. 74. № 11–12. P. 1390–1393.

Campbell F.A., Ethier V.G. Environment of deposition of the Sullivan orebody // Miner. Deposita. 1983. V. 18. № 1. P. 39–55.

Cooke D.R., Large R.R. Practical uses of chemical modellingdefining new exploration targets in sedimentary basins // AG-SO J. of Australian Geology and Geophysics. 1998. V. 17. N 4. P. 259–275.

Cooke D.R., Bull S.W., Large R.R., and McGoldrick P.J. The importance of oxidized brines for the formation of Australian Proterozoic stratiform sediment- hosted Pb–Zn (Sedex) deposits // Econ. Geol. 2000. V. 95. № 1. P. –17.

Distanov E.G., Kovalev K.R., Gaskov I.V., Baulina M.V. The formation of Large Polymetallic Deposits of South Siberia According to Geodynamic Evolution of Paleoasian Ocean // J. of Geoscientific Research in Northeast Asia. 1999. V. 2. № 2. P. 154–159.

Dunster J.N., McConachie B.A. Tectono-sedimentary setting of the Lady Loretta Formation: synrift, sag or passive margin? // Australian Journal of Earth Sciences. 1998. V. 45. P. 89–92.

Geijer P. Sulfidic "ball ores" and the pebble dikes // Sver. geol. undersokn., Arsbook, ser. C. 1971. № 662. P. 1–29.

Glasby G.P., Notsu K. Submarine hydrothermal mineralization in the Okinava Trough, SW of Japan: an overview // Ore Geol. Rev. 2003. V. 23. P. 299–339.

Goodfellow W.D., Franklin J.M. Geology, mineralogy, and chemistry of sediment hosted clastic massive sulfide in shallow cores, Middle Valley, northern Juan de Fuca Ridge // Econ. Geolo. 1993. V. 88. № 8. P. 2037–2068.

Goodfellow W.D., Lydon, J.W. Sedimentary exhalative (SE-DEX) deposits. Ed. *Goodfellow W.D.* / Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 2007. № 5. P. 163–183.

Graham R. A. F. Effect of diabase dyke intrusion oπ sulfide minerals at Manitouwadge Ont. // Can. J. Earth Sciences. 1968. V. 5. № 3. P. 545–547.

Gemmell J.B., Large R.R., Zaw K. Paleozoic volcanic-hosted massive sulfide deposits // AGSO J. of Australian Geology & Geophysics. 1998. V. 17. № 4. P.129–137.

Hamilton J.M., Morris H.C., Bishop D.T., Owens O.E. Geology of the Sullivan orebody Kimberley, B.C., Canada // Geol., Assoc. Can. Spec. Pap. 1982. № 25. P. 597–665.

Heinrich C.A., Andrew A.S., Knill M.D. Regional metamorphism and ore formation: evidence from stable isotopes and other fluid tracers // Reviews in Economic Geology. V. 11, Metamorphic and metamorphogenic ore deposits. 1998. P. 99–119.

Huston D.L., Stevens B., Southgate P.N., Munling P., Wyborn L. Australian Zn–Pb–Ag Ore-Forming Systems: A Review and Analysis // Econ. Geol. 2006. V. 101. P. 1117–1157.

Ireland T., Bull S.W., Large R.R. Mass flow sedimentology within the HYC Zn–Pb–Ag deposit, Northern Territory, Australia: evidence for sin-sedimentary ore genesis // Miner. Deposita. 2004. V. 39. P. 143–158.

Kerkhof A. M. The system CO_2 -CH₄-N₂ in fluid inclusions: theoretical modelling and geological applications. Free University Press, Amsterdam, 1988. 206 p.

Koski R.A., Lonsdale P. F., Shanks W.C., Bernadt M.E., Howe S.S.J. Mineralogy and geochemistry of a sedimenthosted hydrothermal sulfide deposit from the SOUTH-ERN Trough of Guaymas Basin, Gulf of California // Geophys. Res. 1985. V. 90. № 8. P. 6695–6707.

Kovalev K.R., Distanov E.G., Gaskov I.V., Naumov E.A., Akimtsev V.A. The large Cu-Zn-Pb massive sulfide deposits of the Southern Siberia: ore depositional environments and Pb, S, C and O-isotopic data // Metallogeny of the Pacific northwest: tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins. Proceedings of the INTERIM IA-GOD Conference. Vladivostok, Dalnauka, 2004. P. 476– 479.

Large R.R., Bull S.W., Cooke D.R., and McGoldrick P.J. A genetic model for the HYC deposit, Australia: Based on regional sedimentology, geochemistry, and sulfide-sediment relationships // Econ. Geol. 1998. V. 93. P. 1345–1368.

Large R.R. Evidence for pulsed brine exhalation in the formation of giant Proterozoic stratiform sediment hosted Zn-Pb-Ag deposits of Northern Australia // Mineral Deposits: Processes to Processing. Stanley et al. (eds). 1999. Balkema, Rotterdam. P. 3–6.

Lawrence L.J. The thermal metamorphism of the pyritic sulfide ore // Econ. Geol. 1972. V. 67. № 4. P. 487–496.

Lawrence L.J. Polymetamorphism of the sulfide ore of Broken Hill, N.S.M., Australia // Miner. Deposita. 1973. V. 8. N° 3. P. 211–236.

Leach D.L., Sangster D.F., Kelley K.D., Large R.R., Garven G., Allen C.R., Gutzmer J, Walters S. Sediment-hosted lead-zinc deposits. A global perspective. Econ. Geol., 100th Ann Iss, 2005. P. 561–607.

Lehrmann B., Stobbs I.J., Lusty P.A.J., Murton B.J. Insights into extinct seafloor massive sulfide mounds at the TAG, Mid-Atlantic Ridge // Minerals. 2018. V. 8. P. 1–17.

Likhanov I.I.; Nozhkin A.D.; Reverdatto V.V.; Kozlov P.S. Grenvillian tectonic events and evolution of the Yenisei Ridge at the western margin of the Siberian craton. Geotektonics. 2014. № 48. P. 371–389. (In Russian)

Maiden K.I. High grade metamorphic structures in the Broken Hill orebody // Proc. Australias. Inst. Miining and Met. 1975. № 254. P. 19–27.

Marshall B., Vokes F.M., Larocque A.C.L. Regional metamorphic remobilisation: upgrading and formation of ore deposits. In: *Spry G., Marshall B., Vokes, F.M.* (eds) // Metamorphosed and Metamorphogenic Ore Deposits. Reviews in Econ. Geol. 2000. V. 11. P. 19–38.

McClay K.R. Folding in the silver-lead-zinc orebodies, Mount Isa, Australia // Trans. Inst. Mining. Met. 1979. V. 88. P. 5–14.

McClay, K.R. Structural evolution of the Sullivan Fe–Pb– Zn–Ag orebody, Kimberley, British Columbia, Canada // Econ. Geol. 1983. V. 78. P. 1398–1424.

McDonald J.A. Some effects of deformation on sulfide-rich layers in lead-zinc ore bodies Mount Isa, Queensland // Econ. Geol. 1970. V. 65. \mathbb{N} 3. P. 273–357.

McGoldrick P., Large R.R. Proterozoic stratiform sedimrnthosted Zn–Pb–Ag deposits // AGSO J. of Australian & Geophysics. 1998. V. 17. № 4. P. 189–196.

Moncada D., Mutchler S., Nieto A., Reynolds T.J., Rimstidt J.D., Bodnar R.J. Mineral textures and fluid inclusion petrography of the epithermal Ag–Au deposits at Guanajuato, Mexico: Application to exploration // J. of Geochemical Exploration 114, 2012. P. 20–35.

Mookherjee A. Dykes, sulphide deposits, and regional metamorphism: criteria for determining their time relationship // Miner. Deposita. 1970. V. 5. № 2. P. 120–144.

Murton B.J., Lehrmann B., Dutrieux A.M., Martins S., Iglesia A.G., Stobbs I.J., Barriga F.J.A.S., Bialas J., Dannowski A., Vardy M.E., North L.J., Yeo I.A.L.M., Lusty P.A.J., Sven Petersen S. Geological fate of seafloor massive sulphides at the TAG hydrothermal field (Mid-Atlantic Ridge) // Ore Geol. Rev. 2019. V. 107. P. 903–925.

Paaki J., Lydon J.W., Del Bel Belluz N. Durchbewegt sulphides, piercement structures, and gabbro dyke displacement in the vent complex of the Sullivan Pb–Zn deposits, British Columbia, in Current Research 1995-A: Geological Survey of Canada. P. 81–90.

Painsi M., Diamond L.W., Akinfiev N.N. Determination of molar volume and composition of CO₂-H₂O-NaCl fluid

№ 4 2023

inclusions using combined microthermometric and optical measurements. Proceedings of XIII International Conference on Thermobarogeochemistry and IV th APIFIS Symposium. Moscow: IGEM, 2008. V. 1. P. 43–46. http://www.minsoc.ru/2008-1-7-0/

Sarkar S.C, Bhattacharyya P.K., Mukherjee A.D. Evolution of sulfide ores of Saladipura, Rajasthan, India // Economic Geology. 1980. V. 75. P. 1152–1167.

Sen R., Mukherjee A.D. A re-appraisal of structural evolution and metamorphism in the Bleikvassli ore deposit, Nordland, North Norway // Neues Jahrb. Mineral. Monatsh. 1972. H 8. P. 375–383.

Shadlun, T.N. Ore textures as indicators of formation conditions of mineral parageneses in different types of stratiform lead-zinc deposits. In: Ore Genesis. Spec. Publ. Society Geol. App. Miner. Dep. 1982. V. 2. P. 607–624. Springer, Berlin, Heidelberg.

https://doi.org/10.1007/978-3-642-68344-2_58

Shanks Wayne C., Bischoff James I. Geochemistry, sulfur isotope composition, and accumulation rates of Red Sea geothermal deposits // Econ. Geol. 1980. V. 75. № 3. P. 445–459.

Spinks S. C., Schmid S., Pages A., Bluett J. Evidence for SE-DEX-style mineralization in the 1.7 Ga Tawallah Group, McArthur Basin, Australia // Ore Geol. Rev. 2016. V. 76. P. 122–139.

Spry P.G., Heimann A., Messerly J., Houk R.S. Discrimination of metamorphic and metasomatic processes at the Broken Hill Pb–Zn–Ag deposit, Australia: rare earth element signatures of garnet-rich rocks // Econ. Geol. 2007. V. 102. P. 471–494.

Suffel G.G., Hutchinson R.W., Ridler R.H. Metamorphism of massive sulfides at Manitouwadge, Ontario, Canada // Proc. IMA-IAGOD Meetings. Tokio- Kyoto, 1970. IA-GOD Vol. Spec. Issure № 3. Int. Assoc. Genesis Ore Deposits. Tokio, 1971. P. 235–240.

Tornos F, Peter J.M., Allen R., Conde C. Controls on the siting and style of volcanogenic massive sulphide deposits // Ore Geol. Revi. 2015. V. 68. P. 142–163.

Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E. Tectonics and evolution of the granitoid magmatism in the Yenisei Ridge // Russ. Geol. Geophys. 2006. V. 47. P. 35–52. (In Russian) *Vikentyev I.V., Belogub E.V., Novoselov K.A., Moloshag V.P.* Metamorphism of volcanogenic massive sulphide deposits in the Urals. Ore geology // Ore Geol. Rev. 2017. V. 85. P. 30–63.

Vokes F. M. A review of the metamorphism of sulphide deposits // Earth-Sci. Rev. 1969. V. 5. № 2. P. 99–143.

Vokes, F.M. Ores and metamorphism: introduction and historical perspectives / *Spry P.G., Marshall B., and Vokes F.M.*, eds. Metamorphosed and Metamorphogenic Ore Deposits: Rev. // Econ. Geol. 2000. V. 11. P. 1–18.

Walters S.D. Broken-Hill-type deposits // AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics. 1998. V. 17. № 4. P. 229–237.

Webber A.P., Roberts S., Murton B.J., Hodgkinson M.R.S. Geology, sulfide geochemistry and supercritical venting at the Beebe Hydrothermal Vent Field, Cayman Trough // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2015. V. 16. P. 2661–2678.

Wilkinson J.J. A Review of fluid inclusion constraints on mineralization in the Irish Ore Field and implications for the genesis of sediment-hosted Zn-Pb deposits // Econ. Geol. 2010. V. 105. P. 417–442.

Zierenberg R.A., Kosko R.A., Morton J.L. Bouse R.M. Genesis of massive sulfide deposits on a sediment covered spreading center, Escanaba Trough, southern Gorda Ridge // Econ. Geol. 1993. V. 88. № 8. P. 2069–2098.

Yoshizumi R., Miyoshi Y., Ishibashi J. The characteristics of the seafloor massive sulfide deposits at the Hakurei site in the Izena Hole, the Middle Okinawa Trough // Subseafloor biosphere linked to hydrothermal systems: TAIGA Concept., *Ishibashi J.* (eds.), Springer, 2014. P. 561–565.

УДК 551.24.072:004.9

Sb-As МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЛОЖАН (РЕСПУБЛИКА СЕВЕРНАЯ МАКЕДОНИЯ): ТИПЫ РУД, УСЛОВИЯ ИХ ЗАЛЕГАНИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

© 2023 г. Т. Серафимовский^{*a*}, А. В. Волков^{*b*, *}, Т. Джорджевич^{*c*}, Г. Тасев^{*a*}, Д. Серафимовский^{*a*}, К. Ю. Мурашов^{*b*}, Л. Георгиев^{*a*}

^аУниверситет "Гоце Делчева", Штип, Респ. Северная Македония ^bИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

^сИнститут минералогии и кристаллографии, Венский университет, Альтанстр, 14, Вена, 1090 Австрия *E-mail: tma2105@mail.ru

Поступила в редакцию 15.07.2022 г. После доработки 21.11.2022 г.

Принята к публикации 20.02.2023 г.

В данной статье рассматриваются результаты комплексных исследований Sb-As руд месторождения Ложан, расположенного на северо-востоке Республики Северная Македония (PCM), недалеко от границы с Сербией. На месторождении выделены 5 типов Sb-As руд: брекчированные реальгараурипигментовые руды, реальгаровые брекчии, брекчированные антимонитовые руды, массивные, почти мономинеральные реальгаровые руды, а также реальгар-антимонитовые гнездовидные руды. Руды характеризуются не только необычным парагенезисом минералов никеля, мышьяка и сурьмы, но и очень тесным срастанием антимонита, реальгара и колломорфного кварца. Широкий спектр элементов в рудах (As, Sb, Cr, Ti, Mn, Ni, Mo, Co, Ag, Tl, U и др.), по-видимому, обусловлен совмещением в рудах минерализации нескольких разновременных парагенезисов. По результатам термометрических исследований флюидных включений в кварце $T_{\rm гом}$ варьируют от 180°C до 220°C (среднее значение – 201°C). Исследования изотопного состава серы в антимоните и реальгаре показали достаточно узкие интервалы значений δ^{34} S от –5.19 до –0.26‰ и от –4.80 до 1.92 соответственно, что свидетельствует об эндогенном источнике серы. Полученные результаты позволяют отнести месторождение Ложан к эпитермальному классу.

Ключевые слова: Республика Северная Македония, Вардарская зона, месторождение Ложан, серпентиниты, сурьма, мышьяк, текстуры руд, геохимия, флюидные включения, изотопия серы **DOI:** 10.31857/S0016777023040056, **EDN:** WJLQIB

введение

Месторождение Ложан расположено на северовостоке РСМ в нескольких км от границы с Республикой Сербия, примерно в 10 км к северозападу от г. Куманово и в 40 км к северу от г. Скопье (фиг. 1). Рудные жилы, содержащие Sb и As вместе с Ni, Со и U, были обнаружены во время разработки месторождения хрома. Месторождение Ложан мелкое по запасам хрома и среднее – по запасам сурьмы. В его пределах было добыто около 300 тыс. т хромовой руды со средним содержанием 30% Cr₂O₃ (Schumacher, 1954) и примерно такое же количество Sb-As руды с содержанием 2.5-4% Sb и 5–7.3% As, годовая добыча составляла от 11 000 до 15 000 т руды (Antonovic, 1965).

Рудник Ложан действовал с 1923 по 1979 г. На первом этапе (до 1953 г.) добывался хромит-содержащий, окремненный серпентинит (SchumSb-As жилы. Геологические исследования месторождения Ложан начались в первой половине XX века (Hiessleitner, 1931, 1934, 1951; Schumacher, 1954) и в основном были сосредоточены на хромовых рудах. Позже внимание исследователей привлекла Sb-As жильная минерализации (Jankovic, 1960; Radusinovic, 1966). Несколько более поздних статей были посвящены минералам платиновой группы, обнаруженным в хромитовой руде (Grafenauer, 1977; Augé et al., 2017). Результаты геохимических исследований на площади месторождения представлены в статье (Mudrinic, 1978). Результаты металлогенических исследований в районе месторождения Ложан приведены в монографии (Serafimovski, 1993). Экологическим аспектам посвящен ряд недавних публикаций

acher, 1954), а начиная с 1954 года отрабатывались



Фиг. 1. Позиция месторождения Ложан в Вардарской зоне. При составлении использована карта из статьи (Boev, Jankovic, 1996). 1 – потенциальные рудные районы; 2 – третичные вулканические породы; 3 – Fe-Ni-Cr месторождение; 4 – Cu-Au месторождение; 5 – Cu месторождение; 6 – населенный пункт; 7 – перспективные рудные месторождения; 8 – Козуфская вулканическая зона; 9 – региональные линеаменты. *Сокращения:* N – неогеновые и палеогеновые осадочные толщи; а, q – вулканиты (третичные); С – меловые осадочные толщи; Gr – гранитоиды (юрские); Рz – палеозойские метаморфические породы; G – гнейсы (докембрий); юрские офиолиты: v, ββ – габбро-диабазы, O – дуниты и/или гарцбургиты, P – подушечные лавы и связанные с ними осадки.

(Alderton et al., 2014; Tasev et al., 2017; Djordjevic et al., 2019 и др.).

В настоящей статье авторы актуализировали геологическую характеристику района и самого месторождения Ложан. Впервые здесь приведены и обсуждены результаты изучения геохимических особенностей Sb-As руд. Выводы об условиях образования Sb-As минерализации сделаны на основе исследований флюидных включений в жильном кварце. Для оценки источников рудного вещества изучен изотопный состав серы основных сульфидных минералов.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Коллекция представительных образцов Sb-As руд месторождения Ложан была отобрана из поверхностных обнажений, керна буровых скважин и разведочных траншей. Из образцов были изготовлены многочисленные аншлифы, которые были изучены на поляризационном оптическом микроскопе Zeiss Axiolab Pol в режиме отраженного света (увеличение в диапазоне от ×50 до ×640).

Партия из 12 образцов, предназначенная для анализа ICP-AES, была обработана в соответствии с международными стандартами ISO 14869-1:2001.

На атомно-эмиссионном спектрометре с индуктивно связанной плазмой (Varian 715-ES) в аналитической лаборатории университета "Гоце Делчева", Штип, РСМ выполнен анализ образцов на 33 элемента. Пробы из рудных концентратов, флотационных хвостов и рудовмещающих серпентинитов были проанализированы методом ICP-MS на 59 элементов, на приборе ICP-ES/MS (AQ200) в лаборатории "Bureau Veritas Minerals (BVM)", Ванкувер, Британская Колумбия, Канада.

Детальные микротермометрические исследования флюидных включений в двухсторонне отполированных пластинах жильного кварца были проведены на кафедре минералогии, петрологии и экономической геологии Университета Аристотеля (Салоники, Греция), с использованием измерительного комплекса, состоящего из камеры LINKAM TГОММ-600/TMS 90 (Англия), соединенной с микроскопом Leitz LUX-POL, под руководством профессора доктора Василиоса Мелфоса.

Для получения значений δ^{34} S мономинеральные образцы антимонита и реальгара были измельчены до 200 меш с использованием агатовой ступки. Анализ изотопов серы выполнен в лаборатории "ACME" департамента геологических наук, Королевского университета г. Кингстон, Онтарио, Канада. Результаты представлены в виде значений δ^{34} S, которые были рассчитаны путем нормирования отношений 34 S/ 32 S в образцах к таковому в международном стандарте Vienna Canyon Diablo Troilite (V-CDT). Значения δ^{34} S указаны в единицах (‰) и воспроизводимы до ±0.2‰.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Офиолитовый комплекс пород, вмещающий месторождение Ложан, расположен в восточной части Вардарской зоны на границе с Сербско-Македонский массивом (фиг. 1) и прослежен по простиранию на 11 км при ширине от 1 до 4 км. Комплекс представлен тремя сериями: (1) основной мантийной серией, в которой преобладает гарцбургит, в меньших объемах присутствует дунит, местами отмечаются прерывистые тела и жилы пироксенита, перекрываемые породами кумулятивной серии (2), включающей дунит, за которым следуют лерцолит, пироксенит и габбро и (3) самой верхней — вулканогенно-осадочной серией. Отличительная особенность этого комплекса – интрудированность многочисленными мелкими третичными телами гранитоидов и дацитовых андезитов.

В районе месторождения Ложан ультраосновые породы юрского офиолитового комплекса Вардарской зоны сильно метаморфизованы и представлены серепентинитами и окремненными серпентинитами (фиг. 2). В геологическом строении этого района также принимают участие юрские известняки, верхнемеловой флиш, третичные риолиты и черные апотуфовые глины, а также неогеновые глинистые отложения.

Хромитовую минерализацию месторождения Ложан в виде мелких карандашеобразных тел вмещают серпентиниты, образовавшиеся по породам гарцбургитовой серии. Sb-As минерализацию вмещают, главным образом, окремненные серпентиниты на контакте с риолитами, кроме того, она локально развита в залежах хромитов. Антимонит-реальгаровые жилы вытянуты (более 400 м) вдоль контакта между линзовидным телом риолитов и серпентинитом и частично продолжаются в серпентините (фиг. 2, 3).

Кроме того, известны небольшие залежи антимонита со следами реальгара непосредственно в двух линзах окремненных серпентинитов на удалении в 100 и 400 м от контакта с риолитами (фиг. 2, 3).

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ Sb-As РУДНЫХ ТЕЛ

Морфологические особенности Sb-As рудных тел месторождения Ложан обусловлены литологическими особенностями и тектонической проработкой вмещающих пород. На контакте риолитов и серпентинитов формируются сложные жильные тела (фиг. 46, в), в то время как в серпентините они более простые (фиг. 4а). Определенное морфологическое сходство рудных образований с перьеобразными трещинами, наблюдается в штольнях 14 и 22/1 на уровне 480 м (фиг. 4б). В риолитах Sb-As минерализация образует штокверк из сантиметровых жил, примерно ортогональных друг другу (фиг. 4в).

На удалении от контакта риолитов и серпентинитов Sb-As жилы разрываются и деформируются (фиг. 4 б, в). Здесь Sb-As минерализация представлена серией прожилков и налетов по трещинам. Местами жилы изгибаются и меняют направление простирания (штольни 3, 4, 6 на горизонте 480 м). Такие изгибы связаны с пересечением жилами зоны крупного меридионального разлома. Недалеко от этой зоны разлома находятся "корни" основных рудных тел месторождения. Далее к северо-западу уже в пределах окремненных тел в серпентинитах (фиг. 2–4) известны три отдельных Sb-As жилы, простые по структуре, частично деформированные, с крутым углом падения.

ТЕКСТУРЫ РУД

Большая часть Sb-As руд на месторождении Ложан представляет собой минерализованные окремненные брекчии (фиг. 5а, б), характерные как для зоны дробления на контакте между риолитами и серпентинитами, так и для самих риолитов, которые также подвергались катаклазу и

СЕРАФИМОВСКИЙ и др.



Фиг. 2. Геологическая карта района месторождения Ложан, основа по (Tasev et al., 2018), модифицирована. 1 – делювиальные современные и неогеновые глинистые отложения (Ng); 2 – юрские (J) окремненные серпентиниты; 3 – верхнемеловой (K₂) флиш; 4 – третичные (Try) риолиты; 5 – верхнеюрские (J₃) массивные известняки; 6 – юрские (J) черные сланцы и песчаники; 7 – юрские габбро, диориты; 8 – юрские (J) серпентиниты и перидотиты; 9 – Sb-As минерализация на контакте серпентинитов и риолитов; 10 – сбросы; 11 – надвиги; 12 – линии геологических разрезов.



Фиг. 3. Геологические разрезы вкрест простирания Sb-As рудных тел месторождения Ложан. Линии разрезов см. на фиг. 2. 1 – Sb-As рудное тело; 2 – риолиты; 3 – серпентиниты и перидотиты; 4 – брекчированные серпентиниты; 5 – разлом; 6 – геологические границы; 7 – штольни; 8 – буровая скважина; sh – шахта.

окремнению. Местами в цементе брекчий отмечается вкрапленная антимонитовая и пиритовая минерализация. Показательный пример — типичные антимонитовые брекчии с кремнеземным цементом (штольня 16), а также антимонитовые брекчии с ни-



Фиг. 4. Морфологические особенности Sb-As минерализации месторождения Ложан (в плане): а – реальгар-антимонитовая жила в измененном серпентините, месторождение Ложан, горизонт 461 м; б – "перистое" распределение Sb-As минерализации на контакте между риолитом и серпентинитом; в – минерализация в риолите, в 51 м от контакта с серпентинитом. 1 – реальгар; 2 – антимонит; 3 – граница тела серпентинитов; 4 – серпентинит; 5 – риолит.

кельсодержащим пиритом в цементе (фиг. 5а, б). Преимущественно реальгаровые брекчии встречаются на горизонте 453 м (штольня 19) ниже реальгар-антимонитовой жилы — проявление своеобразной зональности (фиг. 5в, г). Кроме того, на месторождении Ложан известна бедная антимонитовая минерализация в кремнистых брекчиях (фиг. 53).

Массивные руды месторождения Ложан сложены реальгаром, реальгар-аурипигментом, иногда землистым реальгаром (фиг. 5г, д). В некоторых местах эти руды пересечены более поздними перистыми прожилками антимонита 2/3-го поколения, что характерно для зон разломов, где реальгаровые тела катаклазированы, минерализованы более поздним антимонитом и окремнены. Наиболее характерны для месторождения Ложан руды жильного типа (фиг. 5е), которые часто окремнены и похожи на гнездообразные линзы, сложенные почти чистым антимонитом (фиг. 5и).

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД

Sb-As минерализация месторождения Ложан изучалась с начала 20 века (Hiessleitner, 1931, 1934, 1951; Schumacher, 1954; Antonović, 1955, 1965; Deleon, 1959). Данные о минеральном составе руд можно найти в работах (Antonovic, 1965; Mudrinic, 1978; Serafimovski, 1990 и др.). Достаточно подробные сведения о составе руд месторождения Ложан были опубликованы в недавних работах (Auge et al., 2017; Kolitsch et al., 2018; Djordjevic et al., 2018). Поэтому в данном разделе мы ограни-

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 65 № 4

чились кратким обобщением и фотографиями типичных рудных минералов (фиг. 6).

Всего на месторождении Ложан выявлено 45 минералов, часть которых относится к породообразующим (клинохлор, шпинель, уваровит и др.), другая к акцессорным (циркон, монацит, брусит, рутил и др.); есть вторичные минералы (ромеит, аннабергит, коффинит, лимонит, гипс, герцинит, каолинит и др.). К главным рудным минералам относятся реальгар и антимонит, в ассоциации с которыми в рудах встречаются галенит, пирит, халькопирит, арсенопирит, маухерит, скородит и др. Схема последовательности минералообразования показана на фиг. 7.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД

Результаты анализа микроэлементов в рудах, рудных концентратах и хвостах обогащения месторождения Ложан представлены в табл. 1, 2 и на фиг. 8, на котором они нормированы по отношению к средним значениям для верхней коры и верхней мантии (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Из табл. 1 видно, что большинство рудных проб, взятых из обнажений, разведочных штолен и буровых скважин месторождения, демонстрируют высокие концентрации As, Sb, Cr, Ni, повышенные концентрации Mn, Ti, Tl, Mo, Zn, V, U. Как следует из фиг. 8, руды характеризуются обогащением широким спектром элементов, по сравнению со средними значениями для верхней коры (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).

2023

СЕРАФИМОВСКИЙ и др.



Фит. 5. Текстуры Sb-As руд месторождения Ложан. а – Брекчиевые реальгар-аурипигментовые руды в зоне дробления серпентинитов; б – брекчиевые реальгаровые руды с антимонитовой матрицей; в – реальгаровая минерализация в брекчированном и окремненном серпентините; г – конгломератовидные окремненные риолиты, минерализованные поздним реальгаром; д – типичная землистая массивная реальгаровая минерализация; е – типичная реальгар-антимонитовая минерализация в окремненных гнездовидно-линзовидных рудных жилах; ж – массивная реальгар-аурипигментовая минерализация в измененных риолитах, пересеченная поздними антимонитовыми прожилками; з – антимонитовая минерализации в окремненной брекчии; и – линзовидно-гнездовидная первичная антимонитовая минерализация в окремненной брекчии; и – линзовидно-гнездовидная первичная антимонитовая минерализация в окремненной брекчии; и – линзовидно-гнездовидная первичная антимонитовая минерализация в окремненной брекчии; и – линзовидно-гнездовидная первичная антимонитовая минерализация в окремненных риолитах.

Коэффициенты обогащения варьируют от нескольких (Bi, Co, Cd, Ag, W, Cu, Pb, Zn, Tl, U) до десятков (Cr, Ni, Se, Mo, Re,), сотен (As), тысяч раз (Sb) (табл. 1, фиг. 8г, д), что, вероятно, свидетельствует о геохимическом сродстве ряда микроэлементов и их синхронном участии в рудообразовании. Такой широкий спектр обогащения элементов, возможно, обусловлен совмещением в рудах минерализации нескольких разновременных парагенезисов (см. выше). Обращает на себя внимание, что в рудных концентратах (табл. 2, фиг. 8б) коэффициенты обогащения не превышают таковые в рудных образцах и даже ниже их. Вместе с тем коэффициенты обогащения в отвальных хвостах (фиг. 8а) сопоставимы с таковыми в рудных образцах (фиг. 8д) и концентратах (фиг. 8б), что свидетельствует о высоких потерях (около 50%) части полезных компонентов при обогащении. Спектр обогащения микроэлементами околорудных вмещающих пород (фиг. 8в) не менее широкий, чем руд, хвостов и концентратов (фиг. 8а, б, д), однако коэффициенты обогащения ниже на порядок и более.

Состав РЗЭ рудных концентратов, флотационных хвостов и вмещающих пород месторождения Ложан приведен в табл. 2, спектры РЗЭ, нормированных на хондрит, показаны на фиг. 8е. Аномально низкие содержания ΣREE (от 3.3 до 10.9 г/т) характерны для рудных концентратов месторождения Ложан. Пониженные содержания ΣREE (от 27.36 до 80.55 г/т) установлены для флотационных хвостов и наиболее высокие содержания (111.03) отмечаются в серпентинитах (см. табл. 2).

Таким образом, данные табл. 2 и фиг. 8е показывают, что в изученных рудах и вмещающих их серпентенитах преобладают легкие РЗЭ. Нормированные на хондрит РЗЭ серпентинитов образу-



Фиг. 6. Основные минералы руд месторождения Ложан. а – Листовидные реликтовые агрегаты тонко-призматического антимонита с характерной структурой конского хвоста в реальгаре; б – типичные прерывистые прожилки антимонита, соседствующие с зернами пирита; в – типичная антимонитовая жилка, листовидная, внутри массивного реальгара антимонит частично "разъеден" в процессе гипергенеза; г – прожилок гипидиоморфного пирита, корродированного аллотриоморфным реальгаром.

2023

ют слабо наклонный близхондритовый спектр с небольшим европиевым минимумом (см. фиг. 8е).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Только в трех образцах кварца (фиг. 9) из эпитермальных жил месторождения Ложан удалось обнаружить пригодные для микротермометрических исследований флюидные включения. Образец LOJ/1 отобран из полосчатой жилы, состоящей из колломорфного микрозернистого и крупнозернистого кварца в чередующихся полосах, содержащих реальгар (фиг. 9а). Образцы LOJ/2 и LOJ/3 были изготовлены из бледно-зеленого кварца (фиг. 96, в).

Образцы содержат ограниченное число флюидных включений очень мелких размеров (<9 мкм). Поэтому только термометрия дала результаты (изучено 15 включений), а криометрию сделать не удалось. Микрозернистый кварц из образца LOJ/1 полностью свободен от флюидных включений (фиг. 9а).

В полосах крупнозернистого кварца было обнаружено несколько включений (фиг. 10б). Включения либо очень малы по размеру, либо демонстрируют изменения после захвата и являют-

СЕРАФИМОВСКИЙ и др.

Минералы I II III II III III III III IV V VI VII VII IX Клинохлор	Этапы	Метамор- фический	Маги	матиче	еский	Гидротермальный/эпитермальный								Окисли- тельный	Выветри- вания	
Клинохлор Коннохлор Коннохлор Коннохлор Коннохлор Коннохлор Хромит Коннохлор Коннохлор Коннохлор Коннохлор Коннохлор Коннохлор Шпинель Коннохлор Коннохлор Коннохлор Коннохлор Коннохлор Коннохлор Коннохлор Магнетит Коннохлор	Минералы		Ι	II	III	Ι	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX		
Хромит	Клинохлор															
Шпинель	Хромит															
Уваровит	Шпинель															
Магнетит МПГ МПГ МП Лаурит МП МП МП МП Маурит Маурит МП МП МП МП Маурит Маррит Маррит Маррит Маррит Маррит	Уваровит															
МПГ Лаурит	Магнетит															
Лаурит	ΜΠΓ															
Мg-хромит	Лаурит															
Пентландит	Mg-хромит															
Герсдофит	Пентландит															
Ромеит	Герсдофит															
Аннабергит	Ромеит															
Линнеит	Аннабергит															
Миллерит	Линнеит															
Сфалерит Сфалерит Сонстрит Сонстрит <t< td=""><td>Миллерит</td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td></t<>	Миллерит															
Халькопирит Сонстрикт Сонстрикт <	Сфалерит															
Арсенопирит	Халькопирит															
Пирит Пирит Пирит Пиротин Пиротин <t< td=""><td>Арсенопирит</td><td></td><td></td><td></td><td></td><td>_</td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td></t<>	Арсенопирит					_										
Васит	Пирит					-										
Пирротин	Ваесит															
Циркон	Пирротин															
Монацит Монацит Паленит	Циркон															
Галенит Паленит	Монацит															
Маушерит Маушерит Польной Польной <td>Галенит</td> <td></td>	Галенит															
Кальцит	Маушерит															
Антимонит	Кальнит															
Реальгар	Антимонит															
Барит	Реальгар															
Аурипгмент Скородит Скородит Скородит Сидерит	Барит															
УГ Скородит Скородит Сидерит	Аурипгмент															
Сидерит <	Скородит															
Уранинит	Сидерит															
Коффинит Софинит	Уранинит															
Лимонит	Коффинит															
Гипс	Лимонит															
	Гипс															
	Брусит															
Эпилот	Эпилот															
Герцинит	Герцинит															
Каолинит	Каолинит															
Магнезит	Магнезит															
Рутил	Рутил															
	A															
Тальк	АЛЮМИНИТ Тальк															

Фиг. 7. Схема последовательности минералообразования на месторождении Ложан. МПГ – минералы платиновой группы.

Элементи	Пробы												
Г/Т	LO1 EX48	LO1A EX48	LO2 EX48	LO2A EX48	LO3- Ant.	LO3A- Ant.	LO4	LO4A 22	LO5	LO5A	LO6 EX18	LO6A EX18	
Ag	<0.5	1.2	0.8	1.01	1.15	< 0.5	0.75	0.7	< 0.5	1.8	< 0.5	0.85	
Al %	0.24	0.27	1.12	0.1	0.31	0.65	0.3	0.6	2.76	0.3	5.6	0.11	
As %	4.90	5.10	1.45	6.39	0.64	5.35	0.95	0.59	0.22	6.92	0.80	4.92	
Ba	<10	10	10	10	10	<10	<10	<10	10	10	10	<10	
Be	0.85	1.12	0.8	0.7	<0.5	1.95	2	1.5	1.7	1.2	< 0.5	0.6	
Bi	1.2	1.56	1.13	1.85	2.7	0.95	1.8	2.3	2.15	0.98	1.56	2.2	
Ca %	2.9	0.51	3.22	2.67	0.35	0.16	0.15	0.06	0.04	0.05	2.46	0.86	
Cd	1.14	0.95	<0.5	1.53	1.2	0.88	1.35	1.12	0.65	<0.5	1.6	0.9	
Co	65	86	32	6	11	53	32	50	41	43	51	50	
Cr	1550	2160	1249	2070	5060	>10000	6040	3630	8950	>10000	1205	5273	
Cu	7	87	4	4	68	6	4	64	75	7	7	7	
Fe %	3.8	4.45	3.64	4.21	6.08	5.31	6.73	5.59	6.33	6.76	3.92	5.55	
Ga	3.2	2.8	1.52	8.6	2.8	4.12	8.5	1.25	2.4	5.8	10.1	1.5	
К %	0.09	0.07	0.04	0.02	0.02	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	0.06	1.35	
La	8.2	12.1	13.2	6.7	17.1	7.2	9.5	21.1	8.8	11.4	8.2	8.8	
Mg %	18.5	20.3	19.1	12	21.4	15	21.1	6.5	21.1	20.9	13.5	13.35	
Mn	935	865	345	863	794	964	798	463	234	797	943	361	
Mo	98	175	68	105	156	62	75	80	35	130	25	70	
Na %	0.21	0.01	0.01	0.01	0.01	0.2	0.01	0.09	0.01	0.01	0.01	0.02	
Ni	2023	1010	1020	1280	1200	124	53	36	744	465	435	1090	
Р	40	50	<10	50	<10	20	10	<10	30	20	90	50	
Pb	1.2	1.32	1.25	5	2	2	2	2.15	1.85	2	1.5	1.4	
S %	0.21	0.14	0.15	0.44	0.65	0.45	0.12	0.23	0.2	0.19	0.72	0.46	
Sb %	2.32	5.17	1.54	2.99	4.03	1.84	1.49	1.42	0.77	3.75	0.36	1.46	
Sc	17	64	4	5	8	7	5	4	5	77	4	4	
Sr	34	56	8	8	99	6	4	3	3	6	8	47	
Th	2.3	5.16	6.8	8.32	2.15	2.17	1.77	0.5	0.21	0.82	0.32	0.75	
Ti %	< 0.01	0.03	0.02	0.02	< 0.01	0.01	0.01	0.09	0.02	0.02	0.08	0.06	
Tl	58.46	32.88	32.56	18.24	33.95	33.37	132.7	188.2	127.5	44.37	56.3	45.2	
U	19.5	23.9	23.1	4.6	5.3	10.4	10.2	34.9	22.2	10.8	44.2	10.9	
V	54	23	19	17	43	54	36	87	4	34	23	6	
W	3.5	1.9	5.2	2.4	1.55	12.5	15	12.5	50	1.4	80.2	7.8	
Zn	54	76	67	65	32	19	54	20	52	43	23	56	
U/Th	8.48	4.63	3.39	0.55	2.46	4.79	5.76	69.8	105.7	13.2	138.1	14.5	
Co/Ni	0.03	0.08	0.03	0.01	0.01	0.43	0.6	1.38	0.05	0.09	0.01	0.04	

Таблица 1. Содержание основных и сопутствующих элементов в рудах месторождения Ложан

Примечание. Концентрации Al, Mg, Ti, K, Na, S, As, Sb даны в мас. %, концентрации иных элементов даны в г/т.

СЕРАФИМОВСКИЙ и др.

	Пробы											
Элементы, г/т	Х	восты флотаци	и	серпентиниты	рудные концентраты							
,	LO-1/1	LO-1/2	LO-1/3	LO-1/4	LO-3/1	LO-3/2	LO-3/3					
Ag	0.13	0.11	0.13	0.10	0.12	0.20	0.08					
Al %	1.43	2.77	3.74	4.47	0.25	1.02	0.19					
As	9987	5619.2	3226	1017	25000	35200	24500					
Ba	100	243	348	330	45	51	48					
Be	1	3	2	2	1	1	1					
Bi	0.33	0.31	0.36	0.67	0.17	0.3	0.18					
Ca %	5.02	6.58	6.23	4.87	1.46	2.12	0.99					
Cd	0.29	0.23	0.14	0.27	0.71	0.68	0.47					
Ce	11.36	26.09	33.25	46.43	1.5	4.61	1.89					
Co	109.6	74.9	87.5	56.9	12.1	18.8	54.1					
Cr	3276	2927	1476	3019	131	316	74					
Cs	16.5	17.9	23.7	4.6	7.3	9.2	4.3					
Cu	22.7	42.9	106.8	33.2	3.3	5.6	9.1					
Dy	1.1	2	2.3	2.9	0.2	0.4	0.2					
Er	0.7	1.1	1.5	1.4	0.1	0.3	0.1					
Eu	0.2	0.3	0.5	0.9	0.1	0.1	0.1					
Fe	4.77	3.45	3.06	4.06	1.32	1.75	1.25					
Ga	3.78	7.31	8.74	10.57	0.65	2.5	0.69					
Gd	1.3	2.1	2.6	3.3	0.1	0.4	0.1					
Hf	0.58	1.08	1.83	1.5	0.02	0.02	0.02					
Но	0.3	0.5	0.5	0.6	0.1	0.1	0.1					
In	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02					
К %	0.35	1.1	1.21	1.47	0.07	0.35	0.05					
La	4	11.8	15.2	23.9	0.1	1.6	0.2					
Li	31.2	31.8	35.7	22.9	3.8	7.2	4.1					
Lu	0.1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1					
Mg %	6.39	4.98	4.12	5.71	0.1	0.33	0.13					
Mn	963	949	878	726	10	32	22					
Mo	52.61	19.99	22.79	16.54	171.65	152.86	123.76					
Na %	0.18	0.42	0.55	0.54	0.03	0.14	0.05					
Nb	1.78	4.01	5.32	8.11	0.04	0.04	0.04					
Nd	5	11.8	15.7	19.2	0.4	1.9	0.8					
Ni	1917.8	939.5	1674.8	1125.5	207.2	364.6	914.9					
Р	0.01	0.02	0.03	0.13	0.01	0.01	0.01					
Pb	286.82	55.91	25.64	30.3	1.38	8.24	7.18					
Pr	1.3	3.2	4.1	5.6	0.1	0.5	0.2					
Rb	22.6	60.8	74.1	75.2	4.2	18.8	2.3					
Re	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03					
S %	1.41	0.62	0.68	0.27	10	7.85	10					
Sb	10000	10000	10000	553.69	10000	10000	10000					
Sc	7.6	8.5	7.5	9.7	0.1	0.2	0.3					

Таблица 2. Содержание основных и сопутствующих элементов в рудных концентратах, хвостах обогащения и вмещающих породах (серпентинитах) месторождения Ложан

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 65 № 4 2023

	Пробы											
Элементы, г/т	Х	восты флотаці	ИИ	серпентиниты	рудные концентраты							
1/1	LO-1/1	LO-1/2	LO-1/3	LO-1/4	LO-3/1	LO-3/2	LO-3/3					
Se	1.2	0.6	0.9	1.2	0.4	0.3	0.8					
Sm	1.2	2.6	2.9	4.2	0.2	0.4	0.2					
Sn	1.3	1.7	2.4	1.9	0.6	1.1	0.5					
Sr	129	181	174	90	13	35	18					
Та	0.2	0.4	0.5	0.7	0.1	0.1	0.1					
Tb	0.1	0.3	0.4	0.5	0.1	0.1	0.1					
Te	1.41	1.24	0.97	0.95	0.05	0.05	0.05					
Th	2.6	5.6	7.5	8.8	0.1	0.1	0.1					
Ti	470	1010	1290	1950	10	10	10					
Tl	53.87	31.5	34.38	1.01	177.22	205.78	129.85					
Tm	0.1	0.2	0.2	0.3	0.1	0.1	0.1					
U	21.1	25.3	27.8	4.3	28.8	21	10.6					
V	39	40	40	64	3	10	2					
W	80.2	69.9	64.2	3.4	1.9	4.1	5.5					
Y	7.3	12.1	13.5	15.1	0.8	2.4	1					
Yb	0.6	1	1.2	1.6	0.1	0.3	0.1					
Zn	73.8	52.7	40.6	94.2	16.5	20.6	49.6					
Zr	16.8	39.1	52.3	51.6	0.2	0.2	0.3					
∑REE	27.36	63.19	80.55	111.03	3.30	10.91	4.29					
∑LREE	23.06	55.79	71.65	100.23	2.40	9.11	3.39					
ΣHREE	4.30	7.40	8.90	10.80	0.90	1.80	0.90					
Hf/Sm	0.48	0.41	0.63	0.36	0.10	0.05	0.10					
Nb/La	0.44	0.34	0.35	0.34	0.40	0.02	0.20					
Th/La	0.65	0.47	0.49	0.37	1.00	0.06	0.50					
Y/Ho	24.33	24.20	27.00	25.17	8.00	24.00	10.00					
U/Th	8.11	4.52	3.71	0.49	288.00	210.00	106.00					
Rb/Sr	0.17	0.34	0.43	0.84	0.32	0.54	0.13					
Co/Ni	0.06	0.08	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06					
Te/Se	1.17	2.07	1.08	0.79	0.12	0.17	0.06					
Eu/Eu*	0.74	0.52	0.67	0.82	1.07	0.76	1.07					
Ce/Ce*	1.33	1.09	1.10	0.99	3.34	1.39	3.04					
ΣCe	21.66	52.89	68.25	95.13	2.10	8.61	3.09					
ΣΥ	4.20	7.80	9.20	12.40	0.80	1.50	0.80					
ΣSc	1.50	2.50	3.10	3.50	0.40	0.80	0.40					
Eu/Sm	0.17	0.12	0.17	0.21	0.50	0.25	0.50					

Таблица 2. Окончание

Примечание. Концентрации Al, Mg, Ti, K, Na, S даны в мас. %, концентрации микроэлементов даны в г/т. Анализы ICP-MS выполнены в лаборатории BVM, Ванкувер, Британская Колумбия, Канада. Eu/Eu* = $Eu_N/((Eu_N)1/2)1/2)$; Ce/Ce* = $= Ce_N/((2La_N + Sm_N)/3)$; REE – P3Э; LREE – легкие P3Э; HREE – тяжелые P3Э.

2023

ся пустыми (фиг. 10в, г, и). Образцы LOJ/2 и LOJ/3 идентичны и содержат микронные включения вдоль следов, зон роста зерен кварца, либо залеченные трещины (фиг. 10д, ж). Эти образцы также содержат несколько флюидных включений, которые при нагревании давали ограниченные результаты (фиг. 103, е).

В результате исследований было установлено, что температуры гомогенизации $(T_{\text{гом}})$ включений в кварце Sb-As жил месторождения Ложан



Фиг. 8. Распределение основных микроэлементов (а–д) и РЗЭ (е) в хвостах обогащения (а), концентратах (б), вмещающих породах (в) и эпитермальных рудах, средние значения (г, д) месторождения Ложан, нормированные к среднему для верхней коры (а–г) и верхней мантии (д) (Тейлор, Мак-Леннан, 1988), а РЗЭ (е) нормированы на хондрит (Мс-Donough, Sun, 1995). LO-1/1–LO3/3 – пробы (см. табл. 2), г, д – средние значения по пробам руд (см. табл. 1).

варьируют от 180 до 220°С, в среднем $T_{\text{гом}} = 201$ °С (табл. 3; фиг. 11).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ИЗОТОПОВ СЕРЫ

Пять образцов антимонита и пять образцов реальгара были отобраны для анализа изотопов серы, таким образом, дополняя предыдущие данные (Mudrinic, 1978). Значения δ^{34} S для реальгара составили в среднем -1.61% с диапазоном 6.72%, в то время как для антимонита значения составляли в среднем -1.92% с диапазоном 4.93%. Распределение измеренных нами значений δ^{34} S приведено на фиг. 12.

348



Фиг. 9. Образцы кварца из эпитермальных Sb-As руд месторождения Ложан. а – Колломорфно-полосчатая кварцевая жила с реальгаром (оранжевый); б, в – бледно-зеленый кварц из эпитермальных жил.

Хотя наши значения $\delta^{34}S$ в сульфидах (от -5.19%до +1.19%) в основном отрицательные, они достаточно близки к изотопному составу серы мантийного источника. Это согласуется с предыдущими выводами (Seal, 2006). Относительно недавние исследования показали, что отрицательные значения $\delta^{34}S$ в сульфидах гидротермальных руд — результат удаления H_2S в газовой фазе во время кипения флюида (Hagemann et al., 1994; Chodkiewicz et al., 2009).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главные особенности месторождения Ложан заключаются в следующем: рудная минерализация представлена антимонитом и реальгаром, подчиненным аурипигментом и локализована в виде кварцевых жил и прожилков перьеобразной морфологии, в основном локализованных в контакте между риолитами и серпентинитами.

На месторождении Ложан выделены 5 типов Sb-As руд: брекчированные реальгар-аурипигментовые руды, реальгаровые брекчии, брекчированные антимонитовые руды, массивные, почти мономинеральные реальгаровые руды, а также реальгар-антимонитовые гнездовидные руды. Руды характеризуются не только необычным парагенезисом минералов никеля, мышьяка и сурьмы, но и очень тесным срастанием антимонита, реальгара, колломорфного кварца и кремнезема.

Установлено обогащение руд месторождения Ложан широким спектром микроэлементов (Sb, As, Cr, Ni, Se, Mo, Re, Bi, Co, Cd, Ag, W, Cu, Pb, Zn, Tl, U), по сравнению со средними значениями верхней коры. Такой диапазон спектра, повидимому, обусловлен совмещением в рудах минерализации нескольких разновременных парагенезисов. Повышенные концентрации Ni, Со, Сг в Sb-As рудах месторождения Ложан отчетливо указывают на их мобилизацию из вмещающих ультраосновных пород. Как мы отмечали ранее, спектр обогащения микроэлементами вмещающих серпентинитов (фиг. 8в) не менее широкий, чем руд, хвостов и концентратов (фиг. 8а, б, д), однако коэффициенты обогащения ниже на порядок и более. Вполне вероятно, что вмещающие серпентиниты могли служить источником не только повышенных содержаний Ni. Со, Сг, Тl, но и основных (Sb, As) рудных компонентов.

Легкие РЗЭ при повышении давления переходят в водный флюид, а тяжелые удерживаются в магме, что позволяет считать первые "гидрофильными", а вторые "магмафильными" элементами (Жариков и др. 1999). Данные табл. 2 и фиг. 8е показывают, что в изученных рудах и вмещающих их серпентенитах преобладают "гидро-

Таблица 3. Температуры гомогенизации (T_{гом}) двухфазных жидких включений в кварце (образцы LOJ/2 и LOJ/3)

	LOJ/2 (1)	LOJ/2 (2)	LOJ/2 (3)	LOJ/2 (4)	LOJ/3 (1)	LOJ/3 (2)	LOJ/3 (3)	LOJ/3 (4)	LOJ/2 (5)	Макс.	Мин.	Среднее
$T_{\text{гом}}$	186	201	181	182	211	195	219	217	215	219	181	201

Примечание. (1) – номер включения по порядку.

СЕРАФИМОВСКИЙ и др.



Фиг. 10. Микрофотографии двусторонне-полированных пластинок кварца из эпитермальных Sb-As жил месторождения в Ложан. а – Колломорфный микрозернистый кварц, свободный от флюидных включений, обр. LOJ/1; б – крупнозернистый кварц, чередующийся с колломорфным кварцем, обр. LOJ/1; в – очень мелкие флюидные включения, в которых трудно обнаружить фазы, обр. LOJ/1; г – флюидные включения, которые модифицированы после захвата и поэтому пустые, обр. LOJ/1; д, ж – микронные включения вдоль следов либо зон роста, либо залеченных трещин, д – обр. LOJ/2, ж – обр. LOJ/3; з, е – двухфазные флюидные включения в кварце, з – обр. LOJ/2, е – двухфазные флюидные включения в кварце, обр. LOJ/3; и – флоидные включения, модифицированные после захвата и поэтому пустые, обр. LOJ/3. Плоскополяризованный свет.

фильные" РЗЭ "цериевой" группы. Графики нормированных на хондрит РЗЭ для серпентинитов образуют слабонаклонный близхондритовый спектр с небольшим европиевым минимумом (см. фиг. 8е).

По небольшому числу замеров температуры гомогенизации ($T_{\text{гом}}$) включений в кварце варьировали от 180 до 220°С, в среднем — 201°С (табл. 3; фиг. 11). Этот температурный диапазон отвечает эпитермальным условиям отложения As- и Sb-сульфидов (Munoz, Shepherd, 1987; Ferrini et al., 2003) и соответствует температурам, установленным для аналогичных месторождений в Греции, Турции и т.д. (Ozgur et al., 1997; Voudouris et al., 2008). Изотопный состав серы в антимоните и реальгаре месторождения Ложан, как и других месторождений Сербо-Македонской металлогенической провинции (фиг. 12б) указывает на ее эндогенное происхождение. Как мы отмечали ранее, образцы месторождения Ложан содержали срастания антимонита, реальгара и пирита, но общее отсутствие сульфатов, вероятно, указывает на относительно низкие значения fO_2 , что согласуется с работой (Ohmoto, 1972), в которой показано, что во флюидах, скорее всего, преобладала H_2S . Многочисленные предыдущие исследования аналогичных месторождений в других регионах мира показали, что H_2S доминировал в рудообразующем флюиде, и



Фиг. 11. Фотография двухфазных флюидных включений в кварце с указанием соответствующей температуры гомогенизации (а), образец LOJ/3 и гистограмма распределение температур гомогенизации (б), образцы LOJ/2 и LOJ/3.



Фиг. 12. Гистограмма изотопного состава серы в сульфидах месторождения Ложан (a) и значения δ^{34} S в месторождениях Сербо-Македонской металлогенической провинции по (Mudrinic, 1978) (6).

температура оказывала незначительное влияние на изотопный состав его серы (Ohmoto, Rye, 1979).

Присутствие барита на более поздних стадиях минерализации месторождения Ложан указывает на определенное увеличение летучести кислорода, что могло способствовать фракционированию изотопов серы с удалением изотопно-легкой серы при кристаллизации сульфата с изотопно-тяжелой серой (Ohmoto, 1972; Mudrinic, 1978; Kesler et al., 1981; Волков и др., 2006; Strmic, Palinkas, 2018).

Эпитермальный характер Sb-As минерализации месторождения Ложан определяется текстурными особенностями руд, температурными условиями минералообразования, пространственным распределением минерализации, а также минералогическими и геохимическими особенностями.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают особую благодарность профессору Василиосу Мелфосу из Университета Аристотеля в Салониках, Греция, за помощь в изучении флюидных включений в кварце месторождения Ложан. В то же время мы искренне признательны компании Kaltun Madenjilik DOO, Скопье, которая предоставила нам возможность посетить месторождение Ложан и отобрать необходимую коллекцию образцов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Статья подготовлена в рамках темы Госзадания ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Бахарев А.Г. Состав и проис-

2023

хождение флюидов в гидротермальной системе Нежданинского золоторудного месторождения (Саха-Якутия, Россия) // Геология рудн. месторождений. 2007. Т. 49. № 2. С. 99–145.

Волков А.В., Серафимовский Т., Кочнева Н.Т., Томсон И.Н., *Тасев Г.* Au-As-Sb-Tl эпитермальное месторождение Алшар (Южная Македония) // Геология рудн. месторождений. 2006. Т. 48. № 3. С. 205–224.

Горячев Н.А., Викентьева О.В., Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Голуб В.В. Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд (Северо-Восток России) // Геология рудн. месторождений. 2008. Т. 50. № 5. С. 414–444.

Жариков В.А., Горбачев Н.С., Латфутт П., Дохерти В. Распределение редкоземельных элементов и иттрия между флюидом и базальтовым расплавом при давлениях 1–12 кбар (по экспериментальным данным) // Докл. РАН. 1999. Т. 366. № 2. С. 239–241.

Минеев Д.А. Лантаноиды в рудах редкоземельных и комплексных месторождений. М.: Наука, 1974. 241 с.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

Alderton D., Serafimovski T., Burns L., Tasev G. Distribution and mobility of arsenic and antimony at mine sites in FYR Macedonia // CarpaTromian J. Earth and Environmental Sciences. 2014. V. 9. № 1. P. 43–56.

Antonovic A. Geology, tectonic structure and genesis of the arsenic-antimony ore deposits in Trome Lojane and Ni-kustak district (Skopska Crna Gora Mts) // Skopje: Geological Institute, 1965. Special Issue № 1.77 p. (in Serbian).

Augé T., Morin G., Bailly L., Serafimovski T. Platinumgroup minerals and the host chromitites in Macedonian ophiolites // European J. Mineralogy. 2017. V. 29. P. 585– 596.

Bau M. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium // Chem. Geol. 1991. V. 93. P. 219–230.

Boev B., Jankovic S. Nickel and nickelferous iron deposits of the Vardar Zone (SE Europe) with particular reference to the Rzanovo-Studena Voda ore-bearing series // University St. Cyril and Methodius Skopje, Faculty of Mining and Geology – Stip, 1996. Special Issue № 3. P. 270–278.

Deleon G. Structural characteristics of arsenic-antimony ore from the Lojane mine // Glasnik Prirod. muzeja u Beogradu. 1959. Ser. A. V. 11. P. 109–114. (in Serbian)

Djordjevic T., Kolitsch U., Serafimovski T., Tasev G., Tepe N., Stoger-Pollach M., Hofmann T., Boev B. Mineralogy and weathering of realgar-rich tailings at a former As-Sb-Cr mine at Lojane, North Macedonia // Can. Mineral. 2019. V. 57. P. 1–21.

Ferrini V., Martarelli L., De Vito C., Cina A., Deda T. The Koman dawsonite and realgar-orpiment deposit, Northern Albania: Inferences on processes of formation // Can. Mineral. 2003. V. 41. P. 413–427.

Grafenauer S. Genesis of chromite in Yugoslavian peridotite // Time- and Strata-Bound Ore Deposits (D.D. Klemm & H.-J. Schneider, eds.). Verlag-Berlin – Heidelburg: Springer, 1977. P. 327–351. Hagemann S.G, Gebre-Mariam M, Groves D.I. Surface-water influx in shallow-level Archean lode-gold deposits in Western Australia // Geology. 1994. V. 22. P. 1067–1070.

Hiessleitner G. Geologie mazedonischer Chromeisenlagerstäatten. Berg- und Hüttenmännisches // Jahrbuch der Montanistischen Hochschule in Leoben. 1931. V. 179. P. 47–57 (in German).

Hiessleitner G. Einbruch von Granit und Andesit in Chromerze führenden Serpentin von Lojane, NNW Kumanovo in Südserbie // Zeitschrift für Praktische Geologie. 1934. V. 42. P. 81–88 (in German).

Hiessleitner G. Serpentin- und Chromerz-Geologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien // Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Sonderband. 1951. V. 1. P. 1-255 (in German).

Hodkiewicz P.F., Groves D.I., Davidson G.J., Weinberg R.F., Hagemann S.G. Influence of structural setting on sulphur isotopes in Archean orogenic gold deposits, Eastern Goldfields Province, Yilgarn, Western Australia // Miner. Depos. 2009. V. 44. P. 129–150.

Jankovic S. General characteristics of the antimony ore deposits of Yugoslavia // Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen. 1960. V. 94. P. 506–538. (in German).

Jones B., Manning D.A.C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones // Chem. Geol. 1994. V. 111. P. 111–129. *Kesler E.S., Ewing R., Deditius A., Reich M.M., Utsunomiya S., Chryssoulis S.* Role of Arsenian Pyrite in Hydrothermal Ore Deposits: A History and Update // 6th Geological Society of Nevada on Great Basin Evolution and Metallogeny. Reno, USA: Lancaster Penn., DEStech Publ., 2010. P. 233–245.

Kolitsch U., Dordevic T., Tasev G., Serafimovski T., Boev I., Boev B. Supergene mineralogy of the Lojane Sb-As-Cr deposit, Republic of Macedonia: tracing the mobilization of toxic metals // Geologica Macedonica. 2018. V. 32. № 2. P. 95–117.

Kun L., Ruidong Y., Wenyong Ch. Trace element and REE geochemistry of the Zhewang gold deposit, southeastern Guizhou Province, China // Chin. J. Geochem. 2014. V. 33. P. 109–118.

McDonough W.F., Sun S.S. The Composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.

Monecke T., Kempe U., Gotze J. Genetic significance of the trace element content in metamorphic and hydrothermal quartz: a reconnaissance study // Earth. Planet. Sci. Lett. 2002. V. 202. P. 709–724.

Mudrinic C. Geochemical features of Sb-As associations wiTromin Trome Serbo-Macedonian metallogenic province // PhD Thesis, Faculty of Mining and Geology. Belgrade. 1978. 129 p. (in Serbian).

Munoz M., Shepherd T.J. Fluid inclusion study of the bournac polymetallic (Sb-As-Pb-Zn-Fe-Cu...) vein deposit (montagne noire, France) // Miner. Depos. 1987. V. 22. P. 11–17.

Ohmoto H., Rye R.O. Isotopes of sulfur and carbon. // Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 2nd edn. / Barnes HL (ed). New York: Wiley, 1979. P. 509–567.

Ohmoto H. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits // Econ. Geol. 1972. V. 67. P. 551–578.

Oreskes N., Einaudi M.T. Origin of rare-earth element enriched hematite breccias at the Olympic Dam Cu–U–Au–Ag deposit, Roxby Downs, South Australia // Econ. Geol. 1990. V. 85. \mathbb{N} 1. P. 1–28.

Ozgur N., Halbach P., Pekdeger A., Sommer-von Jarmersted C., Sonmez N., Dora, O.O., Ma D.S., Wolf M., Stichler W. Epithermal antimony, mercury and gold deposits in the rift zone of the Küçük Menderes, Western Anatolia, Turkey: preliminary studies // Mineral Deposits, Research and Exploration (Where do they meet?), Proc. 4th Biennial SGA Meeting, Turku, Finland, August, 1997. P. 269–272.

Pamic J., Tomljenovic B., Balen D. Geodynamic and petrogenetic evolution of Alpine ophiolites from the central and NW Dinarides: an overview // Lithos. 2002. V. 65. P. 113–142.

Pokrovski G.S., Zakirov I.V., Roux J., Testemale D., Hazemann J., Bychkov A.Y., Golikova G.V. Experimental study of arsenic speciation in vapor phase to 500°C: Implications for As transport and fractionation in low-density crustal fluids and volcanic gases // Geochim. Cosmochim. Acta. 2002. V. 66. P. 3453–3480.

Radusinovic D.R. Greigite from the Lojane chromium deposit, Macedonia // Amer. Mineral. 1966. V. 51. P. 209–215.

Robertson A.H.F. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region // Lithos 2002. V. 65. P. 1–67.

Saravanan C.S., Mishra B. Uniformity in sulfur isotope composition in the orogenic gold deposits from the Dharwar Craton, Southern India // Miner. Depos. 2009. V. 44. P. 597–605.

Schmid S.M., Bernoulli D., Fugenschuh B., Matenco L., Schefer S., Schuster R., Tischler M., Ustaszewski K. The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units // Swiss J. Geosci. 2008. V. 101. P. 139–183.

Schumacher F. The ore deposits of Yugoslavia and the development of its mining industry // Econ. Geol. 1954. V. 49. P. 451–492.

Seal R.R. Sulfur Isotope Geochemistry of Sulfide Minerals // Rev. Mineral. Geochem. 2006. V. 61. P. 633–677.

Serafimovski T., Tasev G. Sulfur isotope compositions from different type of deposits in the Buchim-Damjan-Borov

Dol ore district, Eastern Macedonia // 10th Applied Isotope Geochemistry Conference, Hungarian Academy of Sciences, 22–27th September 2013. Budapest, Hungary, 2013. P. 8–13.

Serafimovski T. Structural-metallogenic features of the Lece-Chalkidiki zone: Types of mineral deposit and distribution. Stip: Faculty of Mining, 1993. Special Issue no. 2. 325 p.

Strmic Palinkas S., Hofstra H.A., Percival J.T., Borojevic Sostaric S., Palinkas L., Bermanec V., Pecskay Z., Boev B. Comparison of the Allchar Au-As-Sb-Tl Deposit, Republic of Macedonia, with Carlin-Type Gold Deposits // Chapter 10. Reviews in Economic Geology. 2018. V. 20. P. 335–363.

Tasev G., Serafimovski T., Djordjevic T., Boev B. Soil and groundwater contamination around Trome Lojane As-Sb mine, Republic of Macedonia // 17th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM. 2017. V. 17. P. 809–817.

Tasev G., Serafimovski T., Boev B., Gjorgjiev L. Morphological types of mineralization in the Lojane As-Sb deposit, Republic of Macedonia // 18th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM. 2018. V. 13. P. 601–608.

Tzamos E., Gamaletsos N.P., Grieco G., Bussolesi M., Xenidis A., Zouboulis A., Dimitriadis D., Pontikes Y., Godelitsas A. New Insights into the Mineralogy and Geochemistry of Sb Ores from Greece // Minerals. 2020. V. 10. 236. P. 1–16. https://doi.org/10.3390/min10030236

Voudouris P., Melfos V., Spry P.G., Bonsall T., Tarkian M., Economou-Eliopoulos M. Mineralogical and fluid inclusion constraints on the evolution of the Plaka intrusion-related ore system, Lavrion, Greece // Mineralogy and Petrology. 2008. V. 93. P. 79–110.

Zotov A.V., Shikina N.D., Akinfeev N.N. Thermodynamic properties of the Sb(III) hydroxide complex Sb(OH)₃(aq) at hydrothermal conditions // Geochim. Cosmochim. Acta. 2003. V. 67. P. 1821–1836.

УДК 553.2:550.4

АССОЦИАЦИЯ СИДЕРИТА С СУЛЬФИДАМИ И СИЛИКАТАМИ ЖЕЛЕЗА В ПОРОДАХ МИХЕЕВСКОГО Сu(Mo,Au)-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2023 г. С. В. Прибавкин^{*a*, *}, Е. И. Сорока^{*a*, **}, О. Б. Азовскова^{*a*, ***}, И. В. Смолева^{*b*}, Л. В. Леонова^{*a*}, И. А. Готтман^{*a*}, С. Г. Суставов^{*c*}, М. Ю. Ровнушкин^{*a*}

^аИнститут геологии и геохимии УрО РАН, ул. Академика Вонсовского, 15, Екатеринбург, 620016 Россия ^bИнститут геологии Коми НЦ УрО РАН, ул. Первомайская, 54, Сыктывкар, 167982 Россия

^сУральский государственный горный университет, ул. Куйбышева, 30, Екатеринбург, 620144 Россия

*E-mail: pribavkin@igg.uran.ru **E-mail: elsoroka@yandex.ru ***E-mail: oazovskova@yandex.ru Поступила в редакцию 15.02.2021 г. После доработки 01.08.2022 г. Принята к публикации 06.04.2023 г.

Впервые при исследовании крупнейшего на Урале Михеевского Cu(Mo,Au)-порфирового месторождения выделена ассоциация сидерита с сульфидами Cu, Fe, кронштедтитом, гетитом. Данная ассоциация приурочена к разломным зонам, где выполняет сеть минерализованных трещин, наложенных на руды порфирового и аргиллизитового типа. Минералы ассоциации выявлены и в составе ряда проб аргиллизитов месторождения. В работе изучены условия образования данной ассоциации и ее связь с эволюцией позднепалеозойской порфировой системы или иными эндогенно-экзогенными процессами, проявившимися в более поздней геологической истории региона. Методы исследования включали микрозондовый анализ и измерение стабильных изотопов О, C в минералах ассоциации на базе ЦКП "Геоаналитик" (Екатеринбург) и "Геонаука" (Сыктывкар). Исследование состава минералов и их взаимоотношений указывает на температуру отложения ассоциации около

 70° С из нейтральных или слабо кислых растворов с варьирующими концентрациями анионов $CO_3^{2^+}$, HS^- и $aSiO_2$ (аq). Определение в сидерите стабильных изотопов δ^{13} С (от -5.5 до -18.2%) и значений δ^{18} О (от 20.4 до 33.4%) позволило рассчитать состав минералообразующего флюида. Показано, что такой флюид имел значения δ^{18} О $H_2O = -3...+10\%$ и δ^{13} С $CO_2 = -15...-28\%$ и мог отвечать магматогенным водам, смешанным с поверхностными водами, содержащими биогенный углерод. По результатам исследования высказано предположение о связи минеральной ассоциации с аргиллизитовыми метасоматитами, завершающими эндогенное минералообразование на Михеевском месторождении. Тем не менее, не исключена вероятность ее связи с иными низкотемпературными гидротермальными процессами этапа мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации Урала. Связь рассматриваемой минеральной ассоциации с корами выветривания не прослеживается.

Ключевые слова: Михеевское месторождение, порфировые руды, аргиллизиты, сидерит, сульфиды, кронштедтит, изотопы кислорода, углерода

DOI: 10.31857/S0016777023040044, EDN: WJIHDW

введение

Формирование месторождений порфировогоэпитермального типа в конвергентных областях активного вулканизма включает несколько этапов эндогенного минералообразования (Попов, 1977; Кривцов и др., 1986; Sillitoe, 1994, 2010; John et al., 2010; Simpson et al., 2004 и др.), которые в силу разных причин могут быть совмещены в пространстве. Например, на выделившиеся из магматических жидкостей вкрапленные и прожилковые руды порфирового типа, сопряженные с ореолами среднетемпературных пропилитовых и кварц-серицитовых метасоматитов, могут накладываться эпитермальные жилы и сопутствующие им низкотемпературные изменения аргиллизитового типа. Это связано, вероятно, с быстрой эрозией или обрушением вулканической постройки. Последующий этап — коллапс гидротермальной системы — может привести к наложению на предшествующие образования карбонатных жил, сложенных Fe-Ca-, Fe-Mg-, реже Fe-карбонатами, отлагающихся из нисходящих периферийных вод, богатых CO₂.

Подобная совмещенность на одном гипсометрическом уровне минеральных ассоциаций разных этапов развития гидротермальной системы имеет место на крупнейшем в Уральском регионе Михеевском Си(Мо,Аи)-порфировом месторождении. Ранее проведенные работы (Грабежев, Белгородский, 1992; Грабежев, Ронкин, 2011; Рюtinskava et al., 2018; Azovskova, 2019 и др.) касались особенностей состава, условий образования, возраста и источников вещества продуктивных минеральных ассоциаций месторождения. В данной работе акцентируется внимание на поздней, не описанной ранее низкотемпературной ассоциации железистого карбоната (сидерита) с кварцем, сульфидами Fe и Cu, кронштедтитом, гетитом. Данная ассоциация наложена на все метасоматические образования месторождения, включая порфировые и рыхлые сульфидные (аргиллизитовые) руды. Она не имеет значимого промышленного потенциала, но представляет научный интерес, поскольку часто встречается на Cu-Zn и полиметаллических сульфидных месторождениях, где, предположительно, фиксирует последний этап эндогенного гидротермального минералообразования (Frondel, 1962; López-García et al., 1992; Pujol-Solà et al., 2013; Hybler et al., 2017) или процессы гипергенеза на рудных месторождениях и в каменных метеоритах (Белогуб, Овчарова, 2003; Zolotov, 2014 и др.).

В этой связи актуальной представляется проблема определения характерных особенностей низкотемпературных минеральных ассоциаций, завершающих эволюцию эндогенной гидротермальной системы месторождений порфировогоэпитермального типа, и их отличия от ассоциаций, связанных с тектоно-магматической активизацией (TMA) или гипергенезом. В рамках данной проблемы выполнено детальное изучение ассоциации сидерита с сульфидами Cu, Fe, кварцем, кронштедтитом, гетитом.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СТРОЕНИЕ МИХЕЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Михеевское месторождение находится близ города Карталы Челябинской области, является одним из крупнейших на Урале по запасам Си и Аu. Онорасполагается в Зауральской сиалической мегазоне (Грабежев, Белгородский, 1992; Plotinskaya et al., 2018 и др.) и входит в состав Новониколаевско-Тарутинской рудной зоны порфировой минерализации. Месторождение приурочено к полосе развития дайкового комплекса диоритовых порфиритов, кварцевых диоритов (фиг. 1) с цирконологическим возрастом 356 ± 6 млн лет (Грабежев, Ронкин, 2011). Re-Os возраст молибденита из руд месторождения

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 65 № 4

 357 ± 2.4 млн лет (Tessalina, Plotinskaya, 2017). Рудные тела, содержащие вкрапленную и прожилкововкрапленную сульфидную минерализацию, представлены метасоматически измененными породами, залегающими вдоль крутопадающих нарушений и даек. Основной тип руд (промышленно-технологический) представлен первичными сульфидными рудами. Они имеют борнит-халькопиритовый состав в центральной части месторождения и халькопирит-пиритовый - на флангах, с сопутствующими минералами Mo, Au, Ag, Te. Руды оконтурены по бортовому содержанию меди 0.3% (см. фиг. 1). Среди этого типа руд подчиненное значение имеют жильные полиметаллические сфалерит-галенитарсенопиритовые руды с золотом (Plotinskaya et al., 2018). Вторым по значимости типом являются рыхлые сульфидные руды. Они включают минералы Cu, Zn, Pb, As, Se, Мо и сопряжены с аргиллизитами. Окисленные руды приурочены к верхней части зоны гипергенеза месторождения. Представлены элювиальными образованиями кварцево-глинистого состава с рассеянной вкрапленной и прожилково-вкрапленной окисленной медной минерализацией. Оценочные запасы меди по категориям ABC1+C2 месторождения, по данным на 2017 год, составляют 2.6 млн т Си со средним содержанием в руде 0.41% (Вестник золотопромышленника (2017) https://gold.1prime.ru/news/20170920/226023.html).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Определение химического состава минералов выполнено на рентгеновском микроанализаторе CAMECA SX 100 и электронном микроскопе JSM-6990LV с ЭДС приставкой INCA Energy 450 X-Max 80 фирмы Oxford Instruments в Центре коллективного пользования Института геологии и геохимии УрО РАН "Геоаналитик" (Екатеринбург).

Анализ химического состава карбонатов осуществлялся при ускоряющем напряжении микрозонда 15 кВ и силе тока 4 нА. Диаметр пучка электронов на образце составлял 3-5 мкм. Были использованы стандартные образцы: СаСО₃, CaMg(CO₃)₂, FeCO₃, SrCO₃, ZnS, родонит. Стандартное отклонение содержания элементов (мас. %) от 0.03 до 0.09 для Mg, от 0.02 до 0.11 для Ca, от 0.82 до 0.93 для Fe, от 0.04 до 0.12 для Mn, 0.08 для Sr, от 0.1 до 0.17 для Zn. Длительность измерения интенсивности на пике аналитических линий – 10 с, на фоне с каждой из сторон от пика - по 5 с. Анализ сульфидов осуществлялся при ускоряющем напряжении 15 кВ и силе тока 40 нА. Диаметр пучка электронов на образце 1-3 мкм. Использовались стандартные образцы: Ag, CuFeS₂, CdS, InAs, HgTe, PbTe, GaSb, ZnS, Bi, Se. Стандартное отклонение содержания элементов (мас. %) от 0.16 до 0.21 для Ag, от 0.05 до 0.53 для Fe, от 0.7 до 0.98 для S, от 0.08 до 0.69 для As, от 0.07 до 0.1 для Se, от 0.18 до 0.32 для Pb, от 0.12 до 0.14 для Cd, от 0.74 до 1.24 для Cu, от

2023



Фиг. 1. Тектоническая схема Южного Урала, положение Михеевского месторождения отмечено звездочкой (а), схематическая геологическая карта месторождения (Шаргородский и др., 2005) с местами отбора проб (б). 1-2 – верхняя вулканогенная толща (C₁): 1 – базальты афировые и их лавокластиты, 2 – кремнистые и углисто-кремнистые сланцы, песчаники; 3-6 – нижняя вулканогенно-осадочная толща (C₁-D₃): 3 – алевропесчаники, туфопесчаники, 4 – грубообломочные вулканокластические породы (туфы, туффиты) преимущественно основного состава, 5 – туфы андезибазальтов, андезибазальты, 6 – силициты; 7 – серпентиниты; 8-11 – интрузивные образования: 8 – плагиогранодиорит-порфиры, 9 – диорит-порфиры, 10 – кварцевые диориты Михеевского комплекса, 11 – диоритовые и дацитовые порфиры Ульяновского комплекса; 12 – тектонические нарушения; 13 – рудный ореол Cu > 0.3%; 14 – контуры карьера на 2017; 15 – скважина 10001; 16 – места отбора проб.

0.17 до 0.23 для Zn, от 0.17 до 0.23 Hg, от 0.24 до 0.28 для Bi, 0.08 для Te, 0.1 для Sb. Длительность измерения интенсивности на пике аналитических линий — 10 с, на фоне с каждой из сторон от пика — по 5 с.

Определение состава прочих минералов выполнено на ЭДС-приставке при ускоряющем напряжении 20 кВ и времени регистрации импульсов 30 с. Использованы сертифицированные стандартные образцы: диопсид, жадеит, ортоклаз, рутил, родонит, Cr_2O_3 , Fe_2O_3 . Результаты измерений состава нормализованы к 100%. Предел обнаружения большинства элементов составляет 0.2 мас. %.

Для диагностики кронштедтита и борнита использована рентгеновская установка УРС-55 с камерой Дебая 57.3 мм на кафедре минералогии, петрографии и геохимии Уральского государственного горного университета (Екатеринбург). Условия съемки: нефильтрованное излучение $Fе_{K\alpha+\beta}$, напряжение 30 кВ, сила тока 10 мА.

Исследование состава стабильных изотопов $\delta^{13}C$ и δ¹⁸О выполнено в ЦКП "Геонаука" Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (Сыктывкар). Разложение карбонатов в ортофосфорной кислоте и измерение изотопного состава углерода и кислорода методом проточной масс-спектрометрии в режиме постоянного потока гелия (CF-IRMS) производились на аналитическом комплексе фирмы ThermoFisher Scientific. включающем в себя систему подготовки и ввода проб GasBench II, соединенную с масс-спектрометром DELTA V Advantage. Значения δ¹³С даны в промилле относительно стандарта PDB, $\delta^{18}O$ – стандарта SMOW. При калибровке использованы международные стандарты NBS 18 и NBS 19. Ошибка определения δ^{13} С и δ^{18} О составляет ±0.15‰ (1 σ).

МИНЕРАЛЬНАЯ АССОЦИАЦИЯ СИДЕРИТА С СУЛЬФИДАМИ Си, Fe, КРОНШТЕДТИТОМ, ГЕТИТОМ

Рассматриваемая ассоциация выделяется нами на месторождении впервые. Она приурочена к крутопадающим разломным зонам СЗ простирания, вдоль которых вулканогенные образования и развитые по ним метасоматиты (пропилиты, аргиллизиты) подверглись интенсивному выветриванию. На верхних участках таких зон развиты бесструктурные глинистые образования кремового, зеленоватого цвета, содержащие обломки жильного кварца, сцементированные сидеритом с небольшим количеством сульфидов Fe и Cu. Ниже по разрезу доминируют тектонизированные, аргиллитизированные и пропилитизированные вулканогенно-осадочные образования с сульфиднокварцевыми жилами. Они содержат прожилки выполнения, слагаемые сидеритом, сульфидами Fe, Cu, кронштедтитом, гетитом, кварцем. Толшина прожилков колеблется от миллиметра до первых десятков сантиметров. Сидерит отмечен и в составе отдельных проб аргиллизитов месторождения (Азовскова и др., 2017). Он сопровождается сульфидами Fe, Cu и также рассматривается нами в рамках данной ассоциации. Примеры исследованных образцов и их позиция на геологической карте показаны на фиг. 1 и 2.

В составе рассматриваемой минеральной ассоциации могут быть выделены несколько парагенезисов, сформированных приразличных термодинамических параметрах минералообразующей среды и состава. Таковыми являются: пиритсидеритовый (фиг. 2а), сидерит-(Cu, Fe, As)сульфидный (фиг. 2б-д), сидерит-гетитовый, сидерит-кронштедтитовый (фиг. 2е). Данные парагенезисы выделены по наличию у минералов индукционных границ совместного роста, расположению одних фаз по зонам роста других. Кварц является сквозным минералом первых трех парагенезисов.

Сидерит в указанных парагенезисах образует друзовые агрегаты, сферолиты, его окраска варьирует от светло-коричневой до темно-коричневой с оливковым или красным оттенками. В составе сидерит-пиритового парагенезиса доминируют ромбоэдрические кристаллы с простыми формами $\{10\overline{1}1\}$ или $\{01\overline{1}2\}$ (фиг. 3а, б); в парагенезиса с кронштедтитом — $\{01\overline{1}2\}$. В остальных парагенезисах развиты призматические кристаллы с формами: $\{1010\}$, $\{21\overline{3}1\}$, $\{10\overline{1}1\}$. Для последних характерно расщепление, что приводит к появлению снопов, двулистников, сферокристаллов (фиг. 3в, г, д).

Сидерит аргиллизитов образует метакристаллы размером не более 2 мм (фиг. 4а, б, в). Преобладают расщепленные формы призматических кристаллов, аналогичные встречающимся в полостях выполнения трещин, а также расщепленные ромбоэдрические кристаллы (фиг. 4г, д, е).

Минеральные включения в сидерите представлены кварцем, гетитом, кронштедтитом, бертьерином, шамозитом, ангидритом, пиритом, марказитом, халькопиритом, борнитом, блеклыми рудами, галенитом, аргентитом, никелином-Sb. В тяжелых фракциях аргиллизитов совместно с сидеритом присутствуют пирит, халькопирит, борнит, знаки молибденита. Отмечено наличие битумов (рис. 46, в, г).

Химический состав сидерита приведен в табл. 1 и представлен на диаграмме (фиг. 5а). В парагенезисе с пиритом сидерит обладает наибольшими концентрациями примесей Mg и Ca, суммарно достигающими 32% в минальном выражении. Наименьшими количествами примесей обладает сидерит в парагенезисе с кронштедтитом. В таком сидерите содержания миналов MgCO₃ и CaCO₃ суммарно не превышают 1.5%. Тренды изменения состава от центра к краям кристаллов разнонаправленные. Отмечаются случаи как роста, так и снижения содержаний Mg, тогда как содержания Са к краям обычно понижаются. Состав сидерита аргиллизитов отличается более высоким содержанием Мд при меньшем количестве Са относительно сидерита прожилков.


Фиг. 2. Фотографии исследуемых образцов. а – Полимиктовая брекчия, состоящая из пропилитизированных вулканогенных и осадочных пород, сцементированная сидеритом совместно с пиритом; б – брекчированные пиритовые руды, сцементированные кварцем и рассеченные тонкими прожилками позднего кварца с сидеритом и сульфидами Сu, Fe; в – сферолиты сидерита из минерализованных трещин в аргиллизитах; г – кварцевая брекчия из аргиллизита, сцементированная сидеритом; д – сидерит, цементирующий жильный кварц в зоне развития аргиллизитов. В минерализованных сидеритом полостях развиты скопления сульфидных волокон борнит-халькопиритового состава; е – черные кристаллы кронштедтита совместно с пиритом и сидеритом и пропилитизированном кремнистом сланце. Номера и позиция образцов показаны на геологической схеме (фиг. 1) и соответствуют пробам в табл. 3. Условные обозначения здесь и далее: Sd – сидерит, Br – борнит, Cr – кронштедтит, Ру – пирит.

Сульфидные минералы представлены пиритом, марказитом, дигенитом, анилитом, спионкопитом, борнитом, халькопиритом, блеклыми рудами. Для пирита жил выполнения характерны кристаллы в форме октаэдра, редко встречается комбинация пентагондодекаэдра с октаэдром (фиг. 3а, б), тогда как кристаллы в форме куба выявлены только совместно с акцессорным сидеритом аргиллизитов. Марказит образует срастания с пиритом и псевдоморфозы по пириту. Для обоих минералов не являются редкостью расщепленные, скрученные кристаллы, скопления в форме фрамбоидов (рис. 3ж). Кристаллы халькозина имеют короткопризматическую форму (фиг. 3е). Их окраска меняется от темно-серой. синевато-серой до желтой с красным оттенком. К краям кристаллов отмечено последовательное замещение халькозина сначала дигенитом и анилитом, затем борнитом и халькопиритом. Иногда среди анилита и дигенита появляются участки развития спионкопита. Состав сульфидов приведен в табл. 2 и на диаграмме (фиг. 5б). Подчеркнем, что развитие борнита с ламелями халькопирита, напоминающими структуру распада твердого раствора, весьма характерно для данной ассоциации. Рентгеноструктурный анализ показывает не только доминирование в таких структурах борнита с халькопиритом, но и присутствие небольшого количества анилита. Относительно гомогенные участки борнита соответствуют аномальному борниту $Cu_{5-x}FeS_{4+x}$ с величиной x = 0.10-0.14, предполагающей дефицит меди и избыток серы.

Халькопирит замещает борнит и обрастает блеклыми рудами.

В ряде образцов встречаются блеклые руды: теннантит и тетраэдрит-(Zn). Эти минералы наиболее поздние по времени образования, имеют субмикронные и более крупные кристаллы, нарастающие на халькопирит или сидерит (фиг. 3в).

Кронштедтит $(Fe_{3-x}^{2+}Fe_{x}^{3+})(Si_{2-x}Fe_{x}^{3+})O_{5}(OH)_{4}$ богатый железом филосиликат подгруппы серпентина. Образует черные вытянутые веретенообразные расщепленные кристаллы (фиг. 33) или скелетные кристаллы в форме перевернутой тригональной пирамиды. В тонких сколах просвечивает рубиново-красным. Основные линии на



Фиг. 3. Микрофотографии минералов из прожилков в режиме BSE. а – Ромбоэдры сидерита с наросшими октаэдрами пирита и иглами гетита (M-6); б – слабо расщепленные ромбоэдры сидерита и октаэдр пирита среди сферолитов гетита (M-8); в – расщепленный сидерит с наросшими кристаллами теннантита в верхнем правом углу фотографии (M-1); г – сидерит в корке бертьерин-шамозитового состава с тонкодисперсными сульфидами; д – сидерит, покрытый сульфидными волокнами борнит-халькопиритового состава (M-5/2); е – сросток кристаллов халькозина (M-3); ж – глобулы пирита с разным размером составляющих кристаллов; з – расщепленный кристалл кронштедтита (M-7).



Фиг. 4. Микрофотографии сидерита аргиллизитов в режиме BSE. а, б, в – Расщепленные (сноповидные) призматические кристаллы сидерита; г, д, е – расщепленные ромбоэдрические кристаллы сидерита. На снимках (б, в, г) видны примазки битумов, имеющие черный цвет в режиме BSE.

рентгенограмме Å(I): 7.19(10), 3.56(10), 2.72(8), 2.45(8), 1.586(7). Исследование химического состава минерала показывает присутствие хлора в количестве до 0.25 мас. %. По величине x = 0.75-0.84 в кристаллохимической формуле минерал отвечает бедному кремнием кронштедтиту с тригональной или гексагональной симметрией (Hybler, Sejkora, 2017), что подтверждается отсутствием кварца в парагенезисе.

Гетит представлен тонкоигольчатыми кристаллами, собранными в неплотные сферолиты или войлокоподобные агрегаты бурой окраски (фиг. 3а). Минерал образует включения в сидерите, но чаще нарастает на сидерит и пирит, не замещая последний.

СТАБИЛЬНЫЕ ИЗОТОПЫ

Изотопный состав карбонатов (кальцита, анкерита, доломита), формирующих ранние прожилки в пропилитизированных породах месторождения, колеблется от -2 до -8% δ^{13} С и от 5 до 15% δ^{18} О (Грабежев, 2009 и наши данные). Такие вариации состава предполагают кристаллизацию карбонатов из магматогенного флюида или магматогенного флюида, смешанного с небольшим количеством флюида иного происхождения, например, морской водой (фиг. 6). Значения δ^{13} С в сидерите прожилков, секущих пропилитизированные и аргиллитизированные породы, варьируют от -5.5 до -18.2%, а δ^{18} О – от 20.4 до 33.4‰. Аналогичные значения имеет сидерит аргиллизитов (табл. 3). С одной стороны, это указывает на генетическую связь рассматриваемой минеральной ассоциации с аргиллизитами месторождения. С другой стороны, необходимая для образования сидерита СО₂, вероятнее всего, выделилась в результате окисления органического вещества осадочных пород (фиг. 6).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Условия образования минеральной ассоциации

Совместное нахождение сидерита с пиритом, сульфидами меди, кварцем, кронштедтитом, гетитом в аргиллизитах месторождения и секущих их прожилках позволяет обосновать выделение единой ассоциации минералов, сопряженной с поздней стадией развития процесса аргиллизации. На основании взаимоотношений минералов внутри ассоциации можно выделить ряд парагенезисов, образованных в различных условиях. Например, в условиях насыщения SiO₂ сидерит и



Фиг. 5. Химический состав сидерита и сульфидов. а – Состав сидерита прожилков (1–4) в парагенезисе: 1 – с пиритом (М-6, М-10), 2 – сульфидами Сu и Fe–Cu (М-1, М-3, М-5, М-5/2), 3 – гетитом (М-6, М-8), 4 – кронштедтитом (М-7); 5 – сидерит аргиллизитов; б – состав минералов меди в системе Fe–Cu–S по данным (Yund, Kullerud, 1966). Измеренные составы: 1 – дигенит, 2 – анилит, 3 – спионкопит, 4 – аномальный борнит (Х-борнит), 5 – халькопирит, 6 – вариации точечного состав в аномальном борните со структурой распада борнит–халькопирит.

пирит отлагаются совместно с кварцем, в ненасыщенной SiO₂ среде место кварца занимает кронштедтит.

Температура образования ассоциации может быть оценена по ряду входящих в нее минералов. Например, известный фазовый переход гетита в гематит, осуществляющийся в нейтральной-щелочной среде выше 80–160°С (Chen, Cabri, 1986; Guo, Barnard, 2011; Мельник, 1986), предполагает температуру отложения парагенезисов с гетитом ниже этих значений. Согласно данным (Brett, Yund, 1964; Yund, Kullerud, 1966; Лурье, Габлина, 1976; Андреев, 1992; Викентьев, 2004 и др.), анилит стабилен при температуре ниже 30–75°С, а нии температуры появляется спионкопит, температура отложения которого не превышает 157° С. В интервале температур $75-140^{\circ}$ С аномальный борнит (в зависимости от состава) распадается на стехиометрический борнит и халькопирит. Кронштедтит также является маркером низких температур (Schulte, Shock, 2004; McAlister, Kettler, 2008; Dyl et al., 2010; Pignatelli et al., 2013; Zolotov, 2014). Верхний предел устойчивости этого минерала при активности кремнезема в растворе, близкой к насыщению кварцем составляет 90–120°С. Приведенные данные указывают на температуру отложения минеральной ассоциации при темпе-

аномальный борнит - ниже 75°С. При повыше-

ПРИБАВКИН и др.

№ п/п	Обр.	FeO	MnO	MgO	CaO	ZnO	CO ₂ *	Сумма	FeCO ₃	MnCO ₃	MgCO ₃	CaCO ₃	ZnCO ₃
1	M-8	52.27	2.72	0.47	5.78	<п.о.	38.76	100.0	82.61	4.36	1.31	11.71	0.00
2	M-6	52.51	<п.о.	2.22	5.93	<п.о.	39.28	100.0	81.98	0.00	6.17	11.86	0.00
3	M-6	53.73	0.41	1.13	5.79	<п.о.	38.94	100.0	84.52	0.66	3.16	11.66	0.00
4	M-8	52.08	1.12	1.95	5.68	<п.о.	39.18	100.0	81.43	1.77	5.42	11.38	0.00
5	M-6	53.83	1.04	0.81	5.50	<п.о.	38.82	100.0	84.94	1.65	2.29	11.12	0.00
6	M-6	53.05	0.44	2.01	5.26	<п.о.	39.16	100.0	83.04	0.70	5.61	10.56	0.00
7	M-6	55.14	0.34	0.64	5.14	<п.о.	38.73	100.0	87.21	0.55	1.82	10.43	0.00
8	M-6	50.04	0.16	4.81	5.04	<п.о.	39.96	100.0	76.71	0.24	13.15	9.91	0.00
9	M-6	45.63	0.25	6.27	7.22	<п.о.	40.62	100.0	68.80	0.38	16.86	13.96	0.00
10	M-6	44.37	0.22	7.53	6.92	<п.о.	40.96	100.0	66.34	0.34	20.06	13.26	0.00
11	M-6	52.81	1.15	2.06	4.85	<п.о.	39.12	100.0	82.69	1.82	5.76	9.73	0.00
12	M-6	53.67	0.64	1.03	4.45	1.16	39.05	100.0	85.35	1.03	2.92	9.06	1.63
13	M-6	53.37	1.27	1.46	4.45	0.44	39.01	100.0	84.25	2.04	4.12	8.99	0.61
14	M-8	55.07	<п.о.	0.84	3.79	1.26	38.94	100.0	88.07	0.00	2.40	7.75	1.77
15	M-8	52.50	1.02	0.91	3.74	2.56	39.28	100.0	84.40	1.67	2.61	7.69	3.63
16	M-5/2	56.85	0.23	0.51	3.87	<п.о.	38.55	100.0	90.33	0.36	1.44	7.87	0.00
17	M-5/2	59.85	0.98	0.14	0.90	<п.о.	38.13	100.0	96.14	1.59	0.40	1.86	0.00
18	M-5/2	59.73	0.94	0.13	1.01	<п.о.	38.15	100.0	95.96	1.53	0.38	2.07	0.00
19	M-5/2	60.71	0.56	<п.о.	0.58	<п.о.	38.07	100.0	97.89	0.92	0.00	1.19	0.00
20	M-1	58.59	0.16	0.39	2.49	<п.о.	38.37	100.0	93.54	0.25	1.12	5.09	0.00
21	M-6	57.50	0.52	0.15	3.44	<п.о.	38.40	100.0	91.72	0.84	0.42	7.02	0.00
22	M-8	59.94	0.74	0.56	0.54	<п.о.	38.21	100.0	96.09	1.21	1.59	1.12	0.00
23	M-6	61.49	<п.о.	<п.о.	0.43	<п.о.	38.04	100.0	99.12	0.00	0.00	0.88	0.00
24	M-6	60.59	1.05	<п.о.	0.28	<п.о.	38.03	100.0	97.71	1.72	0.00	0.57	0.00
25	M-7	61.41	0.26	0.13	0.15	<п.о.	38.04	100.0	98.89	0.43	0.37	0.31	0.00
26	M-7	61.65	0.22	<п.о.	0.13	<п.о.	38.00	100.0	99.38	0.35	0.00	0.27	0.00
28	Мих-15	53.70	2.77	0.81	4.04	<п.о.	38.67	100.0	85.06	4.45	2.29	8.21	0.00
29	Мих-15	55.15	2.21	2.70	1.03	<п.о.	38.91	100.0	86.81	3.52	7.58	2.08	0.00
30	Мих-15	56.23	0.74	2.67	1.42	<п.о.	38.94	100.0	88.46	1.18	7.49	2.87	0.00
31	Мих-15	57.06	0.71	1.62	1.72	0.19	38.70	100.0	90.52	1.15	4.57	3.50	0.26
32	Мих-15	57.72	<п.о.	2.15	1.19	0.16	38.79	100.0	91.32	0.00	6.05	2.40	0.22
33	Мих-15	57.62	2.46	1.09	0.35	0.10	38.38	100.0	92.07	3.98	3.09	0.72	0.14
34	Мих-15	58.56	1.64	1.06	0.40	<п.о.	38.35	100.0	93.53	2.65	3.00	0.82	0.00
35	Мих-15	58.59	2.47	0.25	0.38	0.15	38.15	100.0	94.24	4.03	0.73	0.79	0.22
36	Мих-15	60.18	1.47	<п.о.	0.32	<п.о.	38.03	100.0	96.94	2.39	0.00	0.67	0.00
37	Мих-20	60.50	0.72	0.43	0.22	<п.о.	38.14	100.0	97.16	1.17	1.22	0.45	0.00
38	Мих-20	61.05	0.78	<п.о.	0.16	<п.о.	38.01	100.0	98.40	1.27	0.00	0.33	0.00

Таблица 1. Представительные химические составы сидерита из разных парагенезисов (мас. %) и расчет миналов (мол. %)

Примечание. 1–15 – пирит-сидеритовый, 16–20 – сидерит-(Cu,Fe,As)-сульфидный, 21–24 сидерит-гетитовый, 25–26 – сидерит-кронштедтитовый парагенезис, 28–38 – сидерит аргиллизитов. * – Расчетное значение. <п.о. – Ниже предела обнаружения.

№ п/п	Обр.	Cu	Fe	Zn	As	Sb	S	Сумма	Формула
1	M-3	76.85	0.05	<п.о.	<п.о.	<п.о.	21.25	98.15	Cu _{1.82} S _{1.00}
2	M-3	76.66	0.05	<п.о.	<п.о.	<п.о.	21.55	98.26	$Cu_{1.80}S_{1.00}$
3	M-3	75.99	<п.о.	<п.о.	<п.о.	<п.о.	22.95	98.94	Cu _{1.67} S _{1.00}
4	M-3	76.02	0.72	<п.о.	<п.о.	<п.о.	22.38	99.12	$Cu_{1.71}Fe_{0.02}S_{1.00}$
5	M-3	71.28	0.65	<п.о.	0.55	<п.о.	25.00	97.48	$Cu_{1.44}Fe_{0.02}S_{1.00}$
6	M-3	73.38	0.58	<п.о.	<п.о.	<п.о.	26.09	100.05	$Cu_{1.42}Fe_{0.01}S_{1.00}$
7	M-3	61.29	11.05	<п.о.	<п.о.	<п.о.	26.29	98.63	$Cu_{4.71}Fe_{0.97}S_{4.00}$
8	M-3	61.60	11.46	<п.о.	<п.о.	<п.о.	26.15	99.21	$Cu_{4.75}Fe_{1.01}S_{4.00}$
9	M-3	61.84	11.50	<п.о.	<п.о.	<п.о.	26.11	99.45	$Cu_{4.78}Fe_{1.01}S_{4.00}$
10	M-3	34.46	29.95	<п.о.	0.13	<п.о.	34.70	99.24	$Cu_{1.00}Fe_{0.99}S_{2.00}$
11	M-1	45.54	5.41	<п.о.	20.36	<п.о.	28.02	99.33	$Cu_{10.66}Fe_{1.44}As_{4.04}S_{13.00}$
12	M-1	45.24	4.70	<п.о.	21.12	<п.о.	28.74	99.80	$Cu_{10.32}Fe_{1.22}As_{4.09}S_{13.00}$
13	M-1	46.31	4.06	<п.о.	20.55	<п.о.	28.28	99.20	$Cu_{10.74}Fe_{1.07}As_{4.04}S_{13.00}$
14	M-1	39.23	3.30	3.81	4.73	23.16	25.52	99.75	$Cu_{10.08}Fe_{0.97}Zn_{0.95}Sb_{3.11}As_{1.03}S_{13.00}$

Таблица 2. Химический состав сульфидов меди (мас. %)

Примечание. 1–2 – Дигенит, 3–4 – анилит, 5–6 – спионкопит, 7–9 – аномальный борнит, 10 – халькопирит, 11–13 – теннантит, 14 – тетраэдрит. Аg, Cd, Bi, Hg, Te, Se – не обнаружены.

Таблица 3. Результаты измерения изотопного состава стабильных изотопов в сидерите и расчета изотопного состава H_2O и CO_2 при 70°C

№ п/п	Проба	δ ¹³ C, ‰ PDB	δ ¹⁸ O, ‰ SMOW	δ ¹⁸ O, ‰ H ₂ O*	δ ¹³ C, ‰ CO ₂ **
1	M-1	-8.30	26.91	5.21	-18.50
2	M-2	-9.56	24.52	2.82	-19.76
3	M-3	-5.47	27.99	6.29	-15.67
4	M-5	-18.15	20.39	-1.31	-28.35
5	M-6	-7.42	29.42	7.72	-17.62
6	M-7	-7.93	33.42	11.72	-18.13
7	Мих-3/19	-12.42	26.46	4.76	-22.62
8	Мих-20-5/1	-14.51	22.84	1.14	-24.71
9	Мих-20-5/2	-14.97	22.93	1.23	-25.17
10	Мих-43-1	-16.05	24.89	3.19	-26.25
11	Мих-15-2	-13.90	23.20	1.50	-24.10

Примечание. 1-7 – Сидерит прожилков, сложенных рассматриваемой минеральной ассоциацией, 8-11 – сидерит аргиллизитов. * – Изотопное равновесие сидерит– H_2O и сидерит– CO_2 (Chacko, Denies, 2008), ** – изотопное равновесие сидерит– CO_2 (Golyshev et al., 1981).

ратуре менее 80°С, что не противоречит доминированию кристаллов пирита окраэдрического габитуса и наличию марказита и фрамбоидального пирита. В то же время последовательное замещение халькозина анилитом, спионкопитом, борнитом, халькопиритом может предполагать повышение температуры (Трубачев и др., 2019) после отложения ассоциации вследствие изменения

тепловых контуров флюидных потоков в вулканической постройке, влиянием катагенеза, ТМА.

Низкие температуры образования ассоциации подтверждаются расчетами полей устойчивости минералов железа в системе Fe–Si–C–H₂O, приведенными в работах (Мельник, 1986; Dyl et al., 2010; Zolotov, 2014; Wilson et al., 2015 и др.). Они

показывают возможность существования при $25-140^{\circ}$ С парагенезисов: магнетит—кронштед-тит—гриналит, магнетит—кронштедтит—гетит в отсутствие CO₂ в нейтральной и щелочной средах, ненасыщенных SiO₂ (аq). При этом с ростом aSiO₂ (аq) поле магнетита может быть полностью вытеснено силикатами железа. В этих работах также показано, что в присутствии CO₂ становит-ся возможным появление парагенезисов сидерит—гриналит—кронштедтит, сидерит—кронштедтит—келетит в зависимости от pH и Eh среды.

Пример взаимоотношения фаз в зависимости от величин рН и окислительно-восстановительного потенциала минералообразующей среды для стандартных условий приведен на фиг. 7. С повышением температуры до 70°С (условия отложения рассматриваемой минеральной ассоциации) или даже 120°С, отношения между фазами не претерпевают существенных изменений (Zolotov, 2014), отражая малую зависимость от температуры во всем диапазоне рН. Большее влияние оказывает концентрация компонентов. В системе Fe-Si-C-H₂O (фиг. 7а), железо в области существования воды формирует 4 твердые фазы (силикат железа, сидерит, магнетит, гетит). Силикат железа в расчетах представлен гриналитом, однако его поле устойчивости могут полностью или частично перекрывать шамозит, бертьерин, кронштедтит (Zolotov, 2014; Wilson et al., 2015). Последний из указанных силикатов формируется в более окисленных условиях, соперничая с полем магнетита. Добавка серы приводит к появлению фаз пирротина и пирита (фиг. 76). Последний, часто совместно с марказитом, широко развит в ассоциации. Его поле стабильности с ростом концентрации HS⁻ до 10 ммоль может быстро увеличиваться вплоть до величин рН = 12. При этом пирит полностью подавляет кристаллизацию силикатов железа и в значительной степени магнетита. В этой связи можно высказать предположение о развитии псевдоморфоз пирита по магнетиту с сохранением октаэдрической формы кристаллов, объясняющее отсутствие магнетита в парагенезисах. Напротив, при снижении концентраций серы поле пирита будет сокращаться за счет полей магнетита и силикатов железа (фиг. 7в).

Представленные данные позволяют обосновать существование наблюдаемых парагенезисов в зависимости от pH, Eh и активности HS⁻ в системе. Смена сидерит-пиритового (1) парагенезиса сидерит-гетитовым (2) вызвана в первую очередь ростом окислительно-восстановительно-го потенциала в нейтральной или слабо кислой среде при ее насыщенности SiO₂ (см. фиг. 7). На последнее обстоятельство указывает совместная с пиритом, сидеритом и гетитом кристаллизация кварца. Напротив, смена сидерит-пиритового (1)



Фиг. 6. Изотопный состав δ^{18} О и δ^{13} С в карбонатах Михеевского месторождения. Условные обозначения: 1 – состав кальцита, анкерита, доломита пропилитов и прожилков в них по нашим данным и данным (Грабежев, 2009); 2 – сидерит прожилков, секущих пропилитизированные и аргилизитизированные породы; 3 – сидерит в составе аргиллизитов. Поля карбонатов различного происхождения: MB – первично магматические карбонаты (Taylor et al., 1967); MC – морские осадочные карбонаты (Veizer et al., 1999); SOM – органический материал осадочных пород (Hu et al., 2002); M – расчетный состав рудообразующего магматогенного флюида Михеевского месторождения (Грабежев, 2009).

парагенезиса сидерит-кронштедтитовым (3) предполагает рост щелочности среды и снижение активности серы во флюиде.

Источники минералообразующих флюидов

Значения стабильных изотопов $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ в сидерите были использованы для расчета состава минералообразующего флюида при температуре 70°С исходя из оценки отложения минералов. Согласно изотопному равновесию между сидеритом и водным раствором (Golyshev et al., 1981) из которого осаждался минерал, величины $\delta^{18}O$ Н₂О варьируют в диапазоне от −1.3 до 11.7‰ (или от -3 до 10% в соответствии с (Zhang et al., 2001)). Такие значения (см. табл. 3) могут соответствовать водам магматогенного или метаморфогенного происхождения, смешанным с поверхностными грунтовыми водами. На солоноватость разгружаемых вод могут указывать значения $\delta^{18}O$ карбоната, отвечающие условиям нормального морского бассейна или лагуны (Тимофеева и др., 1976), а также повышенные содержания примесей Мg и Са в сидерите (Mozley, 1989) и присутствие хлора в кронштедтите.



Фиг. 7. Диаграммы Пурбе для системы Fe–Si–C–H₂O (a), Fe–S–C–H₂O (б), Fe–Si–S–H₂O (c). Расчетные параметры системы: 25° C, 1 бар, концентрации Fe²⁺ – 5 ммоль, CO₃²⁺ – 50 ммоль, Si(OH)₄ – 5 ммоль, HS⁻ – 50 мкмоль (концентрации компонентов для построения диаграмм взяты из работ Калачева и др., 2014; Лаврушин и др., 2015). Гетит считается стабильной фазой трехвалентного железа. Пунктирными линиями ограничено поле существования воды. Полями серого цвета показаны области существования парагенезисов: сидерит-пиритовый (1), сидерит-гетитовый (2), сидерит-кронштедтитовый (3). Диаграммы построены с использованием программы HYDRA/MEDUSA от департамента химии Королевского технологического института Швеции.

Расчетные значения δ¹³С CO₂ флюида располагаются в диапазоне от -15.6 до -28.4% (Chacko, Denies, 2008), что позволяет предполагать наличие углерода биогенного происхождения (Галимов, 1968), и это существенно отличает его от флюида, сформировавшего порфировые руды месторождения (фиг. 6). Вероятно, обедненная изотопом δ^{13} C углекислота могла быть получена окислением органического вещества, например, метана, бактериями в присутствии сульфата: $CH_4 + SO_4^{2-} = HCO^{3-} + HS^- + H_2O$. Также не исключено бактериальное окисление органического вещества в присутствии SO₂ согласно реакции $2CH_2O + SO_4^{2-} \rightarrow 2HCO_3^- + H_2S$. Продукты таких реакций в присутствии ионов железа будут осаждены в форме сидерита и сульфидов. Доказательством участия органического вещества в процессе отложения минеральной ассоциации является наличие битумов, образующих примазки на сидерите и пирите аргиллизитов. В свою очередь, связь жил выполнения с аргиллизитами подтверждается тождественным изотопным составом сидерита в этих образованиях.

Полученный изотопный состав δ^{13} С CO₂ позволяет рассчитать состав метана, послужившего источником углекислоты (или одним из источников). В соответствии с данными (Bottinga, 1969), значения δ^{13} С CH₄ будут располагаться в диапазоне от -71 до -83%, соответствуя метану биогенного происхождения. Этот газ мог быть получен из гипотетических слабоконсолидированных осадков, содержащих в своем составе органиче-

ское вещество. Подобные осадки встречаются как в составе верхней вулканогенной толщи (C_1), вмещающей месторождение (фиг. 1), так и на удалении от месторождения к западу, где представлены прибрежно-морскими лагунными углисто-глинистыми и углисто-кремнистыми отложениями брединской свиты (С1) (Тевелев и др., 2018). Более поздние прибрежно-морские битумсодержащие отложения (К, ₽1) также гипотетически могли быть источником углеводорода. В настоящее время эти отложения в районе месторождения эродированы, что обусловлено неотектоническим вздыманием территории в мезокайнозое, приведшем к размыву перекрывающих осадков и широкому развитию кор выветривания палеозойских пород (Сигов, 1969; Новейшая тектоника..., 1975), фрагментарно перекрытых кайнозойскими покровными отложениями. Это позволяет предположить формирование изученной минеральной ассоциации не только с аргиллизацией, завершающей формирование порфирово-эпитермальной системы в карбоне, но и с наложенной аргиллизацией, обусловленной мезозойской ТМА. В частности, на развитие поздних аргиллизитов ряда уральских месторождений, вызванных ТМА, указано в работах (Баранников, 1998; Баранников, Угрюмов, 2003; Грязнов и др., 2007; Баранников, Азовскова, 2017).

Связь рассматриваемой минеральной ассоциации с корами выветривания весьма маловероятна, поскольку данная ассоциация распространена как среди испытавших выветривание, так и среди не затронутых выветриванием пород месторождения. Кроме того, в минералах коры выветривания, развитых в континентальных условиях, преобладает легкий изотоп δ^{18} O, отвечающий водам метеорного происхождения. Примером могут служить месторождения малахита в зонах гипергенеза, формирующиеся из метеорных вод со значениями $\delta^{18}O$ от -14.5 до -7‰ (Plumhoff et al., 2021). Отметим и то, что развитие сульфидов при восстановлении сульфата в условиях застойного гипергенеза стремится к обогашению сульфилов мелью и сопровождается восстановлением меди, что хорошо прослеживается в разрезах зон окисления сульфидных месторождений и медистых песчаниках (Володин и др., 1994; Трубачев и др., 2019). В нашем случае наблюдается противоположная тенденция: халькозин сменяется борнитом, халькопиритом, развиваются блеклые руды.

выводы

Рассматриваемая в работе ассоциация сидерита с сульфидами Cu, Fe, кронштедтитом, гетитом выполняет трешинные зоны, секушие пропилиты и наложенные на них низкотемпературные метасоматиты аргиллизитовой формации, по-видимому, завершая эндогенное минералообразование в порфирово-эпитермальной системе Михеевского месторождения. Среднее значение температуры формирования минеральной ассоциации оценено в 70°С. Разнообразие слагающих ассоциацию парагенезисов определяется вариациями pH, Eh и активностью HS⁻ в гидротермальной системе. Помимо трешинных зон, главные минералы ассоциации – сидерит, пирит, сульфиды меди являются составной частью ряда аргиллизитов, развитых как по гранитоидным дайкам, так и по вулканогенно-осадочным породам. Генетическая общность минералов аргиллизитов и трещинных 30H доказывается одинаковым изотопным составом сидерита в этих образованиях: δ^{13} C – от –5.5 до -18.2‰, а δ¹⁸О - от 20.4 до 33.4‰. Выполненный расчет изотопного состава минералообразующего флюида показывает возможность отложения минеральной ассоциации из магматогенных вод, смешанных с водами поверхностного происхождения, содержащими биогенный углерод. Расчетные значения вариаций изотопов кислорода и углерода в составе флюида: δ^{18} O H₂O от -3 до 10‰, δ^{13} C CO₂ от -15.6 до -28.4‰. Связь рассматриваемой минеральной ассоциации с корами выветривания не установлена.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю благодарность главному геологу Михеевского ГОК Ямщикову Г.К. за возможность осмотра и отбора образцов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследования выполнены в рамках Государственного задания ИГГ УрО РАН, темы № 123011800009-9, 123011800011-2, 123011800014-3, с использованием оборудования ЦКП "Геоаналитик" ИГГ УрО РАН. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП "Геоаналитик" ИГГ УрО РАН осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, Соглашение № 075-15-2021-680.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Азовскова О.Б., РовнушкинМ.Ю., Халилова А.Ф. Характерные черты аргиллизитового метасоматоза в продуктивных гранитоидах Михеевского Си-порфирового месторождения, Южный Урал // Граниты и эволюция земли: мантия и кора в гранитообразовании: Матер. III междунар. геол. конф. Екатеринбург, 2017. С. 6–8.

Андреев Б.С. Пирит золоторудных месторождений. М.: Наука, 1992. 143 с.

Баранников А.Г. Гипогенно-гипергенный тип золотого оруденения на Урале // Известия УГГУ. 1998. Вып. 8. С. 94–98.

Баранников А.Г., Азовскова О.Б. Золотоносные объекты гипогенно-гипергенного типа на Урале. Конвергентность признаков их отличия от рудоносных кор выветривания // Известия УГГУ. 2017. Вып. 2 (46). С. 13–22. Баранников А.Г., Угрюмов А.Н. Проблемы эндогенного золотого рудогенеза мезозоя Урала // Литосфера. 2003. № 1. С. 13–26.

Белогуб Е.В. Кронштедтит из Узельгинского медноколчеданного месторождения (Южный Урал) // Минералогия Урала-2003: Матер. IV Всеросс. совещ. Миасс, 2003. Т. II. С. 130–134.

Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир, 2004. 344 с. Володин Р.Н., Чечеткин В.С., Богданов Ю.В., Наркелюн Л.Ф., Трубачев А.И. Удоканское месторождение медистых песчаников (восточная Сибирь) // Геология руд. месторождений. 1994. Т. 36. № 1. С. 1–30.

Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. Изд-во: Недра, 1968. 226 с.

Грабежев А.И. Sr-Nd-C-O-H-S Изотопно-геохимическая характеристика медно-порфировых флюидномагматических систем Южного Урала: вероятные источники вещества // Литосфера. 2009. № 6. С. 66–89.

Грабежев А.И., Белгородский Е.А. Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений. Наука: Екатеринбург, 1992. 199 с.

Грабежев А.П., Белгородский Е.А. Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений (на примере Урала). Наука: Екатеринбург, 1992. 200 с.

Грабежев А.И., Ронкин Ю.Л. U–Pb возраст цирконов из рудоносных гранитоидов медно-порфировых месторождений Южного Урала // Литосфера. 2011. № 3. С. 104–116.

Грязнов О.Н., Баранников А.Г., Савельева К.П. Нетрадиционные типы золото-аргиллизитового оруденения в мезозойских структурах Урала // Известия УГГУ. 2007. 22. С. 41–53.

Калачева Е.Г., Котенко Т.А., Котенко Л.В., Волошина Е.В. Геохимия термальных вод и фумарольных газов о. Шиашкотан (Курильские острова) // Вулканология и сейсмология, 2014. № 5. С. 12–26.

Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С. Медно-порфировые месторождения мира. М.: Недра, 1986. 236 с.

Лаврушин В.Ю., Гулиев И.С., Киквадзе О.Е., Алиев Ад.А., Покровский Б.Г., Поляк Б.Г. Воды грязевых вулканов Азербайджана: изотопно-химические особенности и условия формирования // Литология и полезные ископаемые. 2015. № 1. С. 3–29.

Лурье А.М., Габлина И.Ф. Зональный ряд сульфидов на месторождениях меди красноцветных формаций // Геохимия. 1976. № 1. С. 109–115.

Мельник Ю.П. Генезис докембрийских полосчатых железистых формаций. Киев: Наук. думка, 1986. 236 с.

Новейшая тектоника Урала / Под ред. А.П. Сигова, В.А. Сигова. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1975. Т. V. 104 с.

Попов В.С. Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. М.: Наука, 1977. 203 с.

Сигов А.П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М.: Недра, 1969. 296 стр.

Тевелев А.В., Кошелева И.А., Бурштейн Е.Ф., Тевелев А.В., Попов В.С., Кузнецов И.Е., Коротаев М.В., Георгиевский Б.В., Осипова Т.А., Правикова Н.В., Середа В.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-41-XXV (Карталы). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ "ВСЕГЕИ". 2018. 175 с.

Тимофеева З.В., Кузнецова Л.Д., Донцова Е.И. Изотопы кислорода и процессы сидеритообразования // Геохимия. 1976. № 10. С. 1462–1475.

Трубачев А.И., Корольков А.Т., Радомская Т.А. Парагенезисы минералов и формы их выделения — как отражение этапов формирования месторождений медистых песчаников и сланцев // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2019. Т. 330. № 9. 70–89.

https://doi.org/10.18799/24131830/2019/9/2257

Шаргородский Б.М., Новиков И.М., Аксенов С.А. Михеевское месторождение медно-порфировых руд на Южном Урале // Отечественная геология. 2005. № 2. С. 57–61.

Azovskova O.B., Plotinskaya O.Y., Rovnushkin M.Y., Gemel V.A. Argillic alteration of the Mikheevskoe porphyry copper deposit (South Urals, Russia) // 15th SGA Biennial Meeting 2019. V. 2. P. 1038–1041.

Bottinga Y. Calculated fractionation factors for carbon and hydrogen isotope exchange in the system calcite-carbon dioxide-graphite-methane-hydrogen-water vapor // Geochim. Cosmochim. Acta. 1969. V. 33. № 1. P. 49–64. https://doi.org/10.1016/0016-7037(69)90092-1

Brett P.R., Yund R.A. Sulfur-Rich Bornites. American Mineralogyst. 1964. V. 49. P. 1084–1099.

Chacko T., Deines P. Theoretical calculation of oxygen isotope fractionation factors in carbonate systems // Geochim. Cosmochim. Acta. 2008. V. 72. P. 3642–3660.

https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.06.001

Chen T.T., Cabri L.J. Mineralogical Overview of Iron Control in Hydrometallurgical Processing. Eds. Dutrizac J.E.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 65

and Monhemius A.J. Iron Control in Hydrometallurgy, Chichester, U.K. 1986. P. 20–55.

Dyl K.A., Manning C.E., Young E.D. The implications of cronstedtite formation in water-rich planetesimals and asteroids // Astrobiology Sci. Conf. Abstract. 2010. 5627 pdf.

Frondel C. Polytypism in cronstedtite. Am. Mineral., 1962. V. 47. P. 781–783.

López-García J.A., Manteca J.I., Prieto A.C., Calvo B. Primera aparición en España de cronstedtita. Caracterización structural // Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía. 1992. V. 15–1. P. 21–25.

Golyshev S.I., Padalko N.L., Pechenkin S.A. Fractionation of stable oxygen and carbon isotopes in carbonate systems // Geochem. Intl. 1981. V. 18. P. 85–99.

Guo H., Barnard A.S. Thermodynamic modelling of nanomorphologies of hematite and goethite // J. Mater. Chem. 2011. V. 21. P. 11566–11557.

https://doi.org/10.1039/C1JM10381D

Hu R.Z., Su W.C., Bi X.W., Zhi-Guang T., Hofsta A.H. Geology and geochemistry of Carlin-type gold deposits in China // Mineral. Deposita. 2002. V. 37. № 3–4. P. 378–392.

Hybler J., Sejkora J. Polytypism of cronstedtite from Chyňava, Czech Republic // J. Geosciences. 2017. V. 62. P. 137–146. https://doi.org/10.3190/jgeosci.239

John D.A., Ayuso R.A., Barton M.D., Blakely R.J., Bodnar R.J., Dilles J.H., Gray Floyd, Graybeal F.T., Mars J.C., McPhee D.K., Seal R.R., Taylor R.D., Vikre P.G. Porphyry copper deposit model, chap. B of Mineral deposit models for resource assessment: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070–B. 169 p.

McAlister J.A., Kettler R.M. Metastable equilibria among dicarboxylic acids and the oxidation state during acqueous alteration on the CM2 chondrite parent body // Geochim. Cosmochim. Acta. 2008. V. 72. P. 233–241. https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.10.008

Mozley P.S. Relation between depositional environment and the elemental composition of early diagenetic siderite // Geology. 1989. V. 17. № 8. P. 704–706.

Pignatelli I., Mugnaioli E., Hybler J., Mosser-Ruck R., Cathelineau M., Michau N. A multi-technique characterisation of cronstedtite synthetized by iron–clay interaction in a step by step cooling procedure // Clays Clay Miner. 2013. V. 61. P. 277–289.

https://doi.org/10.1346/CCMN.2013.0610408

Plotinskaya O.Y., Azovskova O.B., Abramov S.S., Groznova E.O., Novoselov K.A., Seltmann R., Spratt J. Precious metals assemblages at the Mikheevskoe porphyry copper deposit (South Urals, Russia) as proxies of epithermal overprinting // Ore Geology Reviews. 2018. V. 94. P. 239–260.

https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.01.025

Plumhoff A.M., Mathur R., Milovský R., Majzlan J. Fractionation of the copper, oxygen and hydrogen isotopes between malachite and aqueous phase // Geochim. Cosmochim. Acta. 2021. V. 300. P. 246–257.

https://doi.org/10.1016/j.gca.2021.02.009

Pujol-Solà N., Sabaté A.A., Schamuells S., Casals S.A., Villanova-de-Benavent C., Torró L., Melgarejo J.C., Manteca J.I. Primary and secondary deposits from the Crisoleja area (Pb-Zn-Ag-Sn), La Unión, Murcia, Spain // 12th SGA Biennial Meeting "Mineral deposit research for a hightech world" At: Uppsala, Sweden. 2013.

№ 4 2023

Schulte M., Schock E. Coupled organic synthesis and mineral alteration on the meterorite parent bodies // Meteoritic and Planetary Science. 2004. V. 39. P. 1577–1590. https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2004.tb00128.x

Sillitoe R.M. Erosion and collapse of volcanoes: Causes of telescoping in intrusion-centered ore deposits // Geology. 1994. V. 22. P. 945–948.

https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022<0945:EA-COVC>2.3.CO;2

Sillitoe R.H. Porphyry Copper Systems // Econ. Geol. 2010. V. 105. № 1. P. 3–41.

https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3

Simpson M.P., Mauk J.L., Kendrick R.G. Telescoped porphyry-style and epithermal veins and alteration at the central Maratoto valley prospect, Hauraki Goldfield, New Zealand // New Zealand J. Geology and Geophysics. 2004. V. 47. № 1. P. 39–56.

https://doi.org/10.1080/00288306.2004.9515036

Taylor H.P., Frechen J., Degens E.T. Oxygen and Carbon Isotope Studies of Carbonatites from the Laacher See District, West Germany and the Alnö District, Sweden // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1967. V. 31. P. 407–430. https://doi.org/10.1016/0016-7037(67)90051-8

Tessalina S.G., Plotinskaya O.Yu. Silurian to Carboniferous Re-Os molybdenite ages of the Kalinovskoe, Mikheevskoe and Talitsa Cu- and Mo porphyry deposits in the Urals:

Implications for geodynamic setting // Ore Geol. Rev. 2017. V. 85. P. 174–180.

https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.09.005

Veizer J., Ala D., Azmy K., Bruckschen P., Buhl D., Bruhn F., Carden G.A.F., Diener A., Ebneth S., Godderis Y., Jasper T., Korte C., Pawellek F., Podlaha O.G., Strauss H. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, δ^{13} C and δ^{18} O evolution of Phanerozoic seawater // Chem. Geol. 1999. V. 161. Nº 1–3. P. 59–88.

https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00081-9

Wilson J.C., Benbow S., Sasamoto H., Savage D., Watson C. Thermodynamic and fully-coupled reactive transport models of a steel-bentonite interface // Applied Geochemistry. 2015. V. 61. P. 10–28.

https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2015.05.005

Yund R.A., Kullerud G. Thermal stability assemblages in the Cu–Fe–S system // J. Pterology. 1966. V. 7. P. 454–488. https://doi.org/10.1093/petrology/7.3.454

Zhang C.L., Horita J., Cole D.R., Zhou J., Lovley D.R., Phelps T.J. Temperature-dependent oxygen and carbone isotope fractionation of biogenic siderite // Geochim. Cosmochim. Acta 2001. V. 65. P. 2257–2271. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(01)00596-8

Zolotov M.Y. Formation of brucite and cronstedtite bearing mineral assemblages on Ceres // Icarus. 2014. V. 228. P. 13–26. https://doi.org/10.1016/j.icarus.2013.09.020