

ISSN 0016-7770

Том 65, Номер 7

Ноябрь - Декабрь 2023



ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Журнал по всем теоретическим и прикладным аспектам генезиса рудных месторождений.

www.sciencejournals.ru

СПЕЦИАЛЬНЫЙ ВЫПУСК:

Порфировые и родственные месторождения Северной Евразии. Часть 1
Редакторы выпуска Н.С. Бортников, И.В. Викентьев



СОДЕРЖАНИЕ

Том 65, номер 7, 2023

Спецвыпуск “Порфиновые и родственные месторождения Северной Евразии”, часть 1
Special issue “Porphyry and related deposits of Northern Eurasia”, Part 1

Редакторы выпуска Н. С. Бортников, И. В. Викентьев

Предисловие к специальному выпуску журнала “Геология рудных месторождений”, посвященному порфириновым и родственным месторождениям Северной Евразии <i>И. В. Викентьев, Н. С. Бортников</i>	591
Медно-золотопорфириновое месторождение Юбилейное (Западный Казахстан): геологическая позиция и условия образования <i>И. В. Викентьев, В. В. Шатов, Д. И. Смирнов, А. Г. Волчков</i>	596
Золото-молибден-меднопорфириновое месторождение Ак-Суг (Восточный Саян): благороднометаллическая минерализация, <i>PT</i> -параметры и состав рудоносного флюида <i>Р. В. Кужугет, Н. Н. Анкушева, А. К. Хертек, А. О. Монгуш, Ю. В. Бутанаев</i>	634
Строение, минералого-геохимические особенности и условия образования рудных жил Мо-порфириновое месторождения Шахтаминское (Восточное Забайкалье) <i>Г. А. Юргенсон, Г. Д. Киселева, А. А. Доломанова-Тополь, В. А. Коваленкер, В. А. Петров, В. Д. Абрамова, Ю. И. Языкова, Л. А. Левицкая, Н. В. Трубкин, В. И. Таскаев, О. В. Каримова</i>	662
Магматогенно-флюидная система олово-порфириновое Высокогорского месторождения (Сихотэ-Алинь, Кавалеровский рудный район, Приморье, Россия): магматический этап развития <i>Е. Н. Соколова, С. З. Смирнов, В. С. Секисова, Н. С. Бортников, Н. В. Гореликова, В. Г. Томас</i>	700
Эпитермальное месторождение Камчатки, Россия <i>Н. С. Бортников, Н. Д. Толстых</i>	722

ПРЕДИСЛОВИЕ К СПЕЦИАЛЬНОМУ ВЫПУСКУ ЖУРНАЛА “ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ”, ПОСВЯЩЕННОМУ ПОРФИРОВЫМ И РОДСТВЕННЫМ МЕСТОРОЖДЕНИЯМ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

© 2023 г. И. В. Викентьев^а, *, Н. С. Бортников^а

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

*E-mail: viken@igem.ru

Поступила в редакцию 03.09.2023 г.

После доработки 10.09.2023 г.

Принята к публикации 10.09.2023 г.

DOI: 10.31857/S0016777023070067, EDN: GDPOKE

Журнал “Геология рудных месторождений” впервые публикует специальный тематический выпуск, посвященный рудным месторождениям “порфиорового семейства” и родственными им, в частности эпitherмальным, находящимся в регионах Северной Евразии (России и Казахстана). Данные месторождения представлены промышленными концентрациями широкого круга металлов, главным образом меди, золота, молибдена, олова и др. Они локализованы в террейнах разного возраста – от раннего-среднего и позднего палеозоя (например, на Урале и в других сегментах Центрально-Азиатского орогенного пояса) до мезозоя (Забайкалье), мезозоя–кайнозоя (Тихоокеанский рудный пояс) и кайнозоя (Камчатка). Этому отвечают различия тектонической природы соответствующих террейнов – от остро-водужных и окраинноконтинентальных в связи с зонами субдукции вдоль древних конвергентных континентальных окраин до постколлизийных сегментов и зон внутриплитного развития (тектоно-магматической активизации) консолидированных континентальных сооружений.

Экономическое значение рудных месторождений “порфиорового семейства” и родственных им в современном мире трудно переоценить. В частности, такие месторождения являются ведущими мировыми источниками меди и молибдена (Seedorf et al., 2005; Cooke et al., 2005; Sinclair, 2007; Sillitoe, 2010), одними из ведущих источников золота (Sillitoe, 2000), существенными источниками олова (Sillitoe et al., 1975) и других металлов. Изучению и оценке этих месторождений посвящены многочисленные публикации в мировой геологической литературе, которые рассматривают различные аспекты их типизации и генезиса, в том числе вопросы геодинамической позиции, условий генерации и эволюции продуктивных магма-

тических расплавов, состава и строения соответствующих рудно-магматических систем, минералогии и геохимии гидротермальных метасоматитов и руд, флюидного режима их формирования и т.п. Данные геолого-генетические аспекты формирования месторождений “порфиорового семейства” и родственных им рассмотрены и в серии тематических сборников, часто публикуемых ведущими международными научными центрами (Camus and Dilles, 2001; Hedenquist et al., 2012; Bissig and Cooke, 2014; Sharman et al., 2021).

Различные регионы Северной Евразии – в пределах бывшего СССР – довольно интенсивно изучались в аспектах прогнозирования, поисков и оценки медно-порфиоровых и родственных месторождений, с развитием теоретических представлений о строении и генезисе соответствующих магмато-генно-гидротермальных систем. Достаточно сказать, что в советское время были открыты и изучены крупнейшие золото-молибден-медно-порфиоровые месторождения Коунрад (Казахстан), Алмалык (Узбекистан) и Каджаран (Армения), а в России – Песчанка (Чукотский полуостров) и серия рудных объектов меньшего размера в Алтае-Саянской области, в Забайкалье и на Урале. Еще в начале XX века Е.С. Федоровым на Урале в Турьинском районе (Федоров, Никитин, 1901) и в Армении – Кедабек (Федоров, 1903) были впервые описаны “вторичные кварциты”, представляющие собой верхи медно-порфиоровых систем; эти наблюдения были в 1920–1950-х годах развиты М.П. Русаковым и Н.И. Наконником при открытии и изучении месторождений в Казахстане (Коунрад) и Узбекистане (Алмалык). В более позднее время, значительный вклад в изучение этих и других медно-порфиоровых и родственных месторождений Северной Евразии, их геолого-структурной позиции, особенностей продуктивно-

го магматизма, зональности гидротермальных изменений и рудной минерализации, условий образования месторождений был внесен А.И. Кривцовым, И.Ф. Мигачевым, О.В. Мининой, В.С. Звездовым, В.Т. Покаловым, В.И. Сотниковым, А.П. Берзиной, А.И. Грабежеевым, К.А. Карямяном, И.Г. Павловой, В.С. Поповым, В.Н. Сазоновым, В.Л. Хомичевым, Т.Ш. Шаякубовым и многими другими геологами.

Вместе с этим, медно-порфиновые (и родственные — золото-меднопорфиновые, медно-золотопорфиновые, золото-молибден-меднопорфиновые и др.) месторождения на территории Северной Евразии в пределах бывшего СССР до последнего времени имели сравнительно меньшее экономическое значение, главным образом ввиду наличия крупных месторождений меди со значительно более высокими содержаниями этого металла. В то время потребности промышленности вполне покрывались отработкой крупных месторождений вулканогенных массивных (медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических) сульфидных руд Урала и Рудного Алтая, наряду с гигантскими месторождениями медно-никелевых руд в расчлененных габброидных интрузивах Норильска. Однако по мере реструктуризации минерально-сырьевой базы и перерабатывающей промышленности после распада СССР, параллельно с нарастающим истощением месторождений высококачественных руд, все большее внимание уделяется поискам, разведке и освоению порфировых месторождений медных руд. В результате, в общем балансе запасов меди России, запасы медно-порфировых месторождений вышли на второе место (23.9%), уступая лишь запасам сульфидных медно-никелевых месторождений (34.4%), но превосходя запасы месторождений медистых песчаников и сланцев (19.6%), медноколчеданных месторождений (14.5%) и скарновых месторождений меди (2.7%) (Государственный доклад..., 2022). Гораздо более значительную роль играют медно-порфиновые месторождения в структуре минерально-сырьевой базы меди в Казахстане и преобладающую — в Узбекистане.

Несмотря на это, в России в настоящее время отрабатываются лишь два сравнительно небольших и с невысокими содержаниями металлов медно-порфировых месторождения — Томинское (запасы около 2.8 млн т меди при среднем содержании 0.34% Cu) и Михеевское (запасы около 1.9 млн т меди при среднем содержании 0.37% Cu), оба расположенные на Южном Урале. С другой стороны, подготавливаются к эксплуатации или находятся в стадии разведки значительно более крупные медно-порфиновые месторождения, причем некоторые — с более высокими средними содержаниями меди: Ак-Суг в Тыве (запасы около 3.6 млн т меди при среднем содержании 0.67% Cu), Песчанка на Чукотке (запасы около 6.4 млн т ме-

ди при среднем содержании 0.53% Cu) и Малмыж в Хабаровском крае (запасы около 8.3 млн т меди при среднем содержании 0.35% Cu). Все эти медно-порфиновые месторождения содержат значительные концентрации золота, а некоторые — также молибдена, серебра и др. Примечательно также, что начиная с 2018 г. рудные объекты медно-порфинового типа в России устойчиво вышли на первое место среди объектов всех типов медных руд по ассигнованиям (объемам финансирования) на поисковые и геологоразведочные работы (Государственный доклад ..., 2022).

Соответственно, главный фокус настоящего тематического выпуска, состоящего из двух томов, сделан на золото-меднопорфировых и родственных месторождениях. Выпуск открывается статьей И.В. Викентьева и др. (2023), посвященной медно-золотопорфировому месторождению Юбилейному, расположенному в южно-уральском сегменте палеозойского металлогенического пояса порфировых месторождений Урала (Plotinskaya et al., 2017) в пределах Западного Казахстана. Это месторождение ассоциирует с небольшим интрузивом гранитоидов магнетитовой серии, характеризуется развитием золотоносных кварцитов и, локально, штокверка магнетитовых и магнетит-сульфидных прожилков и резким преобладанием — по промышленной значимости — золота (среднее содержание около 2 г/т) над медью (среднее содержание около 0.15% Cu). Как следствие, это месторождение вмещает существенные резервы золота (более 80 тонн). По совокупности признаков Юбилейное весьма напоминает миоценовые медно-золотопорфиновые месторождения рудного пояса Марикунга на чилийско-аргентинской границе (Vila, Sillitoe, 1991; Vila et al., 1991; Sillitoe, 2008). Это месторождение имеет много общих черт с медно-золотопорфировыми месторождениями Полярного Урала (Новогоднее-Монто, Петропавловское) (Soloviev et al., 2013; Викентьев и др., 2017), что позволяет выделить данный тип месторождений в качестве характерного для палеозойских надсубдукционных структур Уральского металлогенического пояса. Таким образом, в глобальном аспекте, это расширяет известные регионы распространения и возраст формирования месторождений медно-золотопорфинового типа.

Особенности уральских порфировых месторождений рассмотрены далее в статье Plotinskaya, Kovalchuk (Плотинская, Ковальчук, 2022), опубликованной в англоязычной версии данного выпуска. В этой статье приведена краткая геологическая характеристика медно-порфировых месторождений Михеевское и Томинское (Южный Урал) и молибден-порфирового месторождения Талицкое (Средний Урал). Особое внимание уделено составам минералов группы блеклых руд, которые на изученных месторождениях относятся либо к поздним минеральным ассоциациям

порфиновой стадии, либо к жильной субэпитеpmальной минерализации. По составу они варьируют от теннантита до тетраэдрита с различными соотношениями Fe и Zn.

Особенности золото-молибден-медно-порфинового оруденения в другом (Алтае-Саянском) сегменте Центрально-Азиатского орогенного пояса рассмотрены на примере крупного месторождения Аксуг (Ак-Суг), одного из самых древних порфириновых на планете и расположенного в Республике Тыва (статья Кужугет и др., 2023). Это месторождение связано с многофазным габбро-тоналит-плагиогранитным интрузивом, имеющим признаки принадлежности к гранитоидам адакитовой серии и внедрившимся в раннем кембрии в толщу толеитовых (базальт-андезит-риолитовых) вулканитов Тыва-Монгольской островной дуги (Berzina et al., 2016, 2019). В статье, представленной в настоящем выпуске, обсуждаются вопросы формирования золотой минерализации на данном месторождении, физико-химические параметры и состав минерализующих флюидов.

В другой статье, опубликованной в англоязычной версии настоящего выпуска Petrov et al., (Петров и др., 2023), приводятся новые данные по району крупнейшего золото-меднопорфинового месторождения Малмыж, сравнительно недавно открытого и разведанного в структурах Сихотэ-Алинского орогенного пояса, расположенного вдоль тихоокеанской окраины Евразии. Это месторождение было сформировано в позднемеловое время в постколлизийной обстановке, проявленной в условиях трансформной континентальной окраины, что сближает его тектоническую позицию с таковой других гигантских порфириновых месторождений Северо-Западной Пацифики, включая гигантское золото-молибден-меднопорфириновое месторождение Пebbл в США (Goldfarb et al., 2013; Soloviev et al., 2019a). В статье обсуждаются новые данные минералого-петрографического, петрогеохимического, изотопно-геохронологического и изотопно-геохимического изучения магматических пород рудных полей Малмыж и Гион. На основе анализа изученных образцов обсуждаются закономерности распределения элементов-примесей (REE+Y, Hf, Ti, U, Th, Pb) в акцессорных цирконах из магматических пород рудных полей Малмыж и Гион с целью оценки их потенциальной рудоносности на золото-меднопорфириновое оруденение.

Среди месторождений, генетически родственных месторождениям “порфирикового семейства”, в первой части настоящего специального тематического выпуска рассматриваются эпитеpmальные золотые (Au–Ag) месторождения Камчатки (Бортников и Толстых, 2023). Камчатская орогенная система включает серию наиболее молодых кайнозойских островодужных и окраинно-континентальных поясов Северо-Западной Пацифики, в том числе поясов шошонитового и известково-щелочного (включая адакитовый) магматизма, с которым связаны многочисленные проявления золото-меднопорфириновой и золото-молибден-меднопорфириновой минерализации (Мигачев и др., 2020; Soloviev et al., 2021). В отличие от этих, пока еще непромышленных проявлений медно-порфириновой минерализации, на Камчатке широко представлены эпитеpmальные, в том числе весьма крупные, месторождения золота (Au–Ag), которым и посвящена данная статья.

Кроме статей по медно-порфириновым и родственным эпитеpmальным Au–Ag месторождениям, первый том настоящего тематического выпуска включает статьи, посвященные другим типам порфириновых месторождений – молибден-порфириновым и олово-порфириновым. В частности, статья Г.А. Юргенсона и др. (2023) посвящена крупному Шахтаминскому молибден-порфириновому месторождению в Восточном Забайкалье. В этой статье приведены результаты изучения строения рудных жил, минеральной зональности в них и типоморфизма минералов. Особенности минералов руд свидетельствуют о продолжении на глубину, наряду с молибденом, также и полиметаллической минерализации, с которой связано золото. Полученные данные свидетельствуют в пользу малого эрозионного среза вскрытого выработками оруденения. На основании изучения рудной и метасоматической зональности, флюидных включений и изотопных данных, а также состава структурных примесей в молибдените сделаны выводы об условиях образования рудной минерализации в режиме порфириновой рудообразующей системы.

Статья Е.Н. Соколовой и др. (2023) посвящена характеристике магматогенно-флюидной системы Высокогорского олово-порфиринового месторождения. Это месторождение находится в Кавалеровском рудном районе Сихотэ-Алинского орогенного пояса, причём для него и некоторых его сателлитов характерна связь с малоглубинными и субвулканическими интрузивами пород “пестрого состава” (от габброидов до калиевых риолитов), а также телами взрывчатых брекчий. Это отличает данное месторождение от типичных вольфрам-оловянных месторождений, связанных с гораздо более глубинными плутонами гранитоидов, и сближает его с оловянными (олово-порфириновыми) месторождениями Боливии, связанными с шошонитовым магматизмом (Sillitoe et al., 1975; Lehmann et al., 1990). Авторы приводят результаты изучения флюидных включений в кварце продуктивных магматических пород, отмечая при этом более глубинный, чем уровень кристаллизации изученных приповерхностных магматических тел, источник минералообразующих флюидов. Примечательно, что данное место-

рождение и его сателлиты пространственно сближены с крупными проявлениями золото-молибден-меднопорфировой минерализации, которые близки им также по возрасту и шошонитовой природе продуктивных интрузий (Soloviev et al., 2019b). Такое сосуществование близсинхронных оловянных и золото-молибден-меднопорфировых месторождений, в том числе отмеченное в Кавалеровском районе, было недавно подчеркнуто в работе Sillitoe and Lehmann (2022), в которой показано синхронное внедрение сосуществующих окисленных и восстановленных глубинных магм в постколлизийных или задуговых надсубдукционных обстановках. Это открывает новые перспективы изучения данных природных ассоциаций разных типов порфировой минерализации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бортников Н.С., Толстых Н.Д. Эпитермальные месторождения Камчатки, Россия // Геология руд. месторождений. 2023. № 7. С. 722–752.
- Викентьев И.В., Мансуров Р.Х., Иванова Ю.Н., Тюкова Е.Э., Соболев И.Д., Абрамова В.Д., Выхристенко Р.И., Трофимов А.П., Хубанов В.Б., Грознова Е.О., Двуреченская С.С., Кряжев С.Г. Золото-порфировое Петропавловское месторождение (Полярный Урал): геологическая позиция, минералогия и условия образования // Геология руд. месторождений. 2017. Т. 59. № 6. С. 501–541.
- Викентьев И.В., Шатов В.В., Смирнов Д.И., Волчков А.Г. Медно-золотопорфировое месторождение Юбилейное (Западный Казахстан): геологическая позиция и условия образования // Геология руд. месторождений. 2023. № 7. С. 596–633.
- Государственный доклад “О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2021 году”. М.: ФГБУ “ВИМС”, 2022. 623 с.
- Кужугет Р.В., Анкушева Н.Н., Хертек А.К., Монгуш А.О., Бутанаев Ю.В. Золото-меднопорфировое месторождение Ак-Суг (Восточный Саян): благороднометаллическая минерализация, РТ-параметры и состав рудоносного флюида // Геология руд. месторождений. 2023. № 7. С. 634–661.
- Мигачев И.Ф., Минина О.В., Звездов В.С. Корякско-Камчатский регион – потенциальная медно-порфировая провинция // Отечественная геология. 2020. № 4–5. С. 3–23.
- Петров О.В. и др. О перспективах открытия новых золото-медно-порфировых месторождений Малмыжского типа на территории Нижнего Приамурья (Дальний Восток России) // Региональная геология и металлогения. 2023. № 94. С. 75–112.
- Плотинская О.Ю., Ковальчук Е.В. Блеклые руды Cu(Mo)-порфировых месторождений Урала // Минералогия. 2022. Т. 8. № 3. С. 5–22.
- Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Секисова В.С., Бортников Н.С., Гореликова Н.В., Томас В.Г. Магматогенно-флюидная система олово-порфирового Высокогорского месторождения (Сихотэ-Алинь, Кавалеровский рудный район, Приморье, Россия): магматический этап развития // Геология руд. месторождений. 2023. № 7. С. 700–721.
- Федоров Е.С. Горные породы Кедабека // Зап. Академии наук. Физ.-мат. отд. Т. 14. № 3. 51 с.
- Федоров Е.С., Никитин В.В. Богословский горный округ: Описание в отношении его топографии, минералогии, геологии и рудных месторождений. СПб.: тип. М. Стасюлевича, 1901. 463 с.
- Юргенсон Г.А., Киселева Г.Д., Доломанова-Тополь А.А., Коваленкер В.А., Петров В.А., Абрамова В.Д., Языкова Ю.И., Левицкая Л.А., Трубкин Н.В., Таскаев В.И., Каримова О.В. Строение, минералого-геохимические особенности и условия образования рудных жил Мо-порфирового месторождения Шахтаминское (Восточное Забайкалье) // Геология руд. месторождений. 2023. № 7. С. 662–699.
- Berzina A.P., Berzina A.N., Gimon V.O. Paleozoic–Mesozoic porphyry Cu(Mo) and Mo(Cu) deposits within the southern margin of the Siberian Craton: geochemistry, geochronology, and petrogenesis (a review) // Minerals. 2016. V. 6. 6(4):125
<https://doi.org/10.3390/min6040125>
- Berzina A.N., Berzina A.P., Gimon V.O. The Aksug porphyry Cu–Mo deposit (Northeastern Tuva): The chronology of magmatic processes and mineralization (U–Pb, Re–Os isotopic data), metallogenic consequences // Russian Geol. Geophys. 2019. V. 60(9). P. 1330–1349.
- Bissig T., Cooke D.R. Introduction to the special issue devoted to alkalic porphyry Cu–Au and epithermal Au deposits // Econ. Geol. 2014. V. 109. P. 819–825.
- Camus F., Dilles J.H. A special issue devoted to porphyry copper deposits of Northern Chile // Econ. Geol. 2001. V. 96. P. 233–237.
- Cooke D. R., Hollings P., Walshe J.L. Giant porphyry deposits: Characteristics, distribution, and tectonic controls // Econ. Geol. 2005. V. 100. P. 801–818.
- Goldfarb R.J., E. D. Anderson E.D., Hart C.J.R. Tectonic setting of the Pebble and other copper-gold-molybdenum porphyry deposits within the evolving Middle Cretaceous continental margin of Northwestern North America. // Econ. Geol. 2013. V. 108. P. 405–419.
- Hedenquist J.W., Harris M., Camus F. (Eds.). Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: A Tribute to Richard H. Sillitoe. SEG Spec. Publ. 16. 2012.
- Lehmann B., Ishihara S., Michel H., Miller J., Rapela C., Sanchez A., Tistl M., Winkelmann L. The Bolivian tin province and regional tin distribution in the Central Andes: a reassessment // Econ. Geol. 1990. V. 85. P. 1044–1058.
- Plotinskaya O.Y., Grabezhev A.I., Tessalina S., Seltmann R., Groznova E.O., Abramov S.S. Porphyry deposits of the Urals: Geological framework and metallogeny // Ore Geol. Rev. 2017. V. 85. P. 153–173.
- Seedorff E., Dilles J.H., Proffett J.M., Jr., Einaudi M.T., Zurecher L., Stavast W.J.A., Johnson D.A., Barton M.D. Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features // Economic Geology 100th Anniv. Volume. 2005. P. 251–298.
- Sharman E.R., Lang J.T., Chapman J. (Eds.). Porphyry Deposits of the Northwestern Cordillera of North America: A 25-Year Update. CIMMP. 2021. 726 p.

- Sillitoe R.H.* Gold-rich porphyry deposits: Descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery // SEG Reviews. 2000. V. 13. P. 315–345.
- Sillitoe R.H.* Major gold deposits and belts of the North and South American Cordillera: distribution, tectonomagmatic settings, and metallogenic considerations // Econ. Geology. 2008. V. 103. P. 663–687.
- Sillitoe R.H.* Porphyry copper systems // Econ. Geology. 2010. V. 105. P. 3–41.
- Sillitoe R.H., Halls C., Grant J.N.* Porphyry tin deposits in Bolivia // Econ. Geol. 1975. V. 70. P. 913–927.
- Sillitoe R.H., Lehmann B.* Copper-rich tin deposits // Miner. Deposita. 2022. V. 57. P. 1–11.
- Sinclair W.D.* Porphyry deposits. In: Goodfellow, W.D. (ed.), 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, 2007, Spec. Publ. No. 5. P. 223–243.
- Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Dvurechenskaya S.S.* Geology, mineralization, stable isotope geochemistry, and fluid inclusion characteristics of the Novogodnee-Monto oxidized Au-(Cu) skarn and porphyry deposit, Polar Ural // Miner. Deposita. 2013. V. 48. P. 603–625.
- Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Dvurechenskaya S.S., Vasyukov V.E., Shumilin D.A., Voskresensky K.I.* The superlarge Malmyzh porphyry Cu-Au deposit, Sikhote-Alin, Eastern Russia: Igneous geochemistry, hydrothermal alteration, mineralization, and fluid inclusion characteristics // Ore Geol. Rev. 2019a. V. 113. Paper 103112.
- Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Avilova O.V., Andreev A.V., Girfanov M.M., Starostin I.A.* The Lazurnoe deposit in the Central Sikhote-Alin, Eastern Russia: Combined shoshonite-related porphyry Cu-Au-Mo and reduced intrusion-related Au mineralization in a post-subduction setting // Ore Geol. Rev. 2019b. V. 112. Paper 103063.
- Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Shapovalenko V.N., Collins G.S., Dvurechenskaya S.S., Bukhanova D.S., Ezhov A.I., Voskresensky K.I.* The Kirganik alkalic porphyry Cu-Au prospect in Kamchatka, Eastern Russia: A shoshonite-related, silica-undersaturated mineralized system in a Late Cretaceous island arc setting // Ore Geol. Rev. 2021. V. 128. Paper 103893.
- Vila T., Sillitoe R.H.* Gold-rich porphyry systems in the Maricunga belt, northern Chile // Econ. Geol. 1991. V. 86. P. 1238–1269.
- Vila T., Sillitoe R.H., Etzhold J., Viter R.E.* The porphyry gold deposit at Marte, Northern Chile // Econ. Geol. 1991. V. 86. P. 1271–1286.

УДК 553.411 (470.5)

МЕДНО-ЗОЛОТОПОРФИРОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЮБИЛЕЙНОЕ (ЗАПАДНЫЙ КАЗАХСТАН): ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

© 2023 г. И. В. Викентьев^а*, В. В. Шатов^б, Д. И. Смирнов^с, А. Г. Волчков^д

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

^бВсероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
Средний проспект, 74, Санкт-Петербург, 199106 Россия

^сИнститут минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, ул. Вересаева, д. 15, Москва, 121357 Россия

^дЦентральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов,
Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1, Москва, 117545 Россия

*E-mail: viken@igem.ru

Поступила в редакцию 29.08.2023 г.

После доработки 10.09.2023 г.

Принята к публикации 15.09.2023 г.

В Уральском складчатом поясе имеются довольно многочисленные и хорошо изученные медно-порфировые (\pm Mo) месторождения, соответствующие традиционным “диоритовой” (большинство) или “монцонитовой” (Талица, Верхнеуральское) моделям. Наряду с ними встречаются также относительно небольшие, но обогащенные золотом массивы порфировых гранитоидов, в том числе крупное медно-золотопорфировое месторождение Юбилейное, расположенное на самой южной оконечности Урала. В данном исследовании в масштабе рудного района использован подход, объединяющий количественную петрографию и площадные многоэлементные геохимические исследования горных пород. Это позволило разделить два основных типа региональных вторичных изменений, отделив более раннее синвулканическое перерождение вулканитов, близкое наблюдаемому в колчеданосных полях (альбитизация, пропилитизация и лиственизация), от более поздних плутоногенных изменений порфирового стиля. Плутоногенный гидротермально-метасоматический (ГМ) комплекс на прогрессивной фазе представлен калишпатизацией, ороговикованием и скарнированием, а на регрессивной – пропилитизацией, серицитизацией и березитизацией. Они обусловлены изменениями в апикальной части штока, сложенного минерализующим франским гранит-порфировым комплексом, с которым связано месторождение золота Юбилейное. Для вулканогенного этапа гидротермальной деятельности установлен латеральный ряд геохимической зональности – от периферии вулканотектонических структур к их центру: CrNiCo → PbZnCuCrNi → AuAg (CrNi) → BaAuAg. Для плутоногенного ГМ-комплекса в рудном поле Юбилейного месторождения установлена крупная положительная аномалия литохалькофильного типа. Концентрическая зональность этой аномалии состоит в развитии на ее периферии ореолов Ag, W, Sn, Pb, As и Sb, а в ее фокусе (“ядре”) – Au, Cu, Bi и Mo. Данные по геохимии стабильных и радиогенных изотопов по большинству медно-порфировых месторождений Урала указывают на преобладающую мантийную природу их пород и рудного вещества, а их палеотектоническая позиция реконструируется как зрелая стадия внутриокеанических островных дуг. Для Юбилейного месторождения, в отличие от множества прочих рудных объектов данной провинции, совокупность геохимических, изотопно-геохимических и геологических признаков указывает на существенно коровые источники его магматического вещества. Это приближает его к порфировым месторождениям андийского типа, а позиция может быть восстановлена как активная окраина Мугоджарского микроконтинента – над-субдукционная, переходная от режима зрелой островной дуги к окраинно-континентальному. По комплексу признаков данное месторождение на Урале является близким аналогом золоторудных порфировых месторождений пояса Марикунга в Чили. Родоначальные для медно-золотопорфировых систем Урала магматические комплексы S_1w-D_3fg соответствуют ранней фазе цикла Уилсона, которая максимально рудопродуктивна с образованием гигантских Cr и Fe–Ti–V месторождений, связанных с ультраосновными–основными комплексами. Вероятно, что именно дифференциация базитовых магм в большеобъемных камерах нижней части литосферы привела к образованию (как крайнего члена) диоритовых выплавок с заметным обогащением их золотом и медью.

Ключевые слова: Южный Урал, медно-золотопорфировое месторождение, многоэлементная геохимия, гидротермально-метасоматические изменения, источники вещества

DOI: 10.31857/S0016777023070080, **EDN:** GZQYUZ

ВВЕДЕНИЕ

Проявления прожилково-вкрапленных и вкрапленных медных руд, связанные с малыми гипабиссальными интрузиями, преимущественно штоками, порфириновых пород среднего (до кислого) состава, так называемые медно-порфириновые месторождения, широко распространены в природе, особенно в орогенных поясах со значительным развитием мафических вулканогенных пород, к которым относится Уральская складчатая область. Оработка их верхних, окисленных частей с целью извлечения меди началась здесь, скорее всего, в конце неолита (4–6 тыс. лет до н.э.) и процветала во второй половине бронзового века – на Южном Урале и в Зауралье; наиболее ранние следы металлургии меди выявлены в восточном Оренбуржье, в Челябинской, Актюбинской и Курганской областях. По крайней мере часть из участков такой ранней добычи медных руд была связана с порфириновыми месторождениями (Зайков и др., 2013; Ткачев и др., 2016; Кадырбаев, Дегтярева, 2017), охватывала она их зону гипергенеза. В новейшее время, в течение последних 50 лет также в основном по корам выветривания шла оработка объектов порфиринового семейства, небольших по запасам руды и обогащенных золотом (Юбилейное, Березняковское) и медью (Еленовское). С конца 2011 г. на крупном (440 млн т руды) Михеевском медно-порфириновом месторождении начаты вскрышные работы, а с 2013 г. – оработка руд. Таким образом, был введен в строй крупнейший (наряду с Быстринским ГОКом в Забайкалье) на постсоветском пространстве горно-обоганительный комплекс медной подотрасли цветной металлургии. С окончанием строительства Русской медной компанией другого – Томинского – ГОКа суммарный объем перерабатываемых руд двух предприятий этого горного кластера на Южном Урале составит порядка 46 млн т руды в год, существенно превышая таковой для медноколчеданных руд (с получением сопоставимого количества меди), добываемых из 24 месторождений.

Говоря про новейшую историю исследования Уральской складчатой области, следует отметить, что первоначально рудопроявления и мелкие месторождения медно-порфиринового семейства были встречены на Южном Урале, где выделялись 3 их типа (Воробьев и др., 1978): 1 – халькопирит-пиритовые (со сфалеритом) в ассоциации с габбродиабазами, габбро и диоритами (Цэсовское, Ижбулган, Усть-Губерлинское в Сакмарской зоне); 2 – халькопирит-пиритовые с молибдени-том, связанные с диоритами и кварцевыми диоритами (Салаватское, Вознесенское в Магнитогорской зоне); 3 – халькопирит-пиритовые с молибдени-том и галенитом, ассоциирующие с гранодиоритами и плагиогранитами (Еленов-

ское, Биргильдинское в Восточно-Уральской зоне). В дальнейшем порфириновые месторождения были выявлены и в других районах; были предложены и иные подразделения рудных объектов на типы и подтипы, но полного согласия между авторами и ясной корреляции выделенных региональных типов с глобальными так и не было (Агеева, Волчков, 1982; Кривцов и др., 1986; Контарь, 1986; Шишаков и др., 1988 и нек. др.). Это происходило на фоне сокращения в провинции поисковых работ на медь в конце советского периода. В последней декаде XX в. проводилась финансируемая из федерального бюджета разведка Михеевского медно-порфиринового месторождения, открытого в 1987 г. Научные исследования по порфириновой тематике стали развиваться, наряду с традиционно идущими работами в ЦНИГРИ, в ИГГ УрО РАН (Екатеринбург), в основном усилиями А.И. Грабежева (Грабежев, Белгородский, 1992; Грабежев, 2009, 2012, 2014 и др.), а впоследствии и в ИГЕМ РАН – Плотинская О.Ю. и др. (Plotinskaya et al., 2014, 2017; Грознова и др., 2015; Плотинская, 2020 и др.).

Месторождения порфиринового семейства, руды которых значительно обогащены золотом (gold-rich porphyry deposits, по Sillitoe, 1979), выделяются в качестве медно-золотопорфиринового (или золото-порфиринового) типа (Hollister, 1991, 1992; Vila, Sillitoe, 1991; Robert et al., 1997). Эти средне- и крупнообъемные месторождения, характеризующиеся умеренно высокими и невысокими содержаниями золота, разрабатываются как за рубежом (Кривцов и др., 1985; Hollister, 1991; Sillitoe, 2000), так и в России (Шатова и др., 2019).

В новейшее время, первым эксплуатируемым на Урале порфириновым объектом, стало медно-золотопорфириновое месторождение Юбилейное, выявленное вначале (1961 г.) Б.М. Руденко как второстепенное медное проявление Шекарабулак II в кварцитах небольшого штока плагиогранит-порфиринов. Проявление располагается в Мугоджарах (южное продолжение Урала), близ родника Шекарабулак в 45 км к востоку от гор. Эмба Актюбинской обл. Координаты объекта 48°55' с.ш., 58°40' в.д. Название дано по аналогии с известным поблизости (1 км к северу) колчеданным рудопроявлением Шекарабулак, установленным Г.И. Водорезовым в 1932 году. В 1964 г., при обследовании ранее пройденных канав, в зонах окварцевания с сульфидной минерализацией, геологами И.С. Акиньшиным и В.П. Грековым обнаружено видимое золото. В отобранных с поверхности образцах, отправленных на пробирный анализ, определены содержания золота в десятки г/т, что дало повод руководству Западно-Казанского ПГО (ПГО Запказгеология) к постановке заверочных, а затем и разведочных работ на объекте. В процессе разведки быстро определились промышленные перспективы месторождения, в

связи с чем оно было переименовано в честь приближающейся 50-й годовщины Октябрьской революции в месторождение Юбилейное.

Разведка месторождения продолжалась с 1965 по 1970 год. Предпринятый по ее результатам подсчет запасов оценки не получил, т.е. фактически месторождение осталось недоразведанным. Тем не менее оно было передано в систему “Каззолото” и вовлечено в отработку сначала в 1969 г. в качестве участка Васильковского ГОКа, а с 1970 г. — как самостоятельное государственное предприятие. С тех пор отработка месторождения ведется время от времени меняющимися его собственниками, при предпринимаемых попытках доразведки более глубоких горизонтов месторождения. Добыча шла с 1973 г. до 2005 г. открытым способом до глубины ~110 м. По разрозненным данным, за этот период было добыто 2.7 млн т руды и чуть менее 20 т золота. Одновременно шло строительство шахтных стволов (максимальная глубина — 520 м); рядом вырос горняцкий поселок Алтынды — где базируется ТОО “Юбилейное”. Сейчас добыча идет подземным способом. Геологическая информация по месторождению остается скудной. Рассматриваемые ниже материалы, хотя и отчасти, закрывают этот пробел.

За основу геохимического анализа были взяты результаты геохимического опробования коренных пород Каргалинской геолого-съёмочной экспедицией ПГО “Запказгеология” Мингео КазССР примерно по сети 500×500 м на площади ~200 км², включающей район самого месторождения. В участках интенсивных гидротермальных изменений густота опробования составила ~100 × 100 м; масса образцов варьировала от 200 до 500 г. Образцы в количестве 1083 шт., как правило, представляли собой невыветрелые породы и керн поисковых и картировочных скважин. Штупные геохимические пробы были проанализированы методом приближенно-количественного спектрального анализа в Центральной лаборатории ПГО “Запказгеология” (г. Актобе, бывший Актюбинск). Золото определяли методом спектрозолотометрии: дуговым сцинтилляционным атомно-эмиссионным анализом с предварительной сорбцией Au дибутилсульфидом в толуоле на активированный уголь. Точность определений составляла 10–30%, что проверялось внутренним и внешним контролем. Изучение первичной геохимической зональности сопровождалось детальным геолого-петрографическим картированием гидротермально-измененных пород по методике Е.В. Плющева и В.В. Шатова (1985). Анализ ассоциаций вторичных минералов позволил реконструировать последовательность гидротермальных изменений. Небольшая часть полученных результатов была опубликована в кратких статьях (Shatov et al., 2003, 2014), а здесь представлена в

расширенном виде; она проиллюстрирована неопубликованными ранее рисунками и таблицами.

ПОРФИРОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ: ПРИРОДА И ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В настоящее время в качестве источников рудного сырья порфиоровые месторождения играют ключевую роль в мировом балансе производства меди (75%), молибдена (90%), а также золота (35%) и не меньшую — вольфрама и рения. В России в добыче меди они пока обеспечивают небольшую долю (первые %), а основную вносят сульфидные Cu–Ni руды и Cu–Zn (\pm Pb) колчеданные месторождения — с примерно равным вкладом объектов двух этих групп (Государственный доклад ..., 2022). Для медно-порфировых месторождений характерны бедные и рядовые по содержанию меди (C_{Cu}) руды, представленные рассеянной вкрапленностью и прожилками сульфидов (пирит, халькопирит, халькозин, борнит, молибденит и др.) и резко подчиненной блеклой рудой в метасоматически измененных породах; доля сульфидов составляет 3–5 об.%, изредка больше. Рудные тела тесно ассоциируют с гранитоидами субвулканической и гипабиссальной фаций, вследствие чего эти интрузивные породы имеют порфиоровидную структуру — содержат фенокристаллы кварца и полевых шпатов размером 0.5–1 см, включенные в мелкозернистую основную массу (Попов, 1977; Einaudi et al., 2003; Sillitoe, 2010). Руды месторождений содержат в среднем 0.5–1% меди, 0.01–0.1% молибдена, 1–10 г/т серебра и 0.1–1 г/т золота и рения. Крупные запасы меди (многие миллионы тонн), присутствие ценных попутных элементов при высоком извлечении наиболее важных компонентов руд (Cu, Au) в сульфидный концентрат, большеобъемный характер прожилково-вкрапленного оруденения позволяют создавать на их базе мощные горнорудные предприятия, добыча на которых обычно идет менее затратным (по сравнению с подземным) открытым способом (Seltmann, Porter, 2005; Richards, 2013; Shen et al., 2018).

Порфиоровые месторождения относятся к числу наиболее изученных типов рудной минерализации (Lowell, Guilbert, 1970; Richards, 2003; Seedorff et al., 2005; Sillitoe, 2012, 2020; Groves et al., 2022). Они образуются в верхней коре при относительно концентрированной кристаллизации Cu–Fe, Cu, \pm Mo сульфидов из умеренно богатых серой и солями водных флюидов, отделившихся на завершающей стадии магматического этапа (при ~600°C) от известково-щелочных магм в основном надсубдукционной природы, которые имеют средний, до кислого состав и нормальную, до умеренной щелочность (Cooke et al., 2005; Richards, 2013; Wilkinson, 2013). Магнетит, молибденит, пирит и халькопирит (основные рудные

Таблица 1. Параметры медно-золотопорфировых месторождений Урала в сопоставлении с крупными порфировыми объектами России и Западного Казахстана

Регион	Тип	Месторождение	Медь		Золото		Молибден	
			запасы, млн т	содержание, мас. %	запасы, т	содержание, г/т	запасы, тыс. т	содержание, мас. %
1*	Au(Cu)**	Юбилейное***	0.064	0.156	85	2.07	—	—
	Au(Cu)**	Петропавловское	—	0.03	30	2.26	—	—
	Cu(Au)	Томинское	3.8	0.34	33	0.12	—	—
	Cu(Mo, Au)	Михеевское	2.0	0.37	88	0.22	121	0.002
	Cu(Au)	Бенкала***	2.1	0.43	34	0.07	16	0.0034
	Cu, Au	Варваринское***	0.173	0.35	93	1.21	—	—
2	Cu(Mo, Au)	Аксуг	3.6	0.67	83	0.21	78	0.015
	Mo	Сорское	0.4	0.25	—	—	114	0.060
	Au	Рябиновое	—	0.13	26	2.05	—	0.007
3	Cu(Au)	Малмыж	8.3	0.35	347	0.20	—	—
4	Cu(Au)	Песчанка	6.4	0.53	350	0.32	136	0.014

Примечание. * Регион: 1 – Урал; 2 – юг Сибири; 3 – Дальний Восток; 4 – Чукотка; ** медно-золотопорфировые месторождения Урала, *** месторождения северо-западной части республики Казахстан.

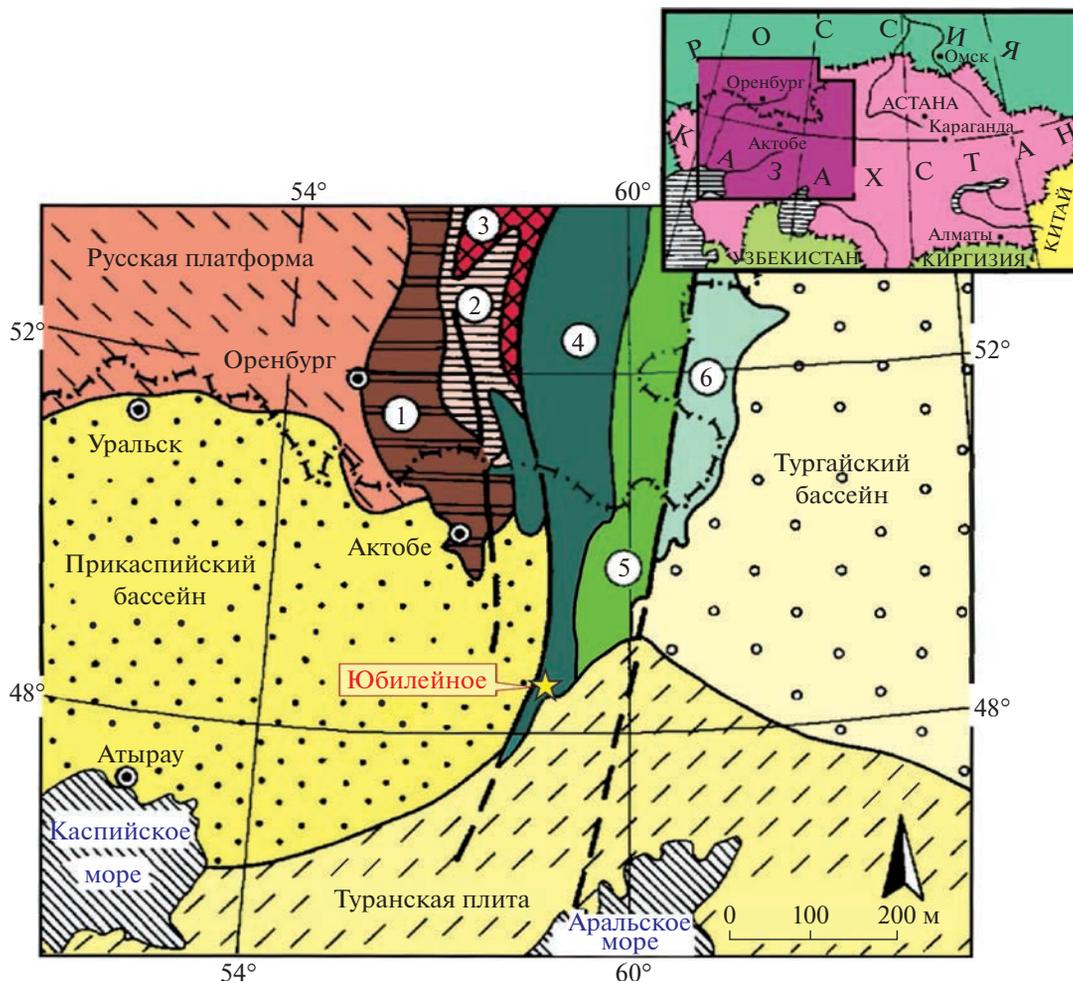
минералы) выпадают из магматогенно-гидротермальных флюидов – по мере их охлаждения – в диапазоне ~500–300°C на глубинах 2–4 км; при более низких температурах кристаллизуется в основном пирит (Titley, Veau, 1981; Richards, 2013; Коваленкер и др., 2016). При этом названная рудная минерализация является пространственно тесно связанной со штоками диорит- и гранит-порфиров, зачастую развиваясь в пределах самих этих plutонов. Изменения калиевого профиля, отвечающие близонейтральным рН (калиевый полевой шпат + биотит), происходят при температурах выше 350°C в центральной (осевой) зоне, сопровождаясь Cu ± Mo, Sn, W минерализацией. На периферии они сменяются кварц-серицитовыми (филлизитовыми) и далее гидрослюдистыми (аргиллизитовыми) минеральными ассоциациями, развивающимися в более холодных и менее глубоких частях рудно-магматической системы (Lowell, Guilbert, 1970; Sillitoe, 2010; Halley et al., 2015); минерализация здесь характеризуется Au–Ag ± Cu, реже полиметаллической Pb–Zn нагрузкой.

Наиболее крупные медно-порфировые месторождения находятся в Тихоокеанском рудном мегапоясе, особенно в Чили (Чукикамата – 135 млн т меди, Эль-Тениенте – 94 млн т, Эскондида – 144 млн т), в США (Бьют – 35 млн т, Бингхем – 30 млн т) и Перу, а также Новой Гвинее (Грасберг – 56 млн т) (Sillitoe, 2012). Крупные месторождения обнаружены в Альпийско-Гималайском (Македония, Болгария, Армения, Иран, Китай) и Центрально-Азиатском (Казахстан, Узбекистан, Китай) орогенных поясах (Seedorff et al., 2005; Seltmann, Porter, 2005; Richards, 2009; Shen et al., 2018). В России месторождения этого типа близкого по-

рядка отрабатываются и доразведываются на Южном Урале (Михеевское, Томинское), на юге Сибири – в Туве (Аксуг), Хакасии (Сорское), Восточном Забайкалье (Жирекенское и Бугдаинское), а также в Приморье (Малмыж), на Чукотке (Песчанка) и Камчатке (Кирганик) (табл. 1); высокие перспективы в наращивании рудного потенциала меди (±золото) имеются и в других слабо освоенных районах Северо-Востока и Дальнего Востока России (Николаев и др., 2016; Soloviev et al., 2019; Мигачев и др., 2020; Петров и др., 2023; Chitalin et al., 2023).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЮБИЛЕЙНОЕ

Месторождение Юбилейное локализовано в Уральском орогенном поясе, в самой южной оконечности его Тагило-Магнитогорской мегазоны, с которой связана основная доля его рудных месторождений (Пучков, 2010; Vortnikov, Vikentyev, 2013). Эта ее часть, располагающаяся на территории Казахстана, именуется Западной зеленокаменной зоной Мугоджар либо Западно-Мугоджарской зоной (Геология СССР..., 1970; Смирнов Д. и др., 1988; Пучков, 2010) и имеет синклинирное строение (фиг. 1). С востока к ней примыкает Восточно-Уральская мегазона, представленная Восточно-Мугоджарским антиклинорием. Рудное поле находится в пределах Аульинской синклинали – складки третьего порядка, осложняющей восточное крыло субмеридиональной (ССВ простирания) Майбулакской антиклинали 2-го порядка с размахом крыльев до 10 км; оно переходит на востоке в западное крыло крупной, также



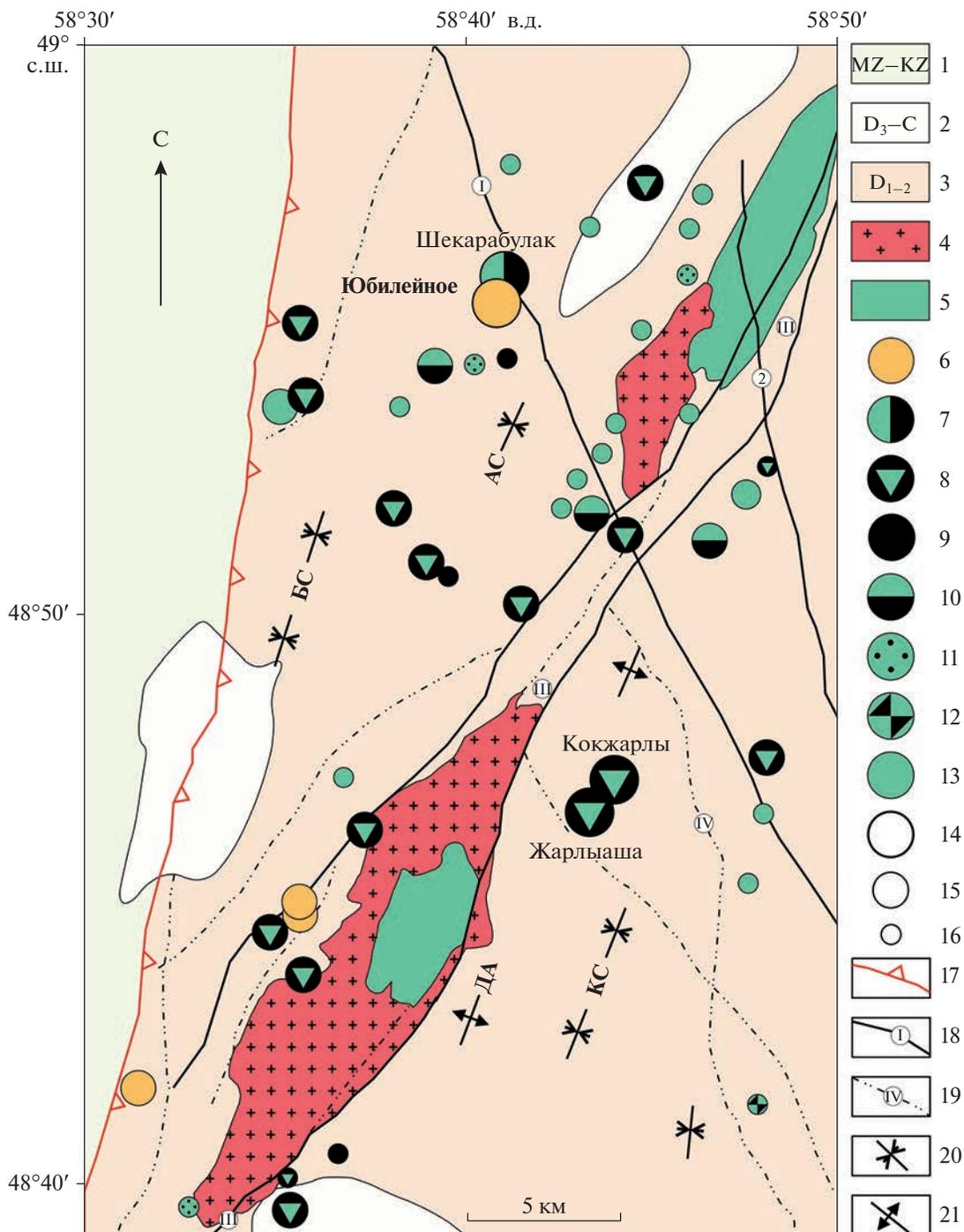
Фиг. 1. Позиция Юбилейного месторождения в региональных структурах Южных Уралов. Тектонические зоны: 1 – Предуральский прогиб; 2 – Западно-Уральская зона, 3 – Центрально-Уральская зона, 4 – Магнитогорско-Мугоджарская зона, 5 – Восточно-Уральская зона, 6 – Зауральская зона.

2-го порядка Кундыздинской синклинали того же простирания шириной до 15 км (фиг. 2). Западнее район ограничен субмеридиональной зоной Западно-Мугоджарского разлома, а к востоку от Кундыздинской синклинали – линейной Шулдак-Сарлыбайской антиклиналью север-северо-западной ориентировки.

В основании стратиграфического разреза залегают вулканические породы толеитовой серии, относимой к мугоджарской серии – продукты подводно-морских излияний вулканизма трещинного типа. Она подразделена на две свиты: мугоджарскую $D_{1e}-D_{2ef}$, сложенную подушечными базальтами и андезибазальтами, и куркудукскую D_{2gv} , представленную базальтами, андезибазальтами и кремнистыми алевролитами (фиг. 3). Они перекрыты вулканитами и вулканогенно-осадочными отложениями островодужного происхождения – продуктами мелководного, частью, возможно, субаэрального вулканизма с серией по-

строек центрального типа, совместно образующих подобие крупного щитового “мегавулкана”, который осложнен линейными вулканотектоническими депрессиями. Снизу вверх выделены (Водорезов, 1959; Смирнов И. и др., 1988): мильашинская свита $D_{2gv}-D_{3fg_1}$: базальты, андезиты, дациты, риолиты, кремнистые алевролиты; кундыздинская свита D_{3kn} : песчаники, алевролиты. С этими островодужными толщами связаны крупное медно-цинково-колчеданное месторождение Кундызды, мелкие месторождения Шекарабулак, Жарлыаша, Кокжарлы и многочисленные проявления медноколчеданной минерализации (см. фиг. 2). Западнее Западно-Мугоджарского разлома закартированы терригенные отложения жанганинской свиты D_{3fm} (см. фиг. 3). В целом углы падения пород меняются от 30° до 50° .

Плутонические породы района в основном относятся к айрюкскому комплексу D_3-C_1 : габбро, габбро-диориты, диориты, сиениты, гранодиори-



Фиг. 2. Размещение проявлений разноформационной рудной минерализации и plutонических комплексов в Западно-Мугоджарской зоне, упрощено на основе геологической карты масштаба 1 : 50000 (Бакулина и др., 1976), с дополнениями.

1 – осадочные рыхлые отложения мезозоя–кайнозой; 2 – вулканогенно-осадочные отложения верхнего девона–нижнего карбона; 3 – осадочно-вулканогенные породы базальтового и андезибазальтового состава; 4–5 – интрузивные комплексы: граниты $Vt-Amf$, граносиениты, сиениты (4), габбро, габбро-долериты (5); 6–16 – рудопроявления: 6–13 – состав рудных формаций/ассоциаций: 6 – золоторудные, 7–10 – колчеданные (VMS): пирротин–халькопирит (7), пирротин–сфалерит–халькопирит (8), существенно пиритовая (9), пирит-халькопиритовая (10); 11 – $Cu-Au$ -порфировая (золото–халькопирит–пирит), 12 – Cu -кварцевая (халькопирит–кварц), 13 – не выясненного генезиса и состава, 14–16 – масштаб проявлений: 14 – месторождения (названия подписаны), 15 – рудопроявления, 16 – точки минерализации; 17–19 – тектонические нарушения (разломы): 17 – глубинный долгоживущий Западно-Мугоджарский, 18 – основные (I – Первый диагональный, II – Второй диагональный, III – Шулдак-Мынжасарская зона), 19 – второстепенные (IV – Шет-Иргизский); 20–21 – складчатые структуры (2-го порядка – жирным шрифтом): 20 – синклинали Кундыздинская (КС), Бохтыбайская (БС), Аульинская (АС), 21 – антиклинали: Дунгулекская (ДА).

Таблица 2. Последовательность проявления гидротермально-метасоматических образований в породах района Юбилейного месторождения

Этап (стадия) проявления гидротермальной деятельности	Тип гидротермально-метасоматического изменения	Фация	Минеральный парагенезис	
Вулканогенный, связанный со становлением субмаринных вулканических построек депрессионного типа, сложенных породами последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой формации (D ₁₋₂)	Лиственитовый	Монокварцевая Слюдистая Карбонатная	qtz ± hser, py qtz + hser/fch, py dol + chl ± cc, qtz, hser, py	
	Пропилитовый	Пумпеллиитовая Пренитовая	pmp + chl ± cc, qtz, prh prh + chl ± cc, pmp, qtz	
	Альбитофировый	Кварц-альбитовая	qtz + ab ± chl	
	Регрессивная	Филлизит-березитовый	Кварц-серицитовая Кварц-серицит-анкеритовая	qtz + ser/ms ± ank, py qtz + ser/ms + ank + chl + py
		Пропилитовый	Эпидот-хлоритовая Эпидот-актинолитовая	ep + chl ± bt, kfs, qtz ep + act ± chl, bt, kfs, qtz
		Скарновый Роговиковый Фельдшпатолитовый	Гранат-клинопироксеновая Кварц-биотитовая Кварц-ортоклаз-альбитовая	grt + cpx ± ep, qtz, act qtz + bt ± fsp, hb qtz + kfs + ab ± bt
Плутоногенный, обусловленный процессом внедрения гранитоидов айрюкского комплекса (D ₃ –C ₁)	Прогрессивная	Филлизит-березитовый	Кварц-серицитовая Кварц-серицит-анкеритовая	
		Пропилитовый	Эпидот-хлоритовая Эпидот-актинолитовая	
		Скарновый Роговиковый Фельдшпатолитовый	Гранат-клинопироксеновая Кварц-биотитовая Кварц-ортоклаз-альбитовая	

Примечание. Здесь и далее по тексту и на фиг. 6 и 10 обозначения минералов: qtz – кварц, ser – серицит, ms – мусковит, hser – гидросерицит, fch – фуксит, chl – хлорит, ank – анкерит, dol – доломит, cc – кальцит, ep – эпидот, bt – биотит, act – актинолит, hb – роговая обманка, fsp – плагиоклаз, kfs – калиевый полевой шпат, ab – альбит, pmp – пумпеллиит, prh – пренит, grt – гранат, cpx – клинопироксен, py – пирит. Березит – серицит-карбонат-пирит-кварцевый метасоматит; лиственит – Ca-Mg-карбонат-фуксит-пирит-кварцевый (±стальк) метасоматит.

ты, гранодиорит-порфиры, граниты. Рудовмещающий шток плагиогранит-порфира находится в узле пересечения Аулинской северо-восточной и Трещинной (1-й Диагональной) северо-западной зон разломов (Руденко, Гильманов, 1980; Shatov et al., 2014).

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ РАЙОНА ЮБИЛЕЙНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Геохимический анализ и геолого-петрографическое картирование охватывали район месторождения; площадь работ примерно составляла 12 × 15 км и отвечала территории карты на фиг. 3а, исключая полосу развития терригенных отложений нижнего карбона и мезозоя–кайнозоя на ее западном фланге. Петрографический анализ позволил выделить ассоциации вторичных минералов различной природы и реконструировать временную последовательность гидротермальных изменений.

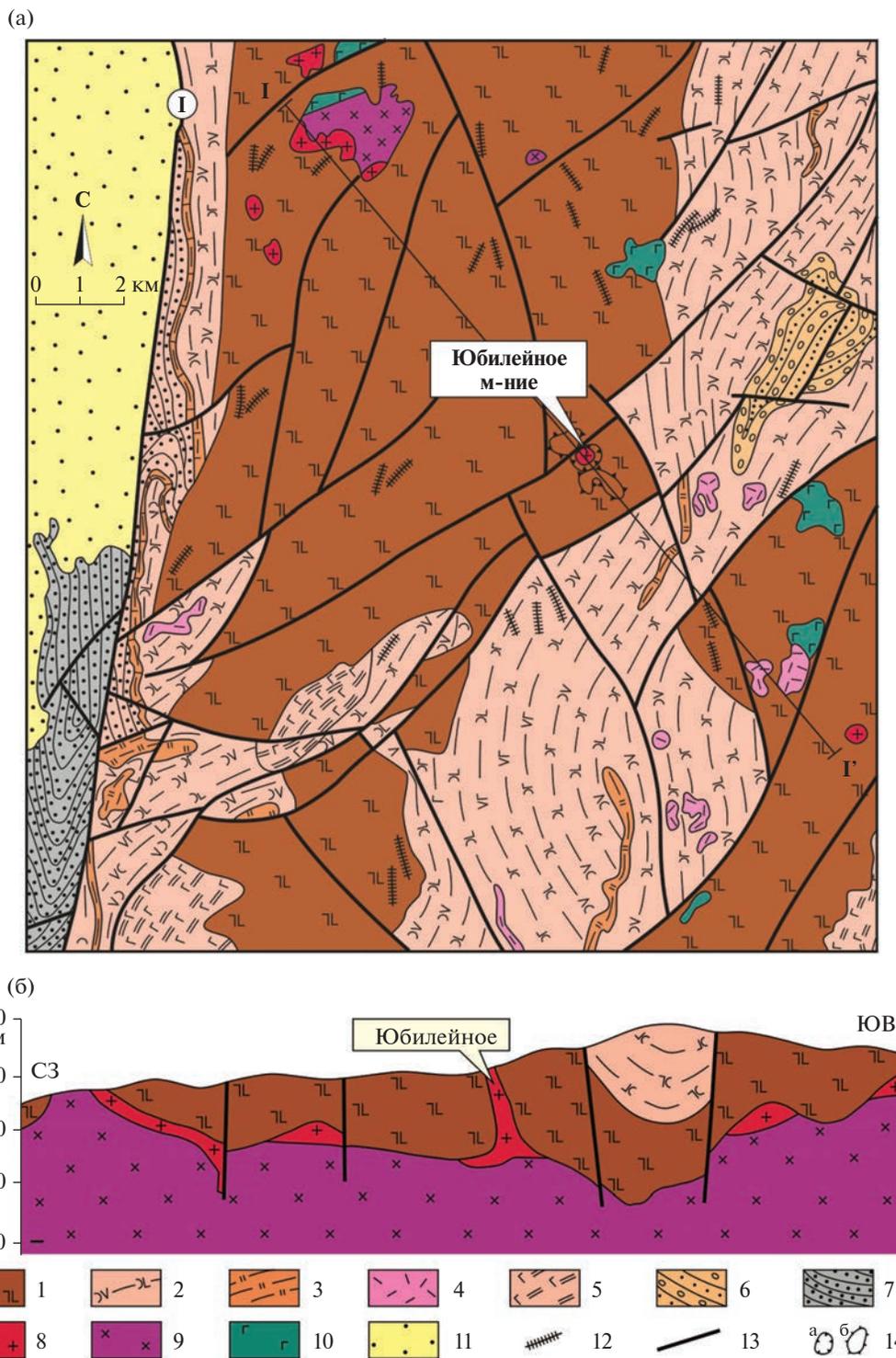
Проведенное на рассматриваемой территории (S ~ 195 км²) картирование полей гидротермально-измененных пород в наиболее полном объеме их проявления, то есть с учетом удаленных флангов – внешних зон слабых изменений, показало, что в процессе формирования гидротермально-метасоматической (ГМ) зональности района Юбилейного месторождения может быть выделе-

но два основных этапа (табл. 2): ранний – вулканогенный и поздний – плутоногенный этап.

Вулканогенные гидротермально-метасоматические образования

Вулканогенный (синвулканический) этап проявился исключительно среди вулканогенных и туфогенно-осадочных пород девонского возраста, которыми на рассматриваемой территории сложно крупное вулканическое сооружение – щитовой палеовулкан, имеющий двухэтажное строение. В его основании выделяются толеитовые базальты и вариолиты мугоджарской серии, перекрытые вверх по разрезу вулканогенными и туфогенно-осадочными отложениями миляшинской и кундыздинской свит, формирующих линейные вулканотектонические структуры депрессионного типа, вытянутые в ССВ направлении на десятки км и контролируемые известными здесь медноколчеданные проявления.

На севере, а также в центре и на юго-востоке территории (см. фиг. 3) в это сложно построенное вулканическое сооружение внедрялись гранитоиды айрюкского интрузивного комплекса (D₃–C₁), термальное воздействие которых на вмещающие породы девонского возраста сопровождалось интенсивным замещением ГМ-образований вулканического этапа плутоногенными гидротермалитами: скарнами, роговиками, пропилитами и



Фиг. 3. Геологическое строение района Юбилейного месторождения (по Редкозубу В.Т. и др., 1991 с изменениями авторов): а – схематическая геологическая карта, б – геологический разрез по линии I–I’.

1 – мугоджарская серия, D_{1e}–D_{2ef}: толеитовые базальты, андезиты, долериты; 2–5 – миляшинская свита, D_{2gv}–D_{3fr1}: 2 – базальты, андезиты и их туфы, 3 – кремнистые сланцы, 4 – субвулканические тела дацитов и риолитов, 5 – субвулканические тела долеритов; 6 – кундыздинская свита, D_{3fr}: конгломераты, граувакки и алевролиты; 7 – жанганинская свита, D_{3fm}: терригенные флишеидные отложения; 8–10 – айрюкский интрузивный комплекс, D₃–C₁: 8 – плагиогранит-порфиры, 9 – диориты и гранодиориты, 10 – габбро-диориты; 11 – чехол мезозойско-кайнозойских отложений, перекрывающих палеозойские образования; 12 – дайки долеритов; 13 – тектонические нарушения (I – Западно-Мугоджарский разлом); 14 – техногенные сооружения: а – карьер, б – отвалы.

филлизитами—березитами. Поэтому собственно вулканогенные ГМ-образования, представленные альбитофировыми, пропилитовыми и листовит-серицитолитовыми минеральными парагенезисами, в своем первозданном неметаморфизованном виде сохранились локально — только в пределах межгранитных блоков осадочно-вулканогенных пород в северо-восточной, центральной, южной и юго-западной частях района.

Альбитофиры. Объемному аутометасоматическому кварц-альбит-хлоритовому (альбитофировому) перерождению подвергается практически весь спектр осадочно-вулканогенных пород девонского возраста. Общая площадь, занятая альбитофировыми изменениями, составляет 167.1 км². Основной объем ГМ-изменений данного типа приходится на их умеренно и сильно проявленные разности. Соотношение площадей, занятых умеренно измененными породами, и площадей, занятых сильно и интенсивно измененными породами, составляет 5 : 5 : 1 (фиг. 4, 5).

В петрохимическом отношении наиболее выразительно процесс альбитофирового изменения протекает в базальтах и андезибазальтах — породах, контрастно отличающихся по своему химизму от конечных продуктов их замещения — альбитофиров. Обращает на себя внимание тот факт, что в ходе процесса кварц-альбитового изменения исходные вулканы теряют от 40 до 80% первоначальных количеств железа, марганца, магния и кальция, то есть компонентов, определяющих состав хлорита, пренита, эпидота, пумпеллиита и других главных минералов измененных фемических пород. Привносятся в среду минералообразования только кремний и особенно натрия. Этот своеобразный гидротермально-метасоматический процесс осветления основных вулканидов протекал под воздействием кремнещелочных (Si—Na) гидротермальных растворов, природа которых была неразрывно связана с активным вовлечением в процесс седиментационных вод морского происхождения. Причем этот процесс лейкократизации исходных вулканидов основного и среднего состава сопровождался их существенным разуплотнением (до -0.08 г/см³) и потерей до 60—70% их первичной намагниченности.

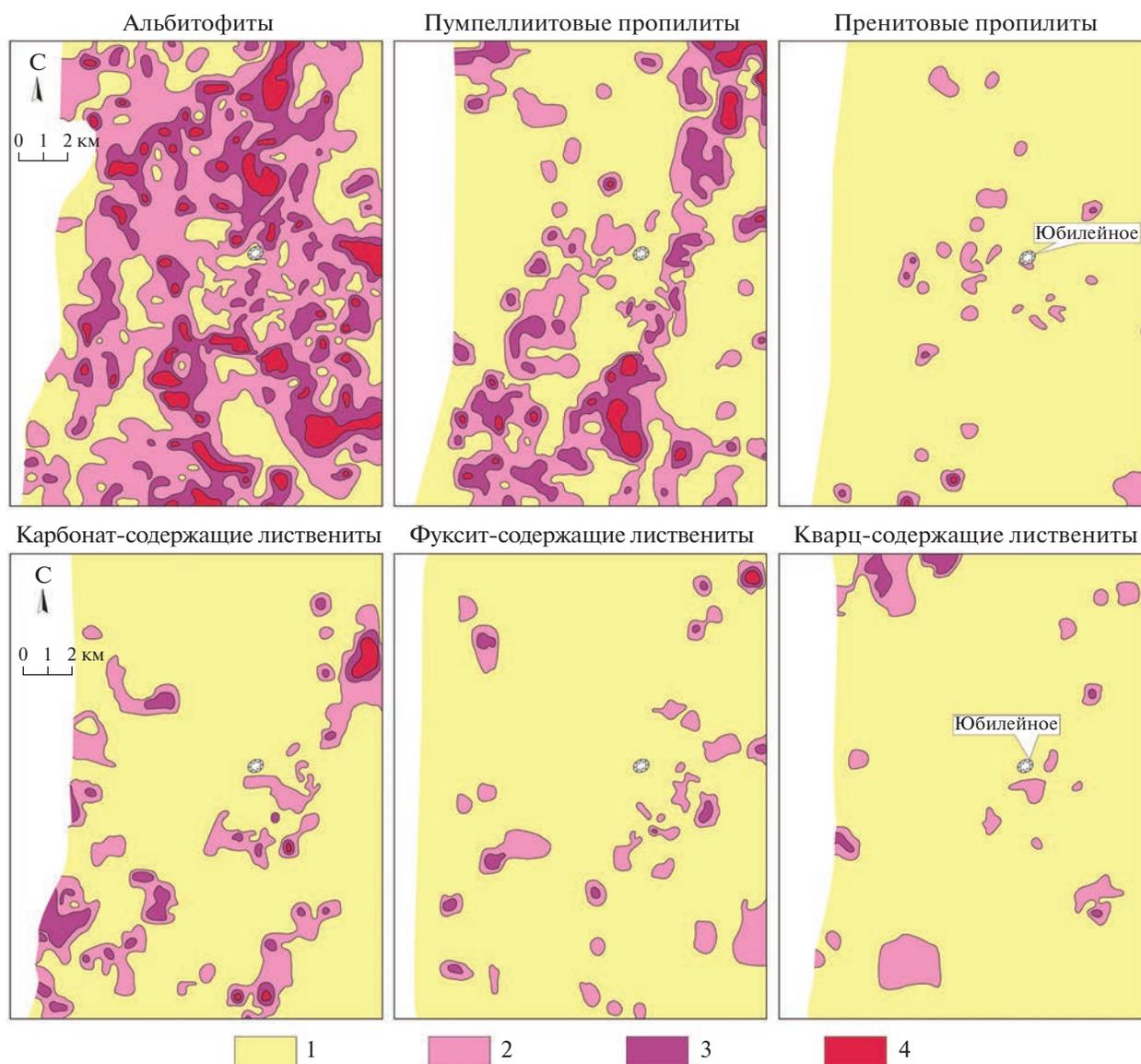
В геохимическом отношении для альбитофиров характерно преобладание элементов группы выноса над элементами группы привноса. Отчетливо привносятся в среду минералообразования элементы литофильной группы (Ba, Mo, W, Sn, Ta, Nb, Zr, Be) как индикаторы эпигенетической лейкократизации — “фельзитизации” пород. Тогда как ярко выраженную тенденцию к выносу испытывают практически все сидерофильные (Cr, Ni, Co, V, Sc, Ti и др.) и ряд халькофильных (Au, Ag, Pb, Zn, Cu) элементов. Прочие ведут себя в этом процессе индифферентно.

Пропилиты вулканогенного этапа представлены двумя фациями: *пренитовой* (prh + chl ± cc, pmp, ep, qtz) и *пумпеллиитовой* (pmp + chl ± cc, qtz, ep, prh), которые, как и альбитофиры, получили широкое развитие среди вулканических и туфогенно-осадочных пород девонского возраста. На современном уровне эрозионного среза на площадь, занятую ореолами пропилитизации, приходится не менее 45% территории района (см. фиг. 4, 5). При этом наблюдается явное преобладание пропилитов пумпеллиитовой фации над пренитовыми их разностями в соотношении, например, как 10 : 1.

Основное поле развития вулканогенных пропилитовых изменений закартировано в пределах линейных вулканотектонических структур депрессионного типа, сложенных вулканогенными и туфогенно-осадочными отложениями млышинской и кундыздинской свит. Поэтому форма пропилитовых ореолов во многом совпадает с “геометрией” этих наложенных вулканотектонических структур, в пределах которых они тесно ассоциируют с приразломными зонами листовитов и серицитолитов. Общая площадь, занятая пропилитовыми изменениями, составляет 101.4 км². Среди них преобладают разности со слабо, умеренно и сильно проявленными изменениями. На долю полнопроявленных метасоматитов приходится не более 5% площади ореола пропилитизированных пород.

По своему составу и происхождению это типичные продукты зеленокаменного перерождения девонских осадочно-вулканогенных пород, протекающего в приповерхностных эпитептермальных условиях под влиянием низкотемпературных субщелочных гидротермальных растворов, обогащенных слабыми основаниями и карбонат-ионом. Состав пропилитизирующих растворов, видимо, во многом определяется составом захороненных в слоистом осадочно-вулканогенном разрезе седиментационных вод, активизированных и превращенных в гидротермальные растворы при динамометаморфизме и складчатости данного блока пород земной коры.

В геохимическом отношении пренит-пумпеллиитовые пропилиты контрастно отличаются от рассмотренных выше альбитофировых парагенезисов. Для пропилитов наиболее характерным является отчетливый привнос в среду минералообразования сидерофильных элементов (Cr, Ni, Co, Sc, V, Mn), протекающий на фоне глубокого выноса ряда литофильных (Mo, Ba, Sn) и халькофильных (Au, Ag) элементов. Незначительный привнос выявлен также для свинца, меди и цинка. В петрофизическом отношении пропилиты заметно отличаются от альбитофиров. Конечные продукты пропилитизации, как правило, характеризуются повышенными значениями плотно-



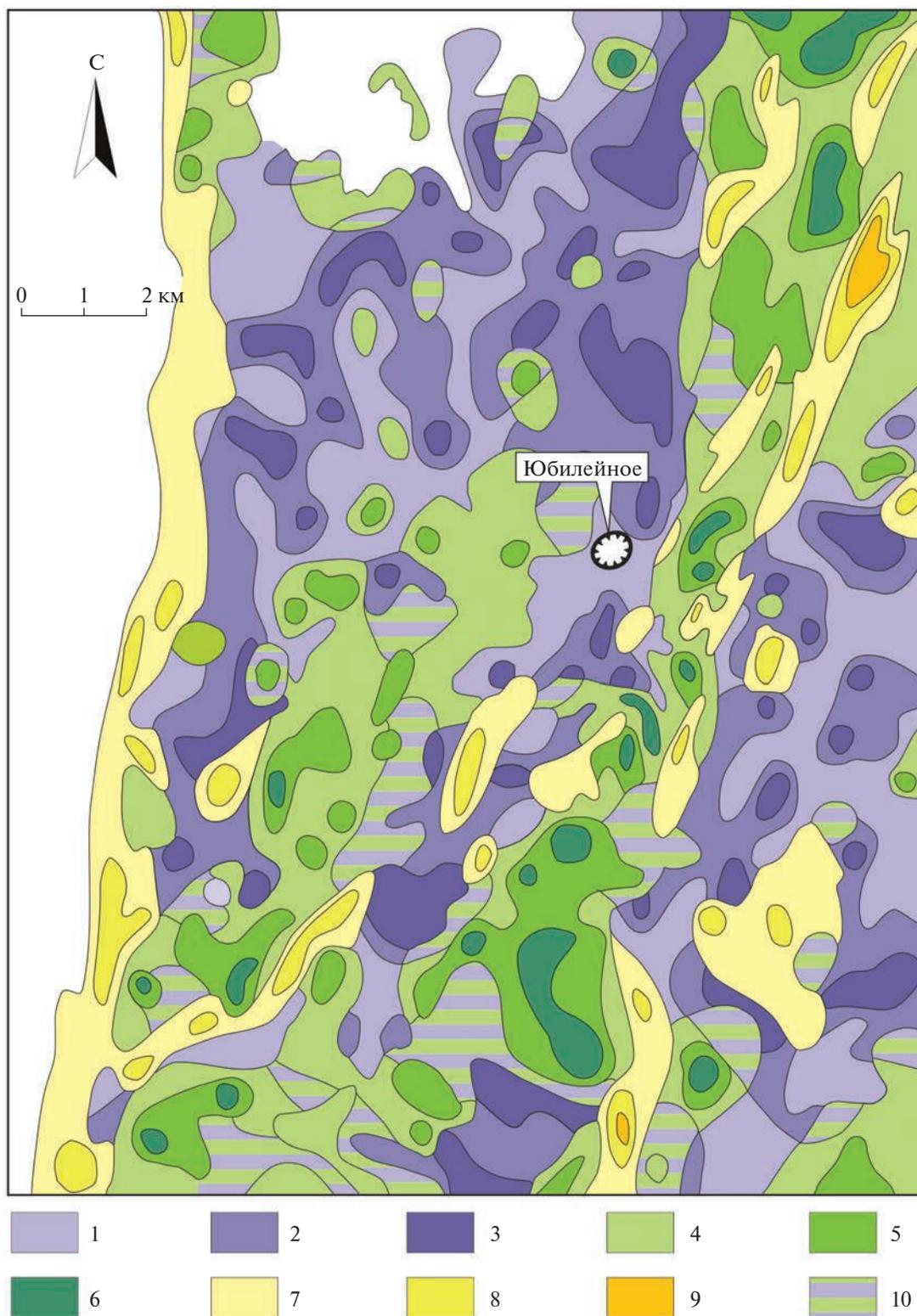
Фиг. 4. Вулканогенные минеральные парагенезисы альбитофитов, пренитовых и пумпеллиитовых пропилитов и лиственитов в гидротермально измененных породах района Юбилейного месторождения.

1 – изменение отсутствует; 2–4 – интенсивность проявления гидротермального изменения пород: 2 – слабая-умеренная (5–10%), 3 – сильная (10–25%), 4 – интенсивная (> 25% новообразований).

сти (до 3.5 г/см^3) и незначительным увеличением магнитной восприимчивости.

Листвениты–серицитолиты. Среди лиственитовых и серицитолитовых парагенезисов выделяются следующие три фациальные разновидности, различающиеся друг от друга по объему участвующих в их строении кварцевой, фукусит-светлослюдистой и хлорит-карбонатной составляющих (табл. 2; фиг. 4). По структурно-вещественным характеристикам и термодинамическим параметрам фации лиственитов-серицитолитов отвечают эпизоне ($h = 0\text{--}2 \text{ км}$, $T = 50\text{--}250^\circ\text{C}$) сферы проявления гидротермальной деятельности.

На современном уровне эрозионного среза общая площадь, занятая ореолами лиственитов-серицитолитов, составляет 85.4 км^2 . Соотношение умеренно-слабо проявленных разностей к сильно и интенсивно-полно проявленным разностям отвечает отношению 3 : 2 : 1, что указывает на достаточно мощное проявление этого процесса ГМ-изменений в осадочно-вулканогенных сериях девонского возраста. На долю интенсивно-полно проявленных разностей лиственитов-серицитолитов приходится не менее 10% от общей площади ореола лиственитизации–серицитизации, что само по себе может служить положительным при-



Фиг. 5. Вулканогенная составляющая гидротермально-метасоматической зональности района Юбилейного месторождения, связанная со становлением субмаринных вулканических построек депрессионного типа, сложенных породами последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой формации (D_{1-2}).

1–9 – интенсивность проявления гидротермально-метасоматических образований: 1–3 – альбитофиты (1 – слабая–умеренная, 2 – сильная и 3 – интенсивная), 4–6 – пренит-пумпеллиитовые пропилиты (4 – слабая–умеренная, 5 – сильная и 6 – интенсивная), 7–9 – листвениты (7 – слабая–умеренная, 8 – сильная, 9 – интенсивная); 10 – совмещение в пространстве альбитофитов с пренит-пумпеллиитовыми пропилитами.

знаком потенциальной рудоносности данной территории на медноколчеданное оруденение.

Листвениты–серицитолиты – это типичные средне-низкотемпературные ГМ-образования, обусловленные проявлением в породах эпитеpmальной (вулканогенной) гидротермальной деятельности, связанной со становлением отдельных вулканотектонических структур линейного и центрального типов, сформированных в подводно-морских условиях, а также с последовавшей за этим тектонической перестройкой и динамометаморфизмом осадочно-вулканогенных пород девонского возраста. Главными минералами лиственит-серицитолитовых ГМ-образований являются кварц, светлые слюды (гидросерицит, серицит, мусковит), фуксит, бледно-зеленый до бесцветного хлорит, карбонат (кальцит, анкерит, доломит). В качестве типоморфных минеральных примесей отмечаются кубический пирит, гематит, лейкоксен, гетит, гидрогетит, халькопирит, барит, ковеллин, борнит и ярозит.

Как показано на фиг. 4 и 5, среди вулканогенно-осадочных пород мыльашинской и кундыздинской свит лиственит-серицитолитовые ГМ-изменения носят ярко выраженный приразломный характер и контролируются зонами повышенной проницаемости субмеридионального и северо-восточного простираний. На таких участках выделяются узкие приразломные ореолы полнопроявленных гидротермалитов – лиственитов–серицитолитов, характеризующихся сложным полиминеральным составом (кварц + серицит + фуксит + хлорит + доломит, анкерит) и иногда сланцеватой текстурой, унаследованной ими от локально динамометаморфизованных вмещающих вулканогенно-осадочных пород.

В геохимическом отношении листвениты–серицитолиты несут в себе все признаки, характерные для гидротермалитов, так называемых “областей разгрузки” вулканогенно-тектонических рудоформирующих гидротермальных систем (Плющев, Шатов, 1985). Для ореолов лиственитизации–серицитолитизации на рассматриваемой территории типичным является многократный (по сравнению с малоизмененными породами) привнос в среду минералообразования Ag, Au, Pb, Cu и в меньшей степени – Cr, Ni, Co. Ряд элементов, таких как Sn, Ta, Nb, а также некоторые сидерофильные элементы, отчетливо выносятся в этом процессе, тогда как остальные компоненты ведут себя индифферентно. В петрофизическом отношении, как и в альбитофирах, эти виды вторичных изменений приводят к значительному размагничиванию и разуплотнению конечных продуктов замещения.

Как показано на фиг. 4, рассмотренные вулканогенные ГМ-образования не хаотично распространены в пространстве, а группируются в зако-

номерно упорядоченную совокупность зон или формируют латеральную гидротермально-метасоматическую зональность, “ядром” которой являются приразломные ореолы лиственитов–серицитолитов, которые во все стороны сменяются сначала пренит-пумпеллиитовыми пропилитами, а затем – альбитофирами. Такая же смена зон происходит и в вертикальном направлении. Альбитофиры образуют самое нижнее – наиболее глубинное звено вулканогенной рудно-метасоматической колонны; пренит-пумпеллиитовые пропилиты – ее среднюю часть, а листвениты–серицитолиты – ее самые верхние рудное (пирит-халькопирит-колчеданное) и надрудное звенья.

Плутоногенные гидротермально-метасоматические образования

Плутоногенный этап гидротермальной деятельности на рассматриваемой территории был обусловлен процессом внедрения и длительного становления гранитоидов айрюкского интрузивного комплекса (D_3-C_1), слагающих крупное (по крайней мере по латерали) плутоническое тело, выходящее на дневную поверхность только в трех местах: на севере – в виде небольшого по размерам массива ($S \sim 11 \text{ км}^2$), в центре – в виде трубообразного тела рудоносных плагиогранит-порфиров Юбилейного месторождения и на юго-востоке – в виде штокообразного массива гранодиоритов площадью 1.5 км^2 , фиксирующих своим местоположением куполовидные выступы кровли скрытого на глубине плутона гранитоидов (см. фиг. 3). То есть Айрюкский гранитоидный плутон на рассматриваемой территории, по большому счету, является “слепым”, слабо вскрытым, и фиксируется на современном уровне эрозионного среза исключительно ореолами зонально построенной приконтактовой пропилитизации, ороговикования, скарнирования, филлитизации–березитизации и фельдшпатизации.

Фельдшпатолиты, представленные ГМ-образованиями кварц-ортоклаз-альбитового состава, проявлены в той или иной степени практически во всем объеме пород Айрюкского плутона, но особенно сильно (до 25–50 об. % новообразованных минералов) среди плагиогранит-порфиров второй фазы внедрения. По существу, это типичные автосоматические близмагматические образования, проявленные в породах массива гранитоидов в виде разнообразных по морфологии агрегатов замещения и перекристаллизации: гнезд, жил и прожилков нередко с параллельно-шестоватым (друзитовым) и микропегматоидным (графическим) внутренним строением. В геологической литературе подобные гидротермалиты нередко называют “вторичными аляскитами” (Марин, 1976), “вторичными граносиенитами” или “кварцевыми сиенитами” (Казыцын, 1972 и др.), так

как они обычно сохраняют магматогенный облик замещаемых пород.

В геохимическом отношении процесс фельдшпатизации характеризуется слабым накоплением прежде всего “гранитофильных” элементов – Nb, W, Mo, Zr, Be и Sn, протекающим на фоне обеднения исходных пород главным образом сидерофильными элементами (Cr, V, Ni, Co, Sc, Mn, Ti) и, в меньшей степени, литофильными и халькофильными.

Обращает на себя внимание факт интенсивного выноса золота и меди (до 40–65% от содержания элементов в исходных породах) из гранитоидов в местах их преобразования фельдшпатизацией. Факт выноса золота в связи с проявлением процесса фельдшпатизации не нов. Он широко обсуждается в геологической литературе и описан на примере многих мезотермальных золоторудных месторождений жильного и штокверкового типов, а также медно-порфировых (напр., Soloviev et al., 2019).

Скарны и скарноиды проявлены в породах района крайне незначительно. По составу это клинопироксен-гранатовые агрегаты с примесью актинолита, полевого шпата, кварца, эпидота и цоизита, обусловленные проявлением – среди скарновых парагенезисов – минералов более поздней стадии средне-низкотемпературной пропилитизации.

В пространственном отношении большинство пунктов скарнирования приурочены к экзоконтактовой области гранитоидов айрюкского комплекса. Границы зон скарнирования с вмещающими (как правило, пропилитизированными) породами достаточно резкие. Здесь нет постепенных переходов от полнопроявленных скарновых тел к внешним зонам изменения. Этот переход обычно происходит на коротком расстоянии, измеряемом первыми десятками метров, и осуществляется через ряд промежуточных зон метасоматических колонок. Геохимические особенности скарнов определяются многократным накоплением в конечных продуктах замещения Au, Ag, Mo, Cu и Bi, то есть элементов, являющихся индикаторами скарново-порфировых рудоформирующих систем.

Роговики кварц-биотитового состава получили развитие среди вмещающих вулканогенных пород на контакте с прорывающими их гранитоидами айрюкского комплекса. Участки роговикования представляют собой узкие приконтактовые ореолы, изредка отстоящие от контакта с гранитами на 50–100 м.

Приконтактовые пропилиты представлены двумя фациями (см. табл. 2): эпидот-актинолитовой и эпидот-хлоритовой, общая площадь которых составляет 132.5 км² с примерно равным вкладом каждой из них в строение плутогенной гидротермально-метасоматической зональности райо-

на Юбилейного месторождения. При этом, как показано на фиг. 6–7, эпидот-актинолитовые пропилиты формируют внутреннюю, непосредственно примыкающую к поверхности гранитоидного плутона, часть ореола приконтактовой пропилитизации. Тогда как эпидот-хлоритовые фации пропилитов, уходящие от контакта с гранитами нередко на 400–500 м и более, образуют внешний фронт пропилитизации, объединяющий в единое целое всю совокупность гидротермальных изменений, обусловленных процессом внедрения гранитоидов айрюкского комплекса.

В целом по ореолу приконтактовой пропилитизации соотношение площадных параметров ореолов, занятых слабо-умеренно проявленными разностями пропилитов, с сильно и интенсивно-полнопроявленными их разностями выражается отношением 30 : 14 : 1, что свидетельствует о преобладании в строении плутогенной ГМ-зональности района слабо-умеренно- и сильно-проявленных разностей пропилитов. В пределах этих приконтактовых ореолов интенсивность пропилитизации закономерно нарастает от внешних (фронтальных) зон к внутренним (тыловым) зонам, достигая максимума на контакте с гранитоидами айрюкского комплекса. Из числа рассеянных элементов тенденцию к незначительному накоплению в пропилитах, развитых по андезибазальтам мугоджарской серии, испытывают некоторые сидерофильные (Cr, Ni, Co), а также ряд халькофильных и литофильных элементов. Симптоматично, что золото, медь и серебро повсеместно выносятся из пропилитизированных вулканогенных пород девонского возраста.

Филлизиты–березиты являются наиболее характерными околорудными ГМ-образованиями, которые в строении плутогенной гидротермально-метасоматической зональности района занимают особое место. Их ореолы контролируют размещение в пространстве кварцево-жильной и прожилково-вкрапленной золотой минерализации, как в пределах рудного поля самого Юбилейного месторождения, так и пределах всех известных здесь перспективных участков (Шекарабулак, Юго-Западный, Аюлы, Ашлуша и Ащесай). Филлизиты–березиты занимают 58.8 км², то есть на их долю приходится более 30% изученной площади района работ. Такое соотношение площадей, занятых филлизитами–березитами, пропилитами и фельдшпатолитами, однозначно указывает на незначительную степень эродированности всей вертикальной колонны рудоносных плутогенных метасоматитов, обусловленных процессом внедрения и длительного становления гранитоидов айрюкского комплекса. В строении закартированных зон филлитизации–березитизации преобладают в основном слабо-умеренно и сильно проявленные разности с отношением их площадных параметров к интенсивно-полнопро-



Фиг. 6. Плутогенные минеральные парагенезисы филлизитов–березитов, скарнов, эпидот-хлоритовых и эпидот-актинолитовых пропилитов и биотитов в гидротермально измененных породах района Юбилейного месторождения. 1–4 – интенсивность проявления гидротермального изменения пород: 1 – изменение отсутствует, 2 – слабая–умеренная (5–10%), 3 – сильная (10–25%), 4 – интенсивная (> 25% новообразований).

явленным разностям филлизитов березитов как 6 : 4 : 1. На долю интенсивно-полно проявленных фаций филлизитов–березитов приходится не менее 8% от общей площади ореола филлизитизации–березитизации. Мусковит-серицитовые филлизиты–березиты как бы формируют ядро (фокус) плутогенной гидротермально-метасоматической зональности, образуя серию изометричных ореолов, окруженных со всех сторон (по принципу строения “матрешки”) ореолами приконтактной пропилитизации эпидот-актинолитовой и эпидот-хлоритовой фаций. В геохимическом отношении филлизиты–березиты имеют все признаки, характерные для гидротермалитов так на-

зываемых “областей разгрузки” рудоформирующих порфировых гидротермальных систем. На рассматриваемой территории для ореолов, занятых филлизитами–березитами, наиболее типичным является многократный (по сравнению с фоном) привнос в породы Au, Ag, Cu, Bi и в меньшей степени Te, As, Pb, Sb W, Mo, B и Zn.

Латеральная геохимическая зональность и ее соотношение с ГМ-зональностью

Как показывает анализ фиг. 8, структура распределения положительных геохимических ореолов в пространстве и их состав во многом опреде-

ляются геометрией и минеральным составом зон ГМ-изменений, принадлежащих выше рассмотренным двум гидротермально-метасоматическим комплексам (ГМК):

- вулканогенному *альбитофир-пропилит-лиственитовому (серицитолитовому)*, связанному со становлением отдельных вулканотектонических структур линейного, центрального и депрессионного типов, сформированных в субмаринных и островодужных геодинамических обстановках (см. фиг. 5);

- плутоногенному *фельдшпатолит-пропилит-березитовому*, обусловленному процессом внедрения и длительного становления гранитоидов айрюкского комплекса (см. фиг. 7).

Альбитофир-пропилит-серицитолитовый ГМК. Геохимическая специализация зон лиственизации и серицитизации данного ГМК выражается положительными ореолами, прежде всего, следующих семи элементов – Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Ni и Sr. Нередко к ним добавляются Ba, Co, Mn, V и в меньшей степени Sc. Геометрия положительных аномалий этих элементов во многом обусловлена морфологией зон пренит-пумпеллитовых пропилитов и лиственитов–серицитолитов.

Установленный здесь геохимический ряд зональности в пределах пропилитовых и листвени-серицитолитовых зон ГМ-изменений, обусловленных вулканогенным этапом гидротермальной деятельности, может быть представлен в следующем виде (от периферии вулканотектонических структур к их центру – в направлении вектора максимальной изменчивости): $\text{CrNiCo} \rightarrow \text{Pb} \rightarrow \text{ZnCuCrNi} \rightarrow \text{AuAg (CrNi)} \rightarrow \text{BaAuAg}$.

Однако геохимические характеристики положительных аномалий, связанных с зонами лиственизации–серицитолитизации данного ГМК, чрезвычайно сильно усложняются на участках приконтактового метаморфизма этих зон со стороны гранитов Айрюкского плутона за счет появления в их составе несвойственных вулканогенному этапу гидротермальной деятельности элементов, таких как Mo, W, Bi, Sn. То есть происходит сложение аномальных геохимических полей вулканогенного этапа с накладывающимися на них аномальными полями плутоногенного айрюкского этапа гидротермальной деятельности.

Фельдшпатолит-пропилит-березитовый ГМК. На современном уровне эрозионного среза в наиболее “чистом” виде геохимический эффект, обусловленный проявлением гидротермалитов данного ГМК, можно наблюдать в пределах рудного поля Юбилейного месторождения, где в коренных породах установлена крупная положительная аномалия литохалькофильного типа – $\text{AuCuBiMoAgWSn PbSbAs}$, имеющая концентрически-зональное строение. “Ядро” аномалии представлено комплексным ореолом Au, Cu, Bi и

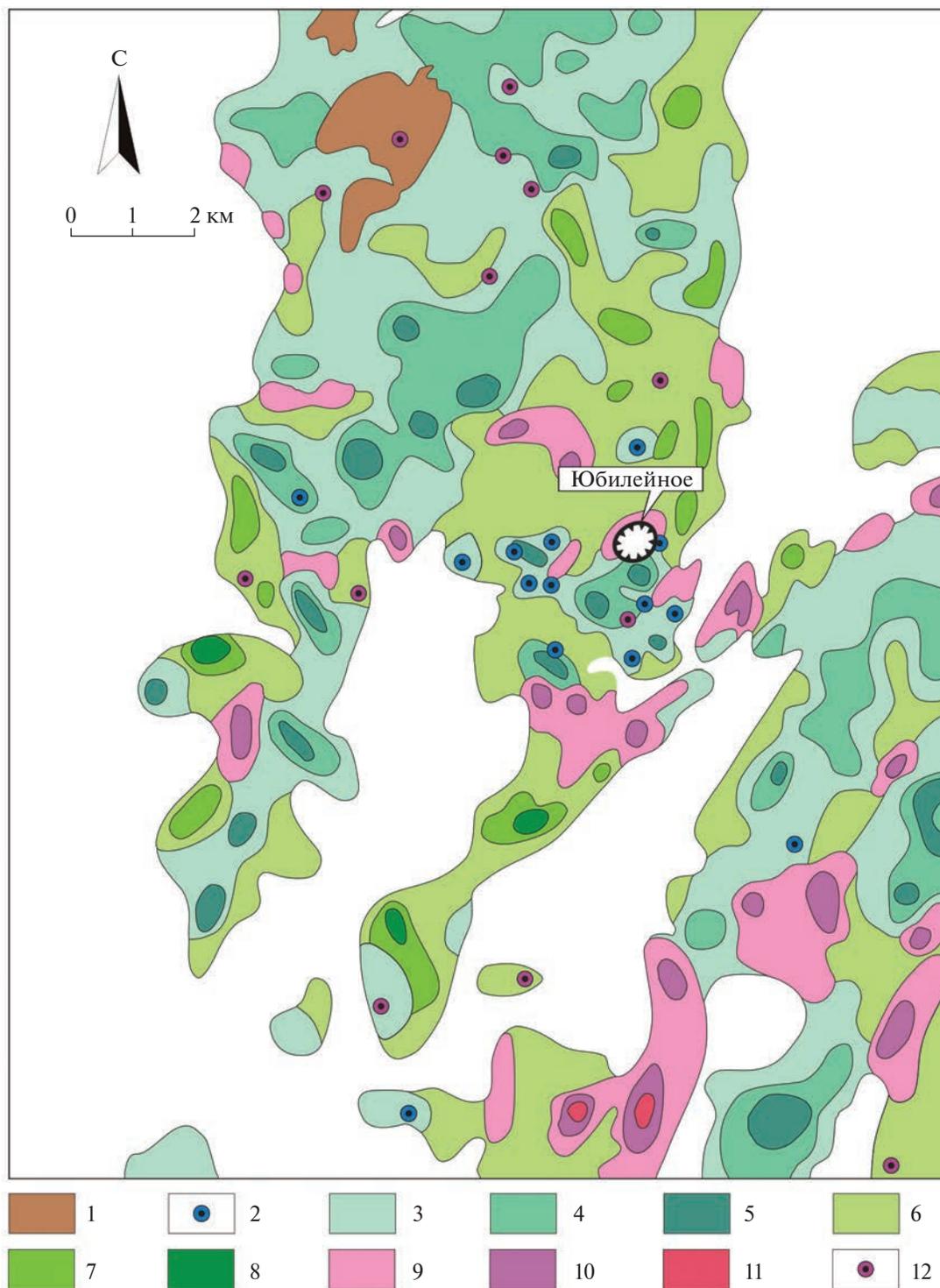
Mo, а ее периферия – ореолом Ag, W, Sn, Pb, As и Sb. Этот латеральный ряд геохимических ореолов, по существу, является отражением вертикальной рудно-геохимической и рудно-метасоматической зональности Юбилейного месторождения в целом.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЮБИЛЕЙНОЕ

В строении месторождения принимают участие ниже-среднедевонские metabазальты мугджарской свиты (спилиты, диабазы), прорывающие их дайки габбро-диабазов и штокообразное тело плагиогранит-порфиров (биотитовых и биотит-роговообманковых) среднего девона (Грабежев, 2014; Shatov et al., 2014), имеющих гранодиорит-тоналитовый и плагиоадамеллитовый состав (фиг. 9).

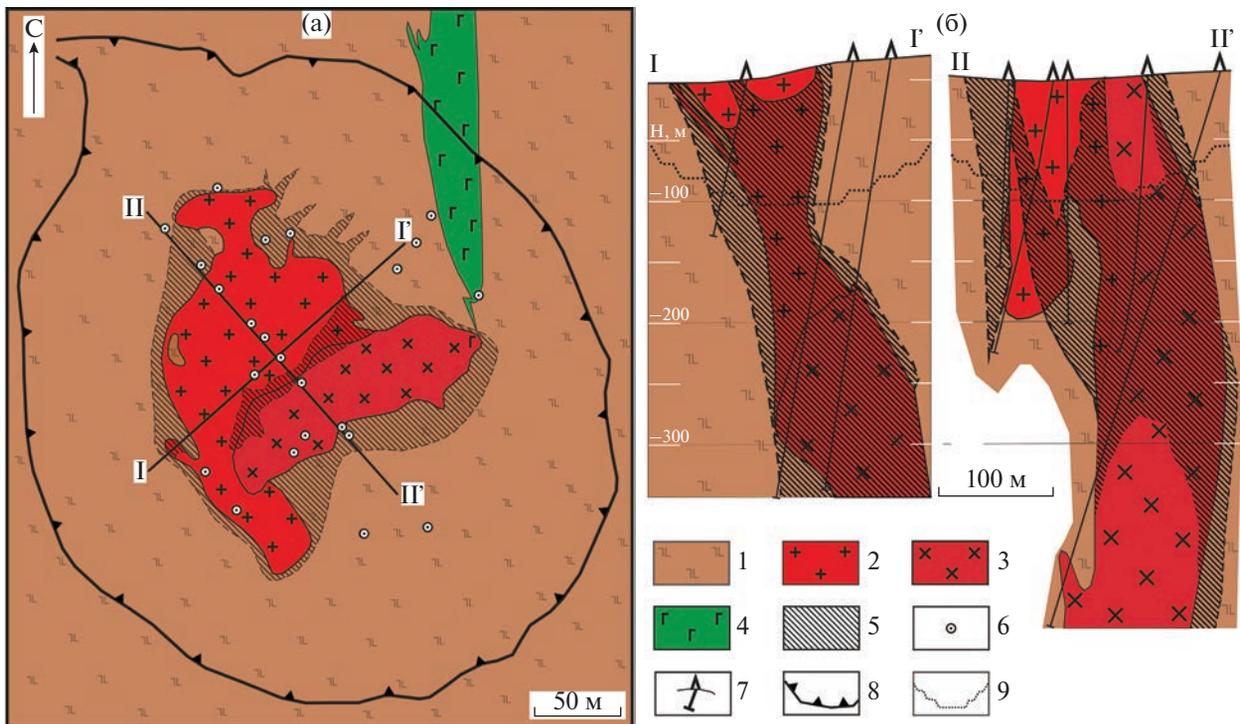
Шток в плане имеет небольшие размеры, 180×230 м, и грубо изометричную форму, мало изменяющуюся с глубиной. Прослежен скважинами до глубины свыше 1000 м. Выделены две, вероятно сильно сближенные во времени, фазы внедрения интрузива. Биотитовые плагиогранит-порфиры первой фазы внедрения обладают ясно выраженной порфировой структурой: фенокристаллы по размерам в 15–20 раз превосходят зерна основной массы. Эти вкрапленники представлены плагиоклазом (олигоклаз–андезин), кварцем и биотитом. Роговообманково-биотитовые плагиогранит-порфиры второй фазы в основном аналогичны по составу породам первой фазы, отличаясь от них лишь присутствием во вкрапленниках своеобразной длинностолбчатой роговой обманки и калиевого полевого шпата – в основной массе. В то же время частая встречаемость постепенных переходов разновидностей пород друг в друга, отсутствие четких границ, заставили многих отказаться от такого расчленения. По петрохимическим особенностям плагиогранит-порфиры относятся к породам повышенной щелочности, пересыщенным кремнеземом и алюминием (Геология СССР..., 1970). Обычным аксессуарным минералом является магнетит. Плагиограниты березитизированы, зачастую сильно окварцованы.

И по форме, и по строению шток обладает признаками диатрем – трубок взрыва, образовавшихся в результате прорыва вмещающих пород газо-магматической “смесью” и заполнения образовавшейся полости магматическим материалом с краевыми зонами брекчирования. На контактах с гранодиорит-порфирами вмещающие спилиты ороговикованы на расстоянии от нескольких сантиметров до полуметра, а сами порфиры имеют зоны закалки, тоже небольшой мощности, измеряемой первыми сантиметрами. Небольшой масштаб контактовых изменений объясняется, прежде всего, малыми размерами штока, не обладавшего до-



Фиг. 7. Плутогенная составляющая гидротермально-метасоматической зональности района Юбилейного месторождения, обусловленная процессом внедрения гранитоидов айрюкского интрузивного комплекса (D_3-C_1).

1 – фельдшпатолиты умеренно-проявленные; 2 – локальные (внемасштабные) тела скарнов; 3–5 – интенсивность проявления эпидот-актинолитовых пропилитов (3 – слабая–умеренная, 4 – сильная и 5 – интенсивная); 6–8 – интенсивность проявления эпидот-хлоритовых пропилитов (6 – слабая–умеренная, 7 – сильная и 8 – интенсивная); 9–11 – интенсивность проявления филлизитов-березитов (9 – слабая–умеренная, 10 – сильная и 11 – интенсивная); 12 – локальные (внемасштабные) тела полно проявленных филлизитов–березитов.



Фиг. 9. Схема геологического строения Юбилейного Au(-Cu)-порфирового месторождения; по Б.М. Руденко, цит. по (Нарвайт и др., 1974; Shatov et al., 2003) с изм. и доп.: а – схематическая геологическая карта; б – разрезы по линиям I–I' и II–II'.

1 – базальты, андезиты, долериты мугоджарской серии (D_{1e} – D_{2ef}); 2, 3 – гранитоиды айрюкского интрузивного комплекса (D_3 – C_1); 2 – биотитовые плагиогранит-порфиры, 3 – биотит-амфиболовые плагиогранит-порфиры; 4 – габбро-диориты; 5 – золотоносные кварцитовидные породы; 6, 7 – скважины в плане (6), на разрезе (7); 8, 9 – карьер на плане (8) и разрезах (9).

статочными запасами тепловой энергии. Сами интрузивные породы в близповерхностной части месторождения в большинстве случаев выглядели массивными и довольно свежими.

Всего на месторождении на ранних этапах разведки по подсчетным кондициям 1965 г., при бортовом содержании золота 2 г/т (с C_{cp} в руде ~6.5 г/т Au), было выделено 4 основных рудных тела: Центральное, Северное, Юго-Восточное и Западное, названные так по своему местоположению в штоке или в непосредственной близости от него. Протяженность каждого из этих тел на различных горизонтах приближается или слегка превосходит 100 м при мощности от 10 до 30 м (Абдулин и др., 1976; Беспав и др., 1997; Shatov et al., 2003; Месторождения меди ..., 2014). *Западное* рудное тело протягивается на 80–240 м вдоль западного экзоконтакта интрузива. Его мощность до 23 м ($C_{Au} = 3.5$ –6.7 г/т). *Северное* рудное тело локализовано вдоль северо-восточного контакта штока. Длина 80 м, мощность до 37 м ($C_{Au} = 3.4$ –8 г/т). *Юго-Восточное* рудное тело локализуется в экзо-эндоконтактной части плагиогранит-порфиоров. Его протяженность 120 м, мощность до 21 м ($C_{Au} = 3.8$ –11 г/т). Расположенное внутри штока *Цен-*

тральное рудное тело – наиболее богатое (от 5 до 12 г/т Au). Его форма почти столбообразная, в верхней части – лентовидная, падение вертикальное, мощность до 27 м. По данным бурения, три тела в основном располагаются в контуре штока, среди плагиогранит-порфиоров, и лишь Западное рудное тело развито вне его, но тяготеет к его экзоконтакту (Нарвайт и др., 1974; Shatov et al., 2014).

Средний состав руды (в мас. %): Cu 0.42, Zn 0.015, Pb 0.0015, As 0.003, Bi 0.001, Sb 0.005. Закономерной изменчивости поведения химических элементов (геохимической зональности), ни по латерали, ни по вертикали, на месторождении не выявлено. Контрастные ореолы золота и его спутников для вмещающих штоков метабазальтов (спилитов) не характерны (Shatov et al., 2014). Многие годы в отработке находилась внешняя наиболее богатая часть оруденелого гранитоидного штока, а также Центральное рудное тело при среднем содержании золота в отработываемой массе ~11 г/т. Кондиционные руды прослеживаются на глубину до 650 м. При снижении бортового содержания золота до 0.5 г/т, контуры различных рудных тел сливаются, образуя одно

большое поле, охватывающее почти весь объем штока; средние содержания промышленно-значимых компонентов составили, г/т: Au 2.07, Ag 2.15 (прочие параметры см. табл. 1). Рудные тела представлены мощными зонами сливных кварцитов с сульфидной минерализацией, занимающей от 2 до 5 об. % и более, и локально развитыми (на глубоких горизонтах) штокверкоподобными зонами различно ориентированных кварц-сульфидных прожилков мощностью 0.1–10 см. Сплошное окварцевание настолько характерно для руд, что они всегда рассматривались в планах по использованию руд месторождения как кварцевый флюс для плавки на медеплавильных заводах, и до сих пор применяются в этом качестве. Основную часть запасов составляют руды, содержащие 65–80% кремнезема, 6–13% глинозема и 3–10% сульфидов. Текстуры руд: однородные массивные, полосовидные, пятнистые, прожилковые, реже брекчиевидные. В центральных частях почти всех рудных тел зафиксированы отдельные участки скопления сульфидов мощностью от 10 до 60 см и протяженностью до десятка метров, при общей насыщенности ими кварцитов в таких зонах до 30–60 об. %.

По данным бурения, на средних и глубоких горизонтах большинство рудных тел сосредоточены в контуре интрузива и рассматриваются как апогранодиоритовые, хотя есть и небольшие рудные тела, расположенные во вмещающих метабазилах. Однако подразделить их каким-то образом, например, по реликтовым структурам, на апогранитные и апоспилитовые удастся с трудом. Часть исследователей, соотнося оруденение с порфировым типом, определяют кварциты как штокверковую минерализацию (Грабежев, 2014; Чугаев и др., 2021), но такие представления не точны. В пределах гранодиоритового штока, породы которого сильно окварцованы по всему объему породы и не сильно пиритизированы, весьма сложно выделить системы трещиноватости и прожилков с рудной минерализацией: здесь встречены (только на глубине в сотни метров) единичные маломощные кварцевые прожилки и упомянутые выше линзовидные зоны пиритизации в кварцитах. Интересен факт отсутствия в рудах (кварцитах) хорошо образованных крупных газовой-жидких включений.

В 1972 году при проведении глубинных поисковых работ в пределах горного отвода месторождения выявлено еще одно рудное тело, *Параллельное*, зафиксированное скважиной 4Ш в интервале глубин 400–500 м. Тело вскрыто среди спилитов (метабазальтов), в относительном отдалении (100–200 м) от штока. Представлено оно сливными сульфидизированными кварцитами, практически не отличающимися от кварцитов других рудных тел, но с несколько пониженными средними содержаниями золота (3.5 г/т). Наряду с кварци-

тами в этой рудной зоне проявлено несколько маломощных, от 1 мм до 2–3 см, жилок плагиогранит-порфиров, слабо измененных гидротермальными процессами. Ввиду удаления данного рудного тела от штока на расстояние, сопоставимое с размерами последнего, его увязка с возможным положением продуктивной интрузии или ее апофизы не сделана. При доразведке глубоких горизонтов месторождения, предпринятой в 1976–1978 гг., в непосредственной близости от Параллельного рудного тела было выявлено еще несколько рудных пересечений, увязанных в более мелкие рудные тела, названные Параллельное I, Параллельное II, Параллельное III. Тел интрузивных пород в участке их развития встречено не было.

Среди *рудных минералов* наиболее распространены магнетит, пирит, халькопирит, арсенипирит, борнит, тетраэдрит; им подчинены антимонит, галенит, сфалерит, гематит и ильменит. Редко встречаются самородное золото, халькозин, борнит, шеелит, молибденит, пентландит, висмутин и киноварь. Отмечены единичные зерна самородных платины, висмута, мышьяка; в последние годы при исследовании руд с помощью электронной микроскопии (Плотинская, 2020) были установлены раклиджит, тетрадимит-кавацулит $\text{Bi}_2\text{Te}_2(\text{S}_{0.5}\text{Se}_{0.5})$ и гессит. Самородное золото (пробность золота 879–967; по новым данным 733–972, Плотинская, 2020) ассоциирует с пиритом, арсенипиритом, халькопиритом и кварцем; в зоне гипергенеза средняя пробность золота 923. Из нерудных минералов – помимо резко преобладающего кварца – в рудах развиты карбонаты (кальцит, доломит), эпидот, хлорит, серицит, актинолит, альбит; все они являются второстепенными. Основным минералом руд является кварц (60–95 об. %), в промежутках между зерен которого фиксируется небольшое количество (2–3 об.%) мусковита, актинолита, доломита и других нерудных минералов, а также пирита. По содержанию кварца (более 60%) руда относится к флюсовой. По данным пробирного анализа мономинеральных фракций, основными минералами-концентраторами золота являются (в г/т): пирит II (20–300), арсенипирит (100–200), халькопирит (10–50). Золото установлено также в магнетите (до 5 г/т) и кварце II (до 25 г/т).

В целом по месторождению ряд активности химических элементов выглядит следующим образом: **Au–Bi–Sb–Ag–Cu–(As–W–Mo–Sn–Zn–Pb–Co)**, причем золото с висмутом имеют примерно равный вес и могут быть определены как рудные элементы. Три последующих компонента от сурьмы до меди также примерно равноценны. Нормированные по кларку их содержания почти на два порядка ниже, тем не менее, присутствие их в рудах устойчиво, и они могут быть названы постоянными спутниками. Остальные элементы ряда, от

мышьяка до кобальта, присутствуют спорадически.

ОБСУЖДЕНИЕ

Перспективы района и прогноз оруденения

Комплексный анализ петрографии вторичных изменений пород и их многоэлементной геохимии позволил систематизировать постмагматические процессы, установить их последовательность и связи с рудогенерацией (см. табл. 2). На этой основе появилась возможность подойти к вопросу о прогнозировании скрытого оруденения.

Синвулканическая (догранитная) группа вторичных изменений характеризуется сильным перераспределением Cr, Ni, V, Mn и Zn и в меньшей степени — Au, Cu и Ag. Для альбитизированных основных вулканитов (“альбитофиров”) свойственен сильный вынос Cr, Ni, V, Mn и Cu, тогда как в зонах пренит-хлорит-пумпеллитовых изменений пропилитового и лиственитового типов эти элементы накапливаются, образуя положительные геохимические ореолы. По сравнению с этими элементами, Au и Zn слабо выносятся из зон как альбитизации, так и пропилитизации. Для лиственитизированных вулканитов и терригенных отложений мыльашской свиты — в северо-восточной части рассматриваемого района — характерно незначительное обогащение этими металлами.

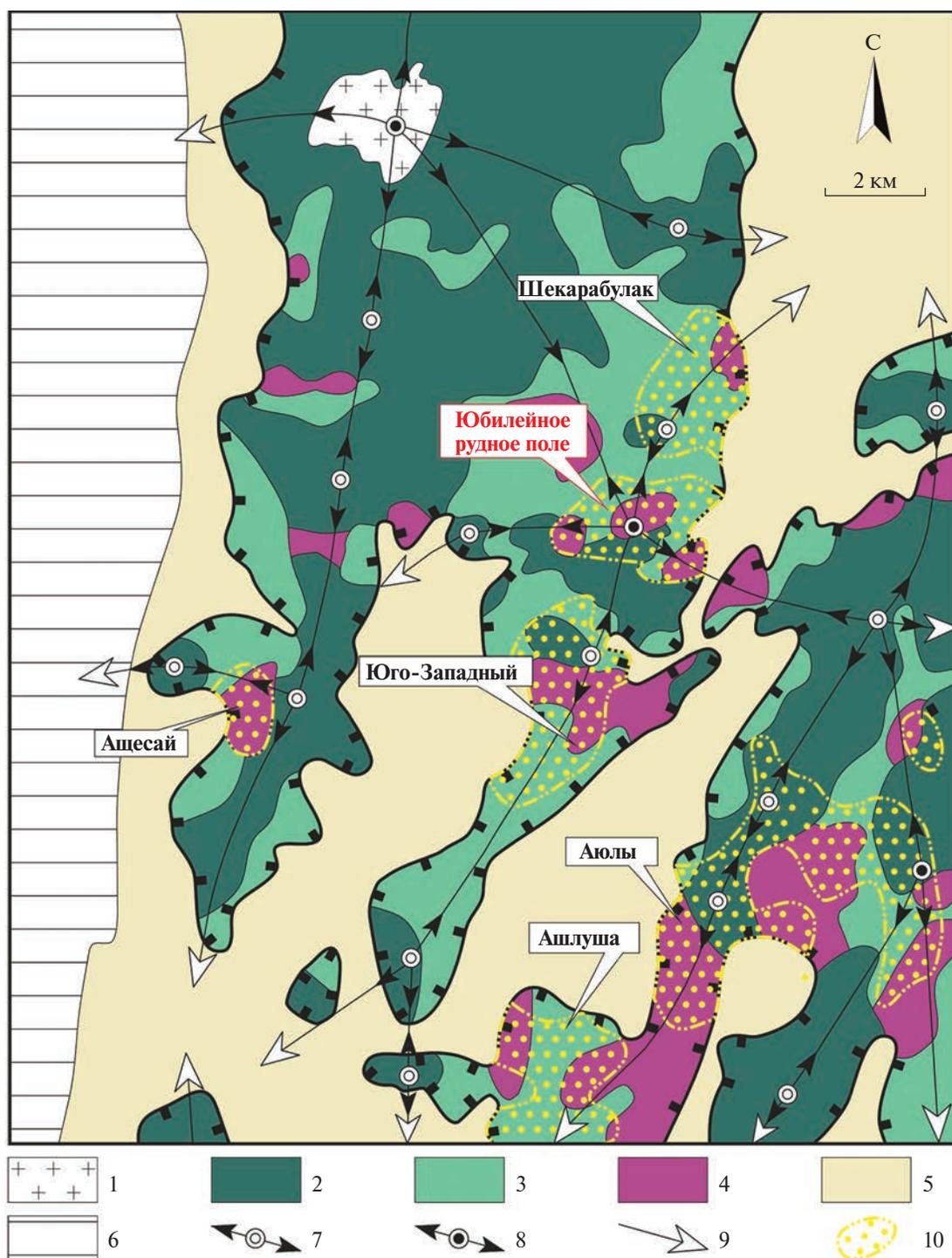
В отличие от выше описанной, *плутоногенная* (“сингранитная”) группа вторичных изменений выделяется сильным перераспределением Au, Ag, Cu, Bi, As, W и Mo и в меньшей степени — сидерофильных элементов. Наибольшим обогащением Au, Ag, Cu, Mo и Bi в пределах минерализованной зоны месторождения Юбилейное и его окрестностей отличаются филлитизированные и скарнированные породы. Характерно обеднение этими элементами пропилитизированных (эпидот-хлорит-биотитовая фация) основных вулканитов и вулканогенно-осадочных и терригенных отложений, а также альбитизированных гранодиоритов и диоритов Айрюкской интрузии.

Комбинированное петрографическое и геохимическое изучение ореолов гидротермальных изменений, позволило охарактеризовать зоны изменений, связанных как с синвулканическими ранне-среднедевонскими процессами, так и с минерализующим франским гранит-порфировым комплексом (см. табл. 2). Первые в основном отвечают поствулканическому перерождению вулканитов, близкому колчеданносным полям (альбитизация, пропилитизация и лиственитизация). Вторые представлены — на прогрессивной фазе — калишпатизацией, ороговикованием и скарнированием, а на регрессивной — пропилитизацией, кварц-серцитовыми изменениями и березитизацией. В це-

лом они отвечают изменениям порфирового стиля в апикальной части гранитоидного штока, с которыми связана медно-золотопорфировая минерализация. Указанный шток представляет собой локальный купол крупной диоритовой/гранодиоритовой интрузии (батолита), которая, по видимому, относится к айрюкскому интрузивному комплексу позднего девона—раннего карбона. Большая часть интрузии скрыта, и ее размещение реконструировано как по геофизическим данным, так и по результатам настоящего исследования. Карта зональности изученных изменений, иллюстрирующая внутреннюю структуру плутоногенной порфирово-гидротермальной системы в исследуемом районе, показана на фиг. 10.

Развитые в регионе зоны догранитных натриевых (альбитофировых), пренит-хлорит-пумпеллитовых изменений пропилитового и лиственитового типов ассоциируют с палеовулканическими аппаратами и связаны с поствулканическими процессами. Реликтовые зоны синвулканических изменений сохранились локально — они проявлены в породах участков более глубокого, на 0.5–1.5 км ниже современной поверхности, положения скрытого на глубине гранитоидного батолита. Раннее замещение хлорита биотитом и повсеместное разложение пумпеллита маркируют внешние границы ореола изменений, связанных с гранитами. Внутренняя структура ГМ-ореола определяется, в первую очередь, как морфологией кровли интрузии, так и геоморфологическими факторами. С уменьшением расстояния от гранитоидного тела происходит последовательная смена пропилитовых эпидот-хлорит-биотитовой и эпидот-актинолитовой фаций зонами скарнирования. Зоны пропилитовых и скарновых эпидот-актинолитовых изменений, расположенные ближе всего к интрузиву, указывают на локальные купола на поверхности кровли скрытой гранитоидной интрузии, тогда как вышеупомянутые виды изменений в сочетании с ореолами филлитизованных изменений указывают на локальные купола, осложненные наличием совсем небольших гранит-порфировых штоков и даек. Геофизические данные показывают, что купола Шекарабулакского и Юго-Западного месторождений расположены ближе к современной поверхности, чем купола, связанные с месторождениями Аюлы, Ашлуша и Ащесай. Глубина до кровли последних трех штоков достигает 300–500 м, и предполагается, что эти купола залегают наиболее глубоко в исследуемом районе.

Зоны скарновых и филлититовых изменений сопровождаются положительными геохимическими ореолами Au, Cu, Ag и других микроэлементов и отражают возрастающую степень взаимодействия породы с флюидом, связанным с гранитным плутоном. Такая схема петрографо-геохимического районирования позволяет нам



Фиг. 10. Схематическая карта развития плутоногенных гидротермально-метасоматических (ГМ) изменений района Юбилейного месторождения с элементами прогноза территории на Au-порфировое оруденение, по (Shatov et al., 2003) с небольшими изменениями.

1–4 – плутоногенные ГМ изменения: 1 – фельшпатолиты, 2 – пропилиты ep–act фации, 3 – пропилиты ep–chl–bt фации, 4 – березиты; 5 – догранитные ГМ-образования; 6 – чехол мезозойско-кайнозойских отложений, перекрывающих палеозойские образования; 7–9 – элементы морфологии кровли гранитного массива: 7 – направление погружения скрытых на глубине локальных гранитных куполов, 8 – направление погружения выходящих на поверхность локальных гранитных куполов, 9 – генеральное направление погружения кровли интрузии; 10 – положительные геохимические аномалии Au–Cu–Ag–Bi–W–Mo–As состава, отвечающие прогнозируемым рудным полям (подписаны на “флажках”). Сокращения названий минералов: ep – эпидот, bt – биотит, act – актинолит, chl – хлорит.

оценить рудный потенциал исследуемой территории. Например, интенсивные филлизитовые зоны в пределах Шекарабулакского, Юго-Западного и Аюлинского месторождений (см. фиг. 10) вместе с положительными ореолами $Au + Cu + Ag + Bi + W + Mo + As$ могут указывать на невоскрывшую здесь порфириновую $Au (+Cu)$ минерализацию типа месторождения Юбилейное.

Сравнительный анализ Юбилейного и иных порфириновых месторождений Урала

В отличие от преобладающих на Земле молодых (MZ–KZ) порфириновых систем (см. напр., John et al., 2010), месторождения на Урале (Cu-, Au- и Mo-порфириновые) связаны только с палеозойскими (429–309 млн лет) интрузивами (Грабежев и др., 2017). Для них U–Pb возраст циркона из кварцевых диоритов в целом уменьшается с запада на восток от $(S_2)–D_{1-2}$ в Тагило-Магнитогорской мегазоне и в западной части Восточно-Уральской вулканогенной зоны до $D_3^2–C_1^1$ в ее восточной части и до C_2 в самой восточной зоне – Валерьяновской (фиг. 11, табл. 3). Геодинамическая позиция месторождений в первых двух зонах в основном отвечает островодужным условиям, а в Валерьяновской зоне – активной континентальной окраине (Пучков, 2010; Vortnikov, Vikentyev, 2013; Plotinskaya et al., 2017).

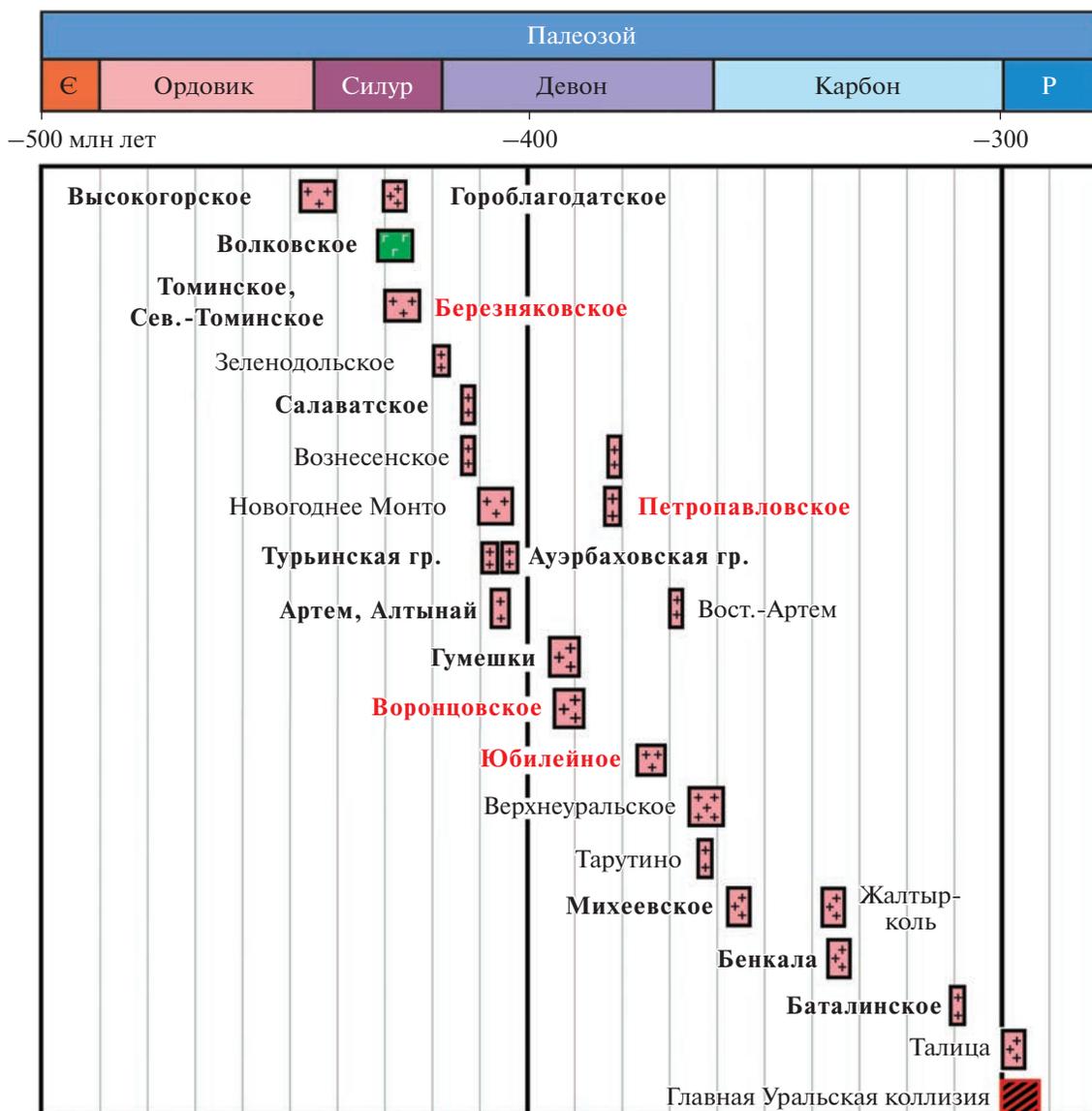
Наряду с распространенными на Урале медно-порфириновыми ($\pm Mo$) месторождениями (Агеева, Волчков, 1982; Шишаков и др., 1988; Грабежев, Белгородский, 1992), здесь местами развиты сравнительно небольшие месторождения, связанные с заметно обогащенными золотом массивными порфириновидных гранитоидов – описываемое Юбилейное, а также Петропавловское на Полярном Урале (Викентьев и др., 2017). В ряде слабо эродированных порфириновых рудно-магматических систем в верхних частях развита эпitherмальная минерализация (Сазонов и др., 1994; Грабежев и др., 1995, 2000; Plotinskaya et al., 2014) (Березняковское, Челябинская обл.). Эти остающиеся проблематичными по геотектонической позиции и рудно-формационным характеристикам медно-золотопорфириновые объекты Урала связываются с субвулканическими телами и малыми интрузивами неширокого диапазона возрастов (382–374 млн лет) для первых двух, а для Березняковской медно-золотопорфириновой системы – 428 млн лет (см. фиг. 11, табл. 3).

Медно-золотопорфириновые месторождения на планете представлены существенно золотоносными (с режимом преобладанием в промышленном отношении золота над медью) рудными объектами медно-порфиринового семейства (Sillitoe, 2008; Chiaradia, 2020). Наиболее характерными и изученными их представителями являются месторож-

дения, находящиеся в составе крупного сегмента перикратонного металлогенического пояса, который часто выделяется в качестве самостоятельного золоторудного пояса Марикунга или рассматривается в качестве северного сегмента пояса Эль Индио-Марикунга (Sillitoe, 2008). Пояс Марикунга вмещает группу “золото-порфириновых” (с содержанием меди менее 0.25 мас.%) (Марте, Лобо, Ла Пепа, Серро Казале и др.) и особо богатых золотом медно-золотопорфириновых (Рефуджио и др.) месторождений, связанных с миоценовыми высококалийными известково-щелочными породами (Vila, Sillitoe, 1991; Vila et al., 1991). Общие ресурсы данного пояса составляли около 440 тонн Au и 14000 тонн Ag (Vila et al., 1991). В частности, месторождения Марте и Лобо, часто рассматриваемые как единое месторождение, совместно имеют запасы около 170 тонн Au при средних содержаниях 1.22 г/т Au.

Месторождение Марте приурочено к периферической части небольшого (10×10 км) слабоэродированного миоценового стратовулкана, сложенного лавами умеренно-калиевых известково-щелочных андезитов и подчиненных дацитов (Vila et al., 1991). *Месторождение Лобо* также локализовано в миоценовых вулканитах и прорывающих их диоритах. Вулканиды и интрузивные породы интенсивно аргиллизированы, серицитизированы и окварцованы. На фланговых и в верхних частях месторождения развиты тела гидротермальных брекчий. Измененные породы содержат 1–3 об.% сульфидов при высоком отношении пирит/халькопирит ($\sim 3/1$); содержание Cu не превышает 0.12%. *Месторождение Рефуджио* вмещает около 250 млн т руды $C_{Au}^{cp} = 1$ г/т. В рудных телах участки повышенных C_{Au} совпадают с участками высокой плотности кварцевых прожилков. Среди последних преобладают прожилки, сложенные пиритом (до 5 об. %), магнетитом (до 5 об. %) и кварцем; более поздними являются пирит-кварцевые прожилки. Содержания Cu варьируют от 0.01 до 0.08 мас. %, в среднем $\sim 0.03\%$. Месторождение Рефуджио считается наиболее глубинным в поясе Марикунга. Золотоносный кварцевый штокверк был сформирован на глубине 800–1000 м ниже палеоповерхности (Vila et al., 1991). Вмещающие вулканиды интенсивно изменены с развитием пирит-каолинит-серицит-кварцевых метасоматитов (2–3 об. % пирита), иногда с турмалином, местами с безрудными пирит-алунит-кварцевыми обособлениями. По-видимому, к такому же Au (–Cu)-порфириновому типу относится и месторождение Рябиновое на Алданском щите (Шатова и др., 2019).

Медно-золотопорфириновые рудно-магматические системы на Урале характеризуются рядом особенностей, которые здесь рассмотрены на примере Юбилейного (см. выше) и Петропавлов-



Фиг. 11. Позиция порфировых, скарновых (и связанных с ними) месторождений Урала на шкале геологического времени.

На схеме указаны радиоизотопные возрасты рудоносных плутонов – диоритоидов и гранитоидов, в случае Волковского месторождения – габбро и диоритов. Жирным шрифтом выделены крупные месторождения, красным шрифтом – золоторудные месторождения (Au – основной полезный компонент руд). Пояснения по возрастам месторождений (включая метод анализа) и библиографические ссылки см. табл. 3.

ского (Викентьев и др., 2016₁, 2017) месторождений. В Тоупугол-Ханмейшорском рудном районе, в самой северной части Войкарской зоны (Полярный Урал) Тагило-Магнитогорской мегазоны, локализованы месторождения медно-золотопорфировое Петропавловское с $C_{Au}=2.26$ г/т и Au–Fe-скарновое Новогоднее-Монто с $C_{Au}=1.93$ г/т (Soloviev et al., 2013; Викентьев и др., 2017). В раннем девоне, в связи с внедрением диоритоидов, главной фазы собского комплекса в объединяющем их Новогодненском рудном поле формировались скарново-магнетитовые руды. В начале среднего

девона были образованы медно-золотопорфировые крупнообъемные штокверки (Au–Ag–Te–W ± Mo, Cu), связанные с кварцевыми диорит-порфиридами и плагиогранит-порфирами средней–поздней фаз собского комплекса. В позднем девоне часть сульфидной минерализации была перераспределена с образованием линейных золото-малосульфидно-кварцевых жильных зон – в связи с завершающими фазами собского и конгорского комплексов, обладающих пространственной и, по последним данным (Соболев и др., 2018₁), временной близостью. По серициту березитоидов

Таблица 3. Возрастные данные для порфировых, скарновых (и связанных с ними) месторождений Урала

Тектоническая позиция	Тип	Рудоносные магматические комплексы (ассоциация)	Основные рудные эл-ты	Месторождения	Возраст, млн лет	Ссылка
Зрелые островные дуги	Мо-Си-порфировый	Габбро-диорит-гранодиоритовый	Cu-Mo	Лексингальбейское	R ₃ ****	
	Мо-порфировый	Моногаббро-монцодиоритовый	Mo (Cu, Au)	Яркуское	687 ± 3	Соболев и др., 2023
	Медно-порфировый	Андезит-диоритовый (диоритовая)	Cu (Au, Ag)	Северо-Томинское	429 ± 4; 425.2 ± 3.6*	Грабежев, Краснобаев, 2009
				Томинское	428 ± 3***	Грабежев и др., 2017
				Калиновское	S ₂ ****	
	Титаномагнетит-апатит-медный с Au, Pd	Габбро-норитовый	Fe, Cu, Au, Pd, Pt (Ag)	Волковское	428 ± 7; 427.5 ± 5.3	Аникина и др., 2017
				Березняковское	409.0 ± 2.3	Аникина и др., 2018
					428 ± 3.9*	Грабежев, Краснобаев, 2009
	Полиметаллический в карбонатных толщах	Медно-порфировый	Au, Cu (Pb, Zn)	Мичуринское	427 ± 6***	Грабежев и др., 2017
				Биксизак	S ₂ ****	
	Золото-скарново-магнетитовый	Габбро-диоритовый	Cu (Mo, Au)	Зеленодольское	418.3 ± 1.3**	Грабежев и др., 2017
				Карагайкуль	418 ± 25 (Sm-Nd)	Косарев и др., 2014
Салаватское				412	Косарев и др., 2014	
Ялунигорское				411.5 ± 1.6**	Грабежев и др., 2017	
Золото-скарново-магнетитовый	Диорит-гранодиоритный	Fe, Au (Cu, Mo, Co, Ag)	Новогоднее Монто	410 ± 2**	Викентьев и др., 2017	
			Артемовское	405.9 ± 3.8; 405.7 ± 2.5	Грабежев и др., 2017	
Медно-порфировый	Габбро-диорит-тоналит-плагиогранитный	Cu (Mo, Au)	Алтайское	404.2 ± 2.4	Грабежев и др., 2017	
			Маникуйское	D ₁₋₂ ****		
Золото-порфировый	Габбро-диорит-тоналит-плагиогранитный	Au (Ag, Cu, Mo, W)	Петропавловское	403 ± 4	Соболев и др., 2018 ₂	
			Константинское	382 ± 4****	Викентьев и др., 2019	
				D ₂ ****	Викентьев и др., 2006	
Медно-порфировый	Габбро-диоритовый	Cu (Au)	Медногорское	D ₂ ****	Грабежев и др., 2017	
			Вознесенское	412 ± 3; 381 ± 5	Грабежев и др., 2017	
			Еленовское	D ₂ ****		
	Диорит-гранодиоритовый	Cu (Mo, Au)	Восточно-Артемовское	369 ± 18*	Грабежев и др., 2017	
			Cu			

Таблица 3. Окончание

Тектоническая позиция	Тип	Рудоносные магматические комплексы (ассоциация)	Основные рудные эл-ты	Месторождения	Возраст, млн лет	Ссылка	
Активные окраины	Скарново-магнетитовый	К–Na полно-дифференцированный вулканоплутонический	Fe (Cu, Co)	Высокогорское	444 ± 4; 443 ± 5	Ферштагер, 2013	
	Скарново-медно-магнетитовый и медно-скарновый	К–Na андезит-базальтовый и габбро-диорит-гранитовый	Cu, Fe (Au)	Горбаладатское	428 ± 3	Ферштагер, 2013	
	Скарново-магнетитовый	К–Na полно-дифференцированный вулканоплутонический	Fe (Cu, Co, Au)	Аурбаховская группа	407.7 ± 1.6**	Грабежев и др., 2014	
	Медно-порфиновый	Габбро-норитовый и моцодиорит-гранодиоритовый	Габбро-диорит-гранодиоритовый	Fe (Cu, Co)	Естюнинское	404.5 ± 9.1*	Ферштагер, 2013
						404 ± 4; 393 ± 3	Ферштагер, 2013
	Медно-скарновый	Габбро-диорит-гранодиоритовый	Габбро-диорит-гранодиоритовый	Cu (Mo, Au)	Спиридоновское	S ₂ -D ₁ ****	
						S ₂ -D ₁ ****	
	Золотосульфидно-реальгаровый	Риолит-базальтовая и габбро-диоритовый	Риолит-базальтовая и габбро-диоритовый	Cu, Fe (Au)	Гумешевское	393 ± 18*	Грабежев и др., 2017
						390.0 ± 2.8	Грабежев и др., 2017
	Золото-порфиновый	Мо-порфиновый	Плаггиогранитный e	Au, Ag (Hg, Sb, Pt, As)	Воронцовское	391.1 ± 4.9****	Викентьев и др., 2016 ₂
						374 ± 3	Грабежев и др., 2017
	Золото-скарновый	Диорит-гранодиоритовый	Диорит-гранодиоритовый	Cu–Mo (Au)	Тарутинское	362 ± 9*	Грабежев и др., 2017
360*						Салихов, Мигрофанов, 1994	
Медно-порфиновый	Диорит-гранодиоритовый	Диорит-гранодиоритовый	Au (Cu)	Барваринское	362 ± 4	Грабежев и др., 2017	
					D _{2,3} ****		
Скарново-магнетитовый	Мо-порфиновый	Моцодиоритовый (монцитонидная)	Cu (Mo, Au, Re)	Михеевское	356 ± 6	Грабежев и др., 2017	
					C ₁ ****		
Медно-порфиновый	Диорит-гранодиоритовый	Диорит-гранодиоритовый	Fe (Cu)	Качарское, Соколовское, Сарбайское, Магнитогорское, Алешинское, Покровское, Крутлогорское	336.4 ± 2.9**	Грабежев и др., 2017	
					334.7 ± 2.9**	Грабежев и др., 2017	
Медно-порфиновый	Мо-порфиновый	Моцодиорит-гранитовый	Cu–Mo (Au)	Бенкала	309.1 ± 0.7	Грабежев и др., 2017	
					C _{2,3} ****	Елохин, Грязнов, 2012	
Раннеколлизонная			Mo (Au, Cu)	Талицкое	297.4 ± 2.3	Смирнов и др., 2017	

Примечание. Палеотектоническая позиция порфировых систем и родственных им скарновых месторождений во многих случаях требует уточнения. * Rb–Sr возраст гранитоидов, ** LA-ICP-MS U–Pb возраст цирконов из гранитоидов, *** U–Pb SHRIMP–Pb/пс Pb-возраст цирконов из гранитоидов, **** геологический возраст pluton по данным геолого-съемочных работ, ***** Ag/³⁹Ar метод, гидрослюда. Остальные значения U–Pb SHRIMP–II Pb-возраст цирконов из гранитоидов. Жирным шрифтом выделены крупные рудные объекты.

Петропавловского месторождения проведено $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование: возраст плато составил 382 ± 4 млн лет (Викентьев и др., 2019). Эта дата хорошо коррелирует с заключительным этапом гранитоидного магматизма на Полярном Урале (Соболев и др., 2018₁ и ссылки в этой работе), который, вероятно, связан с коллизионной обстановкой, обусловленной закрытием задугового Войкарского бассейна и аккрецией островной дуги к Аркт-Лавруссии (Кузнецов, Романюк, 2014).

Юбилейное и Петропавловское месторождения характеризуются рядом черт сходства:

- близкий состав интрузивных комплексов;
- пространственная ассоциация золоторудной минерализации с телами порфировых пород кислото–среднего состава (конформность рудных тел порфировым интрузивам);
- тонкорассеянный штокверковый и прожилково-вкрапленный тип минерализации, в основном проявленный в виде зон интенсивного окварцевания и серицитизации;
- локализация месторождения в тектонически осложненной зоне в области пересечения разрывных нарушений нескольких направлений;
- золото-сульфидный тип минерализации (помимо золота, содержания иных химических элементов, даже обычных спутников, например меди, крайне низки);
- близкий возраст.

Таким образом, можно заключить, что на Урале имеются близкие аналоги золоторудных порфировых месторождений пояса Марикунга, Чили (Vila, Sillitoe, 1991). К признакам сходства с ними могут быть отнесены: приуроченность к штоку кислых (до средних) порфировых пород в палеовулканической структуре; наличие интрузивных брекчий с микродиоритовой матрицей (особенно на Марте и Лобо); наличие аксессуарного магнетита в продуктивной интрузии; К-силикатные изменения, наряду с преобладающим (и ассоциирующим с повышенным C_{Au}) окварцеванием; широкое развитие в рудах магнетита, как правило, не уступающего или близкого по объемной доле пириту; небольшие размеры месторождений (по 50–100 млн т руды в Марикунге и ~45 млн т руды в Юбилейном, с учетом отработанной). Отличия: широкое в Марикунге и локальное на Юбилейном развитие кварцевых жил и кварцево-жильных штокверков, преобладающий плагиоадамеллитовый состав интрузива на Юбилейном и обычный диоритовый (кварцевый диоритовый) состав в Марикунге и нек. др. признаки.

Устойчивое присутствие магнетита в родительском плутоне, что указывает на его принадлежность к “магнетитовой серии”, как и его обилие в рудах, подчеркивают окисленную природу этот порфировой системы. Это отличает рассмат-

риваемую группу месторождений (Юбилейное, Петропавловское, а также Рефуджио, Лобо и др. в поясе Марикунга) от золотых объектов Форт-Нокс, Бревери-Крик, Пого и Райан Лод, которые относятся к восстановленному плутоногенному (reduced intrusion-related) типу и связаны с гранитоидами ильменитовой (или переходной магнетит-ильменитовой) серии постколлизионного этапа (Hart, 2007) и, таким образом, обособлены от медно-порфировых семейства.

Порфировые месторождения Урала в основном формировались на небольших глубинах (2–4 км). Однако корни большинства рудообразующих систем, производными которых являются эти месторождения, уходят в мантию. Об этом свидетельствуют данные по изотопному составу Sr, Nd, H, O, Pb и других элементов, входящих в минералы рудоносных порфировых пород и руд Урала (Грабежев, 2009; Чугаев и др., 2021). Проходя через земную кору, рудоносные расплавы и флюиды заимствуют из нее многие элементы, включая рудные. В конечном итоге рудное вещество представляет собой смесь мантийных и коровых компонентов, находящихся в различных количественных соотношениях соотношениях, но с преобладанием первых. Полагают, что Cu, Au и Re связаны в основном с мантийным источником, а Mo – с коровым. Для практически всех месторождений соотношения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i в рудоносных гранитоидах и карбонатах из жил (0.7039–0.7051 и 0.7043–0.7046 соответственно) отвечают мантийным меткам с небольшой примесью материала земной коры. То же самое подтверждается значениями (ϵNd)_i гранитоидов +(3.9–6.6). Среди медно-порфировых объектов относительно высокая примесь материала земной коры ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i = (0.7049–0.7051) характерна для диоритов наиболее крупных Михеевского и Томинского месторождений.

По петрогеохимическим и изотопно-геохимическим особенностям среди порфировых интрузивов Урала довольно резко выделяются два месторождения: описываемое Юбилейное Au-порфировое и связанное с шошонитовым габбро-диорит-монцогранодиоритовым комплексом Верхнеуральское Cu–Mo-порфировое. Для первого (ϵNd)_i составляет –2.9...–1.9 (Грабежев, 2014; Shen et al., 2018), а для второго (ϵNd)_i = +1.5 (Грабежев, 2014). Месторождение Юбилейное характеризуется высокими значениями ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i, составляющими для гранитоидов 0.70778–0.7090 (и одно значение 0.70412) (Грабежев, 2014; Shen et al., 2018), а для карбоната из кислотных метасоматитов – 0.7065 (Грабежев, 2014), что свидетельствует о значительной, причем – максимальной для уральских порфировых плутонов, примеси корового материала в его гранитоидах (критерий $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.705$, Tittley, Bean, 1981). Отрицатель-

ные значения (ϵNd), и протерозойские модельные Nd-возрасты ($T_{\text{DM2}} = 1.344\text{--}1.365$ млрд лет; Shen et al., 2018) склоняют к выводам о формировании гранитоидных расплавов Юбилейного в результате плавления блоков неопротерозойской коры (Чугаев и др., 2021). Для рудовмещающих плагиоадамеллит-порфиоров Юбилейного месторождения характерны повышенные содержания Si, K, Rb по сравнению с диоритоидами Au–Cu месторождений Тагило-Магнитогорской вулканогенной мегазоны.

Свинцово-изотопные исследования обнаружили близость изотопных отношений Pb руд и кислых магматических пород месторождения Юбилейное и малый масштаб их вариаций (Чугаев и др., 2021), таким образом, кислые магматические расплавы выступали здесь главным источником свинца в рудах. Наличие единого глубинного, вероятнее всего, магматического источника рудообразующих флюидов подтверждает и относительно гомогенный изотопный состав серы сульфидов с $\delta^{34}\text{S} = +7.6\text{...}+9.7\text{‰}$ (Грабежев и др., 1989; Чугаев и др., 2021). На обеих Pb-изотопных диаграммах (Чугаев и др., 2021) точки изотопного состава Pb-руд и плагиогранит-порфиоров образуют компактные поля, но при этом точки, отвечающие месторождению Юбилейное, расположены за пределами полей изотопного состава Pb медно-порфиоровых месторождений Восточно-Уральской вулканогенной и Магнитогорской зон, для которых предполагается участие мантийного источника (Грабежев, 2009; Plotinskaya et al., 2017). Это особенно заметно на диаграмме с “ураногенными” изотопами Pb, где точки для пород и руд Юбилейного расположены резко изолировано, причем существенно выше прочих порфиоровых объектов Урала – вблизи верхнекоровой эволюционной кривой, образуя вытянутое поле, единое с надсубдукционными гранитоидами Челябинского плутона и минерализацией золоторудных месторождений Магнитогорской зоны, в которых свинец имеет преимущественно коровое происхождение (Чугаев, Знаменский, 2018; Чугаев и др., 2021). На “торогенной” Pb-изотопной диаграмме (в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) они также попадают в поле надсубдукционных гранитоидов, близкое указанной золоторудной минерализации, хотя в целом и укладываются в тренд, общий с подавляющим числом значений для сульфидов Cu-порфиоровых месторождений Южного Урала (Чугаев и др., 2021).

Таким образом, совокупность геологических, геохимических и изотопно-геохимических признаков – прежде всего, отсутствие мантийных (базит-ультрабазитовых) меток – с высокой вероятностью указывает на существенно коровые источники вещества, формировавшего Юбилейное месторождение. Это приближает его к месторож-

дениям континентальных окраин андийского типа. В данном случае идет речь об окраине Мугоджарского микроконтинента – крупном осколке Казахстанского кратона – оказавшейся в надсубдукционных условиях. По сравнению с типичными Cu-порфиоровыми месторождениями океанических островных дуг, флюид в порфиоровых системах андийского типа, когда в результате взаимодействия рудоносных расплавов и флюидов в их состав вовлекается вещество континентальной коры, имеет относительно более окисленное состояние, что способствует более эффективному переносу Au магматическим флюидом (Richards, 2011).

Родоначальные для медно-золотопорфиоровых месторождений Урала магматические комплексы $S_1\text{w}$ – $D_3\text{fr}$ отвечают ранней фазе цикла Уилсона с максимальной (на фоне “общеуральской” металлогении) рудопродуктивностью в виде связанных с ультраосновными–основными комплексами Cr (+Os, Ir, Ru) и Fe-Ti-V ($\pm\text{Cu}$, Au, Pd, Pt, Rh) гигантских месторождений. Не исключено, что именно происходящая в нижней части литосферы магматическая дифференциация соответствующих родоначальных для них большеобъемных очагов основных расплавов обуславливает появление (как крайнего члена) диоритовых выплавок с заметным обогащением их золотом и медью. Повышенной металлонности порфиоровых систем может способствовать то, что особенно обогащены этими двумя металлами магматические флюиды, сосуществующие с кислыми расплавами (Викентьев и др., 2012).

Развитие модели порфиорового рудообразования

Образование порфиоровых месторождений, представленных штокверковой, рассеянно-прожилковой и прожилково-вкрапленной минерализацией, в вулканоплутонических поясах протестивно тесно связано с формированием небольших гранитоидных штоков в самых верхних частях земной коры. Происхождение этих интрузивов обусловлено глубинными процессами. В геодинамическом плане, порфиоровое рудообразование представляет собой весьма характерную фазу циклического круговорота материи в коре и верхней мантии, постоянно, по крайней мере в фанерозое, действующего на Земле. Материал океанической коры вовлекается по зонам Беньофа в глубины мантии, где он испытывает аномальные *PT*-воздействия. Процесс субдукции сопровождается высвобождением летучих и металлических компонентов из океанической плиты (Sillitoe, 1972; Noll et al., 1996; Schmidt, Poli, 2005). Вполне вероятно, что она является источником большей части меди и сопутствующих металлов. Медь – в основном в виде Cu- и Cu–Fe-сульфидов, а также в составе других сульфидов – в оке-

анической коре присутствует в габброидах низов коры (дайковый комплекс) и вышележащих базальтах с C_{Cu} = несколько сотен ppm, в гидротермальных сульфидных (volcanogenic massive sulfide, VMS) постройках с C_{Cu} до нескольких мас. %, пелагических осадках с ~800 ppm Cu и железомарганцевых конкрециях и корках с ~4500 ppm Cu (Morgan, 2000; Викентьев и др., 2000, 2023; Li, Schoonmaker, 2005; Cathles, 2011; Hannington, 2011; Richards, 2011; Новиков и др., 2014; Holwell et al., 2022).

В окраинно-континентальных условиях (окраины андийского типа) в составе осадочного слоя субдуцирующей океанической плиты доминирует материал разрушающегося континента, скапливающийся у его подножья. Это, вполне вероятно, является одним из позитивных факторов, определяющих высокую продуктивность развитых здесь порфировых рудообразующих систем. Во всяком случае, высказанная точка зрения может оказаться подспорьем для дальнейшего развития этой широко принятой в настоящее время модели.

Под воздействием поднимающихся из мантии высокотемпературных флюидов происходит плавление пород: сначала верхов литосферной мантии (глубина ~40–80 км), а потом и низов коры, что в случае окраинно-континентальных обстановок отвечает глубине ~30–40 км, с образованием относительно малоплотных (по сравнению с окружающими базитами–гипербазитами) магм диоритового-гранитного состава. Они постепенно “всплывают” в коре, и, вероятно, на глубинах 5–10 км такой расплав образует промежуточный магматический очаг (Lowell, Guilbert, 1970; Сотников и др., 1977; Sillitoe, 2010; Richards, 2013). При его остывании и кристаллизации происходило отделение рудоносного флюида. Ограниченные порции такого малоплотного расплава принакают в верхние горизонты земной коры (2–4 км) и формируют штоки и дайки порфировых пород кислого состава. Не исключено, что часть флюидов использует в качестве проводника соответствующие магматические каналы с еще не застывшим расплавом (трансмагматические флюиды, по Д.С.Коржинскому, 1983), обеспечивая, таким образом, лавинное поступление рудного вещества в зону рудоотложения, пространственно тесно ассоциирующую с этими штоками. Эти расплавы и флюиды, устремляющиеся вследствие их низкой плотности к земной поверхности, формируют месторождения порфировых руд, связанные с корневыми частями вулканов и гипабиссальными интрузиями.

Сейсмо-вулканические импульсы надсубдукционной активности обуславливали периодическое поступление новых порций расплава, в том числе проявляющихся в виде действующих вулканов, в связи с чем в будущих рудных полях фор-

мировались многочисленные серии малых субвулканических и гипабиссальных тел. Магματοгенные флюиды, сначала находящиеся в надкритическом состоянии и по составу щелочные хлоридные ($\pm F$), а потом – гидротермальные хлоридно-углекислые, вызывали интенсивные вторичные изменения вмещающих магматических пород и вулканогенно-осадочных серий – калишпатизацию, биотитизацию, серицитизацию, окварцевание и пирититизацию (Lowell, Guilbert, 1970; Sillitoe, 1972; Halley et al., 2015). Весь спектр указанных изменений закартирован в рассматриваемом Юбилейном рудном поле. Из флюидов, содержащих Cu, Fe, Zn, Mo, Au (C_{Cu} и C_{Mo} в растворах 0,0n–0,n г/л), в этих метасоматитах отлагалось рудное вещество в виде кварц-сульфидных прожилков и рассеянной вкрапленности сульфидов и магнетита (Einaudi et al., 2003; Sillitoe, 2010; Richards, 2013). Рудообразующий процесс развивался в широком *PT*-диапазоне от 700–600°C до 400–150°C и от 2000 до 100 бар. Отложение рудных минералов происходило в условиях высоких градиентов температур, давлений и кислотно-щелочных свойств растворов. Определяющей для образования порфировых месторождений следует считать заключительную фазу большого кругооборота земного вещества, когда расплавы и летучие получают особую подвижность в связи с резким снижением давления. В такие моменты гидротермальная активность достигает максимума, обеспечивая наибольшие скорость и продуктивность рудообразования.

Длительность формирования порфировых месторождений

Сейсмогеологические исследования в районах действующих зон Беньофа дают возможность оценить время прохождения цикла кругооборота земного вещества. При средней скорости продвижения слэба по падению зоны Беньофа 5 см/год и расстоянии перемещения ~150 км, время достижения указанной глубины (~100 км) составит порядка 3 млн лет. Вероятно, не меньшее время расплаву придется двигаться к поверхности Земли, затрачивая, таким образом, на весь путь 5–6 млн лет, что определяет полное время цикла. Время образования островной дуги должно будет складываться из времени цикла кругооборота и времени постоянного существования зоны Беньофа как безостановочного “конвейера” подачи “строительного материала” к корням вулканических сооружений островной дуги. В предположении ширины закрывающегося палеоокеана порядка 1000 км – для Урала для разных периодов оценки размаха океана составляют от 200 до 2000 км (например, Каретин, 2000; Диденко и др., 2001; Иванов, 2001; Самыгин, Руженцев, 2003; Пучков, 2010) – и принятых ранее скоростях движения, время поглоще-

ния базальтоидной коры такого океана составит ~20 млн лет. Таким образом, время формирования островной дуги можно оценить периодом порядка 25 млн лет, из которых 20 млн лет приходится собственно на образование вулканического сооружения и связанную с ним деятельность по образованию $\text{Cu} \pm \text{Mo}$, Au , Fe месторождений. Учитывая относительное постоянство взаиморасположения путей перемещения вещества при формировании конкретной островной дуги, в том числе и флюидных потоков, можно считать это время (20 млн лет) максимальным для формирования крупного кластера порфирировых месторождений (т.е. рудного района). Время же кругооборота вещества коры через мантию — от его поглощения в зоне субдукции до выхода на поверхность геосферы в виде вулканоплутонической ассоциации — по сделанным выше оценкам составляет 5–6 млн лет при минимальной длине пути перемещения около 250 км. Можно предположить, что ограниченное развитие в окончательных продуктах признаков смешения и взаимодействия (mixing and mingling; напр., Chappell, 1996; Складов, Федоровский, 2006) достаточно разнородных контактирующих субстанций (коры и мантии) обязано механизмам, препятствующим гомогенизации вещества. Одним из основных факторов, видимо, является давление, поддерживающее силикатное вещество мантии в вязком инертном состоянии. Общее для всех компонентов рассматриваемой ультраабиссальной системы свойство несмесимости препятствует накоплению в продуктах кругооборота любых избыточных компонентов мантии, касается ли это собственных порфирировым объектам меди, молибдена и золота, или более характерных для мантийных пород хрома, никеля, магния и железа. Изложенный механизм объясняет отсутствие оруденения в большинстве крупных гранитоидных штоков и других интрузивных тел вулканоплутонических поясов. Наличие же наиболее высокопродуктивных $\text{Cu} \pm \text{Mo}$, Au рудных объектов, как уже отмечалось, можно объяснить ремобилизацией уже накопленного на предыдущих стадиях рудного вещества.

Если оценивать временной интервал активного существования порфирировых интрузий, пробившихся к поверхности до глубин возможного существования гидротермальных растворов (наиболее вероятно, 2–3 км), метасоматического их воздействия на породы и отложения рудного вещества, он составит величину 50–100 тыс. лет, близкую максимально установленной длительности жизни отдельно взятого крупного гидротермального поля для областей современного рудообразования в океане — 120 тыс. лет (Бортников, Викентьев, 2005). В геологических масштабах — это мгновение, или около 0.5% времени кругооборота вещества в верхних геосферах планеты. Подобных оценок придерживаются многие, например,

согласно обзору (John et al., 2010), отдельные медно-порфирировые месторождения имеют продолжительность жизни от нескольких сотен тысяч лет до 1 млн лет — в случае наиболее крупных рудно-магматических систем.

Рудно-магматические порфирировые системы и их геодинамическая позиция

Многие первоначальные представления о порфирировых месторождениях были высказаны еще в начальный период их разведки и ограниченного освоения в 60–70-е гг. истекшего столетия (Lowell, Guilbert, 1970; Sillitoe, 1972; Попов, 1977; Сотников и др., 1977; Павлова, 1978), т.е. во времена, когда мобилистские представления о тектоническом развитии Земли только зарождались. К тому времени стало ясно, что рудно-магматические порфирировые системы в основном связаны с островодужной (западно-тихоокеанского типа) или окраинно-континентальной (окраины андийского типа) обстановками, отвечающими зонам активного современного и третичного вулканизма, — хотя часть месторождений имеет иную природу (например, “постколлизийные” месторождения, Richards, 2009) и связана с магматизмом иного, например, щелочного, типа. При периодическом поступлении расплава, в том числе проявляющемся в виде действующих вулканов, формируются многочисленные серии малых субвулканических и гипабиссальных тел, часть из которых несет рудную минерализацию от рассеянной до более или менее богатой $\text{Cu} (\pm \text{Mo}, \text{Au})$.

Очевидными, но противоречивыми представлялись два факта — (1) небольшие глубины формирования порфирировых интрузий и связанных с ними месторождений и (2) заметная роль мантии в их возникновении (Lowell, Guilbert, 1970; Sillitoe, 1972; Freydier et al., 1997; Lang, Tittley, 1998). Дилемма решалась признанием возможности существования активных флюидных мантийных потоков, участвующих в порфирировых выплавках и насыщающих их магмы дополнительным рудным веществом (напр., Lang, Tittley, 1998; Берзина, Борисенко, 2008). Рудоносный потенциал мантии представлялся безусловным и неисчерпаемым. Это косвенно подтверждалось и повышением средних концентраций халькофильных элементов в ультраосновных (мантийных) породах (напр., Garuti et al., 1984; Викентьев и др., 2000; Lorand, Luguët, 2015; Kiseeva et al., 2017), и широким развитием в рифтовых зонах дна океана гидротермальных полей современного колчеданообразования, сопровождающего излияния толеитовых базальтов мантийной природы (Бортников, Викентьев, 2005; Franklin et al., 2005). Богатый спектр халькофильных элементов в колчеданных рудах относился только на счет мантийных ресурсов, так же как и для Cu-Ni и Fe-Ti-V месторож-

дений, которые, как и колчеданные, образуют рудные гиганты (Arndt et al., 2005; Pirajno, 2009; Charlier et al., 2015).

Сейчас, когда многие позиции плейт-тектоники экспериментально подтверждены и осмыслены, понимание геологической истории Земли и в частности – формирования руднопорфировых объектов становится более ясным. С позиций мобилизма большинство их увязывается с активными процессами поглощения и транспорта океанической коры вглубь мантии по зонам Беньюфа (т.е. с субдукцией). Именно субдукция привлекается для объяснения известных монцонитовой и диоритовой моделей образования порфировых объектов (Titley, Bean, 1981). Монцонитовая модель относится к вулканическим поясам на активных континентальных окраинах (Lowell, Guilbert, 1970), а диоритовая связывается с островодужными сооружениями в океанических областях вдали от континентов (Hollister, 1974, 1975). Именно с этими двумя тектоническими позициями связано подавляющее большинство молодых (с юры до квартера) порфировых месторождений. Первая группа ассоциирует с окраинно-континентальным (окраины андийского типа) режимом, а вторая – с островодужным (западно-тихоокеанского типа). В обоих случаях по наклонным зонам Беньюфа в мантийные глубины субдуцируются пластины (слэбы) молодой океанической коры, сложенной базальтоидами и габброидами и перекрытой маломощным водонасыщенным (~10 об. % H₂O) осадочным слоем (Titley, Bean, 1981).

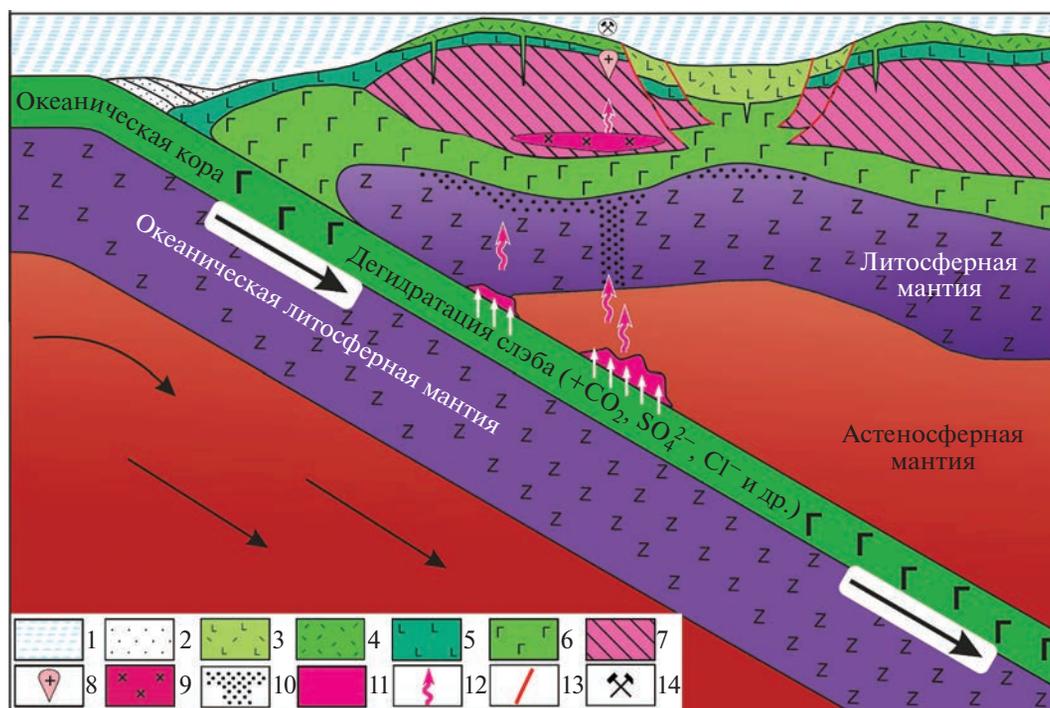
При движении слэба на определенных глубинах, обычно на 100 ± 20 км, вещество погружающейся пластины, разогреваясь, разуплотняется и плавится – как за счет высокой температуры, так и за счет смешивания с летучими веществами, основу которых составляет вода, насыщавшая ранее породы океанической плиты (осадочный слой и верхи базальтов) и выделившаяся при их дегидратации, а также CO₂, SO₄²⁻ и Cl⁻. Средний состав выплавки за счет процессов кристаллизационной дифференциации в сравнении с исходными базальтами и габброидами несколько подкисляется. С учетом же вещества осадочного слоя, по химизму близко соответствующего граниту, состав новообразованной магмы может местами приближаться к диориту. Став, благодаря даже частично (начиная с 15–20 об.%; Schiano et al., 1998; Schmelting, 2000) плавлению, подвижным, сравнительно малоплотный расплав под действием гравитационных сил покидает замедляющую свое движение вглубь мантии океаническую плиту и ближайшую область ее “переработки” в астеносфере. Он поднимается через мантийный клин над зоной Беньюфа, а затем и через кору – континентальную (сиалическую) в случае активной

континентальной окраины, и океаническую (мафическую), если события происходят вдали от континента.

В обоих случаях процесс обычно завершается активными взрывными извержениями расплавов (эксплозиями) – за счет насыщенности их летучими и резкого спада давления – и образованием вулканов, а в региональном масштабе – вулкано-плутонических поясов (ВПП). Основная доля прорвавшегося к поверхности вещества представлена, с одной стороны, вулканическими комплексами, а с другой – эшелонированными на разных глубинах промежуточными магматическими очагами, которые мы можем наблюдать в составе вскрытых эрозией ВПП складчатых областей как крупные и средние тела гипабиссальных пород гранитоидного состава.

Процесс образования ВПП на базитовом основании (на океанической коре), можно считать более простым и единообразным. Преобладающий состав формирующихся вулканитов оказывается андезибазальтовым, а литолого-фациальный состав отличается повышенным уровнем вулканогенно-осадочной составляющей, поскольку начальные этапы образования подобного пояса протекают в подводно-океанической (или прибрежно-морской) обстановке. Второй механизм сложнее, поскольку требует обязательного преодоления порядка 40–50 километров существенно сиалической континентальной коры (фиг. 12). На пути основного по составу расплава оказывается мощная толща гораздо более кислых образований, реакционно-неравносных по отношению к нему, и по этой причине он активно с ней взаимодействует (с ассимиляцией коровых компонентов). Более кислым, а именно андезитовым, становится средний состав образующихся вулканитов. В отношении оруденения, что подтверждается примерами самых крупных порфировых объектов Тихоокеанского пояса, он оказывается существенно более продуктивным, особенно на медь (Titley, Bean, 1981; Sillitoe, 2012; Richards, 2013).

В то же время отношение Cu/Au в месторождениях современных островодужных систем заметно ниже, соответственно среди них доля “золото-обогащенных” месторождений выше, на что обратили внимание давно (Kesler, 1973; Gustafson, 1978), а потом уже выяснилось, что запасы Au в них могут быть колоссальными (до >2500 тонн Au). Модели изотермической декомпрессии в диапазоне 600–300°C показывают, что растворимость Au сильно зависит от давления только при высокой температуре (600°C): она заметно (на три–четыре порядка) уменьшается при снижении давления с 800 до 10 бар (Hurtig et al., 2021). Напротив, растворимость Cu остается постоянной в широком интервале давлений (800–100 бар), но снижается



Фиг. 12. Схематическая позиция золото-порфировой минерализации, отвечающая зрелым островодужным/окраинно-континентальным палеотектоническим режимам.

1 – морские бассейны; 2 – аккреционная призма (глубоководные осадки); 3 – риолит-базальтовая ассоциация; 4 – преобладающие риолиты, дациты; 5 – базальты, долериты; 6 – габброиды, амфиболиты, гранулиты низов коры; 7 – микроконтиненты – фрагменты Казахстанского кратона; 8 – штоки порфиридных гранитоидов; 9 – магматические (средние–основные) очаги в средней коре; 10 – зоны частичного плавления литосферной мантии; 11 – области генерации глубинных флюидов, связанной с дегидратацией, декарбонатизацией и потерей летучих породами океанической плиты; 12 – высокотемпературные флюиды; 13 – разломы; 14 – позиция медно-золотопорфириды минерализации.

примерно на два порядка в диапазоне 100–10 бар. Хотя ранее (Murakami et al., 2010) было показано, что соотношение Cu/Au в порфиридных системах уменьшается с падением давления, оказалось, что изотермическая декомпрессия при высокой температуре (~600°C) не приводит к заметному снижению данного соотношения. В то же время на него сильно влияет изохорное охлаждение (Hurtig et al., 2021). В отличие от иных рассматриваемых металлов (Cu, Ag и Mo), концентрации Au не демонстрируют четкой положительной корреляции с давлением, зато Au достигает максимума растворимости при температуре $425 \pm 50^\circ\text{C}$ (Hurtig et al., 2021). Это способствует подвижности Au при более низких температуре и давлении – с последующим его отложением в неглубоких порфиридных системах (Vila, Sillitoe, 1991; Викентьев и др., 2017). Это исследование убедительно подтверждает гипотезу о том, что Au предпочтительно ремобилизуется в малоглубинных, относительно низкотемпературных обстановках, типа эпитермальных (напр., Heinrich et al., 2004; Hurtig et al., 2021).

В предварительном накоплении металлоносного вещества, вовлекаемого в упомянутый кругооборот и опосредованно способствующего

порфириному рудообразованию, важная роль принадлежит приповерхностным процессам, характеризующимся высокой эффективностью дифференциации вещества – за счет влияния процессов выветривания (субаквального и подводно-океанического) и биологической активности. Один из наиболее значимых вкладов, особенно в кайнозойском периоде, обеспечивают подводно-океанические скопления вулканогенных массивных сульфидов (VMS-тип, см. Викентьев и др., 2023₁) – продукты деятельности “черных курильщиков”, а также поля металлоносных осадков на их ближайших и удаленных флангах. Вариации в долях участия этих продуктов могут быть ответственны за различия состава вовлекаемых в субдукцию исходных скоплений металлов, чем, наряду с магматической дифференциацией, можно объяснить разнообразие состава порфиридного оруденения. Дополнительным, особенно важным в окраинно-континентальной позиции, источником рудного материала порфиридных месторождений, помимо мантии и продуктов ремобилизации металлов из пород слэба, является также и материал коры, через которую на своем

пути продвигаются расплавы, покидая мантийные глубины.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сочетание петрографии и многоэлементной геохимии позволили разделить два основных типа гидротермально-метасоматических изменений на Юбилейном месторождении: более раннее синвулканическое перерождение вулканитов, близкое VMS-типу (альбитизация, пропицитизация и лиственитизация), отчленено от более поздних изменений порфирирового стиля, с которым связано крупное месторождение золота. Последние представлены – на прогрессивной фазе – калишпатизацией, ороговикованием и скарнированием, а на регрессивной – пропицитизацией, серицитизацией и березитизацией.

Для синвулканических вторичных изменений установлен геохимический ряд зональности (от периферии вулканотектонических структур к их центру – в направлении вектора максимальной изменчивости): $\text{CrNiCo} \rightarrow \text{PbZnCuCrNi} \rightarrow \text{AuAg} (\text{CrNi}) \rightarrow \text{BaAuAg}$. Гидротермалиты плутоногенного этапа полно проявлены в пределах территории Юбилейного рудного поля. Они подчеркиваются развитием крупной положительной аномалии литохалькофильного типа с зональной сменой (от центра к периферии) $\text{AuCuBiMo} \rightarrow \text{AgWSnPbSbAs}$.

В большинстве случаев образование порфирировых месторождений является одной из последних фаз большого кругооборота земного вещества, вовлекаемого по зонам Бенъофа в глубины мантии, где оно испытывает аномальные температурные воздействия, сопровождающиеся чрезвычайно высоким давлением. Возникший в результате дегидратации/декарбонатизации материала океанической плиты флюид устремляется вверх, взаимодействует с окружающей астеносферой, а затем с литосферной мантией и земной корой, приводя к частичному плавлению их пород. Этот малоплотный (по сравнению с окружающей мантией и нижней корой) расплав под воздействием гравитационных сил движется вверх, к земной поверхности, где образует вулканоплутонические пояса. В них формируются месторождения порфирировых руд, связанные с корневыми частями вулканов и гипабиссальными интрузиями, с прожилково-вкрапленной штокверковой минерализацией, которая возникает близко во времени или несколько позже кристаллизации расплава, внедренного в виде небольшого гранитоидного штока в верхние части земной коры. Таким образом, порфирировое рудообразование можно рассматривать как весьма характерную фазу циклического круговорота материи в литосфере и мантии, когда вещество коры, побывав на мантийных глубинах, частично возвращается в близповерхностные горизонты Земли.

Источником рудного вещества образующихся порфирировых месторождений, наряду с мантийными производными, вероятно является концентрированное рудное вещество предшествующих этапов геологического развития (т.е. его ремобилизация), включая гидротермальные сульфидные (VMS) постройки, вовлекаемое в масштабный кругооборот вещества одновременно с силикатным веществом, составляющим основу поглощаемого при субдукции океанического слэба. Таким образом, может быть объяснено происхождение, по крайней мере, части наиболее экономически важных металлов (Cu и Au) порфирировых рудных объектов Восточно-Тихоокеанского пояса и близость геохимического облика столь несхожих рудных образований (колчеданных/VMS залежей, с одной стороны, и порфирировых месторождений, с другой). Вполне вероятно, что одним из факторов высокой рудопродуктивности порфирировых объектов, находящихся в окраинно-континентальной позиции, являются высокая доля в субдуцируемых здесь осадках продуктов разрушения (в том числе минерализованных пород) материка, скапливающихся на океанической плите у его подножья. Важным дополнительным источником металлов порфирировых месторождений, наряду с продуктами ремобилизации металлов из субдуцируемой океанической коры, а также компонентами мантии, выступает также и материал коры, через которую на своем пути продвигаются расплавы, покидая мантийные глубины.

В отличие от преобладающих на Земле молодых (юрских–кайнозойских) порфирировых систем, подобные месторождения на Урале связаны исключительно с палеозойскими (с венлокского до касимовского века) интрузивами. Данные по геохимии стабильных и радиогенных изотопов последних указывают на преобладающую мантийную природу их пород и рудного вещества. Для Юбилейного месторождения, в отличие от прочих рудных объектов данной провинции, совокупность геохимических, изотопно-геохимических и геологических признаков указывает на существенно коровые источники его магматического вещества. Это приближает его к Cu и Au(-Cu) месторождениям континентальных окраин андийского типа. Флюид в этих магматогенных системах является более окисленным, что способствует более эффективному переносу (с последующим отложением) им золота. Таким образом, учитывая минералогические и петрогеохимические особенности Юбилейного месторождения, можно утверждать, что впервые на Урале выявлены аналоги золоторудных порфирировых месторождений пояса Марикунга.

Рудно-магматические порфирировые системы андийского типа – в окраинно-континентальных условиях – более разнообразны по составу и несопоставимо крупнее, чем внутриокеанические

островодужные. Причиной указанного различия является, в том числе, имеющийся в первом случае контраст составов проникающего вверх расплава, существенно мафического, образующегося преимущественно из материала океанической плиты, с сиалическим материалом окружающей континентальной коры. Именно это, вероятно, обуславливает умеренную продуктивность уральских порфировых рудообразующих систем, обладающая палеотектоническая позиция которых — внутриокеанические дуги (Грабежев, 2009, 2013; Грабежев и др., 2017), и наоборот, объясняет выдающуюся золотоносность Юбилейного месторождения, возникшего в окраинно-континентальной обстановке.

Интерпретируя особенности месторождения Юбилейное и увязывая их с изложенными представлениями о генезисе порфировых месторождений, отметим, прежде всего, чрезвычайно компактные размеры этого рудного порфирового объекта. Естественно, что геологическая жизнь столь малого по размерам геологического тела с трудом может быть определена как длительная. Возникнув однажды в ослабленной тектоническим дроблением зоне под воздействием взрывного лавинообразного отделения флюидов от внедряющегося расплава и промежуточного магматического очага, находящегося на глубине, узкая щелеобразная/трубообразная полость быстро заполняется следующим вслед расплавом, перекрывшим путь другим его порциям. Практически весь рудный груз расплава оказался отложенным в самом теле штока. Быстрая кристаллизация пород небольшого штока ограничила или даже полностью исключила возможность транспортировки новых порций гидротермального рудного материала. Результатами явились сосредоточение руд преимущественно внутри и по контактам внедренного штока, отсутствие контрастных геохимических аномалий во вмещающих породах и слабая выраженность эндогенной геохимической зональности.

БЛАГОДАРНОСТИ

Выражаем признательность Н.С. Бортникову, С.Г. Соловьеву и В.А. Коваленкеру за ценные замечания по рукописи, улучшившие текст, а также Ю.И. Тимофееву (ЗапРудГеология, Актобе), сделавшему важные дополнения и уточнения. Завершение данной многолетней работы выполнено по базовой теме ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абдулин А.А., Байдильдин Э.А., Касымов М.А. Матвиенко В.Н., Топалов Е.Д., Тельгузиев А.Т. Металлогения Мугоджар. Алма-Ата: Наука КазССР, 1976. 280 с.

Агеева С.Т., Волчков А.Г. Локализация меднопорфирового оруденения на Урале // Разведка и охрана недр. 1982. № 9. С. 14–18.

Аникина Е.В., Краснобаев А.А., Пушкарев Е.В., Русин И.А. Природа циркона в габбро Волковского массива (Средний Урал): проблема возраста и геохронологические следствия // Литосфера. 2017. Т. 17. № 4. С. 84–96.

Аникина Е.В., Малич К.Н., Белоусова Е.А., Баданина И.Ю., Солошенко Н.Г., Русин И.А., Алексеев А.В. U-Pb возраст и Hf-Nd-Sr изотопная систематика жильных пород Волковского массива (Средний Урал, Россия) // Геохимия. 2018. № 3. С. 209–221.

Бакулина М.М., Плютенко Л.П., Венгер Н.И., Корнева А.В. Меденосность южной части Мугоджар (Составление карты прогнозов на медь для территории Западно-Мугоджарской зеленокаменной полосы). Актыбинск: Западно-Казахстанское геологоразведочное управление, 1976.

Берзина А.П., Борисенко А.С. Cu-Mo-порфировое оруденение и мантийные плюмы // Докл. РАН. 2008. Т. 422. № 5. С. 655–659.

Беспяев Х.А., Глоба В.А., Абишев В.М., Гуляева Н.Я. Месторождения золота Казахстана (спр.). Ред. А.А. Абдулин. и др. Алматы: Информационно-аналитический центр геологии, экологии и природных ресурсов, 1997. 232 с.

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

Викентьев И.В., Бонатти Э., Пейве А.А. Рудная минерализация в нормальном разрезе океанической коры (разломная зона Вима, 10°45' с.ш. САХ) // Докл. РАН. 2000. Т. 375. № 4. С. 500–503.

Викентьев И.В., Елманов А.А., Карпущина В.С. К вопросу о происхождении Константиновского золоторудного месторождения на Южном Урале // Металлогения древних и современных океанов. 2006. Т. 12. С. 101–106.

Викентьев И.В., Борисова А.Ю., Карпущина В.С., Наумов В.Б., Рябчиков И.Д. Прямые данные о рудоносности кислых магм Узельгинского рудного поля (Южный Урал, Россия) // Докл. РАН. 2012. Т. 443. № 3. С. 347–351.

Викентьев И.В., Абрамова В.Д., Иванова Ю.Н., Тюкова Е.Э., Ковальчук Е.В., Бортников Н.С. Микропримеси в пирите золото-порфирового месторождения Петропавловское (Полярный Урал) по данным LA-ICP-MS // Докл. РАН. 2016₁. Т. 470. № 3. С. 326–330.

Викентьев И.В., Тюкова Е.Э., Мурзин В.В., Викентьева О.В., Павлов Л.Г. Воронцовское золоторудное месторождение. Геология, формы золота, генезис. Екатеринбург: Форт Диалог-Исеть, 2016₂. 206 с.

Викентьев И.В., Мансуров Р.Х., Иванова Ю.Н., Тюкова Е.Э., Соболев И.Д., Абрамова В.Д., Выхристенко Р.И., Трофимов А.П., Хубанов В.Б., Грознова Е.О., Двуреченская С.С., Кряжев С.Г. Золото-порфировое Петропавловское месторождение (Полярный Урал): геологиче-

- ская позиция, минералогия и условия образования // Геология руд. месторождений. 2017. Т. 59. № 6. С. 501–541.
- Викентьев И.В., Соболев И.Д., Травин А.В.* Первые результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования серицита из метасоматитов Петропавловского золоторудного месторождения в контексте палеозойской металлогении островодужной системы Полярного Урала // Металлогения древних и современных океанов. 2019. Т. 25. С. 185–189.
- 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. 2023₁. Т. 65. № 3. С. 201–236.
- Викентьев И.В., Тюкова Е.Э., Мокрый В.Д., Иванова Ю.Н., Варламов Д.А., Шуйский А.С., Грознова Е.О., Соболев И.Д., Бортников Н.С.* Платино-палладиевое рудопроявление Василиновское: новый тип благороднометаллической минерализации на Урале // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023₂. Т. 512. № 1. С. 45–55.
- Водорезов Г.И.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000, серия Мугоджарская, лист М-40-XXIX (Эмба). Об. записка. М.: Недра, 1959.
- Воробьев В.И., Контарь Е.С., Прокин В.А., Яковлев Г.Ф.* Медные месторождения прожилково-вкрапленного типа на Урале // Геология руд. месторождений. 1978. № 1. С. 30–39.
- Геология СССР.* Т. XXI. Западный Казахстан. Часть I. Геологическое строение. Кн. 2. Отв. ред. А.Л. Яншин. М.: Недра, 1970. 344 с.
- Государственный доклад “О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2021 году”. М.: ФГБУ “ВИМС”, 2022. 623 с.
- Грабежес А.И.* Sr–Nd–С–О–Н–S изотопная характеристика медно-порфириновых флюидно-магматических систем Южного Урала: вероятные источники вещества // Литосфера. 2009. № 6. С. 66–89.
- Грабежес А.И.* Рениеносные медно-порфириновые системы Урала: геологическое положение, изотопно-петрогеохимическая и возрастная латеральная зональность // Литосфера. 2012. № 4. С. 190–207.
- Грабежес А.И.* Юбилейное Cu–Au порфириновое месторождение (Южный Урал, Россия): SHRIMP-II U–Pb возраст циркона и изотопно-геохимические особенности рудоносных гранитоидов // Докл. РАН. 2014. Т. 454. № 3. С. 315–318.
- Грабежес А.И., Белгородский Е.А.* Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфириновых месторождений. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1992. 199 с.
- Грабежес А.И., Краснобаев А.А.* U–Pb возраст и изотопно-геохимическая характеристика Томинско-Березняковского рудного поля // Литосфера. 2009. № 2. С. 14–27.
- Грабежес А.И., Сотников В.И., Чашухина В.А.* Изотопный состав серы сульфидов медно-порфириновых месторождений Урала // Геохимия. 1989. № 10. С. 1508–1512.
- Грабежес А.И., Русинова О.В., Жухлистов А.П., Мурзин В.В.* Вертикальная рудно-метасоматическая зональность Томинского медно-порфиринового рудного узла (Южный Урал, Россия) // Геология руд. месторождений. 1995. № 6. С. 500–510.
- Грабежес А.И., Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Молошаг В.П., Сотников В.И., Кузнецов Н.С., Пужаков Б.А., Покровский Б.Г.* Березняковское золоторудное месторождение (Южный Урал, Россия) // Геология руд. месторождений. 2000. № 1. С. 38–52.
- Грабежес А.И., Ронкин Ю.Л., Пучков В.Н., Гердес А., Ровнушкин М.Ю.* Красноурьинское медно-скарновое рудное поле (Северный Урал): U–Pb-возраст рудоконтролирующих диоритов и их место в схеме металлогении региона // Докл. РАН. 2014. Т. 456. № 4. С. 443–447.
- Грабежес А.И., Шардакова Г.Ю., Ронкин Ю.Л., Азовскова О.Б.* Систематика U–Pb возрастов цирконов из гранитоидов медно-порфириновых месторождений Урала // Литосфера. 2017. Т. 17. № 5. С. 113–126.
- Грознова Е.О., Плотинская О.Ю., Абрамов С.С., Викентьев И.В.* Применение флюидных включений для оценки условий формирования рудной минерализации разнотипных месторождений Южного Урала // Металлогения древних и современных океанов. 2015. Т. 21. С. 124–128.
- Диденко А.Н., Куренков С.А., Руженцев С.В.* и др. Тектоническая история Полярного Урала. М.: Наука, 2001. 191 с. (Труды ГИН РАН, Вып. 531).
- Елохин В.А., Грязнов О.Н.* Молибденоворудные и молибденосодержащие формации Урала. Екатеринбург: Изд-во Урал. гос. горного ун-та, 2012. 356 с.
- Зайков В.В., Юминов А.М., Анкушев М.Н., Ткачев В.В., Носкевич В.В., Епимахов А.В.* Горно-металлургические центры бронзового века в Зауралье и Мугоджарах // Изв. Иркутского гос. ун-та. Сер.: Геоархеология. Этнология. Антропология. 2013. № 1. С. 174–195.
- Иванов К. С.* Оценка палеоскоростей субдукции и коллизии при формировании Урала // Докл. РАН. 2001. Т. 377. № 2. С. 231–234.
- Кадырбаев М.К., Дегтярева А.Д.* Технология изготовления бронзового инвентаря могильников Бесоба и Сынтас // Культура населения Тургая и сопредельных регионов: человек и эпоха. Алматы: Институт археологии им. А.Х. Маргулана, 2017. С. 114–134.
- Казыцын Ю.В.* Метасоматизм гидротермальных месторождений. Л.: Недра, 1972. 145 с.
- Каретин Ю.С.* Геология и вулканические формации района Уральской сверхглубокой скважины. Екатеринбург: Наука, 2000. 276 с.
- Коваленкер В.А., Абрамов С.С., Киселева Г.Д., Крылова Т.Л., Языкова Ю.И., Бортников Н.С.* Крупное Быстринское Cu–Au–Fe-месторождение (Восточное Забайкалье) – первый в России пример ассоциированной с адакитами скарново-порфириновой рудообразующей системы // Доклады Академии наук. 2016. Т. 468. № 5. С. 547–552.
- Контарь Е.С.* Типы и перспективы поисков медно-порфиринового оруденения на Южном Урале // Металлогения Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1986. С. 63–70.

- Коржинский Д.С.* Проблема трансмагматических флюидов // Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983. С. 87–90.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Ронкин Ю.Л., Серавкин И.Б., Холоднов В.В., Грабежьев А.И.* Новые данные о возрасте и геодинамической позиции медно-порфировых проявлений зоны Главного Уральского разлома на Южном Урале // Докл. РАН. 2014. Т. 459. № 1. С. 62–66.
- Кривцов А.И., Мигачёв И.Ф., Минина О.В.* Минералогическо-геохимические типы руд медно-порфировых месторождений – золотоносность и зональность // Геохимия. 1985. № 10. С. 1417–1429.
- Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С.* Медно-порфировые месторождения мира. М.: Наука, 1986. 236 с.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В.* Палеозойская эволюция Полярного Урала: Войкарский бассейн с корой океанического типа существовал не менее 65 млн лет // Бюлл. МОИП. Отдел Геологический. 2014. № 5. С. 56–70.
- Марин Ю.Б.* Гранитоидные формации малых и умеренных глубин. Л.: Изд-во ЛГУ, 1976. 144 с.
- Месторождения меди Казахстана (спр.). Ред. А.А. Абдулин и др. 2-е изд. Алматы: Ин-т геол. наук им. К.И. Сатпаева, 2014. 190 с.
- Мигачев И.Ф., Минина О.В., Звездов В.С.* Корякско-Камчатский регион – потенциальная медно-порфировая провинция // Отечественная геология. 2020. № 4–5. С. 3–23.
- Нарвайт Г.Э., Руденко Б.М., Мирошниченко Л.А., Жуков Н.М.* Медное оруденение Мугуджар. Алма-Ата: Наука КазССР, 1974. 174 с.
- Николаев Ю.Н., Бакшеев И.А., Прокофьев В.Ю., Нагорная Е.В., Марущенко Л.И., Сидорина Ю.Н., Читалин А.Ф., Калько И.А.* Au–Ag минерализация порфирово-эпитермальных систем Баимской зоны (Западная Чукотка, Россия) // Геология руд. месторождений. 2016. Т. 58. № 4. С. 319–345.
- Новиков Г.В., Мельников М.Е., Богданова О.Ю., Викентьев И.В.* Природа кобальтоносных железомарганцевых корок Магеллановых гор Тихого океана. Сообщение 1. Геология, минералогия, геохимия // Литол. и полезные иск. 2014. № 1. С. 3–25.
- Павлова Н.Г.* Медно-порфировые месторождения (закономерности размещения и критерии прогнозирования). М.: Недра, 1978. 75 с.
- Петров О.В., Шатов В.В., Ханчук А.И., Иванов В.В., Змиевский Ю.П., Шпикерман В.И., Петров Е.О., Снежко В.В., Шманяк А.В., Молчанов А.В., Халенев В.О., Шатова Н.В., Родионов Н.В., Беляцкий Б.В., Сергеев С.А.* О перспективах открытия новых золото-медно-порфировых месторождений малмыжского типа на территории Нижнего Приамурья (Дальний Восток, Россия) // Регион. геология и металлогения. 2023. № 94. С. 75–112.
- Плотинская О.Ю.* Минералогия благородных металлов в рудах золото-порфирового месторождения Юбилейное (Казахстан) // Минералогия. 2020. Т. 6. № 3. С. 44–53.
- Плющев Е.В., Шатов В.В.* Геохимия и рудоносность гидротермально-метасоматических образований. Л.: Недра, 1985. 247 с.
- Попов В.С.* Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. М.: Наука, 1977. 203 с.
- Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Руденко Б.М., Гильманов М.Ш.* Месторождение Юбилейное // Металлогения Казахстана. Месторождения руд золота. Ред. А.К. Каюпов. Алма-Ата: Наука, 1980. 224 с.
- Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Григорьев Н.А.* Березняковское золото-порфировое месторождение. Екатеринбург: Уро РАН, 1994. 48 с.
- Салихов Д.Н., Митрофанов Д.А.* Интрузивный магматизм верхнего девона–нижнего карбона Магнитогорского мегасинклинория (Южный Урал). Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1994. 142 с.
- Самыгин С.Г., Руженцев С.В.* Уральский палеоокеан: модель унаследованного развития // Докл. РАН. 2003. Т. 392 (2). С. 226–229.
- Скляров Е.В., Федоровский В.С.* Тектонические и геодинамические аспекты механического смещения магм (магматического минглинга) // Геотектоника. 2006. № 2. С. 47–64.
- Смирнов В.Н., Иванов К.С., Шокальский С.П., Ронкин Ю.Л.* Результаты U–Pb SHRIMP-II датирования циркона из гранитоидов Талицкого молибденоносного массива (восточный склон Среднего Урала) // Литосфера. 2017. Т. 17(3). С. 145–150.
- Смирнов Д.И., Смирнова Н.С., Исаева Л.К.* Обобщение материалов геохимических исследований на медь по территории Западного Казахстана с составлением карт геохимической изученности и каталогов перспективных ореолов. Актыбинск: Западно-Казахстанское геологоразведочное управление, 1988.
- Смирнов И.П., Разгоняев В.В., Савинова Л.А.* Геологическое строение и полезные ископаемые района верхневьев рек Кундызды и Шулдак, Южный Урал: Отчет о геологических исследованиях в масштабе 1:50 000 на площади листов карты М-40-118-А, В и М-40-130-А, Б. Актыбинск: Западно-Казахстанское геологоразведочное управление, 1988.
- Соболев И.Д., Соболева А.А., Удоратина О.В. и др.* Девонский островодужный магматизм Войкарской зоны Полярного Урала // Геотектоника. 2018₁. № 5. С. 39–74.
- Соболев И.Д., Викентьев И.В., Соболева А.А., Травин А.В.* Результаты U/Pb SIMS датирования цирконов и ³⁹Ag/⁴⁰Ag возраст плагиоклаза из пород собского комплекса (Петропавловское золоторудное месторождение, Полярный Урал) // Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород. М.: ИГЕМ РАН, 2018₂. С. 398–401.
- Соболев И.Д., Новикова А.С., Викентьев И.В., Шешуков В.С., Дубенский А.С., Травин А.В., Варламов Д.А., Бортников Н.С.* Два этапа сборки суперконтинента Пангея на Полярном Урале: Первые U/Pb (LA-ICP-MS) и ⁴⁰Ag/³⁹Ag данные о возрасте яркеуского комплекса // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 508. № 2. С. 164–172.

- Сотников В.И., Берзина А.П., Никитина Е.И. Медно-молибденовая рудная формация. Новосибирск: Наука, 1977.
- Качев В.В., Байтлеу Д.А., Юминов А.М. Некоторые итоги исследования Мугалжарского горно-металлургического центра эпохи поздней бронзы // Актуальные проблемы археологии Евразии. Сб. мат. межд. науч.-практ. конф. Алматы: Ин-т археологии им. А. Х. Маргулана, 2016. С. 703–716.
- Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2013. 365 с.
- Чугаев А.В., Знаменский С.Е. Свинцово-изотопные характеристики месторождения золота Миндяк (Южный Урал): к вопросу об источниках металлов // Геология руд. месторождений. 2018. Т. 60. № 1. С. 57–67.
- Чугаев А.В., Плотинская О.Ю., Дубинина Е.О., Сада-сюк А.С., Гареев Б.И., Коссова С.А., Баталин Г.А. Коровый источник Pb и S на золото-порфировом месторождении Юбилейное (Южный Урал, Казахстан): Высокоточные Pb–Pb и $\delta^{34}\text{S}$ данные // Геология руд. месторождений. 2021. Т. 63. № 3. С. 195–206.
- Шатова Н.В., Молчанов А.В., Терехов А.В., Шатов В.В., Петров О.В., Сергеев С.А., Прасолов Э.М., Дворник Г.П., Леонтьев В.И. Рябиновое медно-золото-порфировое месторождение (Южная Якутия): геологическое строение, геохимия изотопов благородных газов и изотопное (U–Pb, Rb–Sr, Re–Os) датирование околорудных метасоматитов и оруденения // Регион. геология и металлогения. 2019. № 77. С. 75–97.
- Шишаков В.Б., Сергеева Н.Е., Сурин С.В. Вознесенское медно-порфировое месторождение на Южном Урале // Геология руд. месторождений. 1988. No 2. С. 85–90.
- Arndt N., Leshner C.M., Czamanske G.K. Mantle-derived magmas and magmatic Ni–Cu–(PGE) deposits // Economic Geology 100th Anniv. Volume. 2005. P. 5–24.
- Bortnikov N.S., Vikentyev I.V. Endogenous metallogeny of the Urals // Mineral Deposit Research for a High-tech World; Jonsson E., Ed.; Uppsala, 2013; P. 1508–1511.
- Cathles M.L. What processes at mid-ocean ridges tell us about volcanogenic massive sulfide deposits // Miner. Deposita. 2011. V. 46. P. 639–657.
- Chappell B.W. Magma mixing and the production of compositional variation within granite suites: Evidence from the granites of southeastern Australia // J. Petrology. 1996. V. 37. P. 449–470.
- Charlier B., Namur O., Bolle O., Latypov R., Duchesne J.-C. Fe–Ti–V–P ore deposits associated with Proterozoic massif-type anorthosites and related rocks // Earth-Sci. Rev. 2015. V. 141. P. 56–81.
- Chiaradia M. Gold endowments of porphyry deposits controlled by precipitation efficiency // Nat. Commun. 2020. V. 11(1). Paper 248. P. 1–10.
- Chitalin A.F., Baksheev I.A., Nikolaev Y.N., Nagornaya E.V., Khabibullina Y.N., Nikolaeva I.Yu., Kalko I.A., Müller D. Porphyry-epithermal Cu–Mo–Au–Ag mineralization in the Nakhodka ore field, Baimka Trend, Chukotka, Russia: a geological, mineralogical, and geochemical perspective // Miner. Deposita. 2023. V. 58. P. 287–306.
- Cooke D. R., Hollings P., Walshe J.L. Giant porphyry deposits: Characteristics, distribution, and tectonic controls // Econ. Geol. 2005. V. 100. P. 801–818.
- Einaudi M.T., Hedenquist J.W., Inan E.E. Sulfidation state of hydrothermal fluids: The porphyry-epithermal transition and beyond // Simmons S.F., Graham I.J., eds., Volcanic, Geothermal and Oreforming Fluids: Rulers and Witnesses of Processes within the Earth. Soc. Econ. Geol. Spec. Publ. 10. 2003. P. 285–313.
- Franklin J.M., Gibson H.L., Jonasson I.R., Galley A.G. Volcanogenic massive sulfide deposits // Econ. Geol. 2005. V. 100. P. 523–560.
- Freydier C., Ruiz J., Chesley J., McCandless T., Munizaga F. Re–Os isotope systematics of sulfides from felsic igneous rocks: Application to base metal porphyry mineralization in Chile // Geology. 1997. V. 25 (9). P. 775–778.
- Garuti G., Gorgoni C., Sighinolfi G.P. Sulfide mineralogy and chalcophile and siderophile element abundances in the Ivrea-Verbanò mantle peridotites (Western Italian Alps) // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 70 (1). P. 69–87.
- Groves D.I., Santosh M., Müller D., Zhang L., Deng J., Yang L.-Q., Wang Q.-F. Mineral systems: Their advantages in terms of developing holistic genetic models and for target generation in global mineral exploration // Geosystems and Geoenvironment. 2022. V. 1 (1). Paper 100001. P. 1–26.
- Gustafson L.B. Some major factors of porphyry copper genesis // Econ. Geol. 1978. V. 73 (5). P. 600–607.
- Halley S., Dills J.H., Tosdal R.M. Footprints: Hydrothermal alteration and geochemical dispersion around porphyry copper deposits // SEG Newsletter. 2015. V. 100. P. 1–17.
- Hannington M. Comments on “What processes at mid-ocean ridges tell us about volcanogenic massive sulfide deposits” by L.M. Cathles // Miner. Deposita. 2011. V. 46. P. 659–663.
- Hart C.J.R. Reduced intrusion-related gold systems // Goodfellow W.D. (Ed.), Mineral deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. 2007. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication № 5. P. 95–112.
- Heinrich C.A., Driesner T., Stefansson A., Seward T.M. Magmatic vapor contraction and the transport of gold from the porphyry environment to epithermal ore deposits // Geology. 2004. V. 32. P. 761–764.
- Hollister V.F. Regional characteristics of porphyry copper of South America // Trans. Amer. Inst. Mining, Metal., Petrol. Eng. 1974. V. 1. P. 45–53.
- Hollister V.F. An appraisal of the nature of some porphyry copper deposits // Miner. Sci. Engineering. 1975. V. 7. P. 225–233.
- Hollister V.F. Fort Knox porphyry gold deposit, Fairbanks, Alaska // Hollister V.F., ed., Porphyry copper, molybdenum, and gold deposits, volcanogenic deposits (massive sulfides), and deposits in layered rock. V. 3. Case histories of mineral discoveries. Soc. Mining, Metal., Explor., Inc., 1991. P. 243–247.
- Hollister V.F. On a proposed plutonic porphyry gold deposit model // Nat. Resour. Res. 1992. V. 1. Iss. 4. P. 293–302.

- Holwell D.A., Fiorentini M.L., Knott T.R., McDonald I., Blanks D.E., McCuaig T.C., Gorczyk W.* Mobilisation of deep crustal sulfide melts as a first order control on upper lithospheric metallogeny // *Nat. Commun.* 2022. V. 13. Paper 573. P. 1–12.
- Hurtig N.C., Migdisov A.A., Williams-Jones A.E.* Are vapor-like fluids viable ore fluids for Cu–Au–Mo porphyry ore formation? // *Econ. Geol.* 2021. V. 116 (7). P. 1599–1624.
- John D.A., Ayuso R.A., Barton M.D., Blakely R.J., Bodnar R.J., Dilles J.H., Gray F., Graybeal F.T., Mars J.C., McPhee D.K., Seal R.R., Taylor R.D., Vikre P.G.* Porphyry copper deposit model. U.S. Geol. Surv. Sci. Invest. Rep. 2010–5070–B. Reston: U.S. Geological Survey, 2010. 169 p.
- Kesler S.E.* Copper, molybdenum, and gold abundances in porphyry copper deposits // *Econ. Geol.* 1973. V. 68. P. 106–112.
- Kiseeva E.S., Fonseca R.O.C., Smythe D.J.* Chalcophile elements and sulfides in the upper mantle // *Elements*. 2017. V. 13(2). P. 111–116.
- Lang J.R., Titley S.R.* Isotopic and geochemical characteristics of Laramide magmatic systems in Arizona and implications for the genesis of porphyry copper deposits // *Econ. Geol.* 1998. V. 93 (2). P. 138–170.
- Li Y.-H., Schoonmaker J.E.* Chemical composition and mineralogy of marine sediments // *Treatise on Geochemistry*. 2005. V. 7. P. 1–35.
- Lorand J.-P., Luguët A.* Chalcophile and siderophile elements in mantle rocks: trace elements controlled by trace minerals // *Rev. Mineral. Geochem.* 2015. V. 81(1). P. 441–488.
- Lowell J.D., Guilbert J.M.* Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry copper ore deposits // *Econ. Geol.* 1970. V. 65. P. 373–408.
- Morgan C.J.* Resource estimates of the Clarion–Clipperton manganese nodule deposits // Cronan, D.S., ed., *Handbook of marine mineral deposits*: Boca Raton, Florida, CRC Press, 2000. P. 145–170.
- Murakami H., Seo J.H., Heinrich C.A.* The relation between Cu/Au ratio and formation depth of porphyry-style Cu–Au ± Mo deposits // *Miner. Deposita*. 2010. V. 45. P. 11–21.
- Noll P.D., Jr., Newsom H.E., Leeman W.P., Ryan J.G.* The role of hydrothermal fluids in the production of subduction zone magmas: Evidence from siderophile and chalcophile trace elements and boron // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1996. V. 60. P. 587–611.
- Pirajno F.* *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer Netherlands, 2009. 1252 p.
- Plotinskaya O.Yu., Grabezhev A.I., Groznova E.O., Seltmann R., Lehmann B.* The Late Paleozoic porphyry–epithermal spectrum of the Birgilda–Tomino ore cluster in the South Urals, Russia // *J. Asian Earth Sci.* 2014. V. 79. P. 910–931.
- Plotinskaya O.Yu., Grabezhev A.I., Tesselina S., Seltmann R., Groznova E.O., Abramov S.S.* Porphyry deposits of the Urals: geological framework and metallogeny // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 85. P. 153–173.
- Richards J.P.* Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu–(Mo–Au) deposit formation // *Econ. Geol.* 2003. V. 98. P. 1515–1533.
- Richards J.P.* Postsubduction porphyry Cu–Au and epithermal Au deposits: products of remelting of subduction-modified lithosphere // *Geology*. 2009. V. 37. P. 247–250.
- Richards J.P.* Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins // *Ore Geol. Rev.* 2011. V. 40. P. 1–16.
- Richards J.P.* Giant ore deposits formed by optimal alignments and combinations of geological processes // *Nature Geosci.* 2013. V. 6. P. 911–922.
- Robert F., Poulsen K.H., Dubé B.* Gold deposits and their geological classification // A.G. Gubins, Ed. *Proc. Exploration 97: 4th Decennial Intern. Conf. Mineral Exploration*. 1997. P. 209–220.
- Schiano P., Bourdon B., Clocchiatti R., Massare D., Varela M.E., Bottinga Y.* Low-degree partial melting trends recorded in upper mantle minerals // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 160(3–4). P. 537–550.
- Schmeling H.* Partial melting and melt segregation in a convecting mantle // Bagdasarov N.S., Laporte D., Thompson A. (eds.), *Physics and Chemistry of Partially Molten Rocks*. Dordrecht: Kluwer Academic Publ., 2000. 141–178.
- Schmidt M.W., Poli S.* Generation of mobile components during subduction of oceanic crust // *Treatise on Geochemistry*. 2005. V. 3. P. 567–591.
- Seedorff E., Dilles J.H., Proffett J.M., Jr., Einaudi M.T., Zurcher L., Stavast W.J.A., Johnson D.A., Barton M.D.* Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features // *Economic Geology 100th Anniv. Volume*. 2005. P. 251–298.
- Seltmann R., Porter T.M.* The porphyry Cu–Au/Mo deposits of Central Eurasia: 1. Tectonic, Geologic & Metallogenic Setting and Significant Deposits // Porter, T.M. (Ed.), *Super Porphyry Copper & Gold Deposits: A Global Perspective*. V. 2. Adelaide: PGC Publishing, 2005. P. 467–512.
- Shatov V.V., Moon C.J., Seltmann R.* Discrimination between volcanic associated massive sulphide and porphyry mineralisation using a combination of quantitative petrographic and rock geochemical data: A case study from the Yubileinoe Cu–Au deposit, western Kazakhstan // *J. Geochem. Explor.* 2014. V. 147. P. 26–36.
- Shatov V.V., Seltmann R., Moon C.J.* The Yubileinoe porphyry Au(–Cu) deposit, the south Urals: Geology and alteration controls of mineralization // Eliopoulos D.G., ed., *Mineral exploration and sustainable Development: Proc. 7th Bien. SGA Meeting*. Athens, Greece. 2003. P. 379–382.
- Shen P., Pan H., Hattori K., Cooke D.R., Seitmuratova E.* Large Paleozoic and Mesozoic porphyry deposits in the Central Asian Orogenic Belt: Geodynamic settings, magmatic sources, and genetic models // *Gondwana Res.* 2018. V. 58. P. 161–194.
- Sillitoe R.H.* A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits // *Econ. Geol.* 1972. V. 67. P. 184–197.
- Sillitoe R.H.* Some thoughts on gold-rich porphyry copper deposits // *Miner. Deposita*. 1979. V. 14. P. 161–174.
- Sillitoe R.H.* Gold-rich porphyry deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery // *Rev. Econ. Geol.* 2000. V. 13. P. 315–345.

- Sillitoe R.H.* Major gold deposits and belts of the North and South American Cordillera: distribution, tectonomagmatic settings, and metallogenic considerations // *Econ. Geol.* 2008. V. 103. P. 663–687.
- Sillitoe R.H.* Porphyry copper systems // *Econ. Geol.* 2010. V. 105. P. 3–41.
- Sillitoe R.H.* Copper provinces // J.W. Hedenquist, M. Harris and F. Camus (eds.) *Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World*. Soc. Econ. Geol. Spec. Publ. 16. 2012. P. 1–18.
- Sillitoe R.H.* Gold deposit types: an overview // *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces*. Sillitoe R.H., Goldfarb R.J., Robert F., Simmons S.F., Eds. SEG Spec. Publ. 23. 2020. P. 1–28.
- Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Dvurechenskaya S.S.* Geology, mineralization, stable isotope geochemistry, and fluid inclusion characteristics of the Novogodnee-Monto oxidized Au-(Cu) skarn and porphyry deposit, Polar Ural // *Miner. Deposita*. 2013. V. 48. P. 603–625.
- Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Dvurechenskaya S.S., Vasyukov V.E., Shumilin D.A., Voskresensky K.I.* The superlarge Malmyzh porphyry Cu–Au deposit, Sikhote-Alin, Eastern Russia: Igneous geochemistry, hydrothermal alteration, mineralization, and fluid inclusion characteristics // *Ore Geology Reviews*. 2019. V 113. Paper 103112. P. 1–27.
- Titley S.R., Bean R.E.* Porphyry copper deposits: Part I. Geologic settings, petrology, and tectonogenesis // *Economic Geology 75th Anniv. Volume*. 1981. P. 214–235.
- Vila T., Sillitoe R.H.* Gold-rich porphyry systems in the Maricunga belt, northern Chile // *Econ. Geol.* 1991. V. 86. P. 1238–1260.
- Vila T., Sillitoe R.H., Etzhold J., Viter R.E.* The porphyry gold deposit at Marte, Northern Chile // *Econ. Geol.* 1991. V. 86. P. 1271–1286.
- Wilkinson J.J.* Triggers for the formation of porphyry ore deposits in magmatic arcs // *Nature Geosci.* 2013. V. 6. P. 917–925.

УДК 553.462'43'41:553.2 (571.52)

ЗОЛОТО-МОЛИБДЕН-МЕДНОПОРФИРОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ АК-СУГ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН): БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ, *PT*-ПАРАМЕТРЫ И СОСТАВ РУДОНОСНОГО ФЛЮИДА

© 2023 г. Р. В. Кужугет^{а, *}, Н. Н. Анкушева^{а, b}, А. К. Хертек^а, А. О. Монгуш^а, Ю. В. Бутанаев^а

^а Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,
ул. Интернациональная, 117а, Кызыл, Республика Тыва, 667007 Россия

^b Институт минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, Ильменский заповедник, 1, Миасс, 456317 Россия

*E-mail: rkuzhuget@mail.ru

Поступила в редакцию 27.07.2023 г.

После доработки 16.10.2023 г.

Принята к публикации 16.10.2023 г.

Для золото-молибден-меднопорфирового месторождения Ак-Суг установлено, что рудная минерализация отлагалась в три этапа. В первый этап формировалось медно-порфировое оруденение с простыми сульфидами в кварц-серицитовых и кварц-серицит-хлоритовых метасоматитах, во второй этап – золото-висмута-теллуридно-палладиево-кварцевая субэпитеpмальная минерализация в кварц-серицитовых метасоматитах, в третий – Au–Ag минеральные ассоциации IS-типа с селенидами, теллуридами, сульфосолями Sb и As в аргиллизитах. Изучение флюидных включений (микротермометрия, рамановская спектроскопия) в кварце и минеральная термометрия (парагенезис теллуридов Au и Ag) показали, что медно-порфировое оруденение отлагалось из углекислотно-водно-хлоридного (Na–K ± Fe) флюида с концентрациями солей 20.1–32.8 мас. % NaCl-экв. при 435–375°C, субэпитеpмальная минерализация – из углекислотно-водно-хлоридного (Na–K ± Fe ± Ca ± Mg) флюида с концентрациями солей 7.5–15 мас. % NaCl-экв. при 415–325°C. Эпитеpмальные минеральные ассоциации отлагались при $P \sim 0.55$ кбар из углекислотно-водно-хлоридного (Na–K ± Fe ± Ca ± Mg) флюида с концентрациями солей 1.4–12.6 мас. % NaCl-экв. при 370–200°C, при этом наиболее поздние низкотемпературные (240–190°C) и разбавленные (3.5–4.9 мас. %) флюиды характеризуются вариациями хлоридов Na и K, Fe²⁺, Fe³⁺, Ca, Mg, карбонатов и сульфатов Na, K и Mg. Изотопный состав S флюида разных минеральных ассоциаций характеризуется околонулевыми значениями от –2.7 до +0.3‰, что позволяет утверждать, что они являются производными единой порфировой системы. Значения δ¹⁸O флюида медно-порфирового (7.4‰) и субэпитеpмального (7.0‰) этапов указывают на его магматогенный генезис; а эпитеpмального (от +1.2 до +7.2‰) – на смешение магматического флюида с метеорными водами (от 0.4 до 5.7‰). Полученные изотопные данные в сочетании с минералого-геохимическими особенностями и условиями образования руд позволили проследить закономерности эволюции минеральных парагенезисов, температур, состава и концентрации флюидов месторождения Ак-Суг при переходе от медно-порфирового к эпитеpмальному этапу.

Ключевые слова: золото-молибден-меднопорфировые месторождения, Au–Ag эпитеpмальное оруденение, порфирово-эпитеpмальные системы, кварц, флюидные включения, стабильные изотопы, Тува

DOI: 10.31857/S0016777023070031, **EDN:** GCTUMY

ВВЕДЕНИЕ

Из месторождений медно-порфирового семейства добывается большое количество Cu, Mo и Re. Это штокверковые объекты, преимущественно локализованные в пределах орогенных вулканоплутонических поясов, с невысокими и средними содержаниями Cu и Mo в рудах (десятые доли % для Cu и сотые–тысячные – для Mo), которые компенсируются большими объемами прожилково-вкрапленных руд. Месторождения

медно-порфирового типа образуются в различных геодинамических обстановках: субдукционных, коллизионных и постсубдукционных (постколлизионных) (Richards, 2009, 2013; Sillitoe, 2010; Hou et al., 2011 и др.). Месторождения медно-порфирового типа содержат также Au, Ag, Se и Te. Соотношения Ag/Au в них колеблются от 10 до 500 и более, чаще – 60–100. Концентрации Au в них обычно низкие – от сотых до первых десятых г/т, редко до 0.5–1 г/т и более, но благодаря

огромным запасам ресурсы Au значительны. По запасам Au известны крупные месторождения – Грасберг в Индонезии (2900 т), Пиббл в США (3050 т), Ою Толгой в Монголии (3000 т), Бингхем Каньон в США (более 1600 т), Кальмакыр в Узбекистане (более 1200 т) и др. (Спиридонов, 2010; Кудрявцев и др., 2012; Нагорная, 2013 и др.). Наиболее золотоносными являются бедные молибденом медно-порфиновые месторождения, локализованные в энсиматических палеоостровных дугах (Kesler, 1973; Tittley, 1978).

Кроме того, медно-порфиновые месторождения – Санто-Томас II (Филиппины), Елаците (Болгария), Бошекуль (Казахстан), Кальмакыр (Узбекистан) – содержат значимые количества Pd до 3.4 г/т, Pt до 0.35 г/т, соотношения Pd/Pt в них колеблются от 0.8 до 65, т.е. Pd преобладает над Pt (Tarkian, Koopman, 1995; Tarkian et al., 2003; Augé et al., 2005; Economou-Eliopoulos, 2010; Rašava et al., 2010; Sillitoe, 2010; Economou-Eliopoulos et al., 2017). На месторождении Скуриес (Греция) запасы Pd оцениваются около 15 т, Pt – 3.5 т, Елаците (Болгария) – 13 и 3.7 т соответственно (Economou-Eliopoulos, 2005). Повышенные содержания Pd и Pt характерны для медно-порфировых месторождений, связанных с известково-щелочными и щелочными интрузиями, которые преимущественно образуются в постколлизонных обстановках (Richards, 2009; Park et al., 2015). Некоторые исследователи отмечают, что в медно-порфировых месторождениях образование минералов Pd и Pt характерно для раннего медно-порфирового этапа (Auge et al., 2005; Economou-Eliopoulos, 2010; Tarkian et al., 2003), другие авторы – для переходного субэпитептермального (постпорфирового, доэпитептермального) этапа (LeFort et al., 2011; Eliopoulos et al., 2014).

Медно-порфиновые месторождения иногда совмещают Au–Ag эпитептермальные, полиметаллические (Zn–Cu–Pb–Ag ± Au) и другие типы оруденения, которые могут быть как производными единой порфирово-эпитептермальной системы (ПЭС, telescoped porphyry Cu systems) (Sillitoe, 2010), так и совмещенными пространственно разновременными образованиями. ПЭС интересны с экономической и генетической точек зрения, поскольку совмещают месторождения разных генетических и геолого-промышленных типов.

Возраст медно-порфировых месторождений варьирует от протерозоя до кайнозоя, но в подавляющем большинстве они имеют кайнозойский и мезозойский возраст (месторождения Тихоокеанского кольца и Средиземноморского пояса). В этот период возникли такие уникальные по запасам Cu месторождения, как Чукикамата (35 млн т Cu и более 500 тыс. т Mo) и Эскондида (более 25 млн т Cu) в Чили, Грасберг (более 25 млн т Cu) в Индонезии и др. В научной литературе хорошо освещены и

всесторонне изучены многочисленные мезозойские (250–60 млн лет) и кайнозойские (менее 60 млн лет) месторождения прежде всего Тихоокеанского кольца (Северная и Южная Америка), Востока России, Филиппин, Индонезийских островов и Средиземноморского (Альпийско-Гималайского) пояса (Болгарии, Сербии, Румынии, Македонии, Греции, Турции, Армении, Ирана, Пакистана и Китая (Тибет)) (Lindgren, 1933; Hedenquist et al., 1998; Hedenquist, Richards, 1998; Bogdanov et al., 2005; Волков и др., 2006; Chen et al., 2009; Sillitoe, 2010; LeFort et al., 2011; Cooke et al., 2011; Nagornaya et al., 2012; Бакшеев и др., 2014; Eliopoulos et al., 2014; Voudouris et al., 2017; Marushchenko et al., 2018; Буханова, 2019 и др.).

Для палеозоя (540–250 млн лет) медно-порфиновые месторождения менее характерны, т.к. наиболее древние представители из-за длительного развития эрозионных процессов обычно не сохраняются и/или значительно эродированы. Палеозойские медно-порфиновые месторождения развиты в орогенах Центрально-Азиатского орогенного пояса (ЦАОП), Уральского орогенного пояса и Австралии, и они, как правило, меньше по масштабам. В научной литературе хорошо описаны палеозойские медно-порфиновые месторождения Полярного и Южного Урала (Грабежев и др., 1995, 2016, 2017; Грабежев, 2014; Shatov et al., 2014; Plotinskaya et al., 2017, 2018; Tessalina, Plotinskaya, 2017; Викентьев и др., 2017, 2023; Знаменский и др., 2019 и др.), Южной Монголии (Porter, 2016; Crane, Cavalieris, 2012), Казахстана (Kudryavtsev, 1996; Seltnann et al., 2014; Cao et al., 2016; Chen et al., 2015), Узбекистана (Golovanov et al., 2005; Cheng et al., 2017; Zhao et al., 2017), Кыргызстана (Jenchuraeva, 1997), Китая (Shen et al., 2014; Wang et al., 2014, 2017), Австралии (Lickfold et al., 2007; Wilson et al., 2007), возраст оруденения и петрогеохимия магматических пород объектов юга Сибири (Berzina et al., 2003, 2016; Pollard et al., 2017; Soloviev et al., 2022).

Для палеозойских медно-порфировых месторождений связи с эпитептермальными типами оруденения менее характерны. Для Уральского орогенного пояса установлено, что на месторождениях Березняковское, Биксизак, Томинское, Михеевское, Талицкое и др. наблюдаются закономерности эволюции температур, состава и концентрации флюидов при переходе от порфирового к эпитептермальному этапу (Плотинская, 2023). В ЦАОП упоминаются только брекчиевые трубы медно-порфирового месторождения Нурказган (Казахстан) с высокосульфидным (high-sulfidation (HS)) типом оруденения (Seltnann et al., 2014). В целом непосредственно в рудном штокверке некоторых месторождений Казахстана и Узбекистана развиты минеральные ассоциации, которые можно отнести к HS- и intermediate-sulfidation (IS) типам (Seltnann et al., 2014).

По ранне- и среднекембрийским (499–518 млн лет) золото-молибден-медно-порфировым месторождениям Ак-Суг и Кызык-Чадр Саяно-Тувинского сегмента ЦАСП информация по условиям образования и развития эпitherмальной минерализации практически отсутствует.

Цель исследования заключается в выявлении закономерностей эволюции минеральных парагенезисов, температур, состава и концентрации флюидов месторождения Ак-Суг при переходе от медно-порфировых минеральных ассоциаций к эпitherмальным.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Золото-молибден-меднопорфировое месторождение Ак-Суг находится в 240 км северо-восточнее г. Кызыла в верховьях реки Ак-Суг на южных склонах Восточного Саяна (Соругский хребет) в северо-восточной, наиболее удаленной и ненаселенной части Республики Тыва. В региональном плане месторождение локализовано в Саяно-Тувинском сегменте северной части ЦАОП. Его западной границей являются каледонские структуры Западного Саяна, на севере и северо-востоке – раннебайкальские и раннекаледонские структуры Восточного Саяна на южной окраине Сибирского кратона. На востоке и юго-востоке его границы охватывают северо-западную окраину докембрийского Тувино-Монгольского микроконтинента, являющегося крупнейшим тектоническим блоком ЦАОП, а на юге граничит с ранними каледонидами Озерной островодужной зоны Западной Монголии (фиг. 1).

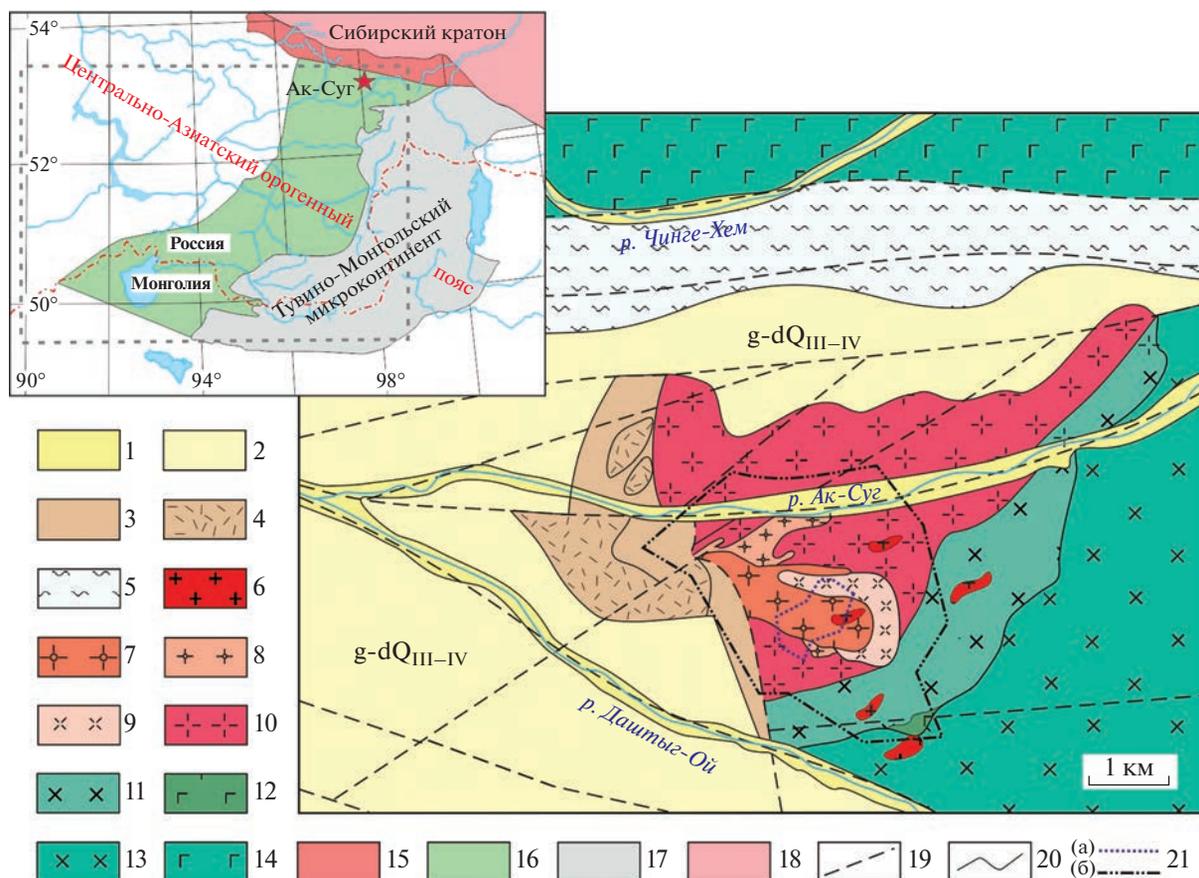
Саяно-Тувинский сегмент ЦАОП представляет собой аккреционно-коллизийную структуру, возникшую при геодинамической эволюции и закрытии Палеоазиатского океана (Berzin et al., 1994; Berzin, Kungurtsev, 1996; Yarmolyuk, Kovalenko, 2003). В нем выделяются Восточно-Тувинская задуговая, Саяно-Тувинская преддуговая и Таннуольско-Хамсаринская островодужная зоны. В свою очередь, Таннуольско-Хамсаринская островодужная система разделяется на Хамсаринскую, Ондумскую и Таннуольскую зоны. Эволюция геолого-тектонических структур региона имела длительный характер и происходила многоэтапно с последовательной сменой геодинамических режимов (океанический с примитивными островодужными комплексами ~1000–600 млн лет, островодужный – 570–518 млн лет, аккреционно-коллизийный – 510–450 млн лет и т.д.) (Rudnev et al., 2015), с каждым из которых сопряжен комплекс магматических и рудных формаций. Длительный характер эволюции Саяно-Тувинского сегмента ЦАОП обусловил проявление в регионе верхнепротерозойских и палеозойских породных комплексов: островодужных вулканоплутонических

ассоциаций офиолитовых поясов, пород чехла и фундамента микроконтинента, отложений морских и океанических бассейнов (Berzin et al., 1994; Berzin, Kungurtsev, 1996; Yarmolyuk, Kovalenko, 2003).

Саяно-Тувинский сегмент ЦАОП выделяется в качестве самостоятельной области с медно-порфировым оруденением. В металлогеническом отношении район характеризуется разнотипной рудной минерализацией, контролирующей интрузивными телами либо глубинными тектоническими зонами. В Ак-Сугском рудном узле, кроме одноименного месторождения, выявлено несколько рудопроявлений медно-порфирового типа в интрузивных породах Ак-Сугского комплекса (E_{1ak}) – Кадырой, Гребешковый, Даштыг и др., эпitherмального Au–Ag intermediate sulfidation (IS) типа в гидротермально-измененных нижнекембрийских эффузивно-осадочных породах – жильное рудопроявление Биче-Кадыр-Оос.

Месторождение Ак-Суг расположено на южном склоне Восточного Саяна в тектонически активной зоне области сопряжения докембрийских и раннекаледонских структур – зоне Кандатского разлома, разделяющего Хамсаринскую (Тува) и Кизирскую (Восточный Саян) структурно-фациальные зоны ранних каледонид. Оруденение приурочено к многофазному Ак-Сугскому плутону, который локализован на пересечении Даштыгойского грабена северо-западного направления с зоной интенсивной трещиноватости субширотного Ак-Сугского разлома. Ак-Сугский плутон находится в Хамсаринской зоне – краевой северо-восточной части венд-раннекембрийской Таннуольско-Хамсаринской островодужной зоны, сформировавшейся при субдукции Палеоазиатского океана (Berzin, Kungurtsev, 1996). Плутон сложен полнокристаллическими среднезернистыми породами (габброиды, диориты, тоналиты), вмещающими штоко- и дайкообразные тела (малые интрузии, рудоносный комплекс) порфировых пород, с которыми пространственно и во времени ассоциирует Cu–Mo оруденение (см. фиг. 1). Малые рудоносные интрузии сложены мелко- и среднезернистыми тоналитами и тоналит-порфирами. Интрузивные породы на месторождении пропилитизированы, но чаще подвергнуты кварц-серпичитовым и аргиллизитовым изменениям. Магматические породы плутона и малых рудоносных интрузий относятся к известково-щелочной серии пониженной щелочности с доминированием Na над K. Поздняя магматическая ассоциация представлена лейкогранитами и аплитами высококальциевой известково-щелочной серии (Berzina et al., 2016).

Вулканогенные и осадочные породы толтаковской свиты на западном фланге месторождения отнесены к среднему девону, однако возраст сви-



Фиг. 1. Схема геологического строения месторождения Ак-Суг (по Забелин, 1992) с изменениями авторов: 1 – аллювиальные отложения (Q_{IV}); 2 – моренные и делювиальные отложения (Q_{III-IV}); 3, 4 – вулканогенно-осадочные породы толтаковской свиты (D_{1tl} (?)); 3 – риолит-дациты и риолиты, 4 – туфопесчаники, конгломераты; 5 – кислые и основные эффузивы, сланцы хамсаринской свиты (E_{1hm}); 6–12 – аксутский комплекс (E_{1-2ak}): 6 – лейкограниты и аплиты, 7 – рудоносные тоналит-порфиры II, 8 – рудоносные тоналит-порфиры I, 9 – порфировидные тоналиты, 10 – массивные тоналиты, 11 – роговообманковые кварцевые диориты, 12 – габбро; 13–14 – майнский комплекс (E_{1mn}): 13 – диориты, 14 – габбро; 15 – раннебайкальские и раннекаледонские структуры Восточного Саяна; 16 – венд-нижнекембрийские осадочно-вулканические и вулканогенно-плутонические комплексы ($V-E_1$) Таннуола-Хамсаринской островодужной зоны; 17 – метаморфические комплексы Тувино-Монгольского микроконтинента; 18 – метаморфические комплексы Сибирского кратаона (AR-PR); 19 – разрывные нарушения; 20 – геологические границы; 21 – контур кварцевого ядра (а) и месторождения (б).

ты остается дискуссионным, т.к. отсутствует палеонтологическое обоснование возраста свиты (Забелин, 1992).

На месторождении Ак-Суг U-Pb возраст рудоносных интрузий по циркону варьирует от 515 ± 4 до 499 ± 6 млн лет (Berzina et al., 2016), Re-Os возраст молибденита – 518, 517, 516 и 511 млн лет (Berzina et al., 2003; Pollard et al., 2017)), что предполагает образование оруденения при смене геодинамической обстановки от островодужной (570–518 млн лет) к аккреционно-коллизивной (510–450 млн лет).

Прожилково-вкрапленные руды месторождения Ак-Суг приурочены к многофазному штокообразному телу порфировых пород, локализуясь как в рудоносных порфирах, так и среди вмещающих пород плутона. Рудный штокверк месторожде-

ния с концентрированным оруденением имеет нечеткие границы, условно проводимые по изолинии содержания условной меди в 0.4%. Он локализуется в виде кольцеобразной залежи (1.3×1.1 км) с зауженной западной и широкими южной и восточной частями кольца. На месторождении выделено кварцевое ядро (350×500 м), северная и южная залежи.

Северная залежь (длина – 1300 м, средняя горизонтальная мощность – 300 м) рудного штокверка сложена богатыми рудами, приуроченными преимущественно к кварц-серицитовым метасоматитам, и сложными по составу пирит-халькопирит-молибденит-борнитовыми рудами с теннантитом и энаргитом и включает в себе основные запасы месторождения. Залежь круто

(90–85–700, реже до 650) опускается на север, где она прослеживается до глубины 900 м.

Южная залежь (1 × 0.5 км) сложена прожилковой пирит-халькопиритовой или халькопирит-борнитовой минерализацией в аргиллизированных породах, реже кварц-серицитовых метасоматитах, по площади значительно превосходит Северную залежь, но характеризуется менее богатыми рудами. Она облекает “кварцевое ядро” с юга, востока и запада и имеет пологое падение на юг (10–650, редко до 750), и рудная минерализация прослеживается до глубины 400 м.

Балансовые запасы месторождения Ак-Суг, утвержденные ГКЗ РФ в 2014 г., составляют (по категориям): Cu – 6.24 млн т (B + C₁) и 512.1 тыс. т (C₂), Mo – 141.4 (B + C₁) и 7.2 (C₂) тыс. т, Au – 83 т (C₂), Ag – 288.5 т (C₂) и Re – 83.3 т (C₂). Среднее содержание Cu на месторождении варьирует от 0.67 до 1.37%, Mo – 0.019–0.008%, Ag – 1.31–1.26 г/т, Au – 0.18–0.07 г/т, Re – 0.29–0.16 г/т. Среднее отношение в рудах Cu/Mo – 70–40, Ag/Au – 7–10 (Berzina et al., 2016; Pollard et al., 2017). В некоторых пробах отмечаются повышенные содержания Pt – до 0.096 г/т и Pd – до 0.924 г/т (Sotnikov et al., 2001; Кужугет и др., 2015).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Образцы руд и гидротермально измененных пород отобраны с поверхности месторождения из геологоразведочных каналов (глубиной до 2 м). Для определения минерального состава, текстурно-структурных особенностей руд и гидротермально измененных пород и взаимоотношений минералов полированные шлифы и аншлифы были изучены при помощи микроскопов Olympus BX41 и ПОЛАМ П-213М в ТувИКОПР СО РАН.

Химический состав минералов определен в ИГМ СО РАН на СЭМ MIRA 3 LMU (Tescan Orsay Holding) с системами микроанализа INCA Energy 450 + XMax 80 и INCA Wave 500 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd). Составы самородного золота и других минералов были исследованы при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе электронного пучка 1.5 нА и времени набора спектров в реальном времени 30 с.

Для характеристики золота и минералов (кубических твердых растворов) системы Au–Ag использована терминология, принятая в работах (Вернадский, 1914; Петровская, 1973; Спиридонов, 2010): самородное золото (1000–700‰: весьма высокопробное – 1000–950‰, высокопробное – 950–900‰, среднепробное – 900–800‰, низкопробное – 800–700‰), электрум (700–300‰) и кюстелит (300–100‰) и Au-содержащее серебро с пробностью < 100‰.

РТ-условия отложения рудных минеральных ассоциаций изучены методом термометрии, а

также с помощью геотермометров, геофугометров и по минеральным парагенезисам. Флюидные включения в кварце анализировались в термокамере TMS-600 Linkam с ПО LinkSystem 32 DV-NC и оптическим микроскопом Olympus BX51 с измерениями температур фазовых переходов в диапазоне от –196 до 600°C (ЮУрГУ, г. Миасс). Термометрические измерения были откалиброваны с использованием стандартов включения синтетической жидкости для точек замерзания чистого CO₂ (–56.6°C) и чистой H₂O (0°C). Воспроизводимость калибровок составляет ±0.6°C для нагрева и ±0.2°C – для замораживания. Интерпретация температур эвтектики флюидных включений проведена с использованием работы А.С. Борисенко (1982). Концентрация солей растворов во включениях определена по температуре плавления льда (Atkinson, 2002; Vodnar, 1993; Vodnar, Vituk, 1994). Состав газовой фазы флюидных включений уточнен в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) при помощи рамановского спектрометра Horiba Jobin Yvon LabRam HR800 в сочетании с CCD-детектором и микроскопом Olympus BX40 с использованием 532-нм Nd:YAG-лазера. Монохроматор откалиброван по кремниевой полосе (520.7 см⁻¹). Обработка результатов измерений выполнена в программе Statistica.

Изотопный состав серы сульфидов проанализирован в ИГМ СО РАН на газовом масс-спектрометре Finnigan MAT Delta в режиме двойного напуска (аналитик В.Н. Реутский). Значения δ³⁴S (‰) приведены относительно стандарта CDT.

Изотопные составы кислорода в кварце определены в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ) на газовом масс-спектрометре Finnigan MAT 253 с использованием двойной системы напуска (аналитик В.Ф. Посохов). Измерения откалиброваны с использованием международных стандартов NBS-28 (кварц), NBS-30 (биотит) (Coplen, 1988). Погрешность полученных значений составила не более 0.2–0.3‰. Значения δ¹⁸O приведены в промилле (‰) относительно стандарта SMOW.

МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД

Медно-порфировое оруденение месторождения Ак-Суг сопровождается ореолами гидротермально измененных пород, развитых по рудоносным порфирам и вмещающим гранитоидам. Метасоматическая зональность месторождения Ак-Суг согласуется с типовой зональностью метасоматической колони медно-порфирового месторождения и имеет вид (от центра к периферии): “кварцевое ядро” → → кварцевые ± кварц-калишпатовые метасоматиты → серицит-кварцевые (филлизитовые) и кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты → аргиллизиты → пропициты (Забелин, 1992).

Интрузивные породы в центральной части месторождения интенсивно переработаны до состояния вторичных кварцитов, в их состав входит кварц 80–95%, серицит – 5–15%, альбит – 2–5%, рутил \leq 1%. К ним приурочена бедная молибденовая минерализация.

Кварц-калишпатовые изменения проявлены калишпатизацией и окварцеванием гранитоидов, в центральной части месторождения они накладываются на вторичные кварциты в виде кварц-калишпатовых прожилков мощностью до 2 см и образуют штокверковые зоны.

Серицит-кварцевые (филлизитовые) и кварц-серицит-хлоритовые изменения выражены интенсивной серицитизацией, окварцеванием и хлоритизацией, иногда проявлены карбонатизация и альбитизация. Эти породы на месторождении являются преобладающими типами метасоматитов, образованных по рудоносным тоналит-порфирам. Они сложены кварцем (40–50%), серицитом (40–45%), альбитом (7–10%), карбонатом (1–2%); мусковит, пиррофиллит, диаспор, андалузит, рутил и апатит \leq 1%. Около 80% запасов руд месторождения сосредоточено в кварц-серицитовых и кварц-серицит-хлоритовых метасоматитах. Пропилитизированные породы и пропилиты преимущественно развиты по кварцевым диоритам на периферии месторождения. Пропилитизация в породах проявлена интенсивными процессами хлоритизации, эпидотизации и карбонатизации. В породе содержание кварца составляет 20–25%, альбита – 40–50%, серицита – 10%, эпидота – 10%, актинолита – 2%, карбоната – \leq 1%, рудных минералов – 1–2% (сфен, гематит, пирит). К пропилитам приурочена убогая прожилково-вкрапленная пиритовая минерализация.

Картина зональности на отдельных участках усложняется наложенной аргиллизацией, а также контактом пропилитов с породами “кварцевого ядра”. Аргиллизиты не образуют какой-то определенной зоны, а встречаются в виде отдельных участков в зонах кварц-серицитовых и кварцевых метасоматитов. Для аргиллизитов характерна следующая ассоциация минералов: гидросерицит (30–40%), кварц (20–30%), каолинит, диксит (25–30%), хлорит и кальцит (3–10%). В аргиллизитах широко развиты поздние кварцевые и сульфидно-кварцевые прожилки с Au–Ag минерализацией.

Рудная минерализация на месторождении Ак-Суг отлагалась в три этапа: с первым этапом связано формирование медно-порфировой минерализации, со вторым – субэпитептермальной (переходной к эпитептермальной) золото-висмута-теллуридно-палладиево-кварцевой минерализации, с третьим – эпитептермальной Au–Ag минерализации (фиг. 2).

По данным предшественников (Забелин, 1992; Берзина и др., 2007; Pollard et al., 2017) и собствен-

ным наблюдениям авторов, медно-порфировая минерализация месторождения Ак-Суг представлена двумя минеральными ассоциациями.

Первая сульфидно-кальцит-кварцевая ассоциация с пиритом, халькопиритом, борнитом \pm молибденитом образует прожилки (мощностью до 1.5 см) в кварц-калишпатовых метасоматитах (см. фиг. 2).

Вторая галенит-молибденит-теннантит-халькопирит-кварцевая ассоциация (2), широко развита в виде прожилков (мощностью до 30 см) в кварц-серицитовых метасоматитах. Содержания сульфидов в кварцевых прожилках и жилах варьируют от 10 до 25%. Основными рудными минералами являются халькопирит, молибденит и пирит, менее распространены теннантит, галенит (Se до 1 мас. %) и сфалерит (Fe до 0.24 мас. %), который содержит мелкие эмульсионные включения халькопирита (фиг. 3).

Молибденит выделяется в виде чешуек и их агрегатов в кварце размером от 10–70 мкм до 0.2–0.7 см.

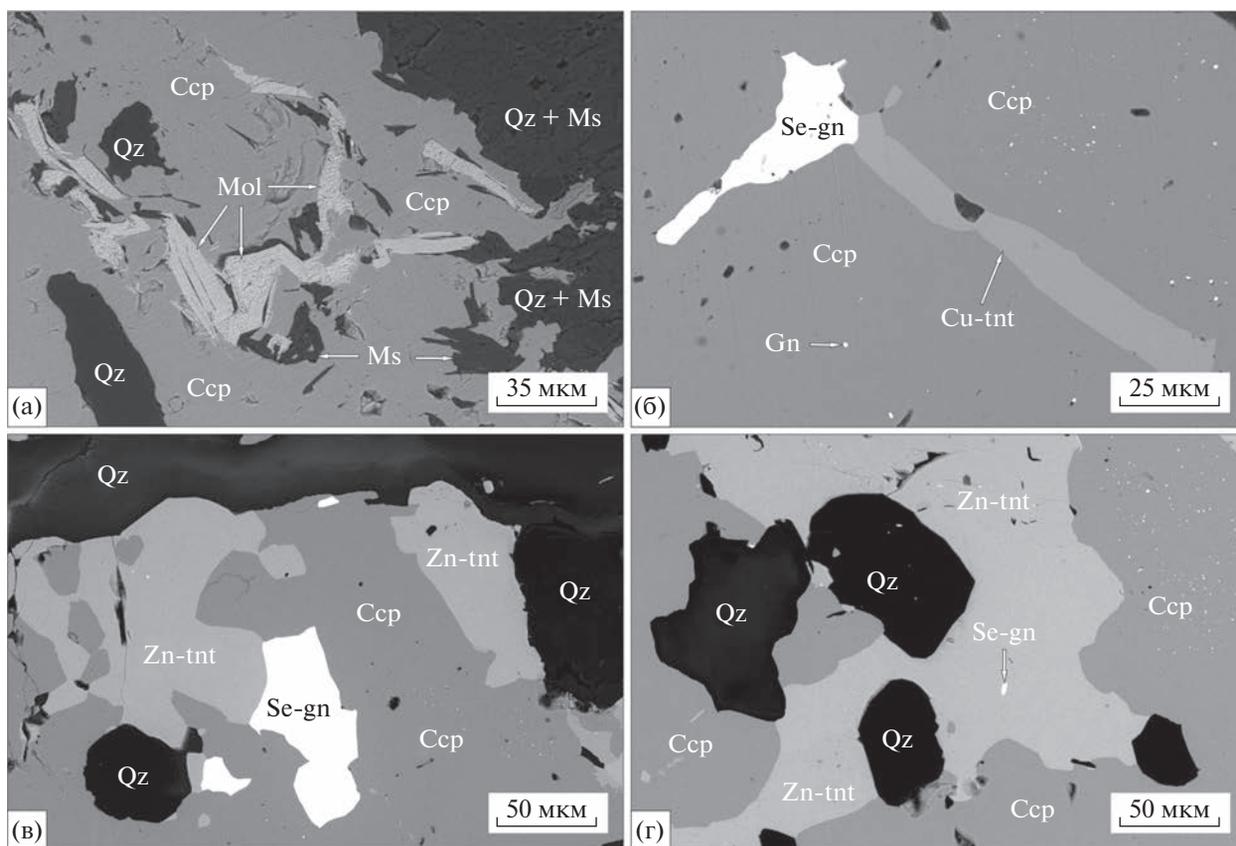
Блеклые руды по химическому составу относятся к Cu-теннантиту, Fe-теннантиту и Zn-теннантиту. Химический состав Cu-теннантита ($n = 3$, здесь и далее формулы блеклых руд рассчитаны на 29 формульных коэффициентов) $Cu_{10}(Zn_{0.36-0.58}Fe_{0.16-0.71}Cu_{0.78-1.32})_{1.85-2.01}(As_{3.90-4.04}Sb_{0.03-0.09})_{3.99-4.07}S_{12.97-13.00}$, Fe-теннантита ($n = 2$) – $Cu_{10}(Zn_{0.18-0.57}Fe_{0.75-1.03}Cu_{0.70-1.01})_{2.16-2.22}(As_{3.85-3.99}Sb_{0.06-0.26})_{4.05-4.11}S_{12.73-12.88}$, Zn-теннантита ($n = 2$) – $Cu_{10}(Zn_{0.73-0.86}Fe_{0.71-0.80}Cu_{0.25-0.65})_{1.91-2.04}(As_{3.31-3.71}Sb_{0.34-0.76})_{4.05-4.07}S_{12.91-13.03}$. Эти блеклые руды характеризуются слабой зональностью, обусловленной увеличением содержания Sb к их внешним зонам зерен. По химическому составу прослеживается их эволюция от Cu-теннантита до Zn-теннантита через Fe-теннантит (Kuzhuget et al., 2018).

Субэпитептермальная золото-висмута-теллуридно-палладиево-кварцевая минерализация (3), наложена на медно-порфировую минерализацию и образует прожилки (до 1 см) и гнезда (до 0.5 см) в кварц-серицитовых метасоматитах. Рудные минералы представлены халькопиритом, борнитом, энаргитом, пиритом, галенитом (Se – до 13.61 мас. %, Ag – до 1.74 мас. %), клаусталитом (S до 5.73 мас. %, Ag до 0.72 мас. %), гесситом, меренскиитом $PdTe_2$, темагамитом Pd_3HgTe_3 , арсенопалладинитом Pd_8As_3 , сопчеитом $Ag_4Pd_3Te_4$, S-кавацулитом, Se-тетрадимитом, айкинитом, виттихенитом, Vi-теннантитом (до 15 мас. % Vi), Zn-теннантитом, золотом, гесситом, баритом \pm молибденит \pm кобальтин.

Мельчайшие включения (до 5 мкм) меренскиита отмечены в борните, кварце, халькопирите и

Минерал	Этапы					
	Медно-порфировый		Субэпитеермальный	Эпитеермальный		
	Гидротермальные минеральные ассоциации					
	1	2	3	4	5	6
Кварц						
Кальцит						
Пирит						
Борнит						
Халькопирит						
Молибденит						
Галенит						
Сфалерит						
Блеклые руды						
Теллуовисмутит Bi_2Te_3						
Золото						
Электрум						
Клаусталит PbSe						
Гессит Ag_2Te						
Алтаит PbTe						
Барит						
Меренскиит PbTe_2						
Арсенопаладинит Pb_8As_3						
Сопчеит $\text{Ag}_4\text{Pb}_3\text{Te}_4$						
Теагамит Pb_3HgTe_3						
Энарцит Cu_3AsS_4						
Кобальгин CoAsS						
Цумоит BiTe						
Кавацулит $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{Se}$						
Тетрадимит $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$						
Виттихенит Cu_3BiS_4						
Айкинит CuPbBiS_3						
Петцит Ag_3AuTe_2						
Калаверит AuTe_2						
Сильванит $(\text{AgAu})_2\text{Te}_4$						
Штютцит $\text{Ag}_{5-x}\text{Te}_3$						
Мутманнит AgAuTe_2						
Эмпресит AgTe						
Науманнит Ag_2Se_2						
Акантит Ag_2S						
Штрмейерит CuAgS						
Mg-анкерит						
Mg-сидерит						
Касситерит						

Фиг. 2. Схема последовательности минералообразования месторождения Ак-Суг.



Фиг. 3. Взаимоотношения минералов галенит-молибденит-теннантит-халькопирит-кварцевой ассоциации в кварц-серицитовых метасоматитах: а – халькопирит (Ccp), молибденит (Mol) с кварцем (Qz) и серицитом (Ms); б – ксеноморфные зерна галенита (Gn), Se-галенита (Se-gn) и Cu-теннантита (Cu-tnt) в халькопирите (Ccp); в – срastание Zn-теннантита (Zn-tnt) с халькопиритом (Ccp), галенитом (Gn), Se-галенитом (Se-gn) в кварце (Qz); г – срastание Zn-теннантита (Zn-tnt) с халькопиритом (Ccp) в ассоциации с галенитом (Gn), Se-галенитом (Se-gn) и кварцем (Qz). Снимки в режиме BSE.

блеклых рудах (фиг. 4а–в). Для минерала характерна примесь Pt до 1.09 мас. % (табл. 1).

Мелкие включения темагамита (до 3 мкм) находятся в халькопирите и меренскиите (фиг. 4в). Выделения арсенопалладинита до 5 мкм образуют срastания с гесситом в ассоциации с борнитом, халькопиритом (фиг. 4е). Сопчеит (до 10 мкм) отмечен на контакте борнита и халькопирита (фиг. 4д).

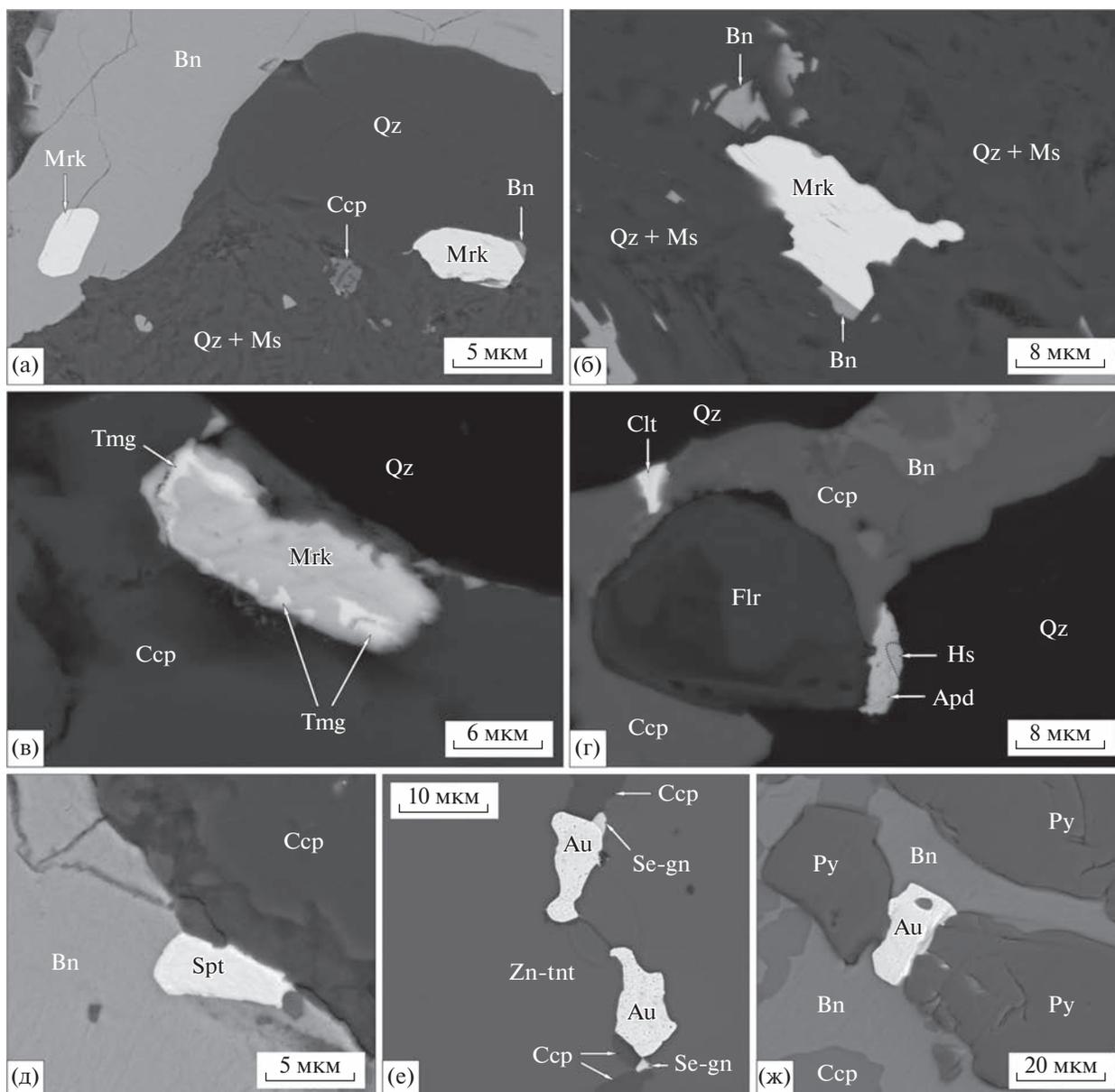
Самородное золото встречено в Zn-теннантите, Vi-теннантите, борните и халькопирите (фиг. 4е–ж). Золото образует комковидно-ветвистые, трещинно-прожилковые формы, реже индивиды с отчетливыми гранями кристаллов куба. Золото по содержанию Ag представлено (мас. %): высокопробным (Au 89.51–92.64, Ag 7.15–9.84), среднепробным (Au 80.94–89.88, Ag 10.06–18.66) и низкопробным (Au 79.05, Ag 20.79) золотом.

Гессит образует срastания с халькопиритом, клаусталитом, арсенопалладинитом, виттихени-том, S-кавацулитом, Se-тетрадимитом, борнитом и айкинитом (фиг. 5).

Теллуриды Ag, сульфотеллуриды Vi и сульфовисмутиды Cu, Pb (от 5 до 200 мкм) находятся в виде мономинеральных включений в кварце, пирите, халькопирите, Vi-теннантите, а также ассоциируют с золотом и теллуридами Pd (см. фиг. 5). Химические составы их стехиометричны или имеют небольшие отклонения от стехиометрии (табл. 2).

По химическому составу субэпитеральные блеклые руды относятся к Vi-содержащему Zn-теннантиту ($n = 4, Cu_{9.73-10}(Zn_{1.68-1.81}Fe_{0.11-0.17}Cu_{0.00-0.06})_{1.87-2.01}(As_{2.69-3.50}Bi_{0.43-1.27})_{3.95-3.98}S_{13.05-13.32}$) и Zn-теннантиту – $Cu_{10}(Zn_{0.73}Fe_{0.71}Cu_{0.60})_{2.04}(As_{3.71}Sb_{0.34})_{4.05}S_{12.91}$. Блеклые руды характеризуются зональностью, обусловленной уменьшением содержания Vi к внешним зонам (фиг. 5г), а в наиболее позднем Zn-теннантите вместо Vi появляется Sb до 2.79 мас. %.

К эпитеральным отнесены поздние золото-пирит-борнит-халькопирит-кварцевая ((4), см. фиг. 2), золото-теллуридно-борнит-халькопирит-кварцевая (5) и золото-пирит-халькопирит-



Фиг. 4. Меренскиит (Mrk), темагамит (Tmg), арсенопалладинит (Apd), сопчеит (Spt), гессит (Hs) с борнитом (Bn), халькопиритом (Csp), кварцем (Qz), серицитом (Ms), клаусталитом (Clt), Zn-теннантитом (Zn-tnt), Se-галенитом (Se-gn) пиритом (Py) и аксессуарным флоренситом (Flr) тоналит-порфиров. Снимки в режиме BSE.

блекловорудно-кварцевая (б) минеральные ассоциации в кварц-гидрослюдистых метасоматитах и аргиллизитах.

Золото-пирит-борнит-халькопирит-кварцевые прожилки (до 7 см) и жилы (видимой мощностью 50 см и протяженностью до 300 см) развиты в кварц-гидрослюдистых метасоматитах. Содержания сульфидов в кварцевых жилах и прожилках составляют от 20 до 35%. Из рудных минералов преобладают борнит, халькопирит, барит, менее распространены молибденит, пирит, галенит, Se-галенит (Se до 3.67 мас. %), редко отмечаются золото и электрум. В борните отмечаются пластинчатые и решетчатые структуры халькопирита как

результат распада при охлаждении твердых растворов. Золото и электрум образуют сростания с пиритом, халькопиритом, борнитом и баритом, а также мелкую вкрапленность в борните и кварце (фиг. 6–7).

Золото (до 0.3 мм) и электрум (до 0.25 мм) имеют трещинно-прожилковую, комковидно-ветвистую, комковато-ячеистую, интерстициальную формы, реже встречаются изометричные кристаллы с развитием комбинации форм куба и октаэдра и их сростания. Поверхность зерен золота шагреновая и мелкоямчатая, цвет – от золотисто-

Таблица 1. Химические составы минералов Pd (мас. %)

№ п/п	Pd	Pt	Ag	Cu	Hg	Te	As	Sb	Сумма	Кристаллохимическая формула
Меренскиит										
1	29.76	1.09	—	—	—	68.69	—	—	99.54	(Pd _{1.02} Pt _{0.02}) _{1.04} Te _{1.96}
2	30.07	—	—	—	—	69.93	—	—	100	Pd _{1.02} Te _{1.98}
3	29.77	—	—	—	—	69.42	—	—	99.19	Pd _{1.02} Te _{1.98}
4	29.90	—	—	—	—	69.69	—	—	99.59	Pd _{1.02} Te _{1.98}
5	29.98	—	—	—	—	70.19	—	—	100.17	Pd _{1.02} Te _{1.98}
6	29.84	—	—	—	—	69.65	—	—	99.4	Pd _{1.02} Te _{1.98}
Темагамит										
7	35.16	—	—	—	21.58	42.81	—	—	—	Pd _{2.99} Hg _{0.97} Te _{3.04}
Сопчеит										
8	25.19	—	34.23	—	—	40.52	—	—	99.94	Ag _{4.00} Pd _{2.99} Te _{4.01}
9	25.43	—	33.89	—	—	40.11	—	—	99.43	Ag _{3.98} Pd _{3.03} Te _{3.99}
Арсенопалладинит										
10	79.40	—	—	—	—	—	18.92	1.1	99.36	Pd _{8.13} (As _{2.75} Sb _{0.11}) _{2.87}
11	78.26	—	—	—	—	1.69	18.57	1.06	99.58	Pd _{8.05} (As _{2.71} Te _{0.14} Sb _{0.10}) _{2.95}

Примечание. Прочерк — ниже пределов обнаружения. Формула меренскиита рассчитана на 3 ат., темагамита — 7 ат., арсенопалладинита — 4 ат., сопчеита — 11 ат.

желтого до серебристого с желтоватым оттенком (см. фиг. 7).

В золоте содержание Ag от центра зерен к краям закономерно увеличивается на 7–12, реже 17–20 мас. %. Примесь Te достигает 0.76 мас. %, Cu — ниже предела обнаружения. По химическому составу самородное золото образует следующий ряд (мас. %): 1) среднепробное (Au 80.30–86.17, Ag 13.64–18.89; Te 0.00–0.56); 2) низкопробное (Au 69.79–79.22, Ag 19.96–29.71; Te 0.00–0.49) золото; 3) электрум (Au 33.04–69.61, Ag 29.81–66.20, Te 0.00–0.76).

Золото-теллуридно-борнит-халькопирит-кварцевая ассоциация ((5), см. фиг. 2) образует прожилки (до 3 см) и гнезда (до 0.7 см) и наложена на раннюю прожилково-вкрапленную медно-порфировую минерализацию. Основными минералами являются кварц, Mg-анкерит, борнит, халькопирит, энаргит, барит, целестобарит (SrO до 7 мас. %), пирит, галенит, Zn-теннантит-тетраэдрит, редкими являются теллуриды Ag и Au, науманнит и золото. Из теллуридов Au и Ag чаще всего встречается гессит (Ag₂Te), реже петцит, калаверит, сильванит, мутманнит и штюццит, которые в виде мелких включений (1–40 мкм) отмечаются в халькопирите, кварце и борните (фиг. 8, табл. 3).

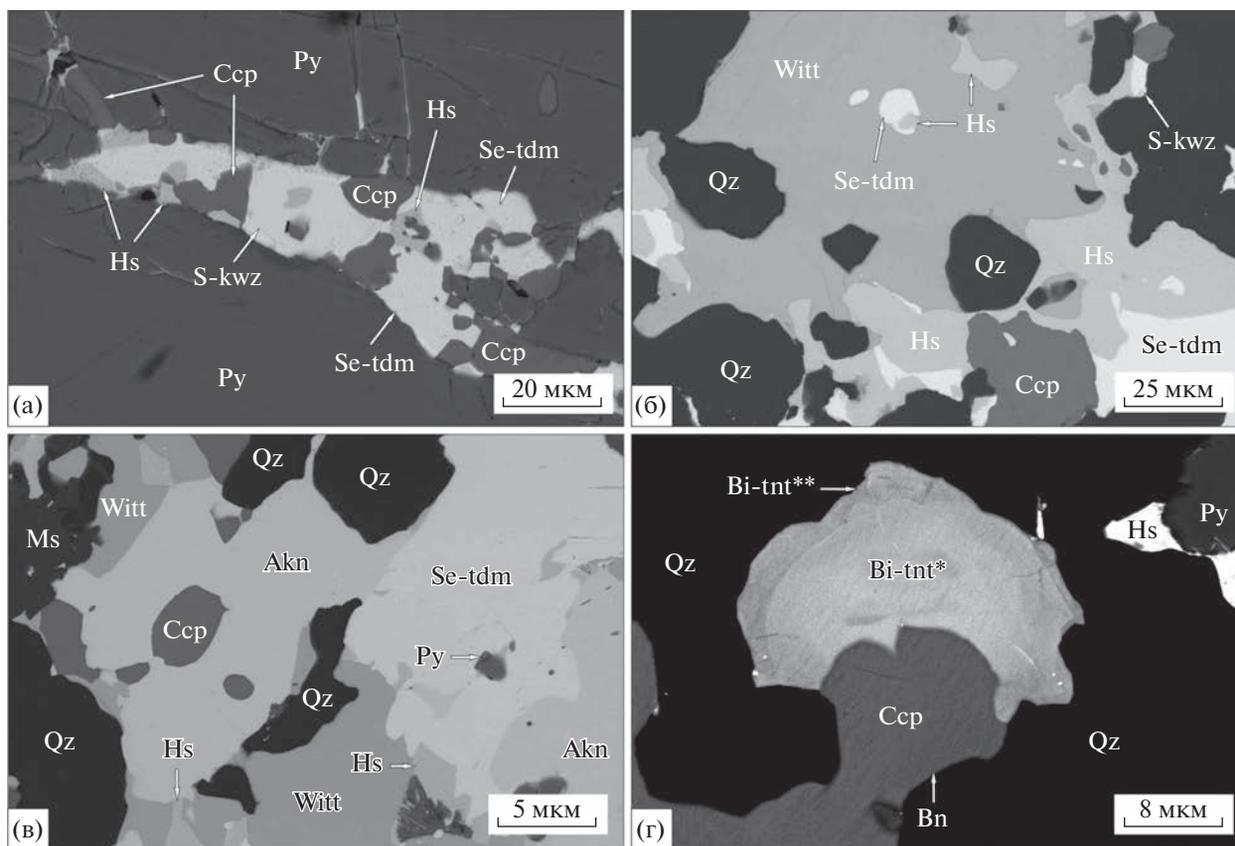
Золото этой ассоциации часто образует сростания с петцитом, гесситом и калаверитом в борните (см. фиг. 8). По составу оно представлено среднепробным (Au 79.92–85.34, Ag 14.56–19.33) и низкопробным (Au 78.11–78.73, Ag 20.72–22.48) золотом.

Науманнит, акантит и штрмейерит находятся в виде мелких включений (от 5 до 50 мкм) и в сростаниях в халькопирите, борните, энаргите и Mg-анкерите. Составы минералов не отклоняются от стехиометрии.

Блеклые руды образуют сростания с халькопиритом, борнитом, энаргитом, гесситом, алтаитом и баритом. По химическому составу блеклые руды представлены Zn-теннантит-тетраэдритом ($n = 13, Cu_{10}(Zn_{1.10-1.31}Fe_{0.28-0.56}Cu_{0.14-0.55})_{1.81-2.10}(As_{2.53-3}Sb_{1.06-1.45}Bi_{0-0.11}Te_{0-0.02})_{3.98-4.12}S_{12.89-13.12}$). Примеси Sb достигают 11.34 мас. %, Bi — 1.47 мас. %, Te — 0.13 мас. %.

Поздние золото-пирит-халькопирит-блекловорудно-кварцевые ((6), см. фиг. 2) прожилки (до 0.9 мм) и жилы (мощностью от 0.5 до 1.2 м и протяженностью 5 м) приурочены к кварц-гидрослюдистым метасоматитам и аргиллизитам в краевых частях месторождения. Эти прожилки с халькопиритом, теннантит-тетраэдритом, кварцем и Mg-сидеритом (Fe_{0.73-0.80}Mg_{0.20-0.26}Ca_{0.00-0.01})_{1.00}CO_{3.00} часто цементируют более ранний катаклазированный пирит (фиг. 9).

Содержания сульфидов в кварцевых прожилках и жилах составляют от 10 до 45%. Из рудных минералов преобладают Cu-теннантит, Zn-теннантит, Zn-теннантит-тетраэдрит, халькопирит, пирит, менее распространены галенит, Se-галенит (Se до 6.96 мас. %), борнит, Cu-теннантит-тетраэдрит, касситерит, золото, электрум, энаргит, редки S-клаусталит (S до 5.09 мас. %), нау-



Фиг. 5. Взаимоотношения минералов субэпитеpмальной минерализации: а – прожилки с Се-тетрадимитом (Se-tdm), S-кавацулитом (S-kwz), гесситом (Hs), халькопиритом (Ccp) в брекчированном пирите (Py) галенит-молибденит-теннантит-халькопирит-кварцевой минерализации медно-порфиrowого этапа; б–в – гессит в виттихените (Witt) и в виде срastаний с Се-тетрадимитом (Se-tdm), S-кавацулитом (S-kwz), халькопиритом (Ccp), айкинитом (Akn) и пиритом (Py) в кварце (Qz) и сериците (Ms); г – гессит (Hs), халькопирит (Ccp), пирит (Py) и зональное зерно Би-теннантита (Bi-tnt* – центр зерна содержит Bi до 15.7 мас. %, Bi-tnt** – в кайме Bi до 9.8 мас. %) в кварце. Снимки в режиме BSE.

маннит и сфалерит. Золото и электрум (от 3 мкм до 1.5 мм) встречаются в виде тонких вкраплений в Zn-теннантите, Zn-теннантит–тетраэдрите, халькопирите и кварце либо образуют тесные срastания с халькопиритом, Zn-теннантит–тетраэдритом и борнитом.

Золото и электрум в кварце и рудных минералах характеризуются интерстициальными, ксеноморфными, комковато-ветвистыми, дендритовидными формами или искаженными монокристаллами и их удлинёнными срastаниями с крючковидными отростками, реже наблюдаются изометричные кристаллы с комбинацией форм куба и октаэдра (фиг. 10).

По химическому составу золото образует следующий ряд (мас. %): 1) весьма высокопробное (Au – 95.86, Ag – 4.08); 2) высокопробное (Au – 91.06–93.01, Ag – 6.75–8.64); 3) среднепробное (Au – 81.52–89.63, Ag – 10.31–17.82); 4) низкопробное (Au – 70.78–79.87, Ag – 20.10–29.22) золото; 5) электрум (Au – 63.37–66.84, Ag – 33.14–35.92).

В ассоциации с золотом и электрумом находятся Се-галенит, S-клаусталит, науманнит и гессит. Состав Се-галенита отвечает формуле (на 2 ат.) – $Pb_{0.99-1.02}(S_{0.58-0.97}Se_{0.01-0.43})_{0.98-1.01}$, S-клаусталита – $Pb_{0.99}(Se_{0.60}S_{0.41})_{1.01}$, науманнита (на 3 ат.) – $Ag_{1.99-2.02}Se_{0.98-1.01}$, гессита – $Ag_{2.00-2.01}Te_{0.99-1.01}$.

Блеклые руды зональные и по химическому составу эволюционируют от высокомедистого теннантита до Zn-теннантит–тетраэдрита. Химический состав Cu-теннантита – $Cu_{10.00}(Zn_{0.29}Fe_{0.81}Cu_{1.06})_{2.16}(As_{3.98}Sb_{0.04})_{4.02}S_{12.82}$, Zn-теннантита ($n = 3$) – $Cu_{10}(Zn_{1.06-1.21}Fe_{0.29-0.37}Cu_{0.12-0.52})_{1.70-1.92}(As_{3.71-3.81}Sb_{0.20-0.40})_{4.01-4.11}S_{13.05-13.19}$, Zn-теннантит–тетраэдрита ($n = 10$) – $Cu_{10}(Zn_{1.10-1.22}Fe_{0.31-0.74}Cu_{0.19-0.55})_{1.98-2.28}(As_{2.71-2.96}Sb_{1.04-1.19})_{3.88-4.02}S_{12.90-13.00}$. Содержание Sb достигает 9.52 мас. %, Bi и Te – ниже пределов обнаружения.

Мощность зоны окисления месторождения достигает нескольких метров, в зонах дробления – 30–80 м. В коре выветривания развиты малахит, азурит, ковеллин, халькозин, гетит, гематит, англезит, церуссит, куприт и самородная медь.

Таблица 2. Химические составы кавачулита, тетрадимита, теллуридов Ag и Bi, сульфовисмутитов Pb и Cu (мас. %)

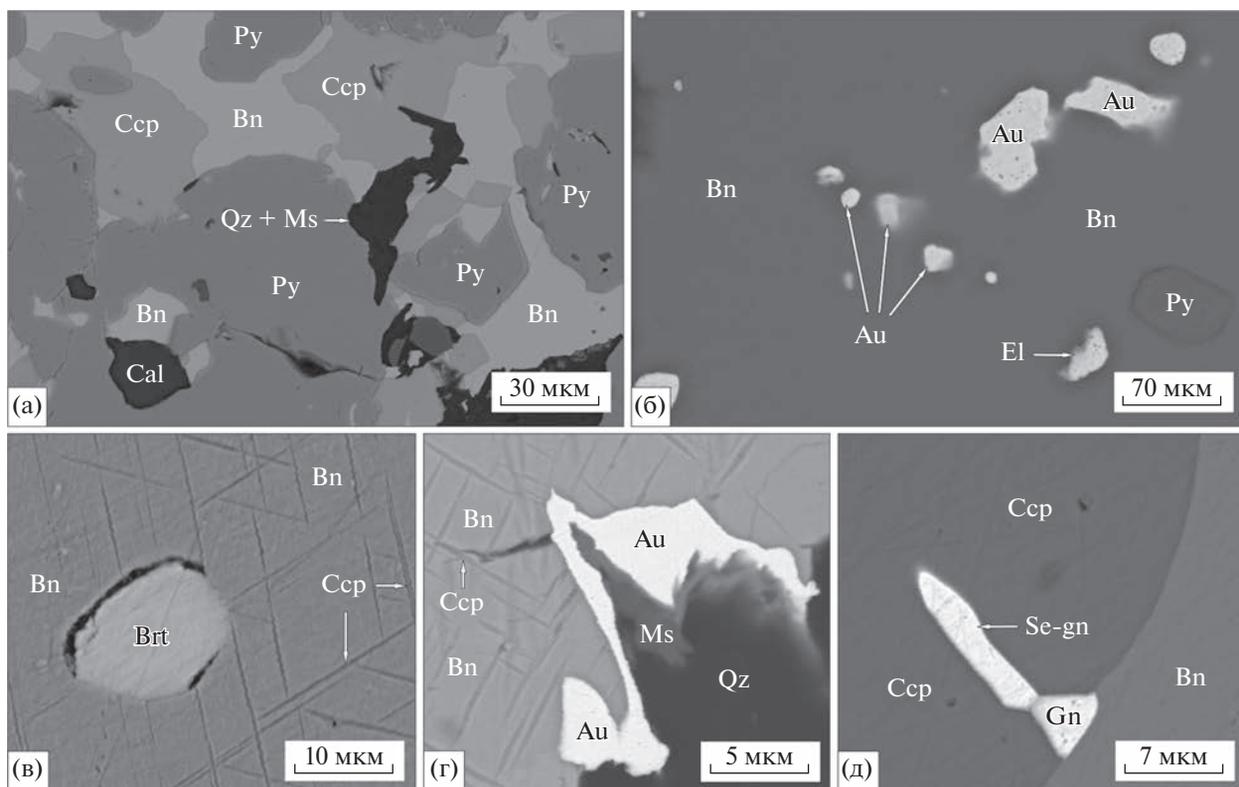
№ п/п	Ag	Cu	Pb	Bi	Te	Se	S	Сумма	Кристаллохимическая формула
Гессит									
1	61.71	—	—	—	37.3	—	—	99.04	Ag _{1.98} Te _{1.02}
2	61.84	—	—	—	37.7	—	—	99.5	Ag _{1.98} Te _{1.02}
3	61.91	—	—	—	37.1	—	—	99.04	Ag _{1.99} Te _{1.01}
4	62.41	—	—	—	36.8	—	—	99.2	Ag _{2.00} Te _{1.00}
5	61.74	—	—	—	37.6	—	—	99.34	Ag _{1.98} Te _{1.02}
6	62.12	—	—	—	37.26	—	—	99.38	Ag _{1.99} Te _{1.01}
7	62.31	—	—	—	37.67	—	—	99.98	Ag _{1.99} Te _{1.01}
Теллуровисмутит									
8	—	—	—	51.89	47.56	—	—	99.45	Bi _{2.00} Te _{3.00}
9	—	—	—	51.02	48.24	—	—	99.26	Bi _{1.96} Te _{3.04}
Цумоит									
10	—	—	—	60.26	38.99	—	—	99.25	Bi _{0.97} Te _{1.03}
11	—	—	—	62.4	37.42	—	—	99.82	Bi _{1.01} Te _{0.99}
Кавачулит									
12	—	—	—	56.9	34.2	7.13	1.40	99.73	Bi _{2.02} Te _{1.98} (Se _{0.67} S _{0.33}) _{1.00}
13	—	—	—	57.01	34.32	7.16	1.45	99.94	Bi _{2.01} Te _{1.99} (Se _{0.67} S _{0.33}) _{1.00}
14	—	—	—	57.22	34.25	7.78	1.11	100.36	Bi _{2.03} Te _{1.99} (Se _{0.73} S _{0.25}) _{0.98}
Тетрадимит									
15	—	—	—	60.5	36.30	2.90	3.70	99.22	Bi _{2.03} Te _{2.00} (S _{0.64} Se _{0.33}) _{0.97}
16	—	—	—	58.1	35.12	3.58	2.81	99.61	Bi _{2.03} Te _{2.01} (S _{0.64} Se _{0.33}) _{0.97}
17	—	—	—	57.08	35.91	2.83	3.38	99.2	Bi _{1.96} Te _{2.02} (S _{0.76} Se _{0.26}) _{1.02}
Виттихенит									
18	—	38.66	—	41.79	—	—	19.55	100	Cu _{3.00} Bi _{0.99} S _{3.01}
19	—	39.21	—	41.17	—	—	19.58	99.96	Cu _{3.03} Bi _{0.97} S _{3.00}
20	—	39.74	—	41.03	—	—	19.12	99.89	Cu _{3.09} Bi _{0.97} S _{2.94}
21	—	37.77	—	41.43	—	1.6	18.64	99.44	Cu _{2.98} Bi _{1.00} (S _{2.92} Se _{0.10}) _{3.02}
22	—	38.06	—	42.63	—	—	18.97	99.66	Cu _{3.01} Bi _{1.02} S _{2.97}
23	—	38.57	—	41.6	—	—	19.68	99.85	Cu _{2.99} Bi _{0.98} S _{3.03}
Айкинит									
24	—	11.16	35.13	36.87	—	—	16.01	99.17	Cu _{1.03} Pb _{1.00} Bi _{1.04} S _{2.93}
25	—	10.91	35.87	36.68	—	—	16.45	99.91	Cu _{1.00} Pb _{1.01} Bi _{1.02} S _{2.98}

Примечание. Прочерк — ниже пределов обнаружения. Формула цумоита рассчитана на 2 ат., гессита — 3 ат., теллуровисмутита, кавачулита и тетрадимита — 5 ат., айкинита — 6 ат., виттихенита — 7 ат.

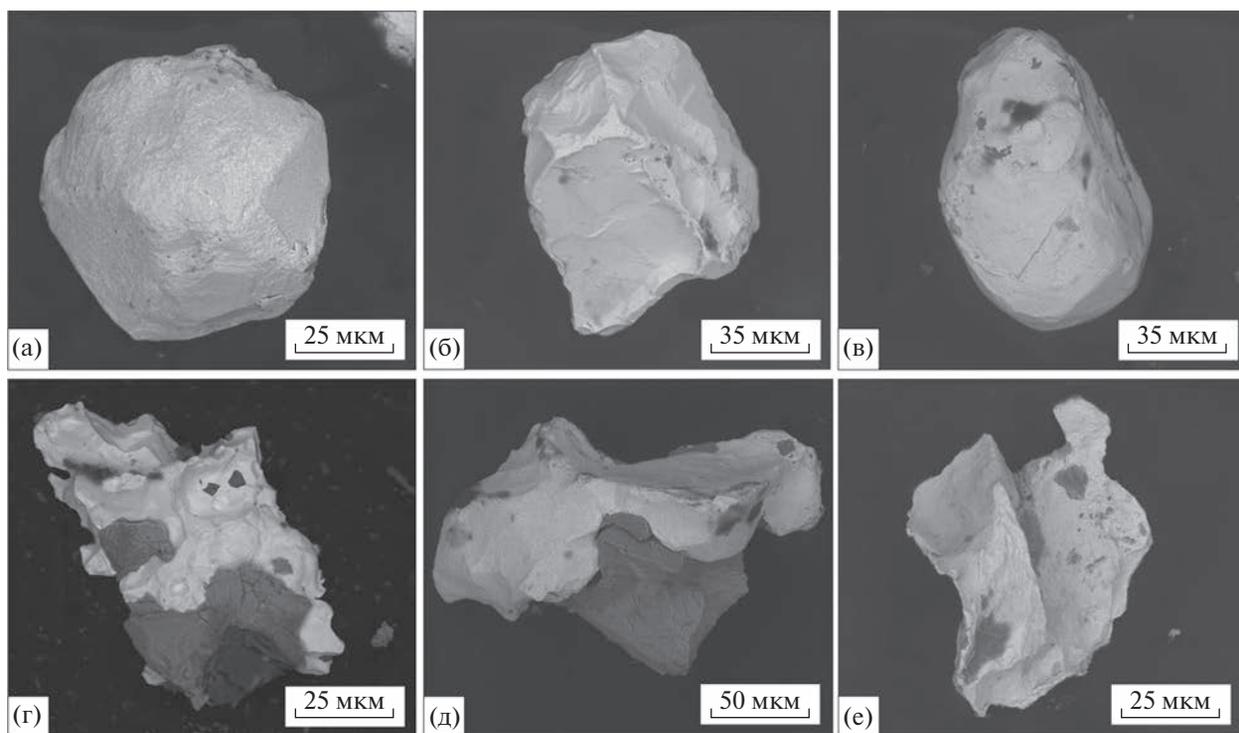
УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РУДНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ

Для определения условий образования минеральных ассоциаций месторождения Ак-Суг проанализированы флюидные включения в прозрачно-полированных шлифах жильного кварца с рудной минерализацией. Основываясь на опти-

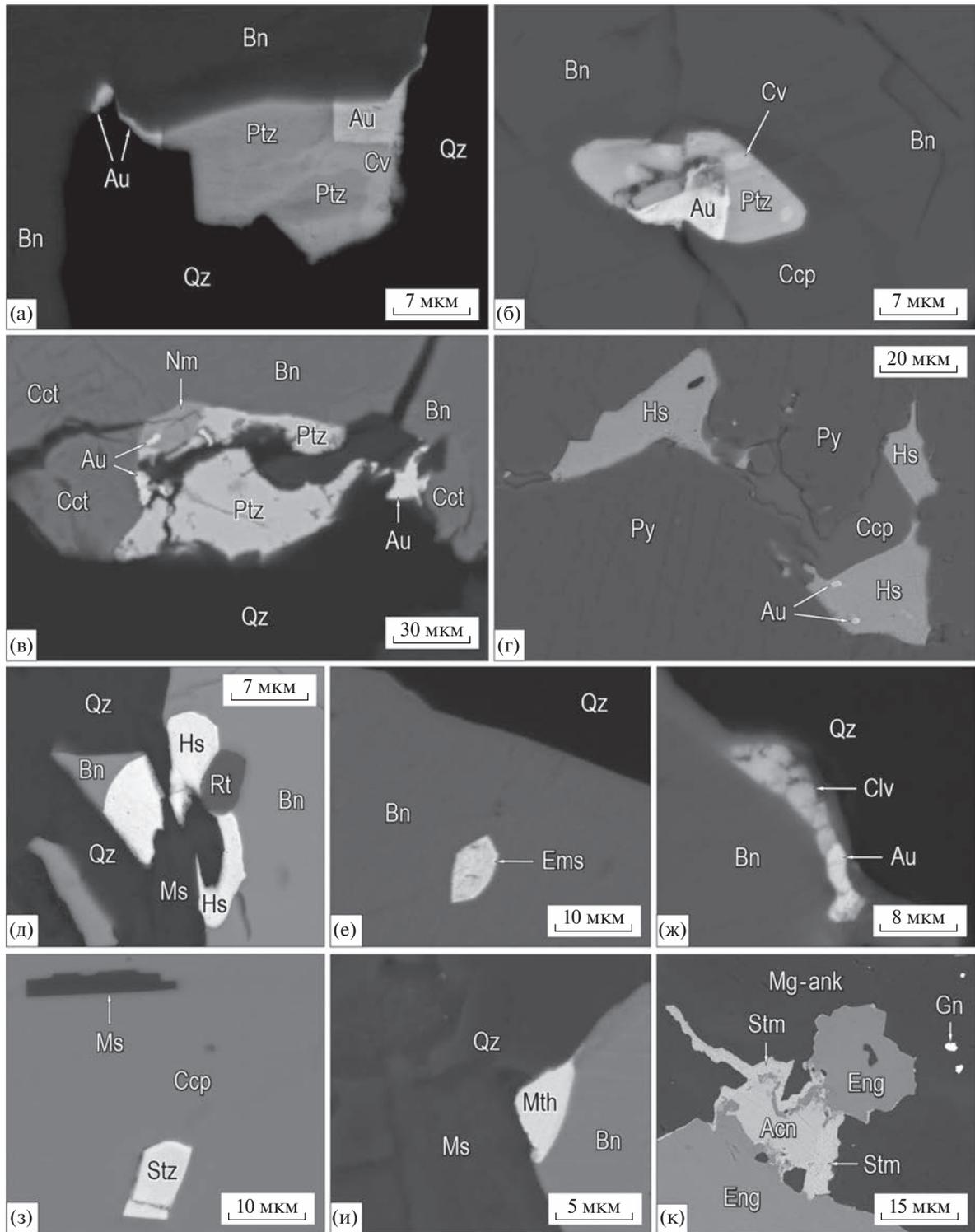
ческих наблюдениях и критериях Э. Реддера (1978), были выделены первичные и первично-вторичные флюидные включения (ФВ) в зернах и кристаллах серого и прозрачного кварца, сингенетичные рудной минерализации, а также вторичные газово-жидкие включения (фиг. 11). Размеры флюидных включений редко превышают 5–



Фиг. 6. Борнит (Bn), халькопирит (Ccp), золото (Au), барит (Brt), галенит (Gn) и Se-галенит (Se-gn) в золото-пирит-борнит-халькопирит-кварцевой жиле с кальцитом (Cal), кварцем (Qz), серицитом (Ms) и ранним брекчированным пиритом (Py). Снимки в режиме BSE.



Фиг. 7. Самородное Au золото-пирит-борнит-халькопирит-кварцевых жил: а – изометричный кристалл с развитием комбинации форм куба и октаэдра; б – с развитием форм куба; в – плохо ограниченное золото; г–д – интерстициальное золото в виде сростаний с халькопиритом (темно-серое); е – ксеноморфное золото с отпечатками и ровными гранями в межкристаллических промежутках кварца и пирита. Снимки в режиме BSE.



Фиг. 8. Золото-теллуридно-борнит-халькопирит-кварцевая ассоциация: а–б – сростания золота (Au), петцита (Ptz) и калаверита (Cv) на контакте борнита (Bn) и кварца (Qz), а также в борните и халькопирите; в – сростания золота (Au), петцита (Ptz) и науманнита (Nm) на контакте борнита (Bn), кварца (Qz) и халькозина (Cct); г–д – зерна гессита (Hs) с пиритом (Py), халькопиритом (Ccp), борнитом (Bn), кварцем (Qz) и более ранним рутилом (Rt) и серицитом (Ms); е – включение эмпресита (Ems) в борните (Bn); ж – сростания золота (Au) и силванита (Clv) на контакте борнита (Bn) и кварца (Qz); з – включение штульцита (Stz) в халькопирите (Ccp); и – выделения эмпресита (Ems) на контакте борнита (Bn), кварца (Qz) и гидросерицита (Ms); к – сростания акантита (Acn), штрмейерита (Stm) и энаргита (Eng) в Mg-анкерите (Mg-ank). Снимки в режиме BSE.

Таблица 3. Химические составы теллуридов Au, Ag и Pb (мас. %)

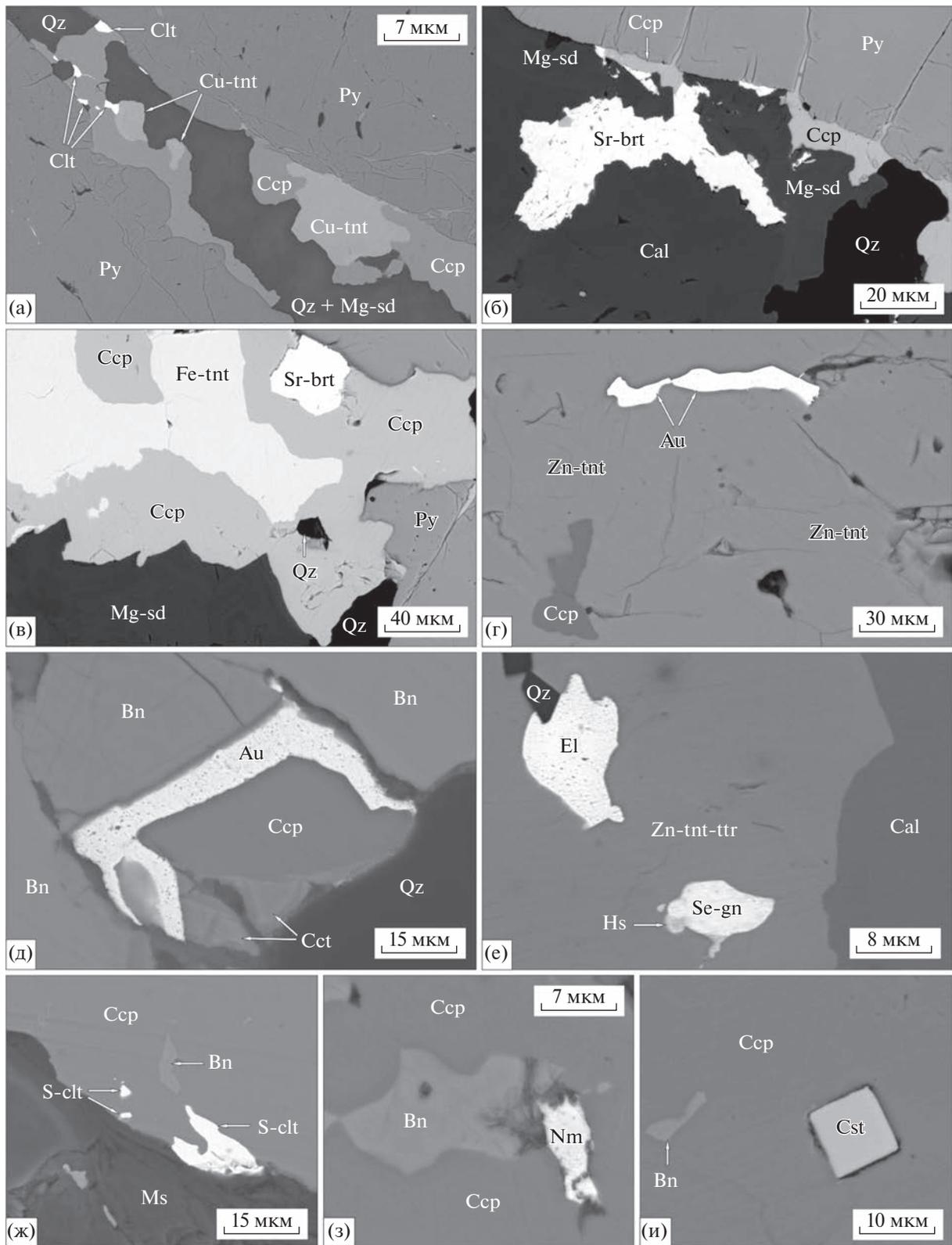
№ п/п	Au	Ag	Pb	Te	Сумма	Кристаллохимическая формула
Калаверит						
1	42.93	—	—	56.92	99.85	Au _{0.98} Te _{2.02}
Петцит						
2	24.57	42.25	—	33.7	100.52	Ag _{3.01} Au _{0.96} Te _{2.03}
3	24.16	41.75	—	33.41	99.32	Ag _{3.01} Au _{0.95} Te _{2.03}
4	24.16	41.21	—	33.7	99.07	Ag _{2.98} Au _{0.96} Te _{2.06}
5	24.84	41.38	—	32.85	99.07	Ag _{3.00} Au _{0.99} Te _{2.01}
6	25.86	41.18	—	32.84	99.88	Ag _{2.97} Au _{1.02} Te _{2.01}
7	26.08	40.74	—	32.7	99.52	Ag _{2.96} Au _{1.04} Te _{2.01}
8	24.71	41.71	—	33.3	99.72	Ag _{3.00} Au _{0.97} Te _{2.03}
Сильванит						
9	24.2	13.21	—	62.05	99.46	Ag _{1.00} Au _{1.01} Te _{3.99}
10	23.38	13.75	—	62.57	99.70	Ag _{1.03} Au _{0.97} Te _{3.99}
11	23.38	13.8	—	62.57	99.75	Ag _{1.04} Au _{0.97} Te _{3.99}
12	23.73	12.96	—	60.83	97.52	Ag _{1.01} Au _{1.01} Te _{3.98}
13	24.2	13.21	—	62.05	99.46	Ag _{1.01} Au _{1.00} Te _{3.99}
Мутманнит						
14	35.34	19.6	—	44.96	99.9	Au _{1.00} Ag _{1.02} Te _{1.98}
Гессит						
15	—	62.66	—	37.13	99.79	Ag _{2.00} Te _{1.00}
16	—	61.9	—	37.16	99.06	Ag _{1.99} Te _{1.01}
17	—	62.98	—	37.67	100.65	Ag _{1.99} Te _{1.01}
18	—	61.71	—	37.68	99.39	Ag _{1.98} Te _{1.02}
19	—	62.05	—	37.28	99.33	Ag _{1.99} Te _{1.01}
20	—	61.83	—	37.57	99.4	Ag _{1.98} Te _{1.02}
21	—	62.39	—	37.19	99.58	Ag _{1.99} Te _{1.01}
Эмперсит						
22	—	45.46	—	54.22	99.68	Ag _{1.00} Te _{1.00}
23	—	46.41	—	53.47		Ag _{1.01} Te _{0.99}
Штютцит						
24	—	58.37	—	41.06	99.43	Ag _{5.02} Te _{2.98}
Алтаит						
25	—	—	61.38	38.14	99.52	Pb _{1.00} Te _{1.00}

Примечание. Прочерк — ниже пределов обнаружения. Формулы алтаита и эмперсита рассчитаны на 2 ат., калаверита и гессита — 3 ат., мутманнита — 4 ат., петцита и сильванита — на 6 ат., штютцита — 8 ат.

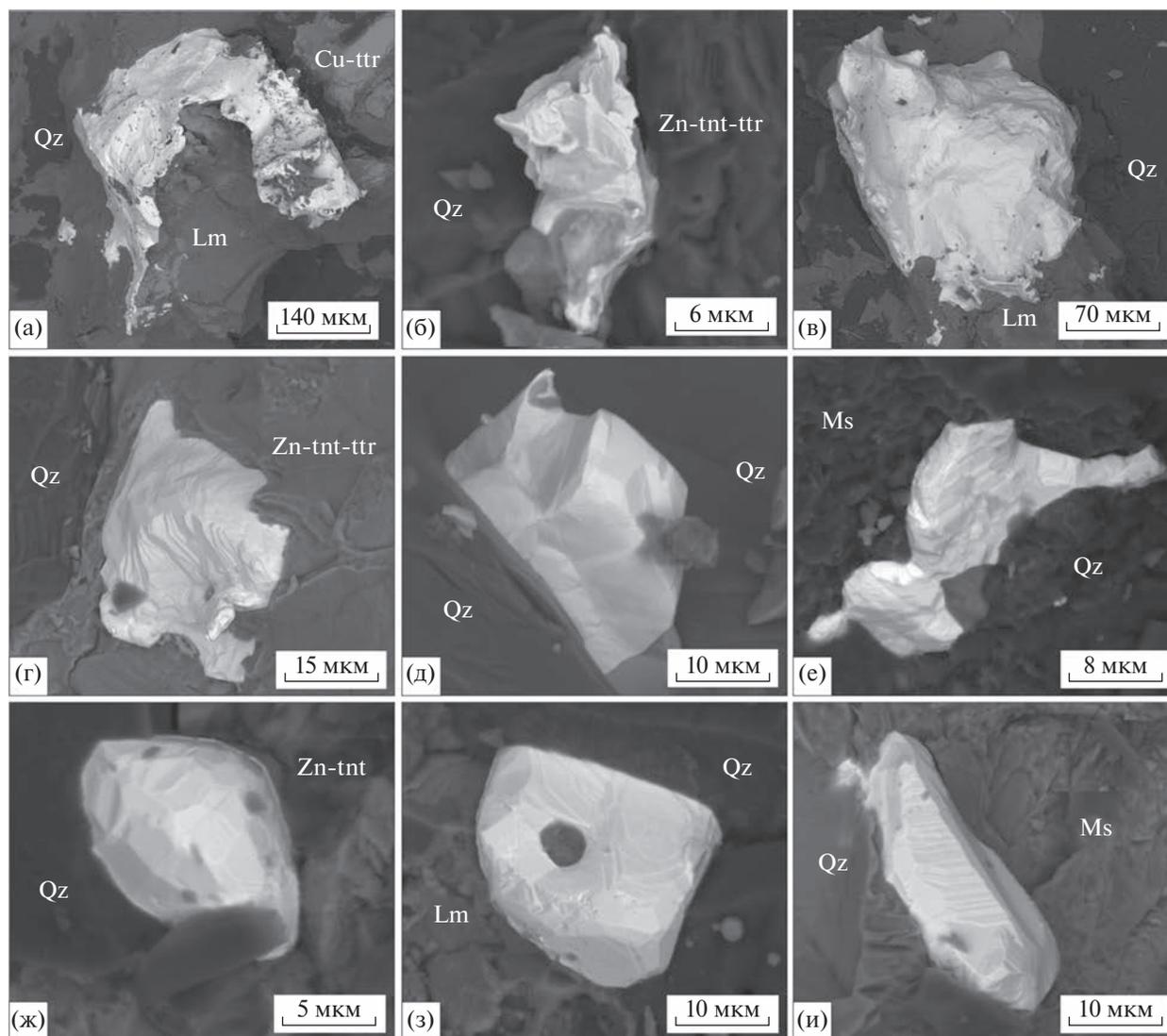
10 мкм, что затрудняло термобарогеохимические исследования. Состав газовой фазы включений определен методом рамановской спектроскопии.

В кварце галенит-молибденит-теннантит-халькопирит-кварцевых прожилков медно-порфинового этапа выделены двухфазные газожидкие (VL — Ж_{H2O} + Г) и трехфазные с CO₂ (VLC — Ж_{H2O} + Ж_{CO2} + Г_{CO2}) включения (фиг. 11а).

Первичные VLC флюидные включения имеют округлую, прямоугольную и вытянутую форму, расположены одиночно, редко группами, в центральных частях зерен серого и прозрачного кварца. Включения содержат кубические кристаллические фазы NaCl, газовый пузырек с жидкой углекислотой, а также редкие черные непрозрачные частицы рудного вещества. Псевдоторичные VL



Фиг. 9. Выделения клаусталита (Clt), S-клаусталита (S-clt), Se-галенита (Se-gn), халькопирита (Ccp), борнита (Bn), Cu-теннантита (Cu-tnt), Fe-теннантита (Fe-tnt), Zn-теннантита (Zn-tnt), Zn-теннантит–тетраэдрита (Zn-tnt-ttr), золота (Au), электрума (El), гессита (Hs) кварца (Qz), ангидрита (Anh), кальцита (Cal), Mg-сидерита (Mg-sd), Sr-барита (Sr-brt), касситерита (Cst) и науманнита (Nm) золото-пирит-халькопирит-блекловорудно-кварцевой ассоциации с ранним пиритом (Py) золото-теллуридно-борнит-халькопирит-кварцевой ассоциации. Ms – серицит. Снимки в режиме BSE.



Фиг. 10. Самородное Au золото-пирит-халькопирит-блекловорудно-кварцевых жил: а–б – интерстициальные зерна золота в кварце (Qz), Cu-теннантите (Cu-ttr), Zn-теннантит–тетраэдрите (Zn-tnt-ttr) и лимоните (Lm); в – комковидное золото в кварце (Qz) и лимоните (Lm); г–е – ксеноморфные зерна золота в кварце (Qz), Zn-теннантит-тетраэдрите (Zn-tnt-ttr) и сериците (Ms); ж–и – изометричные кристаллы с комбинацией форм куба и октаэдра в кварце (Qz), Zn-теннантите (Zn-tnt) сериците (Ms) и лимоните (Lm). Снимки в режиме BSE.

флюидные включения встречаются в трещинах, распространяющихся в пределах кристалла-хозяина и “упирающихся” в рудный минерал. Они характеризуются удлиненной или изометричной формой и размерами 5–10 мкм.

В составе газовой фазы первичных VLC ФВ определена углекислота. Минеральная фаза светлоокрашенная, изотропная, имеет кубический облик и представлена хлоридом Na. Полученные температуры гомогенизации 350–390°C, концентрация солей во флюиде – 31.9–32.9 мас. % NaCl-эquiv.

Псевдвторичные VL ФВ в газовой фазе содержат углекислоту. Температуры гомогенизации варьируют от 320 до 335°C. Солевой состав раствора по температурам эвтектики (–22...–28°C)

хлоридный калиево-натровый. Согласно температурам плавления льда (–15...–15.4°C), концентрации солей составляют 20.1–20.6 мас. % NaCl-эquiv.

По первичным VL флюидным включениям в кварце субэпитермальных золото-висмута-теллуридно-палладиево-кварцевых прожилков определен средне-, высокотемпературный ($T_{\text{гом}}$ 260–370°C) хлоридный флюид комплексного состава (Na–K ± Fe ± Ca ± Mg) с CO₂ в газовом пузырьке. Соленость флюида во включениях варьирует от 7.5 до 15 мас. % NaCl-эquiv. (табл. 4).

В кварце эпитеpmальных золото-пирит-борнит-халькопирит-кварцевых, золото-теллуридно-борнит-халькопирит-кварцевых и золото-пи-



Фиг. 11. Флюидные включения в кварце месторождения Ак-Суг: а – первичные VLC включения с твердыми кубическими фазами галита, рудной фазой и CO₂ в кварце медно-порфирового этапа; б – первичные газопо-жидкие включения в кварце субэпитеpмального этапа; в – псевдотpичные газопо-жидкие включения в кварце эпитеpмального этапа; г–д – вторичные газопо-жидкие (г) и существенно жидкие (д) включения в кварце эпитеpмального этапа.

рит-халькопирит-блекловорудно-кварцевых жил VL флюидные включения встречаются в виде обособленных вакуолей и малочисленных групп в центральных частях зерен, а также трассируют за-леченные трещины.

В солевом составе жидкой фазы флюидных включений в кварце золото-пирит-борнит-халькопирит-кварцевых жил определены водные хлориды Na и K ± Fe ± Ca ± Mg. Температуры эвтектики образуют интервалы –19...–22 (для первичных включений) и –18...–28°C (для псевдотpичных включений). Гомогенизация в жидкую фазу происходила при 290–335°C у первичных включений и 250–280°C – для псевдотpичных включений. Концентрация солей выше в первичных включениях (до 12.9 мас. %), а в псевдотpичных включениях она варьирует от 2 до 4.6 мас. % NaCl-экв. (см. табл. 4).

В прозрачных или полупрозрачных зернах кварца золото-теллуридно-борнит-халькопирит-кварцевых прожилков были зафиксированы двухфазные флюидные включения размером 10–12 мкм. Включения имеют округлую, изометричную форму, расположены обособленно, приурочены к краевым частям зерен кварца. Температуры эвтектики варьируют от –14 до –33°C, что предполагает углекислотно-водно-хлоридный флюид комплексного состава Na–K ± Fe ± Ca ± Mg. Тем-

пературы гомогенизации попадают в интервал 220–290°C. Соленость флюида во включениях составила 1.4–7 мас. % NaCl-экв. (см. табл. 4).

Двухфазные первичные флюидные включения в кварце золото-пирит-халькопирит-блекловорудно-кварцевых жил имеют температуры эвтектики растворов от –21 до –36°C и содержат флюид с хлоридами Na, K, Fe²⁺, Fe³⁺, Ca и Mg с соленостью 3.8–6.7 мас. % NaCl-экв. Температуры гомогенизации флюидных включений составили 200–240°C. Вторичные VL включения низкотемпературные (150–200°C) с соленостью 3.5–4.9 мас. % NaCl-экв. В составе флюида, заключенного в них, помимо хлоридов Na и K (температуры эвтектики –8...–13°C), определены SO₄²⁻ и углекислота (см. табл. 4). Эти низкотемпературные хлоридные растворы наряду с CO₂ содержат примесь азота (1–15 об. %), который определен методом рамановской спектроскопии.

В эпитеpмальных минеральных ассоциациях наблюдается уменьшение концентрации солей в растворе с уменьшением температуры минералообразования (фиг. 12).

Электрум-сфалеритовым геотермометром (Shikazono, 1985): $T_K = \{28765 + 22600(1 - N_{Ag})^2 - 6400(1 - N_{Ag})^3\} / \{49.008 - 9.152 \log X_{FeS} +$

Таблица 4. Результаты изучения флюидных включений в кварце

Образец	Тип	Фазовый состав	<i>n</i>	$T_{\text{гом}}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{эвт}}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{пл. льда}}, ^\circ\text{C}$	Соленость (мас. % NaCl-экв.)	Состав флюида
Медно-порфировый этап								
Галенит-молибденит-теннантит-халькопирит-кварцевая ассоциация (2)								
AS-18	П	VLC	4	350–390	–	–	31.9–32.8	Хлориды Na и K + CO ₂
AS-8	ПВ	VL	3	320–335	–22...–28	–15...–15.4	20.1–20.6	
Субэпитеpмальный этап								
Золото-висмут-теллуридно-палладиево-кварцевая ассоциация (3)								
AS-6	П	VL	4	330–370	–11...–20	–8.1...–10	11.8–14.7	Хлориды Na и K + CO ₂
As-47	ПВ	VL	4	315–330	–11...–16	–7.7...–11	7.5–9.2	
As-48	П	VL	3	285–290	–14...–19	–7.7...–11	11.4–15	Хлориды Na, K, Fe ²⁺ , Fe ³⁺ , Ca, Mg
Эпитеpмальный этап								
Золото-пирит-борнит-халькопирит-кварцевая ассоциация (4)								
AS-K4	П	VL	31	290–335	–19...–22	–1.5...–7	2.5–12.9	Хлориды Na, K, Fe ²⁺ , Fe ³⁺ , Ca, Mg
	ПВ		25	250–280	–18...–28	–1.5...–2.8	2.0–4.6	
Золото-теллуридно-борнит-халькопирит-кварцевая ассоциация (5)								
AS-60	П	VL	29	220–290	–14...–33	–1.1...–4.4	1.4–7.0	Хлориды Na, K, Fe ²⁺ , Fe ³⁺ , Ca, Mg + CO ₂
Золото-пирит-халькопирит-блекловорудно-кварцевая ассоциация (6)								
AS-K7	П	VL	44	200–240	–21...–36	–2.2...–4.2	3.8–6.7	Хлориды Na, K, Fe ²⁺ , Fe ³⁺ , Ca, Mg
	В	L	6	150–200	–8...–13	–3...–2.1	3.5–4.9	

Примечание. *n* – количество анализов, $T_{\text{гом}}$ – температура гомогенизации, $T_{\text{эвт}}$ – температура эвтектики, $T_{\text{пл. льда}}$ – температура плавления льда. Типы включений: П – первичные, ПВ – псевдотричные, В – вторичные. VLC – трехфазные газовой-жидкие с углекислотой; VL – двухфазные газовой-жидкие.

+ 18.2961 log N_{Ag} + 5.5(1 – N_{Ag})² установлено, что минеральная ассоциация субэпитеpмального этапа отлагалась при 357–352°C, минеральные ассоциации эпитеpмального этапа – при 280–212°C (золото-теллуридно-борнит-халькопирит-кварцевая – 280–240°C по парагенезису петцит–гессит–золото, при значениях $\lg f(\text{Te}_2) = 10^{-16}$ – 10^{-13} (Бортников и др., 1988), золото-пирит-халькопирит-блекловорудно-кварцевая – 224–212°C по электрум-сфалеритовому геотермометру (Shikazono, 1985).

Расчет давления при образовании поздних минеральных эпитеpмальных ассоциаций произведен по сфалеритовому геобарометру (Toulmin et al., 1991): оно оценено в 0.55 кбар при температуре кристаллизации сфалерита, согласно электрум-сфалеритовому геотермометру равной 220°C.

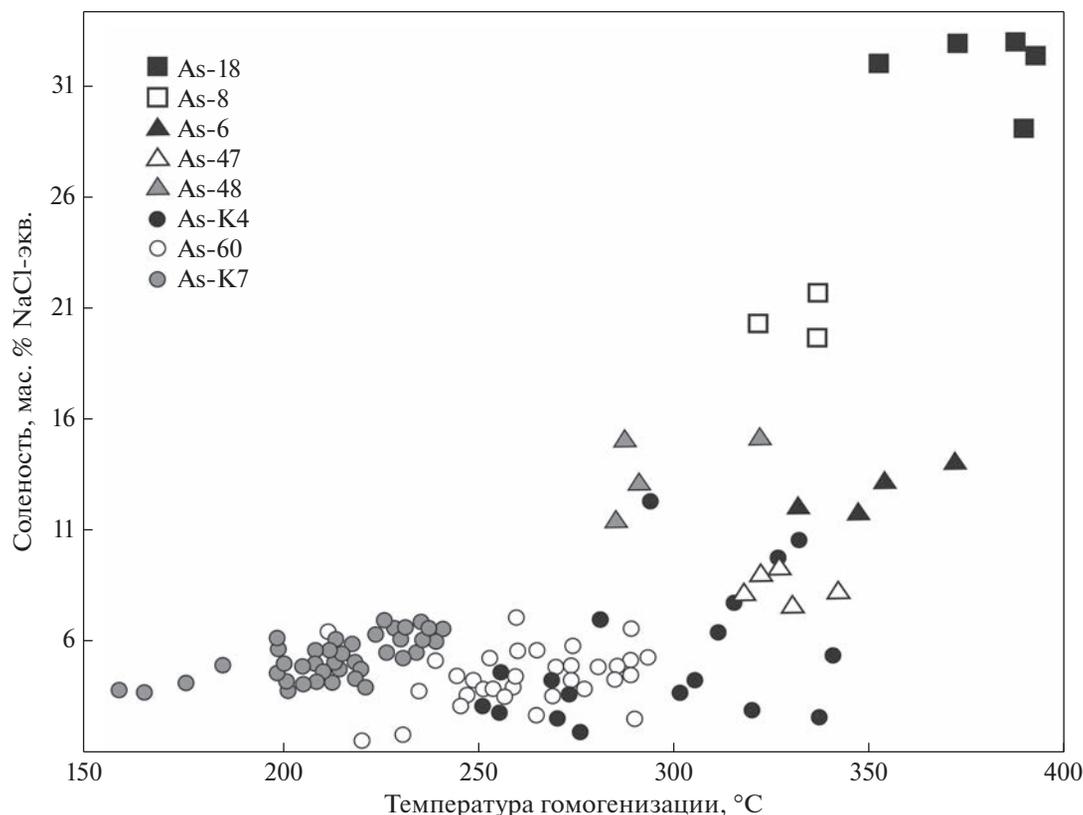
Если принять, что глубины формирования медно-порфировых, субэпитеpмальных и эпитеpмальных минеральных ассоциаций близки, то, с учетом поправки к температурам гомогенизации флюидных включений в кварце на давление 0.55 кбар при минералообразовании (Steele-MacInnis et al., 2012), истинные температуры минералооб-

разования медно-порфировой минерализации составили 435–375°C, субэпитеpмальной – 415–325°C, эпитеpмальные минеральные ассоциации отлагались при следующих температурах: 370–290°C, 330–250°C и 280–190°C. Отметим, что наличие во флюидных включениях медно-порфирового этапа жидкой углекислоты вместе с галитом при комнатной температуре указывает на высокое давление минералообразования.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ И КИСЛОРОДА ФЛЮИДА

Изотопный состав серы ($\delta^{34}\text{S}$) в пирите галенит-молибденит-теннантит-халькопирит-кварцевых прожилков медно-порфирового этапа варьирует от –1.0 до +1.2‰, в халькопирите субэпитеpмального этапа – от –1.9 до –2.5‰, халькопирите эпитеpмального этапа – от –0.9 до –2.9‰ (табл. 5).

Значения $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ флюида, в соответствии с уравнением фракционирования (Ohmoto, Rye, 1979; Li, Liu, 2006) и средними истинными температурами минералообразования, полученными



Фиг. 12. Температуры гомогенизации и соленость растворов флюидных включений в кварце медно-порфирового (As-8, As-18), субэпитеpмального (As-6, As-47, As-48) и эпитеpмального (As-K4, As-K7, As-60) этапов (см. табл. 4).

по флюидным включениям для медно-порфировой минерализации, варьируют от -1.8 до $+0.3\text{‰}$ ($T = 420^\circ\text{C}$); субэпитеpмального этапа – от -2.7 до -2.0‰ ($T = 400^\circ\text{C}$). Значения $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ флюида эпитеpмальных минеральных ассоциаций в соответствии со средними температурами по парагенезису петцит-гессит-самородное золото (Бортников и др., 1988) и электрум-сфалеритовому геотермометру (Shikazono, 1985) варьируют от -2.7 до -1.4‰ ($T = 270^\circ\text{C}$), от -2.5 до -2.1‰ ($T = 210^\circ\text{C}$) соответственно.

Величина $\delta^{18}\text{O}$ кварца медно-порфировых галенит-молибденит-теннантит-халькопирит-кварцевых прожилков составляет 11.6‰ , золото-висмутотеллуридно-палладиево-кварцевых субэпитеpмальных прожилков – 11.8‰ . Значения $\delta^{18}\text{O}$ кварца золото-пирит-борнит-халькопирит-кварцевых, золото-теллуридно-борнит-халькопирит-кварцевых и золото-пирит-халькопирит-блекловорудно-кварцевых эпитеpмальных прожилков и жил составляют 14.6 , 13.6 и 12.7‰ соответственно (табл. 6).

Изотопный состав кислорода во флюиде, в соответствии с уравнением фракционирования (Zhang et al., 1989; Zheng, 1999), медно-порфировой минерализации составляет 7.4‰ ($T = 420^\circ\text{C}$);

субэпитеpмальной – 7.0‰ ($T = 395^\circ\text{C}$); эпитеpмальных прожилков и жил – $+7.2\text{‰}$ ($T = 300^\circ\text{C}$), $+4.6\text{‰}$ ($T = 260^\circ\text{C}$) и $+1.2\text{‰}$ ($T = 210^\circ\text{C}$) соответственно (фиг. 13).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На месторождении Ак-Суг рудная минерализация отлагалась в три этапа. С первым связано формирование медно-порфирового оруденения с минеральными ассоциациями простых сульфидов (пирит, халькопирит, борнит, молибденит, галенит, сфалерит), с редкими выделениями теннантита в серицит-кварцевых (филлизитовых), кварц-калиевых и кварц-серицитовых метасоматитах. Во второй этап формировалась золото-висмутотеллуридно-палладиево-кварцевая субэпитеpмальная минерализация с халькопиритом, энаргитом, борнитом, пиритом, гесситом, золотом, электрумом, клаусталитом, S-кавацулитом, Se-тетрадимитом, Vi-теннантитом (до 15 мас. % Vi), меренскиитом, сопчеитом, темагамитом, арсенопалладинитом, сульфовисмутидами Cu и Pb в кварц-серицитовых метасоматитах. Минералы Pd (меренскиит PdTe_2 , темагамит Pd_3HgTe_3 , арсенопалладинит Pd_8As_3 , сопчеит $\text{Ag}_4\text{Pd}_3\text{Te}_4$) субэпитеpмальной минерализации отмечаются и на дру-

Таблица 5. Изотопный состав серы в сульфидных минералах месторождения Ак-Суг

№ п/п	№ пробы	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$, ‰ (CDT)	Средняя температура	$\delta^{34}\text{S}_{(\text{H}_2\text{S})}$, ‰ (CDT)
Медно-порфировый этап					
Галенит-молибденит-теннантит-халькопирит-кварцевая ассоциация (2)					
1	As-6-3	Пирит	-1.0	420	-1.8
2	AS-54	Пирит	+1.2	420	+0.3
Субэпитеpмальный этап					
Золото-висмут-теллуридно-палладиево-кварцевая ассоциация (3)					
4	As-6-1	Халькопирит	-2.5	395	-2.6
5	As-6-2	Халькопирит	-2.6	395	-2.7
6	As-6-8	Халькопирит	-2.4	395	-2.5
6	As-6-9	Халькопирит	-1.9	395	-2.0
Эпитеpмальный этап					
Золото-пирит-борнит-халькопирит-кварцевая ассоциация (4)					
7	As-4	Халькопирит	-0.9	300	-1.0
Золото-теллуридно-борнит-халькопирит-кварцевая ассоциация (5)					
9	As-47	Халькопирит	-2.9	270	-2.7
10	As-49	Халькопирит	-1.6	270	-1.4
Золото-пирит-халькопирит-блекловорудно-кварцевая ассоциация (6)					
12	AS-K7	Халькопирит	-1.9	210	-2.1
13	AS-13	Халькопирит	-2.3	210	-2.5

Примечание. Анализы изотопов S выполнены в ИГМ СО РАН, аналитик В.Н. Реутский.

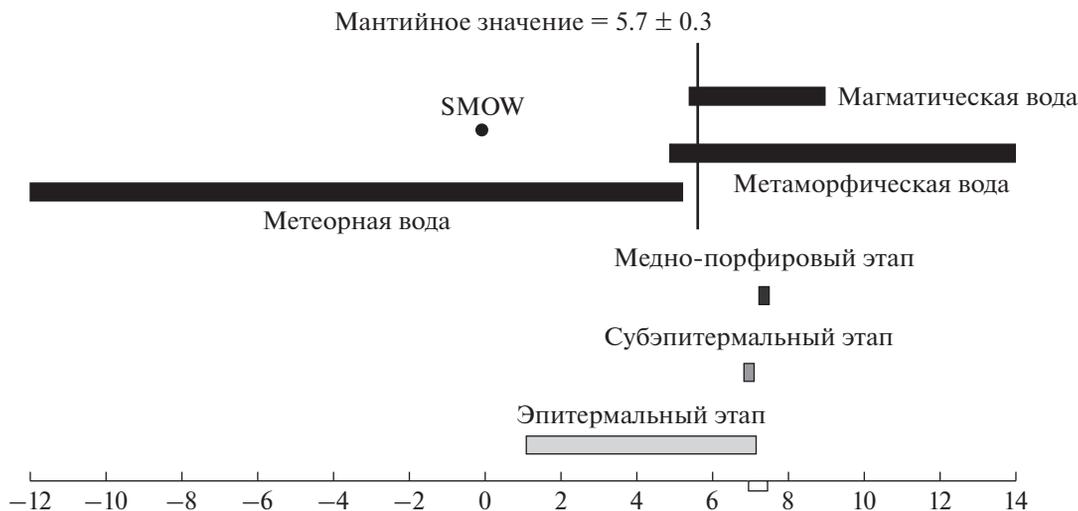
Таблица 6. Изотопный состав кислорода кварца и сопутствующего флюида месторождения Ак-Суг

№ п/п	№ пробы	Минерал	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (CDT)	Средняя температура	$\delta^{18}\text{O}_{(\text{H}_2\text{O})}$, ‰ (CDT)
Медно-порфировый этап					
Галенит-молибденит-теннантит-халькопирит-кварцевая ассоциация					
1	As-246	Кварц	+11.6	420	+7.4
Субэпитеpмальный этап					
Золото-висмут-теллуридно-палладиево-кварцевая ассоциация					
2	AS-6	Кварц	+11.8	395	+7.0
Эпитеpмальный этап					
Золото-пирит-борнит-халькопирит-кварцевая ассоциация					
3	AS-4-1	Кварц	+14.6	300	+7.2
Золото-теллуридно-борнит-халькопирит-кварцевая ассоциация					
4	AS-18	Кварц	+13.6	260	+4.6
Золото-пирит-халькопирит-блекловорудно-кварцевая ассоциация					
5	AS-7	Кварц	+12.7	210	+1.2

Примечание. Анализы изотопов O выполнены в ГИН СО РАН, аналитик В.Ф. Посохов.

гих медно-порфировых месторождениях, но среди них меренскиит является наиболее распространенным. На золото-медно-порфировом месторождении Маунт Миллиган (Британская Колумбия, Канада) аналогичная субэпитеpмальная (пост-порфировая, доэпитеpмальная) минерализация с

халькопиритом, пиритом, галенитом, электроумом, теннантит-тетраэдритом, теллуридами Вi, меренскиитом, сперрилитом и темагамитом наложена на медно-порфировые минеральные ассоциации (LeFort et al., 2011). На золото-медно-порфировом месторождении Елаците, которое



Фиг. 13. Изотопный состав кислорода флюида месторождения Ак-Суг.

находится в пространственной ассоциации с эпитеpмальным месторождением Челопеч (Болгария), минералы Pd и Pt образовались во время переходного (постпорфирового, доэпитеpмального) этапа (Eliopoulos et al., 2014). С третьим этапом связаны Au–Ag минеральные ассоциации с сульфидами, селенидами, теллуридами, сульфосолями Sb и As в кварц-гидрослюдистых метасоматитах и аргиллизитах.

Минералы Au отлагались на субэпитеpмальном и эпитеpмальном этапах. Золото субэпитеpмального этапа ассоциирует с меренскиитом, темагмитом, арсенопалладинитом, сопчеитом и гесситом. Эпитеpмальный этап характеризуется наличием Au не только в самородной, но и в теллуридной форме (AuTe₂, Ag₃AuTe₂, AgAuTe₂, AgAuTe₂), которое ассоциирует с гесситом, эмперситом, штюцитом, науманнитом и акантитом. Средняя пробность золота месторождения Ак-Суг для (120 ан.) составляет 672‰ при вариациях от 959 до 331‰. При этом средняя пробность зерен золота субэпитеpмального этапа составляет 895‰ при вариациях от 927 до 792‰, эпитеpмального этапа – 670‰ (959–331‰). В целом в рудах количественно преобладает электрум и низкопробное золото, в меньшей степени присутствует среднее и высокопробное золото. Основными примесями являются Ag и Te. Количества Cu и Hg находятся ниже пределов обнаружения. Содержание Ag в золоте достигает до 29.71 мас. %, Te – 0.59 мас. %; в электруме – Ag – 66.20 мас. %, Te – 0.76 мас. %.

Блеклые руды на месторождения Ак-Суг являются сквозными минералами. Блеклые руды наиболее ранней медно-порфировой минерализации характеризуются слабой зональностью, что свидетельствует об относительно спокойной обстановке минералообразования. Блеклые руды суб-

эпитеpмальных и эпитеpмальных минеральных ассоциаций характеризуются выраженной зональностью, что свидетельствует о колебаниях физико-химических параметров рудообразующего флюида, что типично для Au–Ag эпитеpмальных месторождений (Spiridonov et al., 2005).

Галенит-молибденит-теннантит-халькопирит-кварцевая минеральная ассоциация медно-порфирового типа образовалась при температурах от 435 до 375°C из Na–K-хлоридного флюида с солёностью от 20.2 до 32.9 мас. % NaCl-экв. В данной ассоциации наличие Cu-теннантита и Zn-теннантита указывает на относительно высокий окислительный потенциал рудоносного флюида, т.к. при высокой f(O₂) возникают цинкистые и высокомедистые блеклые руды (Spiridonov et al., 2005). Отметим, что формирование медно-порфирового месторождения на ранних стадиях связано с окисленными флюидами магматического происхождения, а на поздних стадиях в рудоотложении могут принимать метеорные воды, иногда играя решающую роль в осаждении металлов вплоть до формирования рудных содержаний (Hedenquist, Lowenstern, 1994; Hedenquist, Richards, 1998; Sillitoe, 2010).

Субэпитеpмальная золото-висмута-теллуридно-палладиево-кварцевая минерализация образовалась при температурах от 415 до 325°C из Na–K ± Fe ± Ca ± Mg хлоридного флюида с концентрациями солей 7.5–15 мас. % NaCl-экв. Установлено, что окислительная природа исходных магм и эволюционирующий минерализованный флюид в медно-порфировых месторождениях считаются основными факторами транспортировки и осаждения ЭПГ (Economou-Eliopoulos et al., 2017). Экспериментальными исследованиями установлено, что значительные количества Pd и Pt (по-

рядка 1 г/т) могут переноситься в виде хлоридных комплексов гидротермальными флюидами в кислых средах ($\text{pH} < 2-4$) при температурах 300–500°C (Gammons et al., 1992; Wood, 2002; Hanley, 2005; Xiong, Wood, 2000).

Эпитермальные минеральные ассоциации отлагались при $P \sim 0.55$ кбар из $\text{Na}-\text{K} \pm \text{Fe} \pm \text{Ca} \pm \text{Mg}$ хлоридного флюида со следующими концентрациями солей при температурах: золото-пирит-борнит-халькопирит-кварцевая – 370–290°C, 1.4–12.6 мас. % NaCl -экв.; золото-теллуридно-борнит-халькопирит-кварцевая – 330–250°C, 1.4–7 мас. % NaCl -экв.; золото-пирит-халькопирит-блекловорудно-кварцевая – 280–190°C, 3.5–6.7 мас. % NaCl -экв. При этом поздние низкотемпературные (220–190°C) и разбавленные (3.5–4.9 мас. %) флюиды характеризуются вариациями хлоридов Na и K , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ca , Mg , карбонатов и сульфатов Na , K и Mg . Парагенезис борнита, халькопирита, энаргита, теллуридов Ag и Au , золота и науманнита золото-теллуридно-борнит-халькопирит-кварцевой ассоциации предполагает $f\text{S}_2$ от $10^{-14.5}$ до 10^{-7} , $f\text{Te}_2$ – от $10^{-12.7}$ до $10^{-10.5}$ и $f\text{Se}_2$ – от $10^{-19.7}$ до $10^{-21.9}$ при 250°C (Barton, Skinner, 1979; Afifi et al., 1988).

Значения изотопного состава кислорода флюида медно-порфировой (+7.4‰) и субэпитермальной (+7.0‰) минерализации свидетельствуют об участии магматогенного флюида, а эпитермальной – от +1.2 до +7.2‰ – указывают на смешение магматического флюида с метеорными водами (Ohmoto, Rye, 1979; Ohmoto, 1986; Hoefs, 2009). Участие метеорных вод характерно для эпитермальных $\text{Au}-\text{Ag}$ месторождений (Berger, Henley, 1989; Hedenquist et al., 1998), а также для поздних стадий золото-медно-порфириковых месторождений (Bodnar, Beane, 1980; Beane, 1983; Reynolds, Beane, 1985; Hedenquist et al., 1998; Cooke et al., 2011; Melfos, Voudouris, 2016).

Значения изотопного состава серы флюида разных минеральных ассоциаций месторождения Ак-Суг характеризуются околонулевыми значениями от –2.7 до +0.3‰, что свидетельствует об участии серы магматического (от –5 до +5‰) либо мантийного (от –3 до +3‰) происхождения (Ohmoto, Rye, 1979; Ohmoto, 1986; Hoefs, 2009) и характерно для большинства медно-порфириковых месторождений Северной и Южной Америки ($0 \pm 5\%$) (Ohmoto, Rye, 1979; Ohmoto, Goldhaber, 1997).

По генезису сопутствующие эпитермальные месторождения в зарубежной литературе подразделяются на три класса (геолого-генетического типа): из флюидов магматического “high-sulfidation”, смешанного метеорно-магматического “intermediate sulfidation” и метеорного “low-sulfidation” происхождения с широкими вариациями pH и Eh , состава и концентраций солей (Sillitoe,

1995; White, Hedenquist, 1995, Hedenquist et al., 2000; Sillitoe, Hedenquist, 2003).

Минералого-геохимические особенности месторождения Ак-Суг и отложение эпитермальных минеральных ассоциаций из флюида смешанного метеорно-магматического происхождения, а также их приуроченность к кварц-гидрослюдистым метасоматитам и аргилизитам свидетельствуют о том, что они могут быть отнесены к эпитермальному intermediate sulfidation (IS) типу (Sillitoe, 1995; White, Hedenquist, 1995, Hedenquist et al., 2000). Известно, что индикаторными минералами оруденения IS-типа являются сфалерит, галенит, тетраэдрит–теннантит, халькопирит и марганцовистые карбонаты. Примерами месторождений с хорошо развитым оруденением IS-типа являются Санта-Барбара (Греция) (Voudouris, 2006) и Маунт Миллиган (Канада) (LeFort et al., 2011).

Согласно модели эволюции медно-порфировой системы (Sillitoe, 2010), золоторудная минерализация локализуется непосредственно как в рудном штокверке медно-порфирикового оруденения, так и за его пределами. Во втором случае она находится в составе HS- и IS-эпитермальной минерализации, субэпитермальных (переходных от постпорфириковых к эпитермальным) карбонатно-полиметаллических рудах и сопровождается минералами Ag (LeFort et al., 2011). В других случаях эпитермальная минерализация образуется на расстоянии несколько километров от медно-порфириковых месторождений: как Лепанто относительно месторождения Фар Саус-Ист, Филиппины (Hedenquist et al., 1998).

На месторождении Ак-Суг процесс рудоотложения происходил при изменении фазового и химического состава рудообразующего флюида. Ранний высокотемпературный флюид медно-порфирикового этапа был гетерогенным и состоял из водяного пара и хлоридного рассола с высокими концентрациями металлов, о чем свидетельствуют дочерние кристаллы рудных минералов. Остывание рудных гидротермальных флюидов и разбавление их метеорной водой является основным процессом для осаждения Au и минералов других металлов на эпитермальном этапе. При этом наиболее поздние эпитермальные минеральные ассоциации отлагались из более сложного по составу хлоридно-сульфат-гидросульфидного рудообразующего флюида.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, ранне- и среднекембрийское золото-медно-порфириковое месторождение Ак-Суг характеризуется закономерностями эволюции минеральных парагенезисов, температур, состава и концентрации флюидов при переходе от медно-порфирикового к эпитермальному этапу. На

ранних этапах рудообразующего процесса флюид имел магматическое происхождение, а на поздних смешивался с метеорными водами, при этом состав флюида трансформировался от высококонцентрированного (до 32.9 мас. % NaCl-экв.) углекислотно-водно-хлоридного до водно-хлоридного (от 7 до 1.4 мас. % NaCl-экв.) с карбонатами и сульфатами Na, K и Mg. Широкое разнообразие минералов Au–Ag субэпитермальных и эпипермальных минеральных ассоциаций обусловлено вариациями fS_2 , fSe_2 и fTe_2 .

В рассматриваемом регионе выявление на древнейшем месторождении Ак-Суг субэпитермального и эпипермального типов минерализации является фундаментальным результатом, который может способствовать открытию новых месторождений в данном регионе. Отметим, что при поисках медно-порфирирового оруденения нахождение различных типов сопутствующих руд несет важную информацию: наличие того или иного типа минерализации указывает на степень сохранности ПЭС и уровень их эрозийного среза. Полученные результаты могут иметь практическое значение для региональных прогнозно-металлогенических поисков месторождений и рудопроявлений Cu, Ag и Au.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект 23-27-00344, <https://rscf.ru/project/23-27-00344/>). Изготовление полированных шлифов (аншлифов) выполнено за счет средств государственного задания ТувИКОПР СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бакшеев И.А., Николаев Ю.Н., Прокофьев В.Ю., Нагорная Е.В., Читалин А.Ф., Сидорина Ю.Н., Марущенко Л.И., Калько И.А. Золото-молибден-меднопорфиново-эпипермальная система Баимской рудной зоны, Западная Чукотка // *Металлогения древних и современных океанов-2014: Мат. XX Науч. мол. школы. Миасс: ИМин УрО РАН, 2014. С. 108–112.*
- Берзина А.Н., Сотников В.И., Экономоу-Элиопоулос М., Элиопоулос Д.Г. Первая находка меренскита (Pd, Pt)Te₂ в рудах Cu-Мо-порфирировых месторождений России // *Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 8. С. 848–851.*
- Борисенко А.С. Анализ солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // *Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений / Ред. Н.П. Лаверов. М.: Недра. 1982. С. 37–46.*
- Бортников Н.С., Крамер Х., Генкин А.Д. Парагенезисы теллуридов золота и серебра в золоторудном месторождении Флоренсия (Республика Куба) // *Геология руд. месторождений. 1988. № 2. С. 49–61.*
- Буханова Д.С. Минералого-геохимические особенности Малмыжского золотомедно-порфирирового месторождения, Хабаровский край: Автореф. Дис ... к.г.-м.н. Владивосток, 2019. 26 с.
- Вернадский В.И. Опыт описательной минералогии. Петроград. Изд-во Имп. АН. 1914. 780 с.
- Викентьев И.В., Мансуров Р.Х., Иванова Ю.Н., Тюкова Е.Э., Соболев И.Д., Абрамова В.Д., Выхристенко Р.И., Трофимов А.П., Хубанов В.Б., Грознова Е.О., Двуреченская С.С., Кряжев С.Г. Золото-порфирировое Петропавловское месторождение (Полярный Урал): геологическая позиция, минералогия и условия образования // *Геология руд. месторождений. 2017. Т. 59. № 6. С. 501–541.*
- Викентьев И.В., Шатов В.В., Смирнов Д.И., Волчков А.Г. Медно-золотопорфирировое месторождение Юбилейное (Западный Казахстан): геологическая позиция и условия образования // *Геология руд. месторождений. 2023. Т. 65. № 7. С. 596–633.*
- Волков А.В., Егоров В.Н., Колова Е.Е., Прокофьев В.Ю., Савва Н.Е., Сидоров А.А., Шаповалов В.С. Закономерности размещения и условия формирования Au-содержащих Cu-Мо-порфирировых месторождений северо-востока России // *Геология руд. месторождений. 2006. Т. 48. № 6. С. 512–539.*
- Грабежьев А.И. Юбилейное Cu–Au порфирировое месторождение (Южный Урал, Россия): SHRIMP-II U-Pb возраст циркона и изотопно-геохимические особенности рудоносных гранитоидов // *Докл. РАН. 2014. Т. 454. № 3. С. 315–318.*
- Грабежьев А.И., Русина О.В., Жухлистов А.П., Мурзин В.В. Вертикальная рудно-метасоматическая зональность Томинского медно-порфирирового рудного узла (Южный Урал, Россия) // *Геология руд. месторождений. 1995. № 6. С. 500–510.*
- Грабежьев А.И., Ронкин Ю.Л., Пучков В.Н., Шардакова Г.Ю., Азовскова О.Б., Гердес А. Силурийский U-Pb возраст (LA-ICP-MS) циркона из гранитоидов Зеленодольского медно-порфирирового месторождения, Южный Урал // *Докл. РАН. 2016. Т. 466. № 3. С. 335–339.*
- Грабежьев А.И., Шардакова Г.Ю., Ронкин Ю.Л., Азовскова О.Б. Систематика U-Pb возрастов цирконов из гранитоидов медно-порфирировых месторождений Урала // *Литосфера. 2017. Т. 17. № 5. С. 113–126.*
- Забелин В.И. Элементы геолого-генетической модели Аксугского медно-молибденового месторождения // *Магматизм и металлогения рудных районов Тувы. Новосибирск: Наука, 1992. С. 92–103.*
- Знаменский С.Е., Шафигуллина Г.Т., Знаменская Н.М., Косарев А.М. Вознесенское медно-порфирировое месторождение (Южный Урал): структурный контроль оруденения и геохимия интрузивных пород // *Вестник академии наук РБ. 2019. Т. 31. № 2(94). С. 25–35.*
- Кудрявцев Ю.К., Третьякова Е.Н., Сальников А.Е., Рахимитур Г.Р. Геолого-геохимические модели разно-

- ранговых рудных объектов (Au)-Мо-Cu-порфирового семейства. М.: ИМГРЭ, 2012. 141 с.
- Кужугет Р.В., Хертек А.К., Лебедев В.И., Забелин В.И.* Особенности состава самородного золота в рудных ассоциациях Ак-Сугского золото-медно-молибденпорфирового месторождения, Восточная Тува // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2015. № 2 (22). С. 63–74.
- Нагорная Е.В.* Минералогия и зональность молибден-медно-порфирового рудного поля Находка, Чукотка. Автореф. дис ... к.г.-м.н. 2013. 28 с.
- Петровская Н.В.* Самородное золото. М.: Наука, 1973. 348 с.
- Плотинская О.Ю.* Порфирово-эпитермальные системы Урала: минералы-индикаторы, эволюция и источники вещества // Металлогения древних и современных океанов-2023. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2023. С. 59–61.
- Реддер Э.* Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1978. Т. 1. 360 с.
- Спиридонов Э.М.* Обзор минералогии золота в ведущих типах Au минерализации // Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов. Тр. Всерос. (с междунар. уч.) науч. конф., посвящ. 80-летию КНЦ РАН. Апатиты, 26–29 сент. 2010 г. К&М, 2010. С. 143–171.
- Afifi A.M., Kelly W.C., Essene E.J.* Phase relations among tellurides, sulphides and oxides: I. Thermochemical data and calculated equilibria // *Econ. Geol.* 1988. V. 83. P. 377–404.
- Augé T, Petrunov R, Bailly L.* On the origin of the PGE mineralization in the Elatsite porphyry Cu-Au deposit, Bulgaria: comparison with the Baula-Nuasahi Complex, India, and other alkaline PGE-rich porphyries // *Can. Mineral.* 2005. V. 43. P. 1355–1372.
- Barton P.B., Skinner B.J.* Sulfide mineral stabilities // *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits.* Wiley & Sons: New York, USA. 1979. P. 278–403.
- Beane R.E.* The magmatic-meteoritic transition: Geothermal Resources Council. Special Report 13. 1983. P. 245–253.
- Berger B.R., Henley R.W.* Advances in understanding of epithermal gold-silver deposits with special reference to the Western United States // *Econ. Geol.* 1989. V. 84. P. 405–423.
- Berzin N.A., Coleman R.G., Dobretsov N.L., Zonenshain L.P., Xiao Xuchang, Chang E.Z.* Geodynamic map of the western part of Paleasian Ocean // *Russian Geology and Geophysics.* 1994. V. 35. P. 5–22.
- Berzin N.A., Kungurtsev L.V.* Geodynamic interpretation of Altai–Sayan geological complexes // *Russian Geology and Geophysics.* 1996. V. 37. P. 56–73.
- Berzina A.N., Berzina A.P., Gimon V.O.* Paleozoic-Mesozoic Porphyry Cu(Mo) and Mo(Cu) Deposits within the Southern Margin of the Siberian Craton: Geochemistry, Geochronology, and Petrogenesis (a Review) // *Minerals.* 2016. V. 6(6). P. 1–25.
- Berzina A.N., Stein H.J., Zimmerman A., Sotnikov V.I.* Re-Os ages of molybdenite from porphyry and greisen Mo-W deposits of southern Siberia (Russia) preserve metallogenic record // *Mineral Exploration and Sustainable Development* / Eds. D. Eliopoulos et al. Millpress, Rotterdam, 2003. V. 1. P. 231–234.
- Bodnar R.J.* (1993) Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1993. V. 57. P. 683–684.
- Atkinson A.B.Jr.* (2002) A model for the PTX properties of H₂O-NaCl. Unpublished MSc Thesis, Dept. of Geosciences, Virginia Tech, Blacksburg VA, 133 p.
- Bodnar R.J., Beane, R.E.* Temporal and spatial variations in hydrothermal fluid characteristics during vein filling in pre-ore cover overlying deeply buried porphyry copper-type mineralization at Red Mountain, Arizona. *Econ. Geol.* 1980. V. 75. P. 876–893.
- Bodnar R.J., Vityk M.O.* Interpretation of microthermometric data for H₂O–NaCl fluid inclusions // *Fluid Inclusions in Minerals: Methods and Applications: De Vivo, B., Frezzotti, M.L., Eds. Virginia Tech: Blacksburg, VA, USA.* 1994. P. 117–130.
- Bogdanov K., Filipov A., Kehayov R.* Au–Ag–Te–Se minerals in the Elatsite porphyry-copper deposit, Bulgaria // *Bulgarian Academy of Sciences. Geochemistry // Mineral. Petrol.* 2005. V. 43. P. 13–19.
- Chen J., Tang J., Cong Y., Dong Q., Hao J.* Geological characteristics and metallogenic model in the Yulong porphyry copper deposit, East Tibet // *Acta Geologica Sinica.* 2009. V. 83. P. 1887–1900.
- Chen X.H., Wang Z.H., Chen Z.L., Seitmuratova E., Han S.Q., Zhou Q., Ye B.Y.* SHRIMP U-Pb, Ar-Ar and fission-track geochronology of W–Mo deposits in the Balkhash metallogenic Belt (Kazakhstan), Central Asia, and the geological implications // *J. Asian Earth Sciences.* 2015. V. 110. P. 19–32.
- Cheng Z.G., Zhang Z.C., Chai F.M., Hou T., Santosh M., Turesebekov A., Nurtaev B.S.* Carboniferous porphyry Cu-Au deposits in the Almalyk ore field, Uzbekistan: the Sarycheku and Kalmakyr examples // *International Geology Review,* 2017.
- Cooke D.R., Hollings P., Chang Z.* Philippine porphyry and epithermal deposits: an introduction // *Econ. Geol.* 2011. V. 106 (8). P. 1253–1256.
- Coplen T.B.* Normalization of oxygen and hydrogen data // *Chem. Geology.* 1988. V. 72. P. 293–297.
- Crane D., Kavalieris I.* Geologic overview of the Oyu Tolgoi porphyry Cu–Cu–Mo deposits, Mongolia // *Society of Economic Geologists Special Publication.* 2012. V. 16. P. 187–213.
- Economou-Eliopoulos, M.* Platinum-group element potential of porphyry deposits. In: Mungall, J.E. (Ed.), *Exploration for Platinum-group Element Deposits* // *Mineral. Association of Canada, Short Course.* 2005. V. 35. P. 203–246.
- Economou-Eliopoulos M.* Platinum-group elements (PGE) in various geotectonic settings: opportunities and risks // *Hell. J. Geosc.* 2010. V. 45. P. 65–82.

- Economou-Eliopoulos M., Eliopoulos D.G., Tsoupas G.* On the diversity of the PGE content in chromitites hosted in ophiolites and in porphyry-Cu systems: Controlling factors // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 88. P. 156–173.
- Eliopoulos D.G., Economou-Eliopoulos M., Zelyaskova-Panayiotova M.* Critical factors controlling Pd and Pt potential in porphyry Cu-Au deposits: Evidence from the Balkan Peninsula // *Geosciences*. 2014. V. 4. P. 31–49.
- Gammons C.H., Bloom M.S., Yu.Y.* Experimental investigation of the hydrothermal geochemistry of platinum and palladium: I. Solubility of platinum and palladium sulfide minerals in NaCl / H₂SO₄ solutions at 300°C // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1992. V. 56. № 11. P. 3881–3894.
- Golovanov I.M., Seltmann R., Kremenetsky A.A.* The Porphyry Cu–Au–Mo deposits of Central Eurasia: 2. The Almayk (Kalmakyr-Dalnee) and Saukbulak Cu–Au porphyry systems, Uzbekistan // Porter, T.M., ed., *Superporphyry copper and gold deposits – a global perspective*. Adelaide: PGC Publishing. 2005. V. 2. P. 513–523.
- Hanley J.J.* The aqueous geochemistry of the platinum-group elements (PGE) in surficial, low-T hydrothermal and high-T magmatic-hydrothermal environments. Exploration for Platinum-group element deposits. 2005. V. 35. P. 35–56.
- Hedenquist J.W., Arribas A.Jr., Reynolds T.J.* Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu–Au deposits, Philippines // *Econ. Geol.* 1998₁. V. 93. P. 373–404.
- Hedenquist J.W., Richards J.* The influence of geochemical techniques on the development of genetic models for porphyry copper deposits // Richards J.P., Larson P.B. (eds) *Techniques in hydrothermal ore deposits geology*. Rev. *Econ. Geol.* 1998₂. V. 10. Ch. 10. P. 235–256.
- Hedenquist J. W., Arribas A., Gonzalez-Urien E.* Exploration for epithermal gold deposits, Gold in 2000 // *SEG Rev.* 2000. V. 13. P. 245–277.
- Hoefs J.* *Stable Isotope Geochemistry*. Springer: Berlin / Heidelberg, Germany. 2009. P. 281.
- Hou Z., Zhang H., Pan X., Yang Z.* Porphyry Cu(Mo–Au) deposits related to melting of thickened mafic lower crust – examples from the eastern Tethyan metallogenic domain // *Ore Geol. Rev.* 2011. V. 39. P. 21–45.
- Jenchuraeva R.J.* Tectonic settings of porphyry type mineralization and hydrothermal alteration in Paleozoic island arcs and active continental margins, Kyrgyz Range (Tien Shan) Kyrgyzstan // *Mineral. Deposita*. 1997. V. 32(5). P. 434–440.
- Kesler S.E.* Copper, molybdenum, and gold abundances in porphyry copper deposits // *Econ. Geol.* 1973. V. 68. P. 106–112.
- Kudryavtsev Y.K.* The Cu–Mo deposits of Central Kazakhstan // In: *Shatov V., Seltmann R., Kremenetsky A., Lehmann B., Popov V., Ermolov P.* (Eds.) *Granite-related ore deposits of Central Kazakhstan and Adjacent Areas*. St. Petersburg: Glagol Publishing House. 1996. P. 119–144.
- Kuzhuget R.V., Mongush A.A., Mongush A-D.O.* Evolution of chemical composition of fahlores of the Ak-Sug gold-molybdenum-copper-porphyry deposit (North-East Tuva) // *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering*. 2018. V. 329. № 2. P. 81–91.
- LeFort D., Hanley J., Guillong M.* Subepithermal Au–Pd mineralization associated with an alkalic porphyry Cu–Au deposit, Mount Milligan, Quesnel Terrane, British Columbia, Canada // *Econ. Geol.* 2011. V. 106. P. 781–808.
- Li Y.; Liu J.* Calculation of sulfur isotope fractionation in sulfides // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2006. V. 70. P. 1789–1795.
- Lickfold V., Cooke D.R., Crawford A.J., Fanning C.M.* Shoshonitic magmatism and the formation of the Northparkes porphyry Cu–Au deposits, New South Wales // *Australian J. Earth Sciences*. 2007. V. 54. P. 417–444.
- Lindgren W.* *Mineral deposits*. 4th Edition: New York: McGraw-Hill. 1933. 930 p.
- Marushchenko L.I., Baksheev I.A., Nagornaya E.V., Nikolaev Y.N., Vlasov E.A., Chitalin A.F., Nikolaev Yu.N., Vlasov E.A.* Compositional evolution of the tetrahedrite solid solution in porphyry-epithermal system: A case study of the Baimka Cu–Mo–Au trend, Chukchi Peninsula, Russia // *Ore Geol. Rev.* 2018. V. 103. P. 21–37.
- Melfos V., Voudouris P.* Fluid evolution in Tertiary magmatic-hydrothermal ore systems at the Rhodope metallogenic province, NE Greece. A review // *Geologia Croatica*. 2016. V. 69(1), P. 157–167, 491–560.
- Nagornaya E.V., Baksheev I.A., Bryzgalov I.A., & Yapa-skurt V.O.* Minerals of the Au–Ag–Pb–Te–Se–S system of porphyry–copper–molybdenum deposits from the Nakhodka ore field, Chukchi Peninsula, Russia // *Moscow University Geology Bulletin*. 2012. V. 67. № 4. P. 233–239.
- Ohmoto H.* Stable isotope geochemistry of ore deposits // In: *Stable isotopes in high temperature geological processes* // Rev. *Mineral. Geochem.* 1986. V. 16. P. 491–560.
- Ohmoto H., Goldhaber M.B.* Sulfur and carbon isotopes // Barnes H.L. (Ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 3rd Edition. 1997. New York: Wiley. P. 435–486.
- Ohmoto H., Rye R.O.* *Isotopes of sulfur and carbon* // *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. New York: Wiley. 1979. P. 509–567.
- Pašava J., Vymazlova A., Košler J.* Platinum-group elements in ores from the Kalmakyr porphyry Cu–Au–Mo deposit, Uzbekistan: bulk geochemical and laser ablation ICPMS data // *Mineral. Deposita*. 2010. V. 45. P. 411–418.
- Plotinskaya O.Yu., Chugaev A.V., Seltmann R.* Lead isotope systematics of porphyry-epithermal spectrum of the Birgilda-Tomino ore cluster in the South Urals, Russia // *Ore Geol. Rev.* 2017₁. V. 85. P. 204–215.
- Plotinskaya O.Yu., Grabezhev A.I., Tesselina S., Seltmann R., Groznova E.O., Abramov S.S.* Porphyry deposits of the Urals: geological framework and metallogeny // *Ore Geology Reviews*. 2017₂. V. 85. P. 153–173.
- Plotinskaya O.Yu., 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 Geol. Rev.* 2018. V. 94. P. 239–260.

- Pollard P.J., Pelenkova E., Mathur R.* Paragenesis and Re-Os molybdenite age of the Cambrian Ak-Sug porphyry Cu-Au-Mo deposit, Tuva Republic, Russian Federation // *Econ. Geol.* 2017. V. 112. P. 1021–1028.
- Porter T.M.* The geology, structure and mineralization of the Oyu Tolgoi porphyry copper–gold–molybdenum deposits, Mongolia: A review // *Geoscience Frontiers*. 2016. № 7. P. 375–407.
- Reynolds T.J., Beane R.E.* Evolution of hydrothermal fluid characteristics at the Santa Rita, New Mexico, porphyry copper deposit // *Econ. Geol.* 1985. V. 80. P. 1328–1347.
- Richards J.P.* Giant ore deposits formed by optimal alignments and combinations of geological processes // *Nature Geoscience*. 2013. V. 6. P. 911–916.
- Richards J.P.* Postsubduction porphyry Cu–Au and epithermal Au deposits – products of remelting subduction-modified lithosphere // *Geology*. 2009. V. 37. № 3. P. 247–250.
- Rudnev S.N., Serov P.A., Kiseleva V.Yu.* Vendian – Early Paleozoic granitoid magmatism in Eastern Tuva // *Russ. Geol. Geophys.* 2015. V. 56(9). P. 1232–1255.
- Seltmann R., Porter T.M., Pirajno F.* Geodynamics and metallogeny of the central Eurasian porphyry and related epithermal mineral systems: a review // *J. Asian Earth Sciences*. 2014. V. 79. P. 810–841.
- Shatov V.V., Moon C.J., Seltmann R.* Discrimination between volcanic associated massive sulphide and porphyry mineralisation using a combination of quantitative petrographic and rock geochemical data: A case study from the Yubileinoe Cu–Au deposit, western Kazakhstan // *J. Geochem. Explor.* 2014. V. 147. P. 26–36.
- Shen P., Pan H., Wang J., Zhou T.* Petrography, geochemistry and geochronology of the host porphyries and associated alteration at the Tuwu Cu deposit, NW China: a case for increased depositional efficiency by reaction with mafic hostrock? // *Mineral. Deposita*. 2014. V. 49(6). P. 709–731.
- Shikazono N.A.* comparison of temperatures estimated from the electrum–sphalerite–pyrite–argentite assemblage and filling temperatures of fluid inclusions from epithermal Au–Ag vein-type deposits in Japan // *Econ. Geol.* 1985. V. 80. No 5. P. 1415–1424.
- Sillitoe R.H.* Exploration of porphyry copper lithocaps / Pacific Rim Congress. Melbourne: Australasian Institute of Mining and Metallurgy. 1995. P. 527–532.
- Sillitoe R.H.* Porphyry copper systems // *Econ. Geol.* 2010. V. 105. P. 3–41.
- Sillitoe R.H., Hedenquist J.W.* Linkages between volcano-tectonic settings, ore–fluid composition, and epithermal precious metal deposits // *Society of Economic Geologists Special Publication*. 2003. № 10. P. 315–343.
- Soloviev, S.G., Kryazhev, S.G., Semenova, D.V., Kalinin, Y.A., Dvurechenskaya, S.S., & Sidorova, N.V.* Geology, mineralization, igneous geochemistry, and zircon U–Pb geochronology of the Early Paleozoic shoshonite-related Julia skarn deposit, SW Siberia, Russia: toward a diversity of Cu–Au–Mo skarn to porphyry mineralization in the Altai-Sayan orogenic system // *Ore Geol. Rev.* 2022. 104706.
- Sotnikov V.I., Berzina A.N., Economou-Eliopoulos M., Eliopoulos D.G.* Platinum and palladium in ores of porphyry Cu–Mo deposits in Siberia and Mongolia // *Doklady Earth Sciences*. 2001. V. 379. P. 546–549.
- Spiridonov E., Maleev M., Kovachev V., Kulikova I., Nazmova G., Filimonov S.* Minerals of fahlore group: indicators of ore genesis // *Bulgarian Geological Society, 80th Anniversary. Proc. of the Jubilee International Conference*. Sofia: Bulgarian Geological Society Publ. 2005. P. 79–82.
- Steele-MacInnis M., Lecumberri-Sanchez P., Bodnar R.J.* HokieFlincks_H₂O–NaCl: a Microsoft excel spreadsheet for interpreting microthermometric data from fluid inclusions based on the PVTX properties of H₂O–NaCl // *Computers & Geosciences*. 2012. V. 49. P. 334–337.
- Tarkian M., Hunken U., Tokmachieva M., Bogdanov K.* Precious-metal distribution and fluid-inclusion petrography of the Elatsite porphyry copper deposit, Bulgaria // *Mineral. Deposita*. 2003. V. 38. P. 261–281.
- Tarkian M., Koopmann G.* Platinum-group minerals in the Santo Tomas II (Philex) porphyry copper-gold deposit, Luzon Island, Philippines // *Mineral. Deposita*. 1995. V. 30. P. 39–47.
- Tessalina S., Plotinskaya O.* Silurian to Carboniferous Re-Os molybdenite ages of the Kalinovskoe, Mikheevskoe and Talitsa Cu–Mo porphyry deposits in the Urals: implications for geodynamic setting // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 85. P. 174–180.
- Titley S.R.* Copper, molybdenum, and gold content of some porphyry copper systems of the southwestern and western Pacific. *Econ. Geol.* 1978. V. 73 (5). P. 977–981.
- Toulmin P., Barton P.B., Wiggins L.B.* Commentary on the sphalerite geobarometer // *American Mineralogist*. 1991. V. 76. P. 1038–1051.
- Voudouris P.* A comparative mineralogical study of Te-rich magmatic-hydrothermal systems in northeastern Greece // *Mineral. Petrol.* 2006. V. 87. P. 241–275.
- Voudouris P.A.* Comparative mineralogical study of Te-rich magmatic-hydrothermal systems in northeastern Greece // *Mineral. Petrol.* 2006. V. 87. P. 241–275.
- Voudouris P.C., Melfos V, Spry P.G., Baker T.* Cenozoic porphyry-epithermal and other intrusion-related deposits in northeastern Greece: geological, mineralogical and geochemical constraints // *Eocene to Miocene Hydrothermal Deposits of Northern Greece and Bulgaria: Relationships Between Tectonic-Magmatic Activity, Alteration, and Gold Mineralization*. 2017. V. 54. P. 43–83.
- Wang Y.F., Chen H.Y., Xiao B., Han J.S., Fang J., Yang J.T., Jourdan F.* Overprinting mineralization in the Paleozoic Yandong porphyry copper deposit, Eastern Tianshan, NW China – evidence from geology, fluid inclusions and geochronology // *Ore Geol. Rev.* 2017. P. 148–167.
- Wang Y.H., Xue C.J., Liu J.J., Wang J.P., Yang J.T., Zhang F.F., Zhao Z.N., Zhao Y.J.* Geochemistry, geochronology, Hf isotope, and geological significance of the Tuwu porphyry copper deposit in Eastern Tianshan, Xinjiang // *Acta Petrologica Sinica*. 2014. V. 30. P. 3383–3399.

- White N.C., Hedenquist J.W.* Epithermal gold deposits: styles, characteristics, and exploration // Society of Economic Geologists Newsletter. 1995. V. 23. P. 9–13.
- Wilson A.J., Cooke D.R., Stein H.J., Fanning C.M., Holliday J.R., Tedder I.J.* U-Pb and Re-Os geochronologic evidence for two alkalic porphyry ore-forming events in the Cadia District, New South Wales, Australia // Econ. Geol. 2007. V. 102. P. 3–26.
- Wood S.A.* The aqueous geochemistry of the platinum-group elements with applications to ore deposits // The geology, geochemistry, mineralogy and mineral beneficiation of platinum-group elements. 2002. V. 54. P. 211–249.
- Xiong Y., Wood S.A.* Experimental quantification of hydrothermal solubility of platinum-group elements with special reference to porphyry copper environments // Miner. Petrol. 2000. V. 68. № 1–3. P. 1–28.
- Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I.* Deep Geodynamics and Mantle Plumes: their role in the formation of the Central Asian fold belt // Petrology. 2003. V. 11(6). P. 504–531.
- Zeng Q.D., Liu J.M., Chu S.X., Wang Y.B., Sun Y., Duan X.X., Zhou L.L., Qu W.J.* Re-Os and U-Pb geochronology of the Duobaoshan porphyry Cu–Mo–(Au) deposit, Northeast China, and its geological significance // J. Asian Earth Sciences. 2014. V. 79. P. 895–909.
- Zhang L.-G., Liu J.-X., Zhou H.B., Chen Z.-S.* Oxygen isotope fractionation in the quartz–water–salt system // Econ. Geol. 1989. V. 89. P. 1643–1650.
- Zhao X.-B., Xue C.-J., Chi G.-X., Mo X.-X., Nurtaev B., Zhang G.-Z.* Zircon and molybdenite geochronology and geochemistry of the Kalmakyr porphyry Cu Au deposit, Almalyk district, Uzbekistan: Implications for mineralization processes // Ore Geol. Rev. 2017. V. 86. P. 807–824.
- Zheng Y.F.* Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals // Geochem. J. 1999. V. 33. P. 109–126.

УДК 553.441'44

СТРОЕНИЕ, МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РУДНЫХ ЖИЛ Мо-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ШАХТАМИНСКОЕ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

© 2023 г. Г. А. Юргенсон^а, Г. Д. Киселева^б*, А. А. Долманова-Тополь^б, В. А. Коваленкер^б, В. А. Петров^б, В. Д. Абрамова^б, Ю. И. Языкова^б, Л. А. Левицкая^б, Н. В. Трубкин^б, В. И. Таскаев^б, О. В. Каримова^б

^аИнститут природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, а/я 1032, Чита, 672002 Россия

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

*E-mail: kis60@rambler.ru

Поступила в редакцию 21.04.2023 г.

После доработки 11.07.2023 г.

Принята к публикации 11.07.2023 г.

Приведены результаты комплексного детального изучения строения жил, минеральной зональности в них и типоморфизма минералов Шахтаминского месторождения, полученные на основании нового каменного материала со слабо изученных горизонтов. Анализ полученных данных показывает, что ресурсы месторождения по молибдену далеко не исчерпаны, а типоморфные особенности минералов руд свидетельствуют о продолжении на глубину, наряду с молибденом, также и полиметаллической минерализации, с которой связано золото. Детально изучен редкий Sr-минерал сванбергит, присутствие которого на Шахтаминском месторождении, так же, как и типоморфные свойства рудных минералов, свидетельствуют в пользу малого эрозионного среза и приповерхностного характера вскрытого выработками оруденения. Установлена последовательность отложения минералов. На основании изучения рудной и метасоматической зональности, флюидных включений и изотопных данных, а также состава структурных примесей в молибдените сделаны выводы об условиях образования рудной минерализации в режиме порфировой рудообразующей системы.

Ключевые слова: Шахтаминское Мо-месторождение, строение жил, минеральная зональность, типоморфизм, политипы молибденита, сванбергит, флюидные включения, условия образования

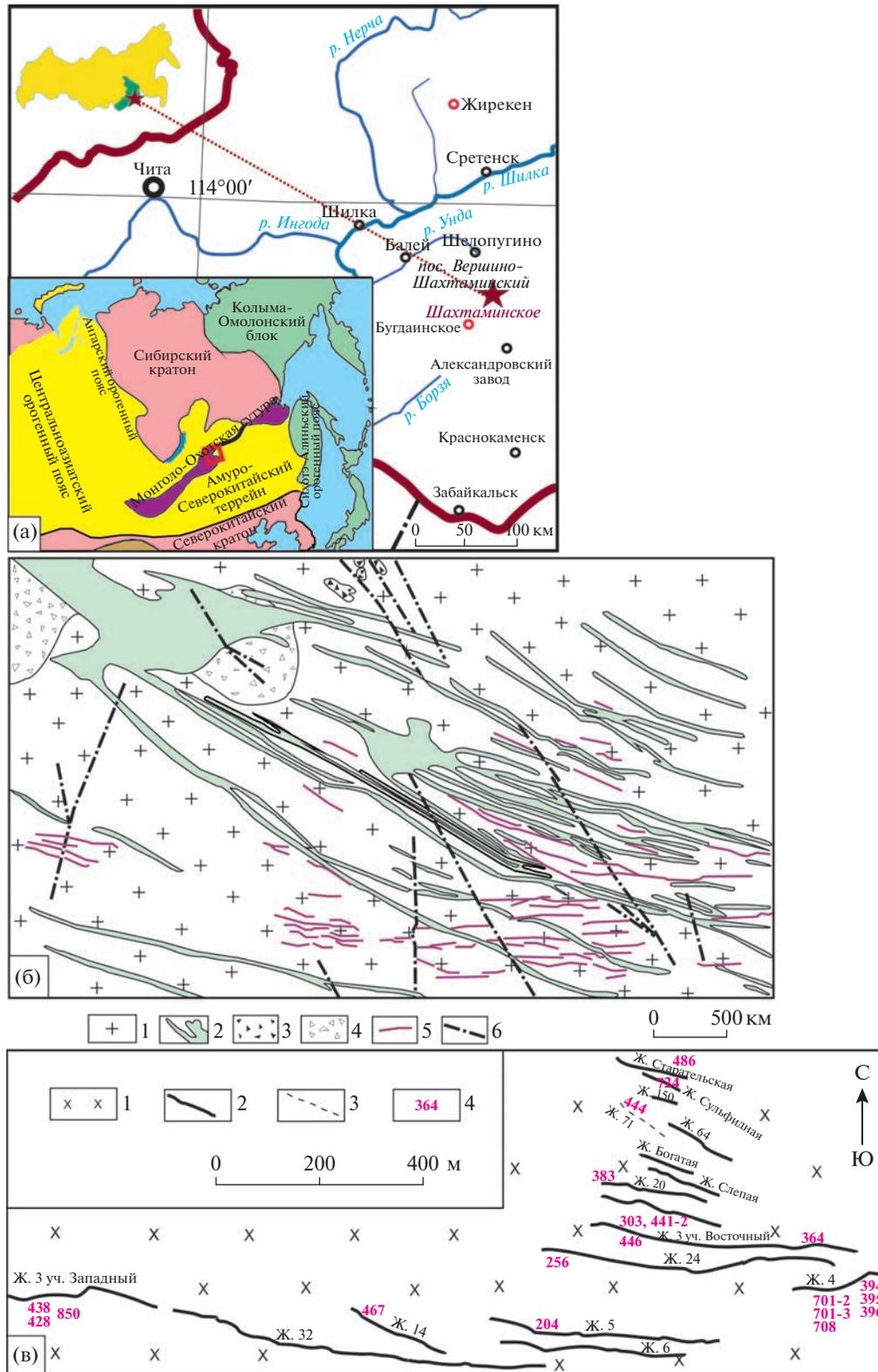
DOI: 10.31857/S0016777023070092, **EDN:** GDTHSN

ВВЕДЕНИЕ

Шахтаминское молибденовое месторождение (51°17' N, 117°53' E) находится в Шелопугинском районе Забайкальского края в пределах пос. Вершино-Шахтаминский (фиг. 1а). История изучения района Шахтаминского месторождения начинается с момента открытия И.А. Павлуцким в 1848 г. россыпного Au в аллювиальных отложениях р. Шахтама в бассейне верхнего течения р. Унда. (Геологические ..., 1999; Юргенсон, 2006). При разработке этой россыпи в период с 1848 по 2004 г. было получено 30582 кг Au. С 1927 г. из золотоносных россыпей наряду с золотом уже извлекали шеелит. В 1928 г. в районе Шахтаминского прииска С.А. Призанта выявил непромышленные проявления коренного Au. В 1936 г. под руководством В.Е. Кошмана открыто и разведано Шахтаминское месторождение, в составе которого выявлены кварц-турмалиновые, кварц-сульфидно-шеелитовые и кварц-пиритовые жилы с

молибденитом. Месторождение разрабатывалось с 1941 года до 1993 двумя шахтами до глубины 400 м и двумя штольнями (Быбин, 2006). Горизонты разведки и отработки месторождения нарезались через 50 м по вертикали: I горизонт (гор.) соответствует абсолютной отметке 783 м, II – 733 м, III – 683 м, IV – 633 м, V – 583 м, VI – 533 м, VII – 483 м и VIII – 433 м.

Площадь Шахтаминского месторождения составляет 4.5 км². Всего в рудном поле выявлено 140 сближенных субпараллельных молибденит-кварцевых и сульфидно-карбонат-кварцевых жил мощностью до 1.8 м (средняя мощность 0.32 м) и протяженностью 80–800 м, прослеженных по падению на 100–500 м. На балансе стояло 47 жил, а эксплуатировалось 32. Запасы Mo по категориям A + B + C₁ при содержании Mo 0.51 мас. % составляли 4.046 тыс. т. (Ершов, 2006). До глубины 5–25 м руды окислены. Наряду с жильным, разведано штокверковое оруденение, располагающееся в



Фиг. 1. Шахтаминское месторождение: а – географическая позиция, его геотектоническое положение (по Nevolko P.A., 2021, модифицировано из Jahn et al., 2009, Zhang et al., 2019); б – схематическая геологическая карта месторождения (по Сотникову и др., 1995); 1 – гранитоиды; 2 – позднеюрские дайки различного состава; 3 – эруптивные брекчии; 4 – биотизированные брекчии гранитоидов; 5 – рудные жилы; 6 – разрывные нарушения; в – схема расположения наиболее важных промышленных жил. 1– гранитоиды, 2 – жилы, 3 – предполагаемое расположение жилы, 4 – номера образцов.

центральной части рудного поля на площади около 1.5 км². Штокверки пространственно совпадают с зонами распространения жил, нередко располагаясь между ними. Зона штокверков прослежена в широтном и СЗ направлениях на 2 км при ширине 0.7–0.8 км, на глубину до 300–400 м. Штокверки не обрабатывались. Неотработанные запасы руды составляют 430.56 тыс. т. Они содержат 2413.72 т Мо (Ершов, 2006).

Геологическое строение месторождения, пространственное положение рудных тел и процессы оруденения изучались в разное время различными исследователями на протяжении десятилетий – В.В. Сидоренко, С.Г. Петровской, В.Т. Покаловым, В.И. Сотниковым с соавторами, ЗабНИИ, Балеиской ГРЭ, а в последние годы предприятием Востокгеология, которым обоснованы широкие перспективы этого рудного района на Au–Cu–Mo–порфиговое оруденение.

Статья написана на основе материалов, полученных Г.А. Юргенсоном при полевых исследованиях в 1988 г. Всего было изучено 638 образцов руд и горных пород, а также 63 сечения жил в отработанных и действовавших подземных горных выработках на гор. II–VIII и на поверхности. Кроме этого, при исследованиях использованы образцы В.П. Бородина (ЗабНИИ) и 8 образцов М.Г. Добровольской из коллекции ИГЕМ РАН.

Главными задачами исследований являлись: 1) изучение строения не исследованных ранее рудных жил и минеральной зональности в них; 2) изучение типоморфизма минералов сульфидных руд, что может способствовать прогнозу распространённости на глубину попутных компонентов, с которыми связано Au и Ag, учитывая присутствие в Шахтаминском рудном районе золотоносных россыпей; 3) изучение такого редкого явления, как сванбергитизация, которая является составной частью низкотемпературных изменений – аргиллизации; 4) изучение условий минералообразования.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Геотектоническая позиция месторождения. В соответствии с металлогеническим районированием, территория месторождения относится к Шахтаминскому Au–Mo рудному району и включает Шахтаминский Au–Mo рудный узел. Рудовмещающими здесь являются мелководно-морские нижнеюрские отложения таменгинской свиты (J₁tm), но большей частью прорывающие их гранитоиды (J_{2–3}Š) слабо эродированного многофазного зонального Шахтаминского массива площадью до 100 км², который проявился в связи с коллизией Сибирского и Монголо-Китайского континентов и в результате постколлизионного рифтинга. Он прорывает батолит гранитоидов

ундинского комплекса P–T₁ возраста, сформировавшийся в связи с субдукцией литосферной плиты Монголо-Охотского океана под Монголо-Китайский континент (Zorin, 1999).

Внедрение магматических тел Шахтаминского комплекса произошло в конце средней–начале поздней юры в сложной геодинамической обстановке, сочетавшей коллизию континентов при закрытии Монголо-Охотского океана и влияние мантийного плюма на литосферу Центрально-Азиатского орогенного пояса. Внедрение малых интрузивных тел и даек рудоносного порфирового комплекса произошло в постколлизионный (рифтогенный) период. U–Pb датировки по циркону составляют для монзонитов и гранитов шахтаминского комплекса 161.7 ± 1.4 и 161.0 ± 1.7 млн лет, для дайкового комплекса монзонит- и гранит-порфиоров 159.3 ± 0.9 и 155.0 ± 1.7 млн лет (Берзина и др., 2013). Возраст оруденения Re–Os методом по молибдениту 155–160 млн лет (Berzina et al., 2003). Pb (Nevolko et al., 2021) U–Pb возраст по цирконам рудоносных гранит-порфиоров 161.5 ± ± 0.6 млн лет.

Рудная минерализация. Рудные тела связаны с крупной субширотной Шахтамино-Золинской тектонической зоной, которая трассируется многочисленными дайками различного состава, рудоносными кварцевыми жилами и участками штокверкового прожилкования (см. фиг. 16).

Выделены следующие морфологические типы оруденения: жильный, штокверковый и минерализованных взрывных брекчий (Сотников и др., 1995). В промышленных рудных телах жильного типа среднее содержание (C_{ср}) составляло (мас. %): Mo 0.5–0.6, Pb 0.22–1.51, Zn 0.1–1.2, Cu до 0.4. C_{срAu} в обрабатываемых блоках поднималось до 0.5–19.9 ppm, C_{срAg} – до 3–621 ppm (Ершов, 2006). Извлекался из руд только Mo. Числившиеся на балансе запасы руд к началу 1990-х годов были полностью отработаны.

Прожилково-вкрапленное (штокверковое) оруденение пространственно примыкает и частично совпадает с площадью развития жил. Оно представлено как околосильными минерализованными зонами, так и самостоятельными штокверками. Выделены три штокверковые рудные зоны с относительно густой сетью молибденит-содержащих прожилков. Они изучены на стадии поисково-оценочных работ, в результате которых определено, что содержание Mo (C_{Mo}) находится в пределах 0.05–0.08 мас. %, Cu 0.08–0.24 мас. %, Au 0.3–0.64 ppm, Ag 3–9 ppm.

Штокверковая рудная зона №1 расположена в южной части месторождения. Она наиболее выдержана по простиранию, прослежена на 900 м, по падению – на 200–300 м при мощности 15–80 м. Рудная зона № 2 находится в ЮВ части месторождения. С запада и востока она ограничивается

тектоническими нарушениями. Она оконтурена при $C_{Mo} = 0.04$ мас. % и имеет протяженность по простиранию промышленной части около 550 м, по падению около 200 м при мощности от 50 до 150 м. Содержание рудных компонентов неравномерное с чередованием относительно богатых и бедных руд. Рудная зона № 3 занимает СЗ часть месторождения. Она прослежена по простиранию примерно на 1 км при ширине до 300 м и включает около 15 участков штокверковых руд, находящихся на значительном расстоянии друг от друга и не увязывающихся между собой. Размеры отдельных участков — от первых метров до 100 м при C_{Mo} в обогащенных частях в пределах 0.03–0.05 мас. %.

Наиболее важные промышленные жилы имеют субширотное простирание. При этом протяженность их возрастает в направлении с северо-востока на юго-запад (см. фиг. 1в).

Магматизм. В строении и формировании шахтаминского интрузивного комплекса выделяют 2 фазы. К первой фазе относят кварцевые диориты, монцититы, монцодиориты и габбро с щелочным уклоном. Они имеют с более поздними гранитоидами, слагающими вторую фазу, секущие взаимоотношения. Интрузия первой фазы слагает внешнюю часть Шахтаминского массива, окаймляя его. Вторая фаза, распространенная непосредственно на площади месторождения и вмещающая рудные жилы, сложена биотит-роговообманковыми гранитами, гранодиоритами и граносиенитами со взаимопереходами. Среди них развиты породы субвулканического комплекса. Они представлены в последовательности образования: 1) лампрофиры (малхиты, керсантиты, спессартиты), 2) гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры (дайки и штоки) и 3) лампрофиры. Пояс порфировых пород шириной 5–7 км пересекает Шахтаминский массив в субширотном направлении и прослеживается за его пределы (Сотников и др., 1995). Породы шахтаминского и порфирового комплексов высококальциевые известково-щелочной серии и в меньшей степени шошонитовой. Преобладают метаглиноземистые образования I типа (Берзина и др., 2013). Одно из дайковых полей в пределах рудного поля состоит из 15 даек. Часть даек, вероятнее всего, являются пострудными или внутриминерализационными. Так, известны случаи рассечения кварц-молибденитовых жил вариолитом, а также лампрофиром.

Околорудные изменения пород. Пространственно-структурный план зон околорудных изменений рудовмещающих пород определяется размещением рудоносных кварцево-жильных тел. Мощность зон изменений варьирует от первых см до первых десятков метров в зависимости от мощности сопровождаемых ими жильных тел и зон. В пределах рудного поля они простираются на расстояния от

первых десятков до сотен метров в зависимости от величины сопровождаемых ими жильных тел. Протяженность зон околорудных изменений по вертикали прослежена до 10–20 м в верхних частях жил и до 7–15 м в нижних. Выявляется четкая симметрично-асимметричная зональность строения этих зон в зависимости от элементов залегания жил. Каждый тип минеральных образований связан со своим типом околорудных изменений. Мо-оруденению предшествует калишпатизация иногда с микропрожилковым окварцеванием, в приконтактных частях жил развита пропилицизация, представленная хлорит-альбит-эпидот-пиритовой ассоциацией, затем следуют серицит-пиритовые и серицит-пирит-карбонатные преобразования, предшествующие наложению полиметаллической минерализации и далее — аргиллизация, сопровождающаяся в ряде рудных участков сванбергитизацией. Во всем объеме околорудных изменений развита сульфидно-кварцевая и сульфидно-карбонатная гнездово-прожилково-вкрапленная минерализация, нередко сопровождающаяся карбонатизацией. Карбонаты представлены кальцитом, ферри- или манганкальцитом, железистым доломитом и анкеритом. Во многих случаях эти типы околорудных изменений совмещены в пространстве.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Методика изучения строения жил заключалась в минералогическом картировании сульфидно-кварцевых жил и вмещающих пород с отбором проб вкрест простирания в подземных выработках. С целью получения информации об изменчивости C_{Mo} в пространстве жил и сопутствующих химических элементов отбирались групповые пробы массой до 2 кг, которые после механической обработки квартовались для получения навесок массой до 500 г для пробирного анализа. Всего было проанализировано (сертифицированная лаборатория ЗабНИИ) 624 групповых пробы с определением Mo, Cu, Pb, Zn традиционными химическими методами (аналитики Г.Н. Суркова, Д.Н. Крохалева, Р.Г. Сергиенко), на Au и Ag — методом пробирного анализа (аналитик П.П. Бусыгин).

Строение фрагментов жил изучено с использованием полированных штуфов (31 шт.). Минеральный состав руд и жильного материала исследовался оптическими методами (70 аншлифов, 78 прозрачных и 30 прозрачно-полированных шлифов). Аналитические исследования выполнялись в лабораториях ЦКП “ИГЕМ-аналитика”, с привлечением методов рентгеноспектрального микроанализа (РСМА), сканирующей электронной микроскопии с энергодисперсионным анализатором (СЭМ-ЭДС), рентгенофазовый анализ микротермометрии флюидных включе-

ний (ФВ). РСМА выполнялся на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8200, оснащенном пятью волновыми спектрометрами; анализ проводился при ускоряющем напряжении 20 кВ, сила тока зонда (при его диаметре 1 мкм) на цилиндре Фарадея составляла 50 нА (аналитик В.И. Таскаев); СЭМ-ЭДС – на сканирующем электронном микроскопе JSM 5610LV с энергодисперсионным спектрометром INCA с использованием ускоряющего напряжения 25 кВ, с использованием стехиометрических минералов в качестве стандартов (аналитики Н.В. Трубкин, Л.А. Левицкая); LA-ICP-MS – на квадрупольном масс-спектрометре Thermo Xseries с лазерной приставкой New Wave 213 по стандартной методике (аналитик В.Д. Абрамова). Кроме того, для определения политипов молибденита использован рентгенофазовый метод (аналитики О.В. Каримова А.А. Межуева). Флюидные включения (ФВ) изучены в Лаборатории рудных месторождений ИГЕМ РАН методами микротермометрии в пластинках толщиной 0.25–0.3 мм, отполированных с двух сторон. Исследования по замораживанию и нагреванию флюидных включений проводились на термокриокамере Linkam THMSG 600 с использованием стандартных методик (Roedder, 1984). Точность измерений температур составляла $\pm 0.2^\circ\text{C}$ для температурного интервала от -60 до $+60^\circ\text{C}$, и $\pm 1.5^\circ\text{C}$ – за его пределами. Состав основных солевых компонентов растворов определялся по температурам плавления эвтектики (Тэвт); (аналитик А.А. Долломанова-Тополь). Такой комплекс методов при изучении минералогии этого месторождения был применен впервые.

СТРОЕНИЕ И МИНЕРАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ РУДНЫХ ЖИЛ

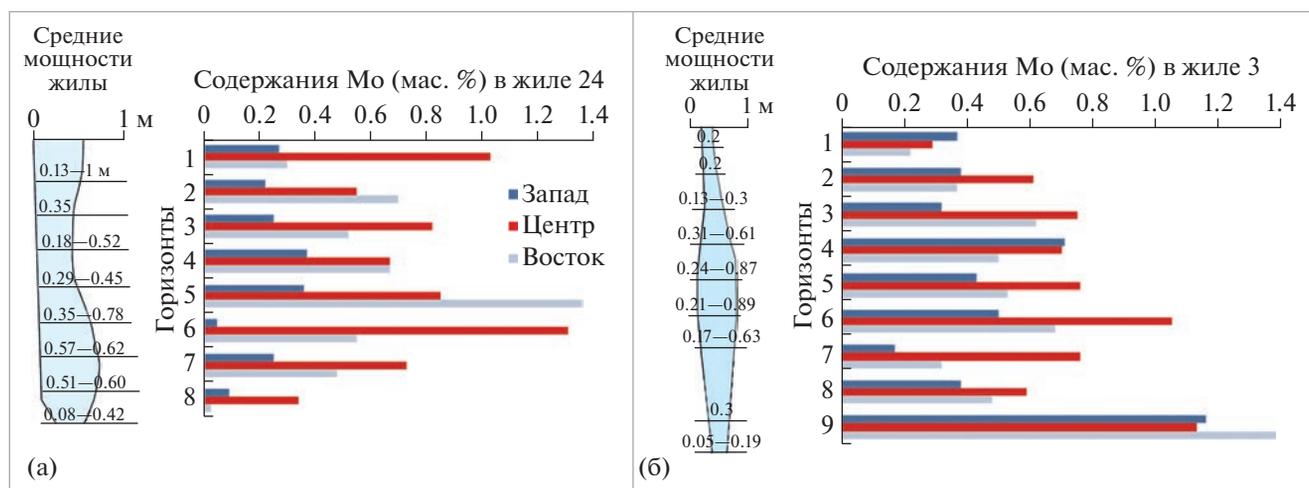
Жилы изучены Г.А. Юргенсоном в эксплуатационных подземных выработках, пройденных на глубоких горизонтах в 1980–1989 г., и эти данные ранее не освещались в литературе.

Жила 24 – одна из крупных и описывается наиболее подробно. Она изучена на гор. I–VIII. Жила отличается комплексным оруденением. По данным В.И. Сотникова и др. (1995), объединенная проба по ней выявила (мас. %): Mo – 1, Zn – 0.98, Pb – 0.83, Cu – 0.25; Au – 1 ppm, Ag – 17 ppm. Мощность жилы на дневной поверхности (гор. I) – в пределах 0.12–1.0 м при C_{Mo} 0.30–2.0 мас. %. Среднее содержание (Сср) Mo (мас. %): в центральной части жилы 1.03, на западном и восточном флангах 0.27 и 0.3 соответственно. Сср_{Mo} по жиле в целом по 323 групповым пробам составляет 0.77 мас. %. Она локализована в слабообизмененном калишпатизированном гранодиорите, биотит которого слабо хлоритизирован, плагиоклаз серицитизирован. В приконтактовой части гра-

нодиорит карбонатизирован с образованием линзующихся прожилков кальцит-галенитового состава, наложенных на раннюю молибденит-пирит-кварцевую ассоциацию. Пирит в ней образует пентагондодекаэдрические кристаллы, содержание его достигает 10%. В жиле наблюдаются гнезда и слои массивного пирита кубического габитуса. В относительно крупных (до 3 см) его агрегатах присутствуют обломки раннего кварца с молибденитом, пиритом, редко – шеелитом. В жильном материале кварц мелко-среднезернистый, участками образует мелкие друзы, молибденит в нем образует полоски, гнездовую и точечную вкрапленность. Содержания Mo и вариации мощности жилы 24 иллюстрирует фиг. 2а.

На гор. IV жила 24 имеет пережимы и в западной части выклинилась до 0.15 м, а затем срезана тектоническим нарушением.

На гор. V во вмещающем калишпатизированном, хлоритизированном и карбонатизированном гранодиорите развиты линзующиеся прожилки кальцит-галенитового состава. Галенит перемят, и в нем присутствует дробленый пирит. В ассоциации с галенитом находится тетраэдрит и сфалерит. Кристаллы пирита имеют пентагондодекаэдрическую форму, содержание его достигает 1–2%. Кварц крупнозернистый белый, иногда сечется прожилками халцедоновидного кварца, содержащего тонкую вкрапленность сульфидов. Кварц кавернозен. Стенки каверн покрыты кристалликами тупоскаленоэдрического кальцита, в свою очередь являющихся субстратом для мелких кристаллов прозрачного кварца, с сыпью кристаллов пирита, а также галенита. В северной ветви на этом уровне жила имеет карбонат-сульфидно-кварцевый состав и сопровождается кварц-карбонатными, кварц-карбонат-сульфидными и карбонатными прожилками, выходящими во вмещающий интенсивно сульфидизированный гранодиорит, утративший первичный облик. Сульфиды также обволакивают обломки вмещающей породы. Среди них преобладает пирит кубического габитуса, реже пентагондодекаэдры. В ассоциации с ним находятся молибденит, тетрадимит и сфалерит оранжевого цвета. Кварц – белый и серый, содержащий тонкодисперсную вкрапленность пирита. По простиранию состав жилы меняется, и она становится существенно сульфидной, преимущественно пиритовой. Здесь в окварцованном гранодиорите вблизи контакта с жилой находятся молибденит-пирит-галенитовые агрегаты. Пентагондодекаэдрические кристаллы пирита, включающие ранний молибденит, оторочены скорлуповатыми агрегатами галенита толщиной до 1–2.5 мм. С пиритом ассоциирует также и халькопирит. C_{Au} (ppm) достигает 5.6 при Сср_{Au} 2.71, а Ag 172.3 при Сср_{Ag} 58.71. На гор. IV и V Сср_{Pb} достигает 1.74–2.25 мас. %. На гор. VI околжиль-



Фиг. 2. Вариации мощности и распределение содержаний Мо по горизонтам в различных частях (западной, центральной и восточной) жилы 24 (а) и жилы 3 (б). В левой части фигур – модели, построенные по данным средних мощностей жил. Цифры на отметках горизонтов – вариации мощности жилы на горизонтах.

ные изменения гранодиоритов отличаются увеличением интенсивности хлоритизации биотита, мелкопрожилковым окварцеванием и меньшим развитием кубооктаэдрических кристаллов пирита при возрастании доли кубических. Приконтактные части жилы преимущественно кварц-сульфидного состава сдавлены, передроблены и сцементированы карбонатным материалом. Ближе к центральной части жилы мелкозернистый кварц-пиритовый с молибденитом агрегат рассечен прожилками анкерита. На гор. VII вмещающий жилу гранодиорит на контакте хлоритизирован и карбонатизирован. Жила имеет почти симметричное строение (фиг. 3).

На контакте в гранодиорите развита вкрапленность пентагондодекаэдрического пирита, молибденита и сульфосолей, в отдельных частях – гематита. Основная масса сульфидов с преобладанием пирита в виде гнездовой вкрапленности развита в кварце непосредственно на контактах с гранодиоритом. Осевая часть жилы сложена феррикальцитом и мангананкеритом. В карбонатной части жилы заключены обломки кварца, содержащие пирит и молибденит, пирит-халькопиритовые агрегаты, галенит и сфалерит. Гранодиорит рассечен также тонкими кварц-пирит-сфалерит-

галенит-карбонатными прожилками мощностью до 6–9 мм, в которых четко прослеживается следующая последовательность выделения минералов: кварц → пирит → сфалерит → галенит → → карбонаты. В хлоритизированном гранодиорите в жиле проявлена такая же зональность: в нем на переходе к карбонату появляются точечные выделения галенита. На границе с карбонатом на пирит нарастают субсферические агрегаты светло-коричневого сфалерита с оторочками галенита и включениями сульфосолей (фиг. 3, вставка).

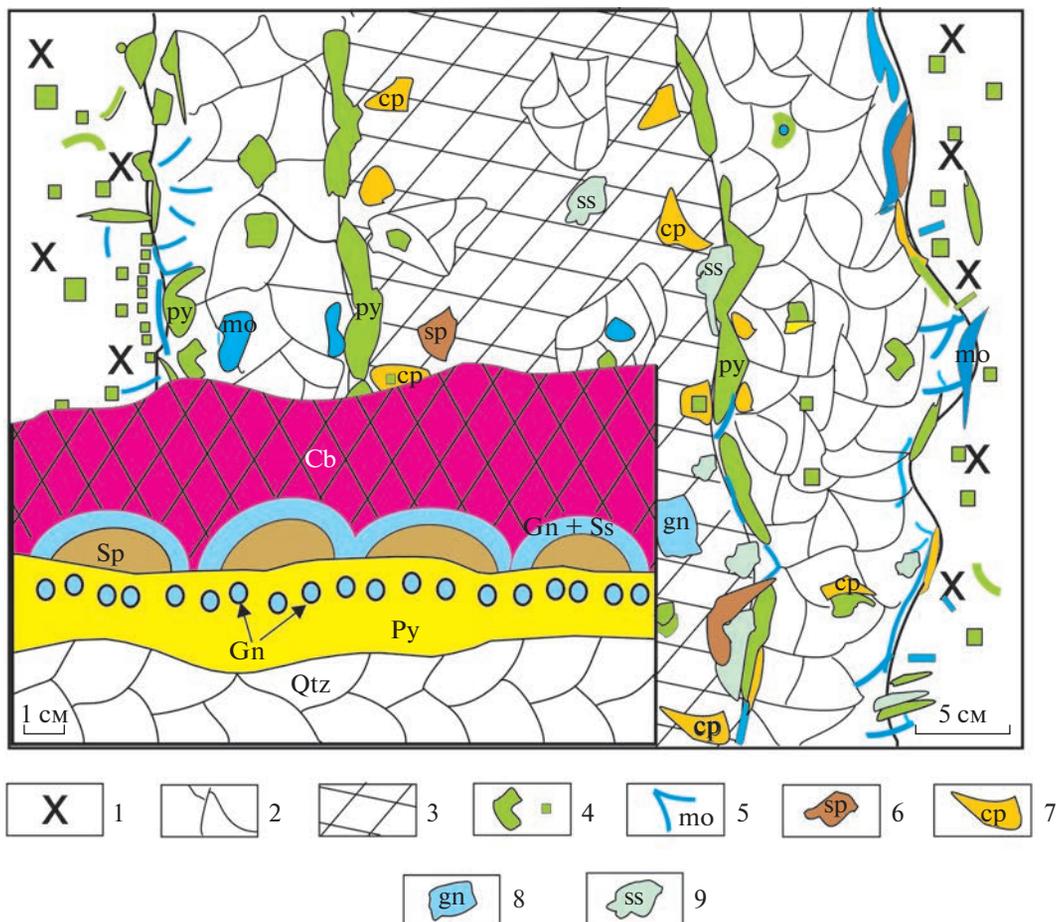
Геохимической особенностью жилы 24 является обогащенность рудными компонентами (мас. %): Pb (0.03–3.84), Zn (0.01–5.15), Cu (0.03–0.62); Au (0.1–5.6 ppm) и Ag (0.8–479.5 ppm) (табл. 2), пространственное распределение средних содержаний которых показано на фиг. 4б.

Отчетливо прослеживается сходное распределение Zn и Pb в жиле (сильная положительная связь) (табл. 3, фиг. 4а) и независимое от их содержаний поведение Cu и Mo, что подтверждается и корреляционным анализом.

Mo и Cu имеют положительную связь, но много ниже уровня значимости, и это, видимо, отражает тот факт, что основная медная минерализа-

Таблица 1. Матрица парных корреляций Спр. Zn, Pb, Mo и Cu в жиле 24 ($n = 9, r = \pm 0.52$)

	Zn	Pb	Cu	Mo
Zn	1			
Pb	0.80	1		
Cu	-0.30	0.04	1	
Mo	-0.34	-0.09	0.15	1



Фиг. 3. Схема строения жилы 24 на горизонте VII. 1 – измененный гранодиорит; 2 – жильный кварц; 3 – карбонатная часть жилы; 4 – пирит; 5 – молибденит; 6 – сфалерит; 7 – халькопирит; 8 – галенит; 9 – сульфосоли. На вставке – схема строения зональной жилы в зоне контакта с жилой 24. Sp – сфалерит, Gn + Ss – галенит и сульфосоли, Py – пирит, Qtz – кварц, Cb – карбонат.

ция все же отлагается в другом (более позднем) процессе, и лишь незначительно – в связи с халькопиритом, образующимся в одной стадии с основным количеством молибденита. Особенностью распределения Zn и Pb в пространстве жилы 24 является резкое увеличение их содержаний на глубоких горизонтах ее западного фланга.

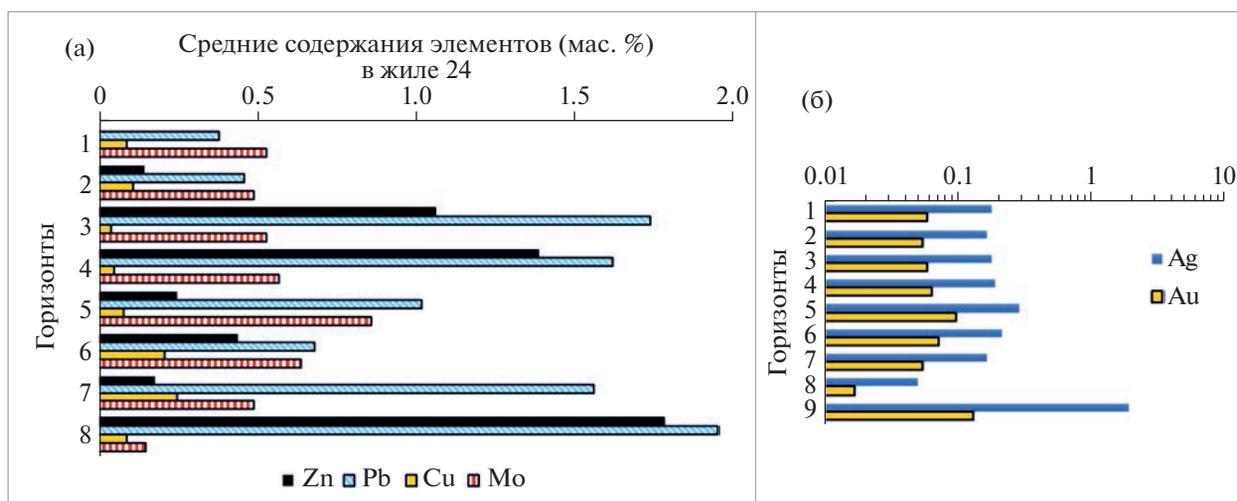
В распределении Au и Ag, как видно из фиг. 4б, наблюдается полное подобие (коэффициент их корреляции +0.999). Но, как ниже будет показано, такая высокая корреляция Au и Ag с преобладанием Ag связана, видимо, с тем, что все же, кроме присутствия Ag в самородном золоте, Ag практически всегда в тех или иных концентрациях

Таблица 2. Распространенность новообразованных минералов в рудах

Главные	Второстепенные**	Редкие
Молибденит, пирит, кварц, карбонаты, калишпат, серицит, глинистые минералы	Сфалерит, блеклые руды, шеелит, галенит, минералы Ti, халькопирит, хлорит, апатит, актинолит, эпидот, биотит, турмалин, мусковит, альбит, сванбергит, гематит, бурнонит	Самородные Au, Ag*, Bi*, айкинит, висмутин, Vi_{1.93}Te_{1.07} , паркерит, гессит, арсенмаркобальдит , тетрадимит, борнит, сульфосоли Ag*, козалицит*, алтаит*, станнин*, мохит , арсенопирит*, магнетит, вольфрамит*, касситерит*, эмплектит*, барит, гипс, оксид Pb, уранинит*, флюорит* и др.

Примечание. * Минералы, выявленные ранними исследованиями и пока не обнаруженные нами. Жирным шрифтом обозначены новые для месторождения минералы, диагностированные нами.

** Сфалерит, блеклые руды и галенит в отдельных частях некоторых жил могут выступать как главные.



Фиг. 4. Распределение средних содержаний Zn, Pb, Mo, Cu (мас. %) (а), Au и Ag (ppm) (б) по горизонтам жилы 24.

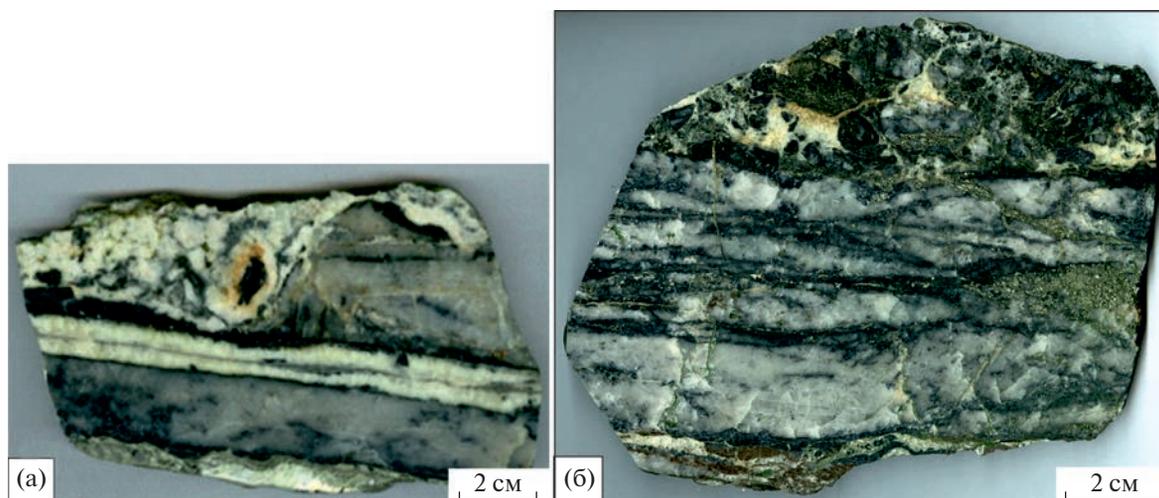
обнаружено в тетраэдрите и галените — спутниках или даже матрицах самородного золота. Отметим (см. фиг. 4б), что среднее содержание Au и Ag на самом глубоком горизонте жилы 24 максимальное.

Жила 3 эксплуатировалась на двух участках: II (западный) и III (северо-восточный). Судя по их расположению, западная часть жилы 3 представляет собой продолжение жилы 32. Пространственное распределение содержаний Mo и вариации мощности жилы иллюстрирует фиг. 2б. Жила 3 на СВ участке локализована в калишпатизированном пиритизированном гранодиорите с хлоритизированным биотитом, содержащим вблизи контактов с жилой сеть тонких прожилков кварц-пирит-молибденитового состава. На гор. III в жиле 3 наряду с ранней молибденит-халькопирит-пи-

рит-кварцевой ассоциацией присутствует поздняя галенит-пирит-кварц-карбонатная. На гор. V вмещающими породами являются калишпатизированные гранодиориты и, в меньшей мере, граносиениты, амфибол в которых хлоритизирован. Состав жилы типичен, но отличается некоторым укрупнением чешуй и розеток молибденита и присутствием редкого шеелита. На гор. VI жила 3 локализована в зоне, где развиты чередующиеся биотитовый гранит, гранодиорит, монцодиорит и граносиенит. Контакты неровные с апофизами кварцевого состава длиной до 10 см, внедряющимися в измененную вмещающую породу. В жиле присутствуют пропилитизированные обломки гранитоидов длиной до 3–4 см с пиритовыми оторочками. Жила имеет симметричное строение и крутое падение. В одном из сечений выявлено 7 по-

Таблица 3. Содержание (ppm) структурных микропримесей в молибдените по данным LA-ICP-MS

Обр. №	Кол-во анализов	Генерации	Re	Se	W
			от–до (среднее)	от–до (среднее)	от–до (среднее)
204	9	I	9.09–29.68 (19.81)	145.35–198.94 (177.6)	8.81–19.4 (12.3)
303	25	I–III?	2.35–17.58 (6.95)	117.74–296.38(233.99)	11.04–30.29 (18.8)
364	32	I–II	0–69.6 (8.13)	192–613.06(326.44)	10.52–35.32 (21)
395с	3	II	32.92–40.32 (37.8)	215.6–237.6 (225.73)	8.24–15.48 (11.05)
396	21	I–II–III	11.69–97.00 (45.78)	53.59–231.42 (126.21)	5.44–32.07(15.83)
446	11	I–II	12.68–86.4 (36.17)	136–244 (182.15)	6.72–19.76 (11.43)
438	16	II	35.89–93.7 (52.34)	170.52–345.1(232.36)	4.63–13.8 (8.9)
850	37	I–II	12.36–180.00 (64.27)	0.01–204 (104.61)	8.44–23.56 (11.96)
13/91	4	I	2.76–26.5 (14.69)	147–228 (200.25)	18.1–39.3 (28.25)
165/64	4	II–III	76.5–203 (150.88)	131–200 (161.75)	6.37–8.34 (7.8)
162/64	5	II–III	16.2–150 (60.24)	146–221(170.8)	6.5–27.7 (17)
Всего	166		Ср = 34.65	Ср = 214.1	Ср = 15.32



Фиг. 5. Жила 3: а – фрагмент жилы 3 в шахте-2, темные линзы и полосы в кварце – молибденит, обр. 438; б – фрагмент жилы 3 с четким разделением раннего полосчатого молибденит-кварцевого и позднего карбонатно-сульфидного агрегата в верхней части образца. Штрек по западной части жилы 3, гор. VII, обр. 850.

лос кварца, разделенных тонкими полосками пирит-молибденитового состава. Ширина их варьирует от 0.3–1.5 до 3 см. Пирит-молибденитовые полосы имеют толщину от 1 до 3 мм. От полос молибденита отходят его лучистые кристаллы длиной до 5 мм, облекаемые кварцем. Отмечены также гнездообразные скопления и изогнутые линзы молибденита в кварце. Пирит представлен агрегатами и пентагондодекаэдрическими кристаллами. Содержание его до 25%. Кварц светло-серый, средне-крупнозернистый. В нем присутствуют мелкие длиной до 1–3 см друзы с тонким кварцем. Галенит находится в виде гнезд размером до 1–2 мм и часто образует оторочки вокруг пирита. На этом же горизонте жила 3 вскрыта в штреке в шахте-2 (фиг. 5а).

Здесь она представлена полосчатым мелкозернистым кварцем с полосами-слоями, обогащенными молибденитом. Жильный кварц рассечен жилами кальцита и зонами брекчирования, как секущими, так и параллельными контакту жилы. Молибденит образует гнезда и линзовидные изогнутые агрегаты в кварце величиной до 1–3 мм.

На западном участке жила 3 ассиметрична. На контакте с гранодиоритом развита зона пирита (2–3 см), затем следует зона мелкозернистого кварца с молибденитом (1–1.5 см), которая сменяется зоной с крупнозернистым кварцем с молибденитом и пиритом в полосах (до 3 см), зонами сфалерит-кварцевого состава (0.7–1.5 см), анкерита (0.6–0.9 см), сфалерита с кавернозным кварцем (до 2 см). На противоположном контакте жилы развит серый мелкозернистый кварц с пиритом и молибденитом. На гор. VII жила 3 отличается уменьшением C_{Mo} и непостоянной мощ-

ностью (0.12–0.4 м). C_{Mo} от 0.09 мас. % (в пережимах и на флангах) до 0.88 мас. % в участках поздней, наложенной на раннюю Мо-минерализацию, галенит-сфалеритовой ассоциации с карбонатами. $C_{Sr_{Mo}}$ существенно уменьшаются и составляют для восточной части жилы (мас. %): 0.32, для центральной – 0.76 и западной – 0.17. На этом горизонте установлено Ag до 300 ppm. На отдельных участках жила со стороны лежащего бока контактирует с гранодиоритом, а висячего – с граносиенитом. Типы изменений гранитоидов близки: хлоритизация, тонкие прожилки кварца с сульфидами. Участками, где жила имеет существенно карбонатный состав и содержит сфалерит, молибденит, тетраэдрит, халькопирит и пирит, вмещающие породы интенсивно карбонатизированы.

На восточном участке жила 3 отличается относительно низкими $C_{Sr_{Mo}}$ (мас. %): 0.17 – на западном фланге, 0.38 – в центре и 0.09 – на восточном фланге, сохраняя симметричное его распределение. Здесь вскрыт фрагмент жилы полосчатого строения мощностью до 16–18 см (фиг. 5б). Жила в висячем боку сложена брекчированным молибденит-пирит-кварцевым материалом с кварц-карбонатным цементом. В отличие от других частей жилы, она в существенной части сложена серым кварцем с тонкочешуйчатым молибденитом, чередующимся с почти черным кварцем, в котором доля молибденита составляет более половины. Пирит наложен на этот ранний продуктивный комплекс. В приконтактной части лежащего бока отмечен гематит.

На гор. VIII в жиле 3 (восточная часть, участок III) C_{Mo} по сравнению с гор. VII возрастают. Жила представлена чередованием существенно

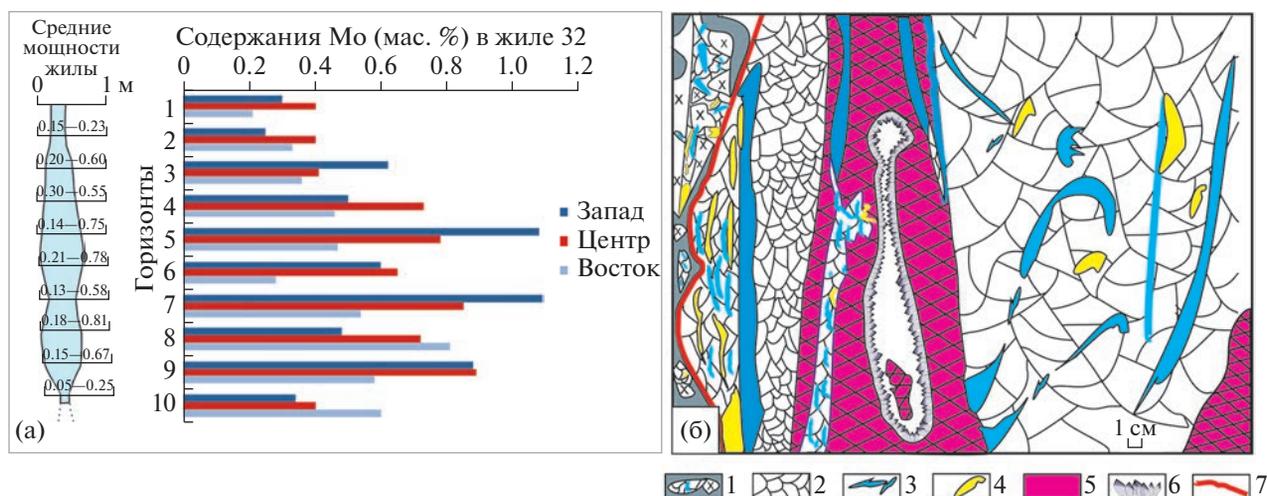
кварцевых и молибденитовых полос, содержащих гидротермально переработанные полосовидные обломки граносиенита. К ним приурочены цепочки мелких полостей, выполненных кристаллами кварца, на которые выросли кальцит и гипс. Они содержат гнезда пирита с формой криво-гранных кубов. На контакте жилы и пропилюгированного граносиенита находятся слои сахаровидного кварца мощностью 1–3 мм, который в полостях окристаллизован и на кристаллах кварца – наросты сферолитов хлорита и игольчатых кристаллов рутила. Жила представлена массивной и полосчатой частями. В последней выделяется также две части. Одна из них сложена тонким чередованием полос кварца и молибденита, сменяющихся зоной кварца с халькопиритом, галенитом, молибденитом, кубопентагондодекаэдрическим пиритом и Cu -сульфосолями. В осевой части жилы развиты две генерации кальцита. Ранний представлен комбинациями острого и тупого скаленоэдров, а поздний образует каймы из двойников ромбоэдров, обрастающих ранние сульфиды и кварц. На кальците находятся сложные сростки кристаллов пирита в комбинациях (111) и (210), редко (111) и (100). Этот пирит, в свою очередь, обрастает кристаллы кальцита, начиная расти на конечной стадии его роста.

На гор. IX в отдельных блоках с запасами по категории C_2 Csr_{Mo} составляют 0.63–1.00 мас. % при мощности 0.14–0.19 м. Csr_{Mo} , рассчитанные по отдельным подсечениям, здесь весьма высоки (см. фиг. 26) и составляют для восточного участка (мас. %): 1.16 на западном фланге, 1.13 в центральной части и 1.38 на восточном фланге, то есть жила 3 продолжается на глубину, увеличиваясь в мощности на гор. X до 0.4 м. При этом вариации содержания Mo находятся: для гор. IX в пределах 0.56–2.25 и для гор. X по единичным подсечениям 0.059 и 1.07 мас. %. Наиболее высокие содержания соответствуют минимальным мощностям. То есть с глубиной оруденение в этом участке начинает более соответствовать тонкожилно-прожилковому (штокверковому).

Ср попутных компонентов в жиле 3 относительно низкие (мас. %): Pb 0.03–0.71; Cu 0.01–0.08; Zn 0.015–0.64. Содержания Au и Ag соответственно (ppm): 0.04–0.73 и 0.6–300. При этом содержание Au и Ag на гор. IX: 0.1–0.33 и 0.4–2.8. Csr_{Pb} по отдельным подсечениям на этих горизонтах составляет 0.005–0.06, Cu 0.01 и Zn 0.03 мас. %. На гор. IV, где определен шеелит, C_{W_3} находится в пределах 0.01–0.1 мас. %. На западном фланге Csr_{W_3} (мас. %): 0.02, в центральной части жилы 0.086, на восточном фланге 0.015. Csr_{W_3} составляет 0.063% при среднеквадратичном отклонении 0.035.

Жила 32 является одной из крупных. Простирается ее субширотное, запад-северо-западное. Она выполняет самую южную зону разуплотнения в Шахтаминской рудовмещающей структуре. На дневной поверхности протяженность ее с балансовыми рудами составляла около 620 м, на гор. IV и V – 700 м, на гор. VI – 800 м, на гор. VII – 760 м. На восточном фланге жила сечется дайкой лампрофира. На западном фланге она срезается тектоническим нарушением при C_{Mo} 0.8 мас. %. Жила отработана с поверхности до гор. IX, где протяженность ее уменьшается до 300 м. До гор. X она прослежена отдельными скважинами, где при протяженности до 450 м ее мощность становится неустойчивой (0.04–0.62 м) в восточной и до 0.21 м в западной части. Пространственное распределение содержаний Mo и вариации мощности жилы иллюстрирует фиг. 6а.

Жила 32 локализована, в основном, в гранодиорите. На гор. III ее падение ЮЗ 75°. Она сложена серым кварцем с пиритом, молибденитом и шеелитом. Жила 32 сечет калишпатизированный, гидрослюдизированный и хлоритизированный гранодиорит, в котором в приконтактной части интенсивно развита пиритизация, сопровождающая тонкое кварц-молибденитовое прожилкование. Ширина полосы этих изменений достигает висячем боку в среднем 54 см. В массе содержание пирита и молибденита не более 0.1%. В жиле контакты притерты и сложены кварц-молибденит-пирит-халькопиритовым агрегатом. Далее следует зона полосчатого строения, состоящая из чередующихся существенно кварцевых и существенно молибденитовых полос с извилистыми границами. На Mo -минерализацию наложена полиметаллическая ассоциация с галенитом, сфалеритом, халькопиритом, сульфосолями и кальцитом. На гор. IV состав и строение жилы примерно аналогичны. На гор. V вскрыт фрагмент жилы, представленный массивным, ближе к осевой части жилы – мелкокавернозным кварцем с пиритом, как в гнездах, так и в составе молибденит-пиритовых и пирит-сульфосольных полос. Полосы крупнозернистого кварца шириной до 2–2.8 см чередуются с извилистыми полосками молибденит-пиритового состава шириной до 2 мм. При этом в направлении от контакта жилы к ее осевой части проявляется четкая последовательность: кварц → молибденит → пирит. На гор. VI жила 32 находится в калишпатизированном, хлоритизированном и серицитизированном гранодиорите, имеет кварц-карбонатный состав. Она сопряжена с ранней жилой кварц-полевошпатового состава с пиритом и молибденитом и содержит также галенит, сфалерит и сульфосоли. На гор. VII штрек по жиле 32 вскрыл апофизу халцедон-кварц-карбонатного состава с сульфидами поздней полиметаллической ассоциации. На контакте гранодиорит превращен в хлорит-кварцевую, участками

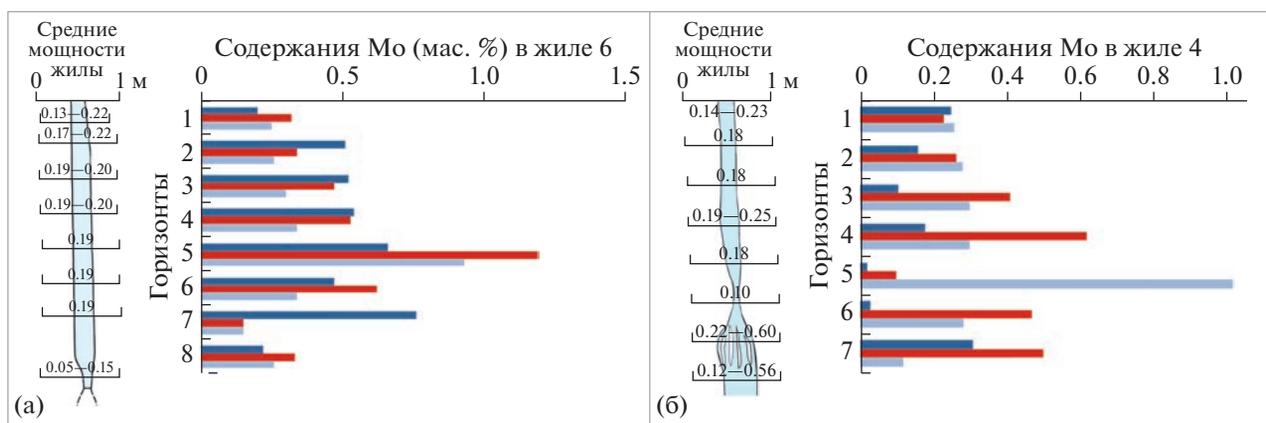


Фиг. 6. Жила 32: а – вариации мощности жилы 32 и распределение содержаний Мо по горизонтам, усл. обозн. – см. фиг. 2; б – строение фрагмента жилы 32 на контакте с брекчированным гранодиоритом. 1 – гранодиорит-кварцевая брекчия на карбонатно-хлоритовом цементе; 2 – кварц; 3 – молибденит; 4 – пирит; 5 – карбонат; 6 – поздний амethystовидный кварц; 7 – тектонический контакт жилы и брекчии.

хлорит-гидрослюдистую породу. Аргиллизация проявлена на участке развития карбонатной части жилы, где наряду с пиритом развит гематит. В восточной части штрека биотитовый гранодиорит интенсивно хлоритизирован и сульфидизирован с образованием вкрапленности пирита кубического габитуса. Частью он кривогранный, за счет образования на завершении формирования кристаллов грани пентагондодекаэдра. Непосредственно в приконтактной части гранодиорит рассечен тонкими молибденит-пиритовыми прожилками. Приконтактная ее часть имеет сульфосольно-сфалеритовый состав, по строению и минеральному составу близкий описанному в жиле 24 (см. фиг. 3, вставка). Сульфосоли в виде полусфер радиусом 0.8–1.2 см окружены оторочками сфалерита толщиной 0.7–1.0 см и покрыты фестончатым слоем сульфосольно-галенитового состава, содержащим тонкозернистый кварц. Затем следует слой карбоната толщиной до 2–3 см. Он перекрывается слоем тонкошестоватого и тонкозернистого кварца, содержащего хлорит и пирит. Затем следует слой карбоната толщиной до 4–5 см с пиритом и хлоритом, перекрывающийся слоем тонкозернистого кварца с вкрапленностью пирита и сфалерита толщиной до 5–6 см. Подобное же строение имеет и другая часть этой жилы с противоположного контакта. На этом же горизонте в брекчированном и хлоритизированном гранодиорите находятся обломки кварца с молибденитом и пиритом. Цемент брекчии – перемятый материал гранодиорита и кварца с пиритом и молибденитом, погруженные в мелкозернистый карбонатно-хлоритовый агрегат. По зоне нарушения в этой брекчии по гранодиориту локализована катаклазированная молибденит-пирит-

кварцевая жила, рассеченная ветвящейся карбонатной жилой. В ней находится полость, выполненная шестоватым кварцем с амethystовидными головками (см. фиг. 6б). На кварц нарастают хлорит и иллит. Здесь кварц-молибденитовые агрегаты двух генераций: ранние перемятые и изогнутые пластины молибденита и более поздние, состоящие из ориентированных полос мелкошестоватого молибденита и мелкозернистого кварца. В крупнозернистом кавернозном кварце молибденит и пирит находятся в друзовых полостях размером до 1 см и не изменены. На продолжении этой жилы наблюдаются участки, где полосчатый молибденит-пирит-кварцевый агрегат интенсивно брекчирован с образованием брекчии на карбонатном цементе, в которой перед кальцитом на брекчированном кварце выделяются сульфидные ассоциации в последовательности: халькопирит → сфалерит → галенит → блеклая руда → халькопирит.

На гор. VI и VII, кроме того, вскрыты фрагменты жилы молибденит-пирит-кварц-полевошпатового состава, рассеченные тонкошестоватым кварцем, содержащим молибденит, пирит, галенит, сфалерит и сульфосоли. Этот факт имеет важное значение как показатель неоднократности формирования Мо-содержащего минерального комплекса Шахтаминского месторождения. На гор. VIII жила 32 находится на контакте биотит-роговообманкового граносиенита и биотитового гранодиорита. В 0.5 м от контакта с жилой в граносиените наблюдается лишь слабая хлоритизация роговой обманки и просечки молибденит-халькопирит-пиритового состава с преобладанием пирита. В 0.3 м от контакта просечки сменяются тонкими (до 1–2 мм) прожилками молибденит-



Фиг. 7. Вариации мощности жилы 6 (а) и 4 (б) и распределение содержаний Мо по горизонтам. Усл. обозн. – см. фиг. 2.

халькопирит-пирит-кварцевого состава, появляется эпидот-хлоритовая ассоциация, развивающаяся по роговой обманке. На расстоянии 0.2 м и на контакте порода окварцована и сульфидизирована. Вдоль контакта развиты тонкие (0.5–1.0 см) жилки халькопирит-молибденит-пиритового состава. Все пересекается тонкими жилками халцедоновидного кварца. Гранодиорит противоположного контакта жилы пропилитизирован с пирит-молибденит-кварцевыми прожилками. Но здесь наряду с хлоритом и эпидотом развиты кальцит и гидрослюда. Оруденение продолжается на глубину. На гор. X скважинами выделен участок в центральной части жилы мощностью 0.25 м и C_{Mo} 0.90 мас. % и оценен по нему блок с запасами 97.2 т Мо. До глубины с абс. отметкой 272 м бурением выявлено оруденение с C_{Mo} 0.185–1.35 мас. % при мощности 0.04–0.62 м. В Мо-рудах жилы 32 присутствуют ($C_{ср}$, мас. %): Cu (0.01–0.21), Pb (0.01–0.57), Zn (0.01–0.38), Au (0.09–0.78 ppm) и Ag (0.37–14.75 ppm), WO_3 – 0.063

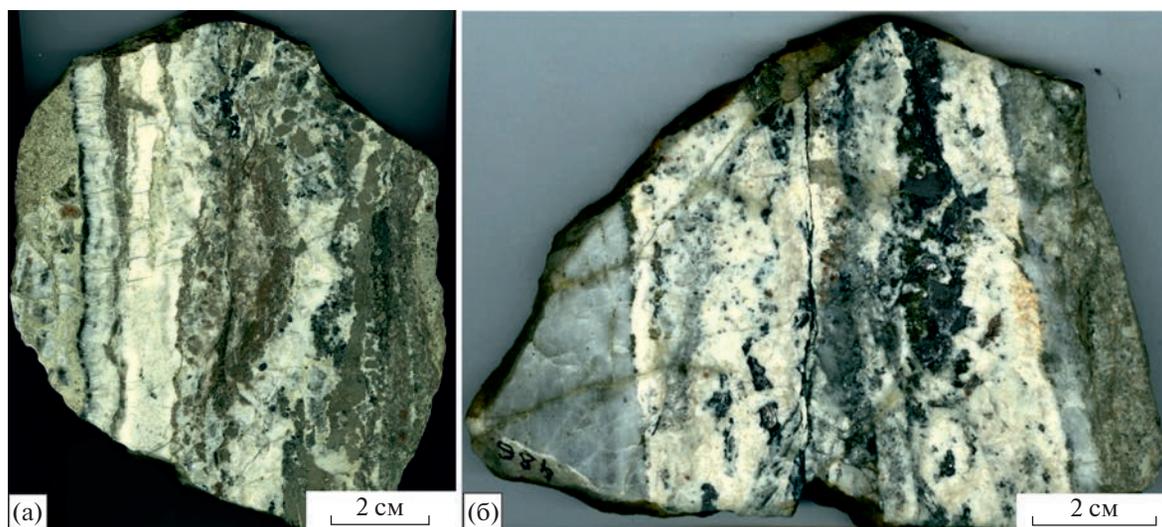
Как и в ранее рассмотренных жилах 24 и 3, здесь четко выявляются три разновозрастные минеральные ассоциации: ранняя молибденит-халькопирит-пирит-кварцевая, иногда с шеелитом, наложенная кварц-карбонатная с галенитом, сфалеритом и сульфосолями и поздняя, выполненная халцедоновидным кварцем, кальцитом, поздним аметистовидным кварцем. Особенностью жилы 32 является ее протяженность и относительно устойчивый минеральный состав.

Жила 6 располагается параллельно жиле 32 и находится в 80 м к СВ от нее. На дневной поверхности прослежена по простиранию на 400 м. Распределение содержаний Мо и вариации мощности жилы 6 по горизонтам показаны на фиг. 7а.

Особенность этой жилы – высокое содержание Pb (мас. %) (до 0.43 на западном фланге гор. IV и 1.47 на восточном фланге гор. V) и

Zn (0.21–1.18). При этом на этом уровне содержания составляли (мас. %): Pb 0.02–1.47, Cu 0.02–0.13, Zn 0.01–0.03, Au 0.1–1.48 ppm и Ag 0.2–85.5 ppm. Выклинивание жилы с глубиной происходит в СЗ направлении. На гор. VII жила 6 пересекает аргиллизированный граносиенит, имеет молибденит-пирит-кварцевый состав, содержит хлорит и поздний карбонат. Граносиенит рассечен редкими существенно пиритовыми тонкими прожилками кварца и молибденита. Пирит имеет кубический габитус. В 0.5 м от контакта число просечек пирита возрастает, увеличивается и доля молибденита. Кристаллы пирита становятся кривогранными, на некоторых появляется грань октаэдра, в отсутствие молибденита кристаллы его обладают ступенчатостью. Молибденит здесь по-слекварцевый. Жила 6 зональна. На контакте она сложена мелкозернистым халькопирит-молибденит-пирит-кварцевым агрегатом, содержащим пластины гранодиорита. Далее следует полосчатая существенно молибденит-пирит-кварцевая зона, которая сменяется полосой мощностью 10–12 см, содержащей 4 обогащенных молибденитом слоя. Кварц приконтактной части жилы сахаровидный, далее следует кварц осевой части жилы кавернозный и шестовато-гребенчатый. В друзовых полостях находятся розетки кристаллов позднего молибденита. Жила ветвится и сечется халцедоновидным кварцем. В жиле проявлена четкая последовательность образования минералов: пирит → кварц → молибденит → кварц → пирит → карбонат → хлорит → кальцит.

Жила Сульфидная интересна в связи с высоким содержанием в ней сульфидов и Au. Она находится на СВ фланге месторождения и на поверхности прослежена по простиранию на 400 м. На гор. IV протяженность ее всего около 100 м, и СЗ ее фланг сопрягается с жилой Старательской. На гор. III жила Сульфидная контактирует с катаклазированным и пропилитизированным гранодиоритом. В кварцевом прожилке в гранодиорите



Фиг. 8. Фрагменты полосчатых участков жил Сульфидная (а) и Старательская (б).

присутствуют кривогранные кубики пирита, приуроченные к контакту, а также редкие мелкие включения молибденита. Жила представлена поздней существенно карбонатной ассоциацией, наложенной на реликты раннего кварца с молибденитом, пентагондодекаэдрическим пиритом, находящимся внутри оторочек галенита. Галенит присутствует в виде гнезд до 5 мм. На гор. IV жила интенсивно катаклазирована до образования брекчии сульфосолевно-молибденит-пирит-кварцевого состава, сцементированной карбонатом и хлоритом. Молибденит интенсивно перемят и растащен. Отдельные кристаллы пирита в виде кривогранных кубов находятся в карбонате. На гор. V жила имеет мощность до 25 см и почти целиком представлена карбонатом с примесью галенита и сфалерита. На гор. VII жила локализована в пропилизированном граносиените и гранодиорите. В приконтактной зоне жилы развита прожилково-гнездовая вкрапленность пирита, халькопирита и молибденита. Здесь присутствуют зональные жильные образования до 4 см мощности. Зональность выражена в последовательности: пирит (до 95%) → анкерит (+пирит) → пирит + халькопирит + молибденит → кальцит → пирит (+хлорит). В кальцит-хлоритовых агрегатах и прожилках присутствуют гнезда и линзы молибденит-пирит-сфалерит-галенитового состава. Пирит представлен пентагондодекаэдрическими кристаллами. Формированию этой прожилково-гнездовой вкрапленности предшествует калишпатизация и окварцевание, иногда с шеелитом. Жила здесь имеет изменчивую мощность, достигающую лишь в раздувах 15–20 см. Строение неоднородно и по простиранию меняется от полосчатого, пятнисто-гнездового до линзовидно-брекчиевого. Фрагменты жилы полосчатой тек-

стуры мощностью 18 см состоят преимущественно из карбонатов, наложенных на молибденит-пирит-халькопирит-сфалерит-галенитовые агрегаты. Жильный материал карбонат-кварцевый. В ранней молибденит-пирит-кварцевой ассоциации встречается арсенопирит. Галенит-сфалеритовая ассоциация с третьей генерацией молибденита и кальцитом образуется позже. На фиг. 8а видно, что карбонатный материал, накладываясь на существенно сульфидную зону, выступает в качестве цемента взломанного пиритового агрегата.

На этом горизонте жила Сульфидная не соответствует кондициям по S_{Mo} . Тем не менее разработка этой жилы даже на нижних горизонтах могла бы быть рентабельной, судя по относительно высокой доле сульфидов в ее составе (до 40–50%), являющихся основными носителями Au и Ag.

Жила Старательская находится на СВ фланге месторождения. Длина ее на поверхности около 550 м, простирание субширотное – ЗСЗ, сопряжена с жилой Сульфидной. Мощность ее – в пределах 0,25 м, лишь в раздувах – до 0,53 м. Фигура 8б иллюстрирует строение одной из половин жилы на гор. VI. Мощность жилы здесь составляет 16 см. Вмещающая порода – пропилит по гранодиориту. На контакте с жилой порода окварцована и калишпатизирована, содержит пирит с молибденитом (правая часть жилы).

В приконтактной части жилы находится среднезернистый кварц с вкрапленностью молибденита, пирита и халькопирита. Далее она переходит в сульфидно-кварц-карбонатный агрегат с галенитом, сфалеритом, пиритом, молибденитом. Далее в направлении к осевой части жилы он сменяется слоем кварца с молибденитом и пиритом, затем кварц-кальцитовым слоем с сульфида-

ми в виде изогнутых линзовидных полосок и гнезд. Далее следует полоса кварца, на переходе к которой находится тонкая полоска сульфидов.

Жила 4 расположена на восточном фланге рудного поля и имеет ВСВ простирание. На поверхности она прослежена на 550 м, с глубиной быстро выклинивается, имея ВСВ склонение. Вертикальный размах жилы составляет 331 м. Изменение $C_{ср\text{Mo}}$ с глубиной на флангах и в центральной части, так же как и вариации мощности жилы 4, показаны на фиг. 7б

На гор. IV. жила 4 локализована в пропилицированном гранодиорит-порфире. В приконтактной части пропилит содержит густую вкрапленность пирита в форме кривогранных кубов. Жила представлена молибденит-пирит-кварцевой ассоциацией, в которой мелкочешуйчатый молибденит находится в тесных сростаниях с кривогранными кристаллами пирита. Вмещающий гранодиорит-порфир рассечен серией субпараллельных карбонатных прожилков мощностью 2–12 мм. На гор. V мощность ее уменьшается, возрастая от западного фланга к восточному, где $C_{ср\text{Mo}}$ достигает 1.017 мас. %. При этом длина жилы сокращается до 170 м. На гор. VI жила представляет собою жильную зону длиной до 160 м. Она находится в осветленном альбитизированном и хлоритизированном гранодиорит-порфире. На контакте с полосчатой частью жилы в гранодиорите развит ранний кварц-турмалиновый агрегат. По простиранию гранодиорит-порфир сменяется монцодиоритом, содержащим гнезда и линзы крупнокристаллического (до 0.6 см) пирита, молибденита и халькопирита. В нем жила 4 сложена крупнокристаллическим кварцем с мелкими друзами и чередованием полос: пирит–халькопирит → кварц → молибденит–кварц → халькопирит–пирит–кварц → молибденит–кварц → кварц → пирит–кварц–кальцит. В осевой части жилы находится поздний секущий все кальцит с халцедоновидным кварцем. По простиранию жила становится грубо-полосчатой, вмещающей ее породой становится гранодиорит. В ней чередуются полосы кварца, молибденит-пирит-кварцевые, пирит-кварцевые и пиритовые. Мощность этих полос до 1–3 см. Между ними располагаются субпараллельно ориентированные окварцованные ксенолиты осветленного гранодиорита. В наиболее мощных фрагментах этих жил присутствуют молибденит с шириной полос до 3–4 мм при длине 5–7 см, пирит, халькопирит, галенит. В раздувах до 40 см осевая часть жилы шириной до 12–20 см сложена кварцем с мелкими друзами. Полости в нем выполнены кристаллами кварца, редко поздним пиритом и молибденитом или галенитом, сфалеритом и сульфосолями. Чередуются полосы и полосы существенно пиритовые (2–3 см шириной), кварцевые (5–15 см шириной), висму-

тин-халькопирит-кварц-пиритовые, нередко с галенитом и светлым сфалеритом. Распределение сульфидов в таких полосах гнездовое, линзовидное, полосчатое. Размеры гнезд 1–6 см, редко более. Ширина полос, обогащенных сульфидами, в пределах 2–5 см. Жилы, в зависимости от угла падения, симметрично или асимметрично зональные. Наиболее симметричны жилы крутого падения. По простиранию строение жилы усложняется, и распределение сульфидов становится пятнистым, линзовидным. Они представлены молибденит-кварц-карбонатными агрегатами, рассеченными прожилками кальцита и халцедоновидного кварца. На этом же горизонте в составе полосчатых частей жилы 4 в приконтактной ее части развиты полосы турмалин-кварцевого состава, которые в направлении к осевой части жилы сменяются кварцевыми, халькопирит-пирит-кварцевыми, молибденит-кварцевыми, затем снова халькопирит-пирит-кварцевыми зонами. На гор. VII длина жилы сокращается до 120 м. Она залегает в биотитовом порфиоровидном граносиените. В нем присутствует редкая вкрапленность пирита, реже – халькопирита. Граносиенит рассечен тонкими кварцевыми прожилками с пиритом. В приконтактной его части – просечки пирита и турмалина длиной до 7 мм при ширине до 2.1 мм. Мощность фрагмента жилы около 12 см. Она полосчато-симметрично-зональная. В ней чередуются (фиг. 9а): в приконтактной части полосы существенно турмалиновые (0.5–5 мм), существенно кварцевые (1–2 см), молибденит-кварцевые с редким пиритом (1–1.6 см), молибденит-пирит-кварцевая (до 5 см). Центральная часть жилы сложена кварц-карбонат-сульфидным комплексом с галенитом и сфалеритом. Эта зона линзовидной формы явно наложена на ранний существенно кварцевый минеральный комплекс. Ширина ее 2–6 см.

На этом же горизонте в 5 м от предыдущего фрагмента другая, четырехслойная, часть жилы с увеличившейся мощностью до 21 см залегает в альбитизированном и хлоритизированном биотит-роговообманковом граносиените, содержащем пирит и молибденит (фиг. 9б). Жила представлена зонами: а) сульфидно-кварц-турмалиновой, б) карбонатной с включениями пирит-сфалеритового состава, в) существенно кварцевой с молибденитом и г) существенно пиритовой, срезающей кварц-молибденитовую зону под острым углом. Непосредственно на контакте с граносиенитом находится брекчированная, сцементированная сульфидами карбонат-кварц-турмалиновая часть жилы. Фрагменты этой зоны находятся в виде включений в наиболее поздней карбонатной ассоциации, содержащей также обломки пирит-сфалеритового состава. На этом же горизонте обнаруживается и самая поздняя гидротермально-катакластическая стадия, проявля-



Фиг. 9. Жила 4: а – фрагмент жилы 4, обр. 701₂; б – блок 4/5, обр. 701₃. Гор. VII.

ющаяся в брекчировании сульфидно-кварц-карбонатной ассоциации с образованием брекчий на гидрослюдисто-карбонатном цементе, по времени совпадающая с наложенной аргиллизацией.

Таким образом, рассмотрение деталей строения молибденоносных жил вкрест их простирания показало, что они имеют зональное строение, определяющееся несколькими факторами: 1) последовательностью кристаллизации минеральных ассоциаций в процессе самоорганизации внедрившегося в зону разуплотнения рудоносного флюида с образованием турмалин-молибденит-халькопирит-пирит-кварцевой минеральной ассоциации, 2) наложением на нее пирит-галенит-сфалерит-сульфосолюно-карбонатной минеральной ассоциации и 3) брекчированием этих ранних ассоциаций и наложением халцедоновидного кварца с карбонатами и поздним пиритом.

МИНЕРАЛОГИЯ ЖИЛ И ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ

При рассмотрении строения жил Шахтаминского месторождения были упомянуты их главные и некоторые второстепенные минералы. Детальное их изучение и данные предшествующих исследований показали более разнообразный минеральный состав (табл. 2). Всего к настоящему времени выявлено более 50 новообразованных минералов.

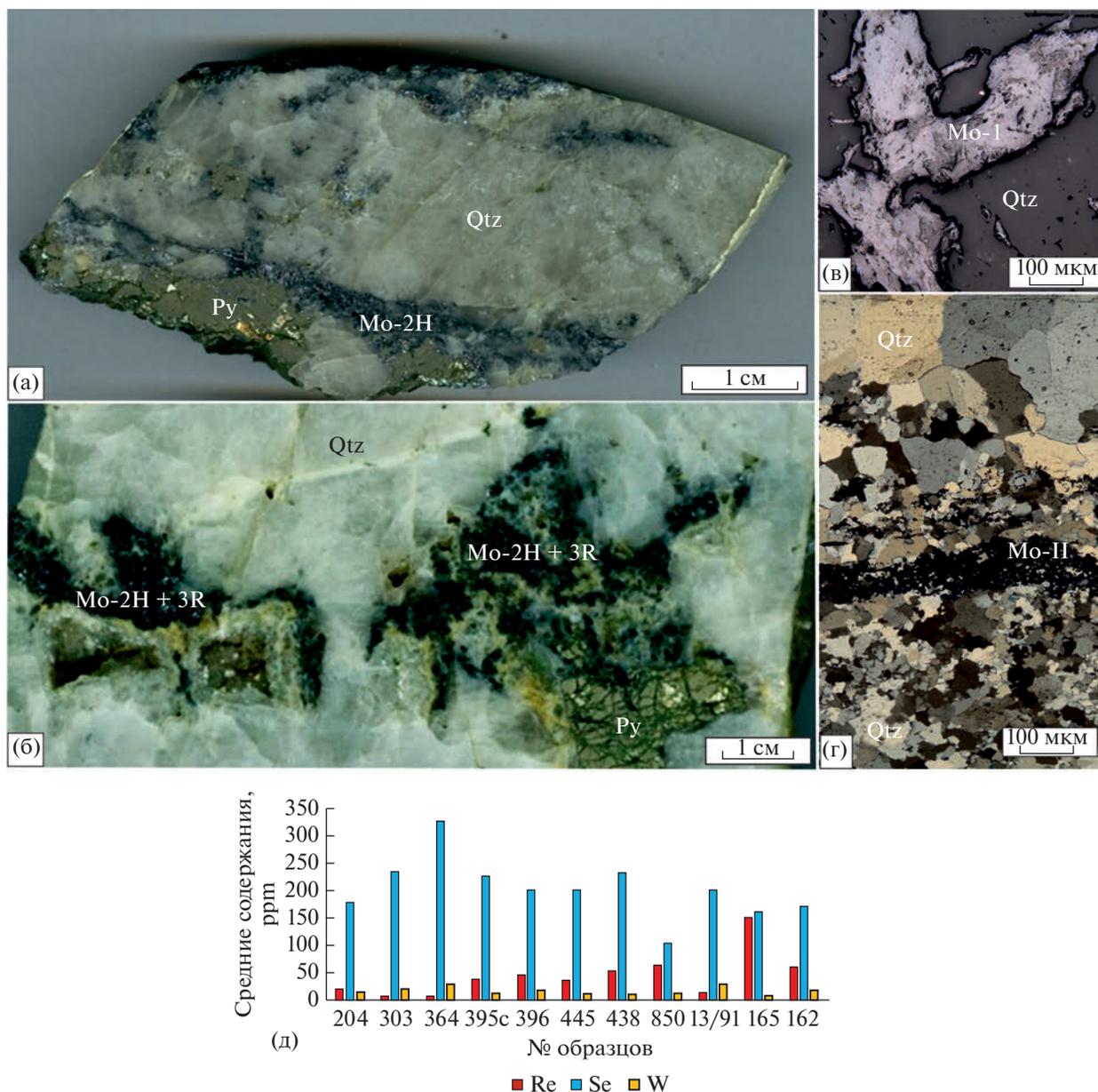
Как следует из рассмотренных выше материалов, главный рудный минерал *молибденит* отлагается неоднократно и имеет по крайней мере 3–4 генерации. Некоторое его количество отложилось в рассеянном виде при дорудном пегматоидном процессе (Берзина и др., 2013). Молибденит, как было выше показано, большей частью локализо-

ван в кварце, реже по контакту кварца и пирита, затем в пирите, значительно реже его можно встретить в других сульфидах, сульфосолях и карбонате. Размеры его кристаллов варьируют от десятков мкм до 1 см. Ранняя генерация (молибденит I), ассоциированная с кавернозным крупнозернистым кварцем – наиболее крупная (см. фиг. 10а–в).

В результате внутрирудных подвижек ранние генерации кварца и молибденита переотлагаются в виде более тонкозернистых разновидностей, при этом часто наблюдается многослойное чередование зон тонкозернистого кварца и молибденита II, размеры которого от нескольких микрон до сотен мкм (см. фиг. 10г). Максимальное количество молибденита нередко приурочено к границе крупнозернистого и тонкозернистого кварца. Редкий молибденит, пересекающий сульфиды полиметаллической ассоциации полиметаллов и локализованный в карбонате, видимо, следует отнести к поздней третьей его генерации.

Изучение структурных микропримесей в молибдените методом лазерной абляции было проведено в 166 точках по 78 зернам молибденита различных генераций (табл. 3). Результаты показали различный уровень концентрации элементов в различных генерациях молибденита. Для W во всех генерациях молибденита характерны низкие содержания с относительно малыми колебаниями.

Молибденит I отличается в целом более низкими содержаниями Re и Se. Более низкие содержания Se в ранних генерациях объясняются активностью “конкурирующей” серы. Однако наложенные на W–Mo-оруденение процессы с пониженной fS^{2-} оказывают влияние на концен-



Фиг. 10. Фотографии (а, б) штуфов с проанализированными рентгеноструктурным методом молибденитами: а – скопления гексагонального молибденита (Мо-2Н) по трещинам в крупнозернистом кварце (Qtz). Py – пирит, обр.204; б – молибденит, состоящий из смеси 2Н + 3R с преобладанием ромбоэдрического поли типа (Мо-2Н + 3R), обрастает друзовые полости в кварце, обр. 396; в и г – микрофото, в – молибденит-I, г – молибденит-II тонкочешуйчатый, локализован на границе раннего крупнозернистого и более позднего тонкозернистого кварца; д – гистограмма содержаний структурных микропримесей в молибдените.

трирование Se, и максимальные его количества фиксируются в молибденитах в обр. 364, где проявлена поздняя аргиллизация и сванбергитизация, в период резкого снижения активности сульфидной серы и нарастания развития окислительных процессов.

В целом же повышенные содержания Se на Шахтаминском месторождении (фиг. 10д), по сравнению с соседним Бугдаинским и Быстринским, видимо, связаны с более низкой в течение

всего процесса активностью S^{2-} ; последняя много активнее на этих двух соседних месторождениях, что выражено, в частности, в значительно более высокой сульфидности их руд. Малоуглубинная локализация вскрытого оруденения на Шахтате, видимо, способствует разбавлению первоначальных флюидов, предоставляя селену все большие возможности по мере снижения активности S^{2-} и затухания гидротермального процесса. Содержания Re в целом увеличиваются в более тонкозернистых

Таблица 4. Матрица парных корреляций микроэлементов в молибдените ($n = 123$, $r = \pm 0.2$)

	Cu	Se	Re	W	Ag	Tl	Bi	Zn	Pb	Sb	As	Te
Cu	1.00											
Se	0.03	1										
Re	-0.27	-0.13	1									
W	0.22	0.35	-0.42	1								
Ag	0.23	-0.08	-0.11	-0.07	1							
Tl	0.48	-0.05	-0.19	0.12	0.08	1						
Bi	0.13	0.13	-0.18	0.29	0.20	-0.04	1					
Zn	0.36	0.18	-0.24	0.35	0.25	0.04	0.18	1				
Pb	0.09	-0.04	-0.08	0.09	-0.01	0.39	0.01	0.05	1			
Sb	0.28	-0.13	-0.15	0.02	0.07	0.53	-0.06	0.10	0.90	1		
As	-0.42	-0.13	0.48	-0.35	-0.06	-0.20	-0.16	-0.34	-0.11	-0.20	1	
Te	0.06	0.22	-0.13	0.28	0.03	-0.03	0.94	0.21	-0.01	-0.06	-0.15	1

поздних генерациях, что обусловлено, вероятно, большей скоростью их формирования, препятствовавшей его рассеянию.

Из табл. 4 парных корреляций, созданной на основании 123 анализов различных генераций молибденита, следует, что концентрирование структурных примесей молибденита (W, Se и Re) происходит в различные эпизоды процесса рудообразования, о чем свидетельствует отрицательная связь Se–Re; Re–W имеют отрицательную связь, возможно, потому, что являются конкурентами, занимая катионные позиции в дефектах решетки молибденита.

Остальные микропримеси в молибдените связаны с микровключениями наложенной полиметаллической минерализации. Так, сильная положительная связь Pb–Sb объясняется включениями сульфогангмоидов свинца, Te–Bi – теллуридов Bi и отражает наиболее яркие особенности руд месторождения.

В образцах 438 и 364 прослеживается слабая положительная связь W с Se, что, видимо, связано с наложением на Mo–W-оруденение аргиллизационной и пострудной карбонатизации, которые проходили в обстановке низкой fS_2 .

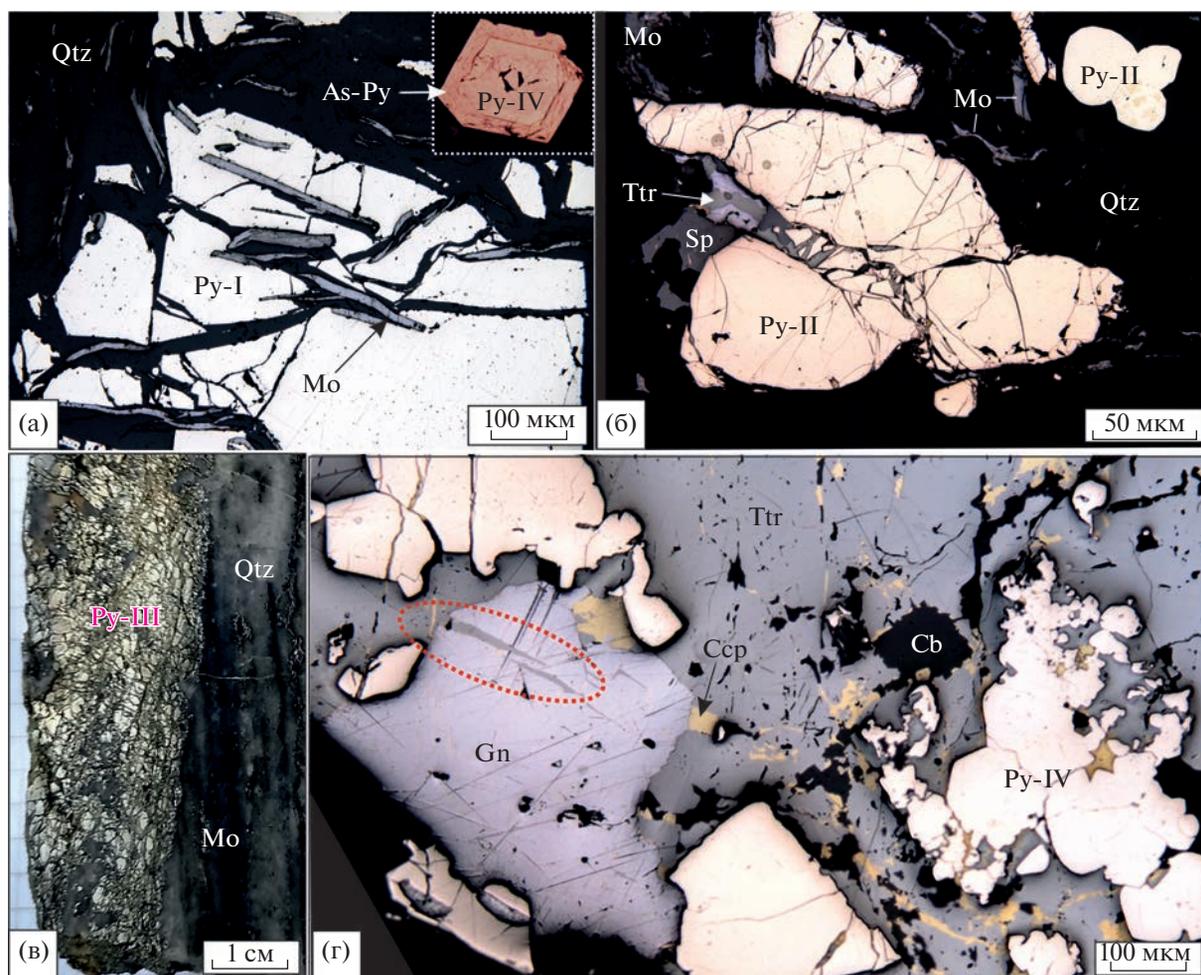
Судя по результатам определения политипов молибденита рентгенофазовым методом, молибденит-I в образце 204 в притертой трещине принадлежит к полиморфной модификации 2H. Температура его кристаллизации, исходя из результатов исследований, рассмотренных ниже, лежит в интервале 410–360°C. Этот молибденит содержит малое количество Re (см. табл. 3, фиг. 10а, в).

Молибденит, выросший в относительно открытой пористой среде в приоткрытых интерстициях и друзовидных полостях в кварце (обр. 396,

см. фиг. 10б), со свободным доступом растворов, является смесью 2H + 3R с преобладанием политипа 3R. Температура его образования ниже – 384–295°C. Возможно, что образованию политипа 3R способствуют именно такие условия кристаллизации, при этом возникает возможность перераспределения Re в окислительных условиях и некоторого обогащения им, поскольку молибденит в этом образце содержит в 2.3 раза больше Re, чем в молибдените-2H в обр. 204 (см. табл. 3).

Пирит – главный сопутствующий молибдениту рудный минерал – имеет не менее 5–6 генераций. Ранний пирит-I преимущественно кубического габитуса, местами немного уплощенный и имеет ступенчатые срезы. Он часто растрескан (см. фиг. 11а), интенсивно корродирован, по трещинам в нем развиваются относительно крупные чешуйки молибденита, кварц, халькопирит и другие минералы. Следующая генерация, которая по времени ближе всего к отложению молибденита пирит-II, характеризуется округлыми или кривоугловатыми, как бы “оплавленными” многогранниками при сохранении части граней прямолинейными (фиг. 11б).

Подобные формы пирита характерны и для сингенетичного пирита молибденовых руд Бугдинского месторождения. Таким образом, эта особенность пирита, вероятно, является локальным индикатором присутствия молибденита, и ее можно выделить в качестве типоморфной на проявления молибденита. Пирит-III – это преимущественно кубы, обрастающие молибденит, корродирующие и замещающие его; он также часто растрескан (см. фиг. 11в). Пирит-IV – явно выраженные пентагондодекаэдры, реже кубы, в основном хорошей сохранности, связанные чаще всего с наложением карбоната и полиметаллической минерализации (см. фиг. 11г). Кроме этого,



Фиг. 11. Различные генерации пирита (микрофотографии шлифов): а – пирит-I (Py) растрескан, и по трещинам в него вместе с кварцем (Qtz) вростает молибденит (Mo), вставка – кристалл пирита-IV, обрастающий мышьяковистым пиритом (As-Py); б – пирит-II округлых форм, близкий по времени кристаллизации к молибдениту, трещины в пирите выполнены тетраэдритом (Ttr), сфалеритом (Sp) и галенитом (Gn); в – пирит-III пересекает под острым углом слоистую кварц-молибденовую жилу (фрагмент штуфа); г – пирит IV в виде агрегатов преимущественно пентагондодекаэдров в составе полиметаллической жилы (овалом выделено прорастание тетраэдрита (Ttr) в ранее отложившийся галенит, Ccp – халькопирит, Cb – карбонат).

присутствует мышьяковистый пирит, образующий каймы по более ранним генерациям пирита (см. фиг. 11а, вставка) и затем – самый поздний тонкодисперсный пирит в пострудных прожилках и жилах халцедоновидного кварца и карбоната.

На основании 74 анализов пирита методом LA-ICP-MS в 6 образцах из различных частей месторождения (обр. 850, 364, 395, 724, 444, 446) корреляционным анализом выяснено, что общей особенностью всех пиритов является сильная корреляция трех элементов $Pb-Au-As$ (табл. 5).

Таллий обнаружен только в 30% анализов. При этом связь $Pb-As$ имеет высший коэффициент корреляции (1), что, вероятнее всего, свидетельствует об адсорбции и осаждении Pb на коллоидных образованиях в виде As-пирита, склонного к колломорфным каемчатым текстурам.

Примесь Au зафиксирована в 28% анализов в пиритах. Связь $Au-As$ сильная в общей выборке, характерна и встречена в пиритах всех образцов, кроме образца 724, где преобладает пирит-IV из жилы Сульфидной, которая характеризуется повышенной золотоносностью; именно в этом образце отмечена сильная $Au-Ag$ связь, свидетельствующая о возможных микровключениях самородного Au в пиритах. Интересно отметить, что образец 364 с выраженной сильной связью $Au-As$ при содержании в пирите повышенного количества As (2.1–2.5 мас. %) содержит аномально высокие для пиритов месторождения концентрации Au (190.6–256.3 ppm). При этом оптически видимое золото в пиритах этого образца не зафиксировано.

Таблица 5. Матрица парных корреляций микроэлементов в пирите ($n = 74$, $r = \pm 0.23$)

	Co	Ni	Cu	Zn	As	Mo	Ag	Sb	Te	Au	Tl	Pb	Bi
Co	1												
Ni	0.58	1											
Cu	-0.09	-0.07	1										
Zn	-0.01	-0.02	0.09	1									
As	-0.09	0.03	0.01	0.21	1								
Mo	0.04	0.00	-0.03	0.16	0.01	1							
Ag	-0.01	-0.06	0.72	0.15	0.03	0.46	1						
Sb	0.07	0.02	0.21	0.25	0.34	0.82	0.66	1					
Te	-0.11	-0.11	-0.11	-0.03	-0.02	0.40	0.05	0.29	1				
Au	-0.08	0.04	0.00	0.20	0.99	0.01	0.03	0.35	-0.02	1			
Tl	-0.09	0.03	0.00	0.22	1.00	0.01	0.03	0.34	-0.01	0.98	1		
Pb	0.22	0.02	0.16	0.02	-0.04	0.22	0.66	0.40	-0.02	-0.04	-0.04	1	
Bi	0.20	0.05	0.16	0.16	0.01	0.74	0.73	0.79	0.22	0.02	0.01	0.70	1

Таблица 6. Содержания Co и Ni в пиритах по данным метода LA-ICP-MS

Обр., гор., (n) *	444а, гор. III, (9)	446, гор. VI, (23)	395с, гор. VI, (11)	724, гор. VII, (16)	850, гор. VII, (13)
CCo (Сср.)	1.6–93.5 (31.7)	0.2–1346 (362.2)	0–74.8 (8.1)	2.7–482.3 (62.2)	0–9.9 (1.96)
CNi (Сср.)	8.9–352.4 (63.9)	0–1113 (262.6)	0–99.3 (11.9)	5.7–4770 (172.4)	0–25.9 (2.34)
Co/Ni	0.5	1.38	0.68	0.36	0.46

Примечание. * – Обр. – номер образца, гор. – номер горизонта; (n) – количество анализов; CCo – содержание Co

Серебро присутствует в 75% анализов пирита. Сильные корреляции и в общей матрице, и по отдельным образцам присутствуют у Ag со многими элементами, и, судя по этому факту, серебросодержащих минералов и минералов Ag в рудах, предположительно, должно быть значительно больше, чем нами пока обнаружено.

Содержания Co и Ni в пиритах и отношение Co/Ni увеличивается с глубиной (с повышением температуры образования пирита) (Китаев и др. 1973). Как видно из табл. 6, во всех анализах эти величины низкие, и только в образце 446, где анализировалась преимущественно первая, самая высокотемпературная генерация пирита, в основном, выдерживаются оба индикатора (и повышенные содержания этих элементов, и превышение Co над Ni).

Значения, близкие к нулю получены при анализе поздних генераций пирита, которые часто нарастают на ранние его генерации. Низкие содержания Co и Ni и Co/Ni свидетельствуют о довольно низких температурах образования пиритов карбонат(±кварц)-полиметаллической минерализации вскрытой части месторождения.

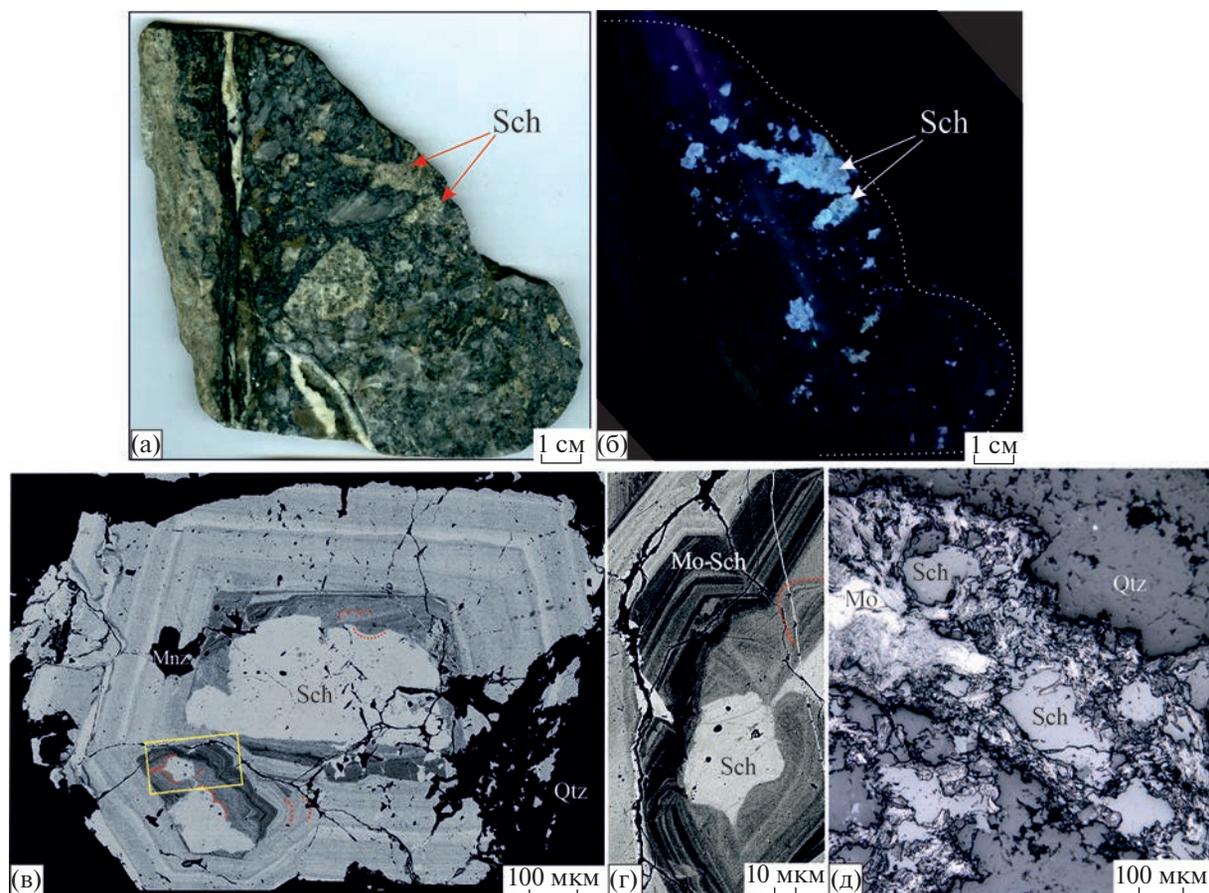
Шеелит в заметном количестве встречен в образцах в жилах 3 и 4 на гор. VI с максимальным его распространением в брекчированных апатитоносных гранодиоритах – граносиенитах с про-

явленной калишпатизацией, аргиллизацией (фиг. 12а, б).

Шеелит образует чаще изометричные правильные кристаллы (фиг. 12в), участками корродированные молибденитом (фиг. 12д) и замещенные карбонатом. Анализами методом РСМА выявлен как чистый шеелит, так и молибдошеелит местами с осцилляторной зональностью, обусловленной колебаниями содержаний Mo при кристаллизации шеелита (фиг. 12в, г). Состав шеелита, изученного в образцах 364 и 701, приведен в табл. 7.

Согласно полученным данным, шеелиты Шахтаминского месторождения характеризуются весьма изменчивыми S_{Mo} в зависимости от генерации – крупный ранний шеелит-молибдошеелит-I, типоморфным признаком высокотемпературного происхождения которого является присутствие в его составе Mo, мелкий шеелит-II без Mo в кварц-молибденитовых жилах с переотложенным молибденитом и поздний, также очищенный от примесей шеелит-III, переотлагающийся в трещинах в пределах кристаллов шеелита.

Самородное Au является редким минералом Шахтаминского месторождения. Оно появляется только в карбонат(±кварц)-сульфидных жилах, наложенных на кварц-молибденитовую минерализацию. Самородное золото наблюдается в виде



Фиг. 12. Шеелит: а, б – распределение шеелита в брекчии гранодиоритов (обр. 364); а – брекчия гранодиоритов, в левой части образца заметно проявлена аргиллизация; б – распределение шеелита в брекчии в УФ-свете; в – внутреннее строение молибдошеелита и текстурные соотношения его с молибденитом: а – шеелит (Sch), обрастающий молибдошеелитом (темно-серое), периферия кристалла отражает более чистый состав шеелита и его рост в более стабильных условиях, чем ядро и ранний молибдошеелит, где красным местами подчеркнуты необычные округлые зоны отложения, Mnz – монацит; б – увеличенный фрагмент снимка (а), BSE-снимки; в – обрастание подробленного, корродированного шеелита молибденитом (Mo), Qtz – кварц (микрофото).

включений в основном (в 58% случаев) в минералах меди или при их развитии в непосредственной близости от выделений золота в других минералах.

Таблица 7. Химический состав шеелита–молибдошеелита по данным РСМА

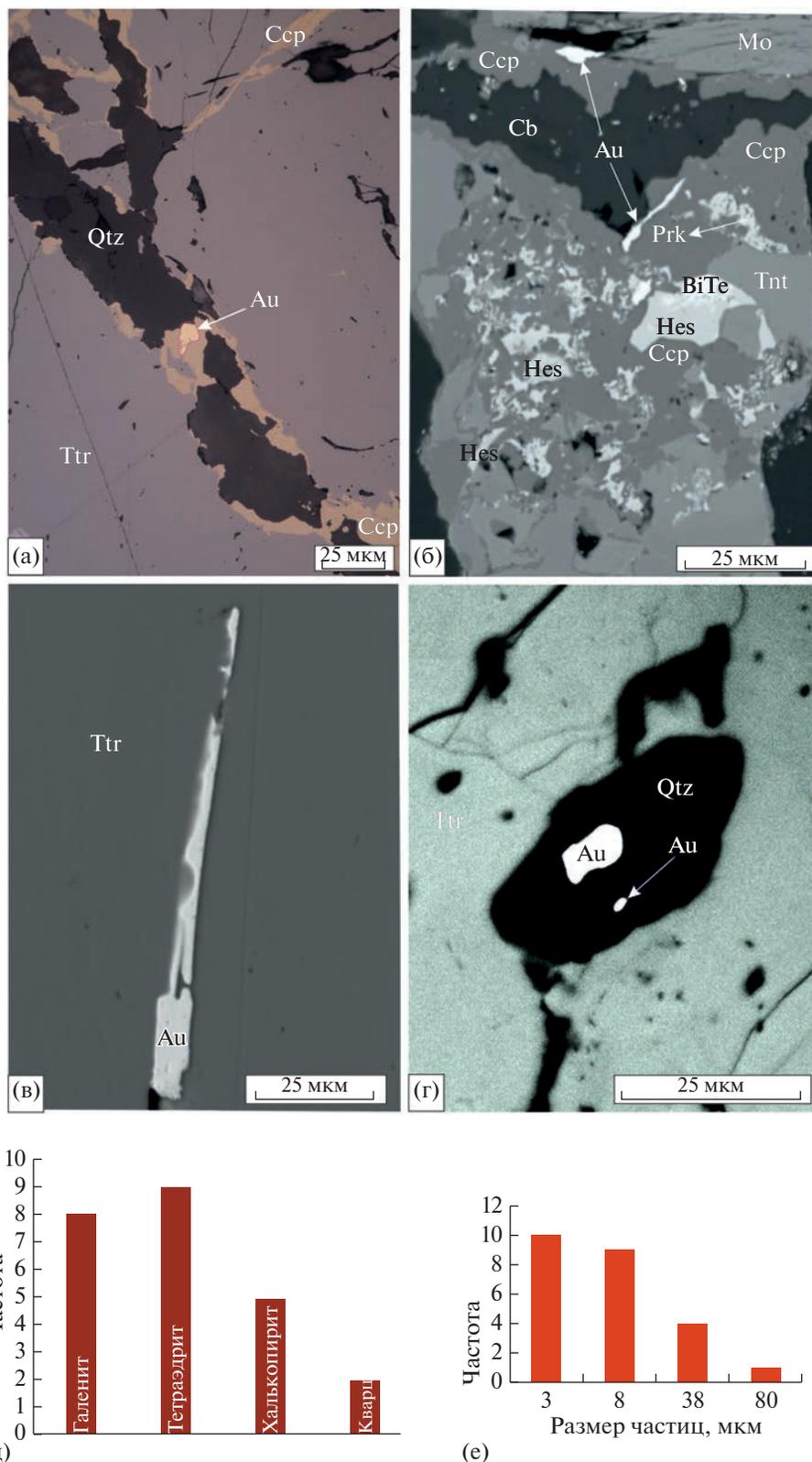
Образец	Ассоциация	CaO	WO ₃	MoO ₃	Сумма
364	Брекчированный	19.04	74.38	8.3	101.72
	апатитоносный	19.1	74.55	6.47	100.12
	калишпатизированный	19.11	78.09	2.10	99.3
	гранодиорит	19.18	73.37	6.85	99.40
		19.47	72.40	10.06	101.93
		19.29	78.15	0.93	98.37
701	Кварц-молибденитовая жила	19.94	78.87	0.00	98.81
		19.36	76.78	5.48	101.62

Максимальное количество частиц золота найдено в блеклых рудах преимущественно в тетраэдрите (фиг. 13в, д.), менее в галените, затем в халькопирите (фиг. 13а, б, д) и меньше всего в кварце (фиг. 13г, д). Резко преобладает (79%) тонкодисперсное золото с размером частиц менее 10 мкм и около половины всех золотин – менее 5 мкм (фиг. 13е).

Они в большинстве своем изометричны с отношением длины к ширине не более 2. Но все наиболее крупные золотины являются удлинёнными и имеют вид просечек (см. фиг. 13в) или прожилковидных выделений.

Состав золотин довольно постоянный во всех анализах (табл. 8) – умеренно высокопробное золото (829–879‰, средняя пробность 852‰).

Пробность золотины, локализованной в трещине в тетраэдрите, отвечает меньшему значению – 829‰, что отражает повышенную сереброносность наиболее поздних растворов, проникающих в поздние трещины. В ряде анализов



Фиг. 13. Особенности локализации самородного золота: а – халькопирит (Ccp), залечивающий вместе с кварцем (Qtz) трещины в тетраэдрите (Ttr), содержит Au сам. (Au) (микрофото); б – сам. Au в халькопирите (на контакте с молибденитом – Mo), развивающимся по теннантиту (Tnt), халькопирит и менее теннантит содержат: паркерит (Prk), гессит (Hes), $\text{Bi}_{1.93}\text{Te}_{1.07}$ – (BiTe), Cb – карбонат; в – сам. Au, образующее просечку в тетраэдрите; г – сам. Au в кварце среди тетраэдрита; б, в, г – BSE-снимки; д – количественное распределение золотинок по минералам-матрицам; е – гистограмма частоты встречаемости золотинок различных размеров (мкм).

Таблица 8. Химический состав самородного золота по данным СЭМ-ЭДС метода

Образец	Матрица	Cu	Au	Ag	Сумма*	Пробность	Формула
467	Халькопирит	—	84.11	15.89	100	841	$Au_{0.74}Ag_{0.26}$
215	Галенит	—	87.91	12.09	100	879	$Au_{0.8}Ag_{0.2}$
»	Тетраэдрит	3.07	85.15	11.78	100	852	$Au_{0.73}Ag_{0.19}Cu_{0.08}$
»	»	4.19	84.69	11.12	100	847	$Au_{0.72}Ag_{0.17}Cu_{0.1}$
»	»	3.12	85.26	11.62	100	853	$Au_{0.73}Ag_{0.18}Cu_{0.08}$
»	»	3.32	85.24	11.44	100	852	$Au_{0.73}Ag_{0.18}Cu_{0.09}$
»	»	3.95	84.89	11.17	100.01	849	$Au_{0.72}Ag_{0.17}Cu_{0.1}$
223	»	—	86.83	13.17	100	868	$Au_{0.78}Ag_{0.22}$
»	Кварц	2.75	85.15	12.1	100	852	$Au_{0.74}Ag_{0.19}Cu_{0.07}$
»	Трещина в тетраэдрите	—	82.85	17.15	100	829	$Au_{0.73}Ag_{0.27}$

Примечание. Анализы нормированы к 100 мас. % из-за малого размера зерен; прочерк — содержания ниже предела обнаружения.

самородного золота, локализованного в тетраэдрите и кварце, присутствует Cu, но в золотилах, находящихся в галенитовой матрице, Cu не обнаружена. Захват Cu матрицы тетраэдрита практически исключен, т.к. в результатах анализов отсутствуют другие компоненты блеклых руд (Sb, S и др.).

Блеклые руды являются наиболее распространенными из минералов меди, и это является отличительной чертой Шахтаминского месторождения. Преобладание блеклых руд над халькопиритом может свидетельствовать о малоуглубинной локализации вскрытой части оруденения. Состав блеклых руд характеризуется как чистыми крайними членами (теннантит—тетраэдрит), так и разностями с почти непрерывной смесимостью As и Sb (см. табл. 9). Из 35 анализов блеклых руд лишь 12 являются теннантитами. Отметим, что все теннантиты встречены в жиле 4 и жиле Сульфидной достаточно глубоко — на гор. VII. Соотношение Fe—Zn в блеклых рудах или паритетно, или резко смещено в сторону Zn (фиг.14а).

Исключениями является малое количество анализов теннантитов с преобладанием Fe. Подобные теннантиты развиваются по раннему халькопириту. Блеклые руды почти во всех изученных выделениях имеют неоднородное внутреннее строение. Наряду с редкими кристаллами с осцилляторной ритмичной зональностью, где в целом наблюдаются более мышьяковистые составы ядер кристаллов (фиг. 14а) и более сурьмянистые периферийные зоны, присутствуют выделения с беспорядочным хаотическим распределением участков с контрастными содержаниями As и Sb.

Местами они выглядят как гидротермальная брекчия в цементирующем их тетраэдрите, при этом обломки блеклых руд контрастно более мы-

шьяковистого состава представляют собой подобие нарушенных полусфер, овалов и других фигур с плавными очертаниями (см. фиг. 14в), и это позволяет предполагать, что кристаллизация подобных агрегатов в каких-то частях рудных тел могла происходить из коллоидных растворов.

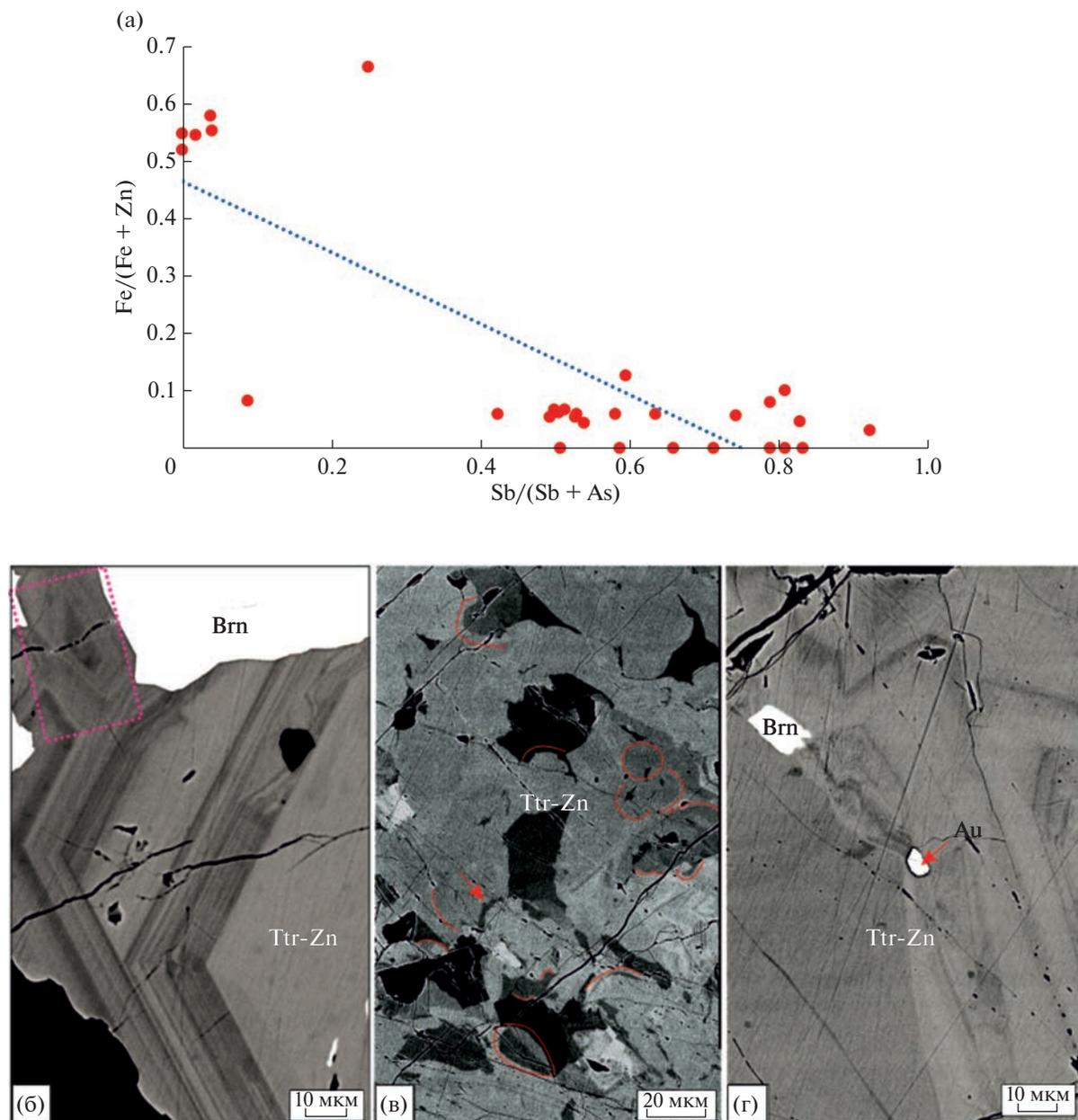
Химический состав и формулы блеклых руд приведены в табл. 9. Анализ данных по составу примесей блеклых руд методом LA-ICP-MS (табл. 10) выявил сильные положительные связи элементов Zn—Ag—Cd—Sb и закономерно отрицательные — с As. As имеет положительную связь только с Cu. In встречен в блеклых рудах в количествах, сопоставимых с содержанием Sn. Эти два элемента имеют значимую положительную связь между собой. Bi, так же как в пиритах и молибденитах, коррелирует с Te.

Халькопирит является вторым по распространенности минералом меди. Следует отметить, что на соседних месторождениях халькопирит является основным минералом меди и малое количество халькопирита на Шахтате является особенностью вскрытой части месторождения. Халькопирит в процессе минералообразования отлагается, видимо, дважды. Ранний халькопирит-I — в кварц-пирит-халькопиритовой ассоциации, которая крайне незначительно и только в виде очень мелких выделений (местами внутри кристаллов пирита) проявлена как автономно, так и совместно с продуктами кварц-молибденитовой стадии, затем — халькопирит-II, несколько более распространенный, образующийся после кристаллизации блеклых руд в пределах карбонатных жил, как минерал, развивающийся по микротрещинам и порам в блеклых рудах или образующий каймы в них (см. фиг. 13а, б). Отмечен один из способов образования халькопирита-II — галенит, замещая блеклую руду, высвобождает Si и местами при этом кри-

Таблица 9. Химический состав и формулы блеклых руд Шахтаминского месторождения

N	Обр.	Cu	Ag	Fe	Zn	Cd	As	Sb	Bi	S	Сумма	Баланс ±	Формулы рассчитаны на 29 атомов
1	215	39.96	0.63	0.45	7.42	—	9.73	15.73	—	26.09	100.01	1.47	$(\text{Cu}_{9,97}\text{Ag}_{0,09})_{10,06}(\text{Fe}_{0,13}\text{Zn}_{1,8})_{1,93}(\text{As}_{2,05}\text{Sb}_{2,05})_{4,1}\text{S}_{12,91}$
2	»	39.72	0.77	0.48	7.8	—	9.26	15.77	—	26.18	99.98	0.67	$(\text{Cu}_{9,9}\text{Ag}_{0,11})_{10,01}(\text{Fe}_{0,14}\text{Zn}_{1,9})_{2,04}(\text{As}_{1,95}\text{Sb}_{2,05})_{4,1}\text{S}_{12,95}$
3	»	39.64	0.65	0.37	7.74	—	9.13	16.52	—	25.96	100.01	1.81	$(\text{Cu}_{9,92}\text{Ag}_{0,1})_{10,02}(\text{Fe}_{0,1}\text{Zn}_{1,88})_{1,98}(\text{As}_{1,94}\text{Sb}_{2,16})_{4,1}\text{S}_{12,9}$
4	»	39.27	0.77	0.41	7.77	—	9.2	16.74	—	25.84	100	2.61	$(\text{Cu}_{9,86}\text{Ag}_{0,11})_{9,97}(\text{Fe}_{0,12}\text{Zn}_{1,89})_{2,01}(\text{As}_{1,96}\text{Sb}_{2,19})_{4,15}\text{S}_{12,9}$
5	»	37.86	0.78	0.44	8.31	—	8.02	18	—	26.5	99.91	-1.41	$(\text{Cu}_{9,49}\text{Ag}_{0,11})_{9,6}(\text{Fe}_{0,13}\text{Zn}_{2,02})_{2,15}(\text{As}_{1,7}\text{Sb}_{2,35})_{4,05}\text{S}_{13,18}$
6	»	42.15	—	0.64	8.25	—	18.23	2.87	—	27.81	99.95	0.04	$\text{Cu}_{9,94}(\text{Fe}_{0,17}\text{Zn}_{1,89})_{2,06}(\text{As}_{3,64}\text{Sb}_{0,35})_{3,99}\text{S}_{13,01}$
7	»	38.45	0.88	0.41	7.56	—	6.97	19.7	—	26	99.97	-0.08	$(\text{Cu}_{9,75}\text{Ag}_{0,13})_{9,86}(\text{Fe}_{0,12}\text{Zn}_{1,86})_{1,98}(\text{As}_{1,5}\text{Sb}_{2,6})_{4,1}\text{S}_{13,06}$
8	724	38.05	1.32	0.42	7.38	—	9.87	16.37	—	26.76	100.18	-1.35	$(\text{Cu}_{9,47}\text{Ag}_{0,19})_{9,67}(\text{Fe}_{0,12}\text{Zn}_{1,78})_{1,9}(\text{As}_{2,08}\text{Sb}_{2,13})_{4,21}\text{S}_{13,22}$
9	»	37.43	1.72	0.9	7.26	—	7.98	18.94	—	26.37	100.6	-0.16	$(\text{Cu}_{9,4}\text{Ag}_{0,25})_{9,65}(\text{Fe}_{0,26}\text{Zn}_{1,77})_{2,03}(\text{As}_{1,7}\text{Sb}_{2,5})_{4,2}\text{S}_{13,14}$
10	467	43.92	—	4.21	4.11	—	19.28	0.59	—	27.89	100	0.59	$\text{Cu}_{10,22}(\text{Fe}_{1,11}\text{Zn}_{0,93})_{2,04}(\text{As}_{3,8})\text{S}_{13,14}$
11	»	42.92	—	4.43	3.77	—	18.92	1.22	—	28.73	99.99	-3.42	$\text{Cu}_{9,93}(\text{Fe}_{1,16}\text{Zn}_{0,85})_{2,01}(\text{As}_{3,71}\text{Sb}_{0,15})_{3,99}\text{S}_{13,01}$
12	»	41.3	—	4.07	3.84	—	17.32	1.18	4.83	27.36	99.9	-0.33	$\text{Cu}_{9,92}(\text{Fe}_{1,11}\text{Zn}_{0,9})_{2,01}(\text{As}_{3,52}\text{Sb}_{0,15}\text{Bi}_{0,35})_{4,02}\text{S}_{13,05}$
13	223	39.72	0.72	—	7.97	—	9.45	15.71	—	25.51	99.08	2.84	$(\text{Cu}_{10,04}\text{Ag}_{0,1})_{10,14}(\text{Zn}_{1,96})(\text{As}_{2,02}\text{Sb}_{2,07})_{4,09}\text{S}_{12,8}$
14	»	39.34	—	0.32	8.12	—	8.88	16.8	—	25.83	99.29	2.07	$\text{Cu}_{9,91}(\text{Fe}_{0,09}\text{Zn}_{1,99})_{2,08}(\text{As}_{1,89}\text{Sb}_{2,21})_{4,1}$
15	»	37.91	0.86	0.31	7.64	—	3.21	25.03	—	25.04	100	1.87	$(\text{Cu}_{9,85}\text{Ag}_{0,13})_{9,97}(\text{Fe}_{0,09}\text{Zn}_{1,93})_{2,02}(\text{As}_{0,71}\text{Sb}_{3,39})_{4,1}\text{S}_{12,91}$
16	»	37.64	0.73	0.04	7.97	0.16	3.14	24.58	0.07	24.98	99.33	1.6	$(\text{Cu}_{9,82}\text{Ag}_{0,11})_{9,93}(\text{Zn}_{2,02}\text{Cd}_{0,02})_{2,04}(\text{As}_{0,69}\text{Sb}_{3,4})_{4,09}\text{S}_{12,93}$
17	»	37.40	0.75	0.02	7.54	0.53	3.87	23.45	0.07	25.16	98.79	-0.81	$(\text{Cu}_{9,78}\text{Ag}_{0,11})_{9,89}(\text{Zn}_{1,91}\text{Cd}_{0,07})_{1,98}(\text{As}_{0,86}\text{Sb}_{3,2})_{4,06}\text{S}_{13,05}$
18	»	38.90	0.71	0.05	7.8	0.21	7.66	17.66	0.03	25.66	98.68	-0.25	$(\text{Cu}_{9,93}\text{Ag}_{0,11})_{10,03}(\text{Zn}_{1,93}\text{Cd}_{0,03})_{1,96}(\text{As}_{1,66}\text{Sb}_{2,35})_{4,01}\text{S}_{12,99}$
19	»	37.25	0.89	0.0	7.39	0.77	3.48	23.84	0.05	24.86	98.52	-0.36	$(\text{Cu}_{9,8}\text{Ag}_{0,14})_{9,94}(\text{Zn}_{1,89}\text{Cd}_{0,11})_{2,0}(\text{As}_{0,78}\text{Sb}_{3,27})_{4,05}\text{S}_{12,99}$
20	»	37.19	0.9	0.21	7.5	0.05	1.42	26.71	0.14	24.43	98.54	1.36	$(\text{Cu}_{9,9}\text{Ag}_{0,14})_{10,04}(\text{Fe}_{0,26}\text{Zn}_{1,94}\text{Cd}_{0,01})_{2,11}(\text{As}_{0,32}\text{Sb}_{3,71})_{4,03}\text{S}_{12,91}$
21	»	38.28	0.75	0.04	7.77	0.17	6.29	19.66	0.07	25.15	98.18	0.78	$(\text{Cu}_{9,92}\text{Ag}_{0,11})_{10,03}(\text{Zn}_{1,96}\text{Cd}_{0,02})_{1,98}(\text{As}_{1,38}\text{Sb}_{2,66})_{4,04}\text{S}_{12,94}$
22	395	41.72	—	2.32	5.74	—	16.3	5	—	27.46	98.54	-1.52	$\text{Cu}_{10,01}(\text{Fe}_{0,63}\text{Zn}_{1,34})_{1,97}(\text{As}_{3,31}\text{Sb}_{0,63})_{3,94}\text{S}_{13,08}$
23	223	39.50	0.43	0.44	8.00	0.18	11.04	13.17	0.04	26.74	99.54	-0.89	$(\text{Cu}_{9,8}\text{Ag}_{0,06})_{9,86}(\text{Fe}_{0,12}\text{Zn}_{1,92}\text{Cd}_{0,03})_{2,07}(\text{As}_{2,31}\text{Sb}_{1,69})_{4,1}\text{S}_{13,1}$

Примечание. Прочерк — содержания ниже предела обнаружения.



Фиг. 14. Блеклые руды: а – соотношения $Fe/(Fe + Zn)$ и $Sb/(Sb + As)$; б, в, г – внутреннее строение блеклых руд, BSE-снимки: б – осцилляторная зональность тетраэдрита, прямоугольником подчеркнута наиболее частая последовательность зон тетраэдрита (от более мышьякового ядра до почти чисто сурьмянистой периферии), в тетраэдрит (Ttr-Zn) вырастает бурнонит (Brn); в – хаотично распределенные обломки более мышьяковистых блеклых руд, сцементированные тетраэдритом; среди тетраэдрита, благодаря оттенкам серого, местами выявляются округлые формы, подчеркнутые обводкой и стрелкой; г – Au сам. рядом с искривленной поверхностью самой поздней генерации тетраэдрита.

сталлизуется халькопирит-II. Поздние кварцевые прожилки, рассекая тетраэдрит, также способствуют отложению халькопирита по границам этих прожилков. Замещение теннантита халькопиритом-II приводит к высвобождению микропримесей, содержащихся в блеклой руде и при благоприятных условиях в халькопирите на границе с теннантитом образуются субмикроскопические выделения теллурида Vi , гессита, паркери-

та (см. фиг. 13б), о чем подробнее будет сказано ниже.

Халькопирит вырастает в трещины спайности раннего крупночешуйчатого молибденита, местами корродируя его.

Сфалерит образует ксеноморфные или прожилковидные выделения, цементируя подробленные минералы кварц-молибденитовых жил, нередко в виде корродированных кристаллов с

Таблица 10. Содержание микропримесей в блеклых рудах (ppm)

<i>n</i> = 11	Co	Ni	Ga	Ag	Cd	In	Sn	Tl	Te	Bi
Обр. 444.724	7–148	1.4–75	0–12.4	1770–7140	21–165	1–85	0.1–61.2	0.1–1.65	0–91	17–5310
Среднее	52.23	27	2.9	3484	215.5	22.5	24	0.29	27.3	1729

Примечание. Здесь и в других таблицах: 0 – ниже предела обнаружения.

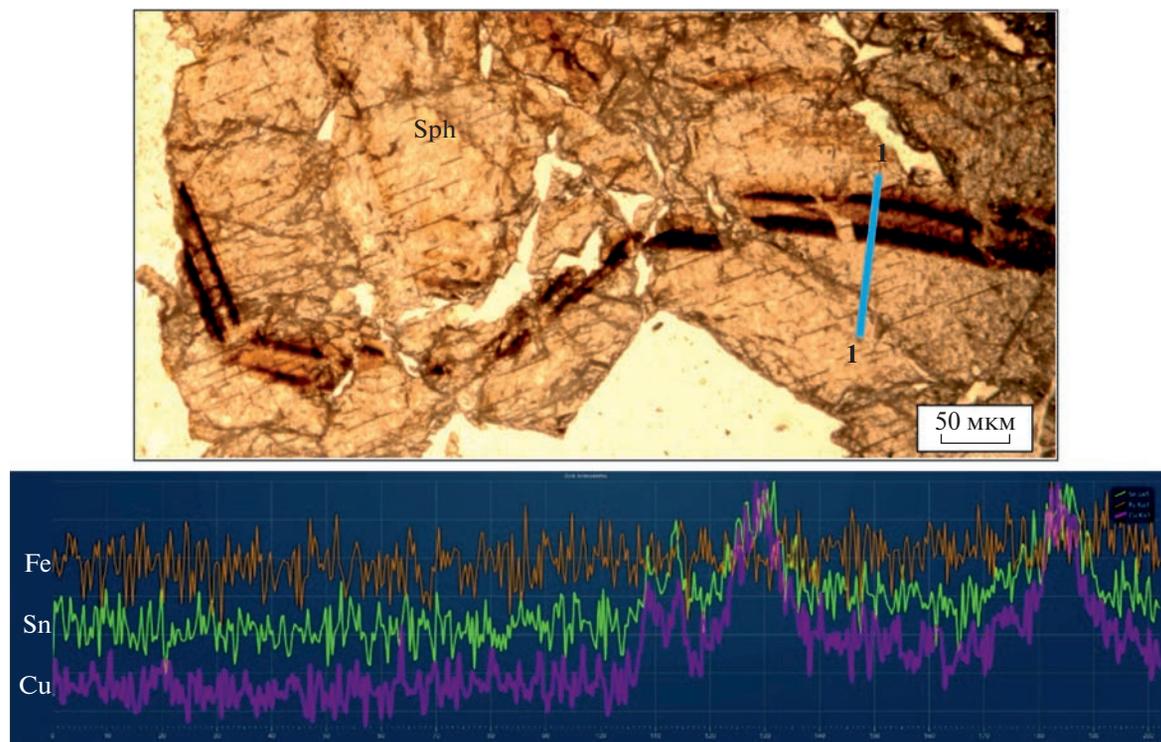
осцилляторной зональностью (обусловленной примесью Cd – от 0.п до 2.7 мас. %), в ассоциации с галенитом. Встречены также сферические и полусферические формы (см. фиг. 3, вставка), свидетельствующие об образовании его из коллоидных растворов. Важно подчеркнуть, что в отличие от всех соседних месторождений, включая урановые, где развита первая железистая генерация сфалерита (наряду с безжелезистой), здесь Fe-сфалерит отсутствует, и сульфид цинка представлен почти полностью клейофаном как почти бесцветным с различными оттенками (зеленовато-желтым, розоватым), так и оранжево-коричневого, до светло-коричневого и даже коричневого цвета, обусловленного различными примесями. При этом лишь в одном анализе из 35 в сфалерите содержание Fe достигло 1 мас. %, во всех остальных анализах – не более первых десятых долей мас. %.

Еще одной особенностью сфалерита, которую можно отнести к типоморфной для минерала это-

го месторождения, является прорастание отдельных граней сфалерита субмикроскопическими, не фиксирующимися при самых больших увеличениях микроскопа, включениями, которые образуют четко выраженные в проходящем свете коричневые двоянные полосы на фоне равномерно окрашенной светло-коричневой поверхности этого минерала. Линейное ЭДС-сканирование вкрест этих полос (профиль I–I, фиг. 15) зафиксировало синхронное увеличение концентраций Sn и Cu, при этом содержание Fe (верхний спектр) остается без изменений.

Повышение содержаний одновременно Sn и Cu без изменения содержания Fe свидетельствует, что темные двоянные полосы представляют собой скопление на гранях роста сфалерита микро-нано(?)-частиц сульфида Sn и Cu – предположительно мохита Cu_2SnS_3 .

По данным LA-ICP-MS-метода, Cd в сфалерите преобладает над всеми микропримесями, насыщен-



Фиг. 15. Верхний снимок – микрофото сфалерита (Sph) в проходящем свете; нижний – ЭДС-спектрограмма профиля I–I, фиксирующая синхронное увеличение концентраций Sn и Cu, при этом в участках пересечения профилем темно-коричневых полос содержание Fe остается без изменений.

Таблица 11. Содержания микропримесей (ppm) в галените в обр. 444 по данным LA-ICP-MS

Обр. 444	Cu	Zn	As	Se	Ag	Sb	Te	Au	Tl	Bi
$n = 13$	$\frac{7.9-2652}{859.9}$	$\frac{0-15.9}{44.12}$	$\frac{28.3-49.3}{40.4}$	$\frac{48.1-163.8}{99.01}$	$\frac{6526-7709}{7068}$	$\frac{0.5-15.7}{3.9}$	$\frac{66.3-169}{131.9}$	$\frac{0-1.6}{0.13}$	$\frac{1-2}{1.3}$	$\frac{8164-17810}{11340}$

Примечание. Здесь и в табл. 15: в числителе – минимальные и максимальные значения, в знаменателе – среднее.

Таблица 12. Матрица парных корреляций микропримесей в галените в образце 444 ($n = 13$; $r = \pm 0.514$)

	Cu	Zn	As	Se	Ag	Sb	Te	Au	Tl	Bi
Cu	1									
Zn	-0.01	1								
As	0.03	-0.43	1							
Se	-0.21	0.33	-0.05	1						
Ag	-0.15	0.19	-0.07	0.48	1					
Sb	0.31	0.87	-0.16	0.16	0.02	1				
Te	0.37	-0.64	0.21	-0.28	-0.25	-0.58	1			
Au	0.29	0.25	-0.12	0.46	0.45	0.16	-0.10	1		
Tl	0.66	-0.39	0.10	-0.38	0.08	-0.14	0.43	-0.01	1	
Bi	0.91	-0.37	0.21	-0.29	-0.11	-0.02	0.55	0.15	0.77	1

ность кадмием в основном и определяет оттенки и густоту окрашивания сфалерита, а также явления, рассмотренные выше (фиг. 15). $C_{Cd} - n000$ ppm, а по данным РСМА в некоторых участках достигает 2.74 мас. %. Такое относительно высокое C_{Cd} характерно для поздних низкотемпературных генераций сфалерита. Fe присутствует в очень малых концентрациях – 112–215 ppm, Se весьма редок или присутствует в количестве десятков ppm, кроме того, отмечены (ppm): Ga – 1.16–3.23, Ge – 0–0.36, In – 0.03–0.15, Sn – 6.8–12.9, Tl – 0.1–0.2, Hg – 292.4–261.

По данным (Добровольская, Шадлун, 1974), среди сфалеритов Шахтаминского месторождения присутствует заметная примесь некубических полимонов, и это также наиболее характерно для относительно низкотемпературной малоалюминной минерализации.

Галенит в заметных количествах присутствует только в отдельных жилах, хотя в виде очень мелких неправильных или прожилковидных выделений встречается часто. Местами отмечены признаки его роста из коллоидных растворов, подчеркнутые изгибом плоскостей спайности, нередко округлыми внешними формами (фиг. 16, вставка), присутствуют каемчатые формы вокруг пирита и сфалерита, неоднократно встречены признаки деформации кристаллов (фиг. 16б).

Определение методом LA-ICP-MS микроэлементного состава галенита в двух образцах из разных золотоносных жил с глубины 300 м показал,

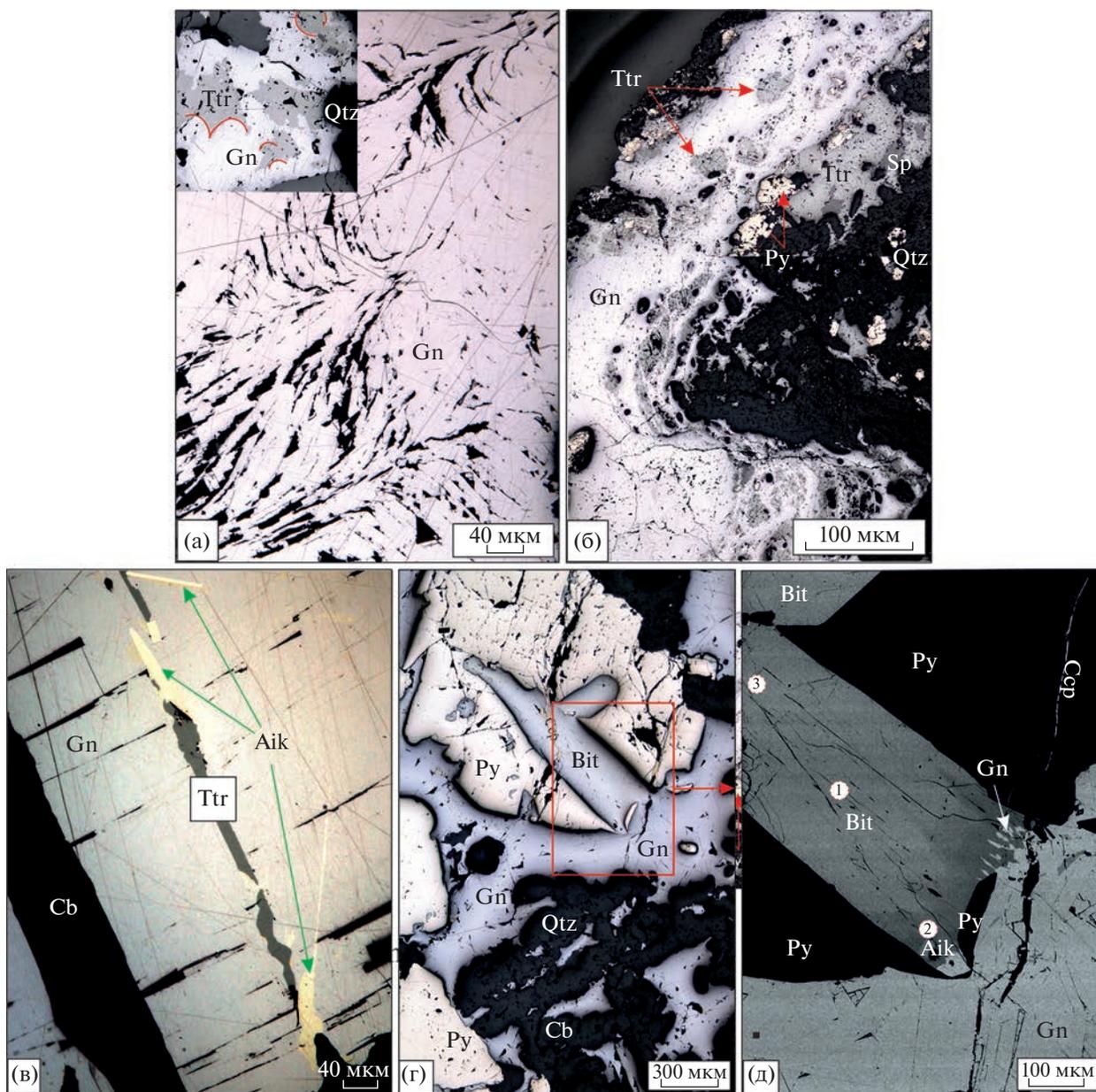
что галениты заметно отличаются. Общим для них является постоянное присутствие микропримесей Cd, Ag, Bi, Cu, As, Sb, Te, Tl.

Галенит образца 444 в анализах содержит Ag в очень слабо меняющихся заметных количествах (табл. 11), демонстрируя при этом отсутствие каких-либо корреляционных связей (табл. 12) (кроме очень слабой, ниже уровня значимости, положительной связи с Au, объясняемой присутствием редких микрозолотин в галените).

Связь Zn–Sb отражает обычное присутствие включений тетраэдрита в галените, Cu–Bi – айкинита, который хорошо диагностируется оптически в этом образце.

Галенит из образца 724 имеет другие химические характеристики (табл. 13). В этом образце в галените отмечается значительный разброс содержания Ag и Bi и меньшая их концентрация. Их сильная положительная корреляция, отсутствующая в обр. 444, подтверждает их связь в твердом растворе $AgBiS_2-PbS$ (табл. 14).

В этом образце присутствует висмутин, а айкинит редок. Положительная корреляция Te–Bi, Te–Au, Au–Bi объясняется диагностированным присутствием теллуридов Bi, которые сопутствуют Au. Сильную связь Ag–Tl можно связать с изоморфным замещением Pb по схеме $Pb^{2+} \leftrightarrow Tl^{1+} + Ag^{1+}$. Являются ли галениты этих образцов различными его генерациями, или в таком заметном их различии играют роль локальные особенности растворов, пока не установлено. При этом отмечены



Фиг. 16. (а) и (б) – формы галенита и текстурные соотношения его с тетраэдритом: а – плавные до округлых изгибы плоскостей спайности галенита (Gn), на вставке – округлые, сходные с колломорфными поверхности выделений галенита, в верхней части – тетраэдрита (Ttr), отсутствие видимой коррозии предполагает их близкое по времени отложение; б – обломочные, корродированные формы тетраэдрита в цементирующем его галените; прожилок галенита и обломки тетраэдрита в нижней его части сильно деформированы; в – галенит с прожилком тетраэдрита, частично замещенным айкинитом (Aik), контрастная микрофотография, обр 444; г – висмутин (Bit) сростается с галенитом, обр. 724, микрофото; д – зона срастания галенита и висмутина выполнена минералом, близким по составу айкиниту, кружки – участки анализов, BSE-снимок.

различные текстурные соотношения галенита с блеклыми рудами, очевидно характеризующие их разновозрастность: наряду с аллотриоморфнозернистыми их срастаниями без признаков пересечения и коррозии (см. фиг. 16а, вставка), отмечены явные вроски в галенит тетраэдрита по трещинам в галените (см. фиг. 11г, 16в), при том, что присутствуют такие соотношения, как цементи-

рование галенитом корродированных им обломков тетраэдрита (см. фиг. 16б). Такие текстурные соотношения свидетельствуют, вероятно, о колебаниях составов растворов, с несколькими эпизодами растворения и переотложения минералов, вызванных открытостью гидротермальной системы с неоднократным подновлением тектонической деятельности.

Таблица 13. Содержания микропримесей (ppm) в галените в образце 724 по данным LA-ICP-MS

Обр. 724	Cu	Ag	As	Sb	Cd	Tl	Te	Au	Bi
<i>n</i> = 14	$\frac{4.1-2224}{207}$	$\frac{688-5616}{2200.34}$	$\frac{25-960}{333.91}$	$\frac{1.8-960}{116.01}$	$\frac{15.4-67.7}{37.74}$	$\frac{0.46-4.7}{2.09}$	$\frac{42.7-332.8}{74.15}$	$\frac{0-1.44}{1.02}$	$\frac{86.4-5792}{2101.03}$

Примечание. Селен не анализировался.

Таблица 14. Матрица парных корреляций микропримесей в галените в обр. 724 *n* = 14, *r* = 0.5

	Cu	Ag	Te	Au	Tl	Sb	As	Bi	Cd
Cu	1								
Ag	0.18	1							
Te	0.00	0.36	1						
Au	0.06	0.42	0.97	1					
Tl	0.10	0.85	0.42	0.55	1				
Sb	-0.08	-0.39	0.56	0.46	-0.33	1			
As	0.98	0.24	0.16	0.23	0.19	0.01	1		
Bi	0.18	0.96	0.56	0.63	0.87	-0.21	0.28	1	
Cd	0.30	-0.59	-0.21	-0.29	-0.56	0.51	0.24	-0.60	1

Следует подчеркнуть, что концентрирование Ag в галените на Шахтаминском месторождении выше более чем на порядок, по сравнению с Бугдаинским месторождением, кроме того, в нем накапливается Se (обр. 444), в отличие от Бугдаинского галенита.

Айкинит встречен в матрице галенита некоторых образцов, в виде тонких включений неправильной удлинённой формы или просечек в нем (фиг. 16в). Отмечено его предпочтительное появление при пространственной близости к галениту минералов Cu, которые айкинит местами замещает, заимствуя Cu. В образце 724 (фиг. 16г, д) отмечен также айкинит в области срастания галенита с висмутином, с постепенным переходом PbS—CuPbBiS₃—Bi₂S, при этом возможны промежуточные фазы, диагностика которых затруднена ввиду их мелких размеров и тонких прорастаний с галенитом, висмутином, халькопиритом.

Арсенмаркобальдит. В галените встречено тонкое, ~39 мкм, выделение анизотропного минерала, с более низким, чем у галенита, отражением. Состав его, по данным ЭДС (мас. %): Pb — 67.8; Sb — 7.63; As — 6.54; S — 18.03. Состав хорошо рассчитался на очень редкий дериват галенита с

теоретическим составом Pb₁₂(As_{3.2}Sb_{2.8})₆S₂₁, утвержденный в 2019 г. Формула минерала из Шахтаны, рассчитанная на 39 атомов — Pb_{12.3}(As_{3.3}Sb_{2.4})_{5.7}S₂₁.

Другие 3 редких минерала месторождения встречаются в кальците, развитием между лейстами молибденита. Этот кальцит содержит гнездо теннантита местами с повышенным содержанием Bi, который по периферии и микропорам замещается халькопиритом. При этом в халькопирите и в приграничной с халькопиритом зоне теннантита кристаллизуются микровыделения *паркерита* (табл. 17), *гессита*, *теллурида Bi*, самородного золота (см. фиг. 13б).

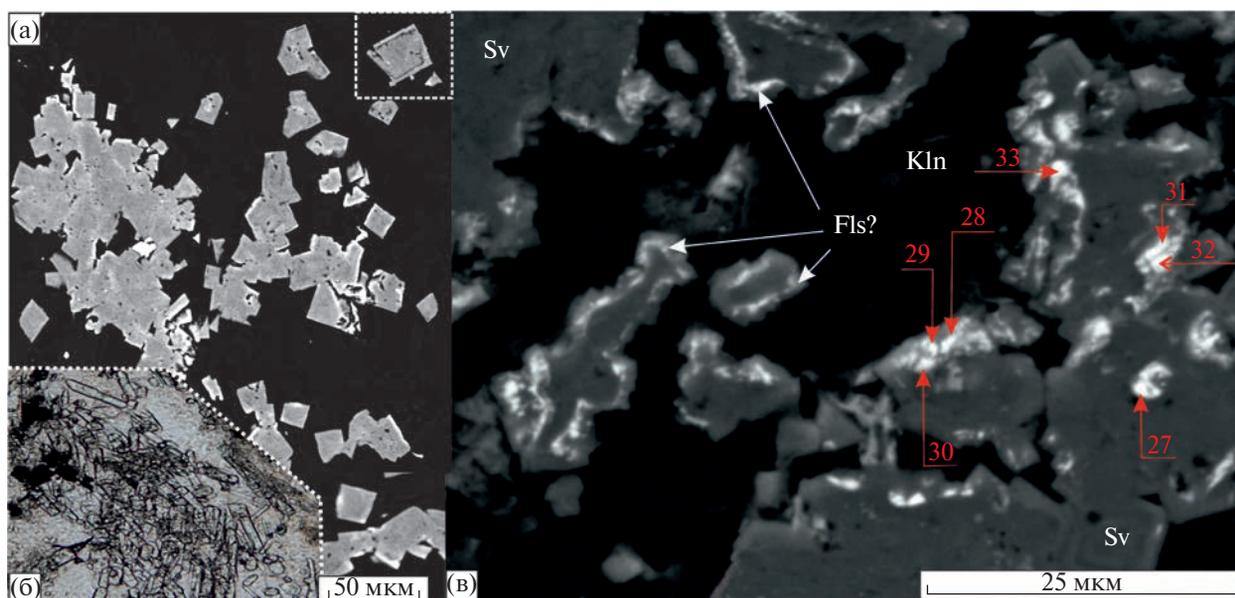
Состав гессита (мас. %): Ag — 63.21, Te — 35.99; формула близка к теоретической: Ag_{2.03}Te_{0.97}. Состав теллурида Bi: Bi — 74.79, Te — 25.21; формула близка к неназванной фазе Bi₂Te, а именно — Bi_{1.93}Te_{1.07}.

Сванбергит — минерал надгруппы алуниита с формулой SrAl₃(PO₄)(SO₄)(OH)₆ (фиг. 17) — достаточно редкий минерал.

В Восточном Забайкалье кроме Шахтаминского месторождения, он нигде не отмечен. Минерал обнаружен нами пока только в четырех образцах в жилах 2, 3 и 4. Максимальное его количество выявлено

Таблица 15. Химический состав паркерита по данным СЭМ-ЭДС-метода

Обр. 467	Матрица	Ni	Bi	S	Сумма	Формула (7 ат.) теор.: Ni ₃ Bi ₂ S ₂
1	Халькопирит	27.76	60.95	9.5	98.21	Ni _{3.1} Bi _{1.92} S _{1.95}
2	»	26.97	60.75	10.3	98.02	Ni ₃ Bi _{1.9} S _{2.1}



Фиг. 17. Сванбергит: а – формы кристаллов сванбергита (Sv); основная масса – кварц, Fe-доломит, каолинит; заметна неоднородность сванбергита, наиболее выраженная в верхнем правом углу – периферия кристалла более светлая за счет большего содержания в ней Се; б – насыщенность отдельных участков брекчии гранитоида игольчатыми кристаллами апатита – источника P_2O_5 , черное – пирит – источник SO_3 (проходящий свет); в – скопление сванбергита в каолините, в котором наблюдаются тонкие фрагменты и каемчатые выделения флоренсита или рабдофана (Fls?). Числа у стрелок – номера анализов этой фазы; а и в – BSE- снимки. Обр. 364, гор. VI.

в брекчии по гранитоиду щелочного ряда (см. фиг. 12а, обр. 364) с большим количеством обломков калишпата, кварца, обогащенных апатитом, монацитом, W-рутилом, с молибденитом и шеелитом в цементе и редкой тонкой вкрапленностью корродированного пирита, со слабо проявленной карбонатизацией и неравномерной аргиллизацией. В других образцах сванбергит распределен в виде рассеянной вкрапленности (обр. 395, 394) или прожилковидных, вытянутых в цепочки псевдокубических кристаллов в зоне контакта кварцевой и карбонатной жил (обр. 268-91а), сростков кристаллов и агрегатов размером до 200 мкм, обр. 364. Размер отдельных кристаллов сванбергита – от нескольких мкм до 20 мкм, наиболее часто около 10 мкм.

Анализы методом РСМА (табл. 16, анализы 34–39) показали заниженные содержания Sr и суммы компонентов, а также заметное разрушение кристаллов при анализе пучком с более сильным током, чем при анализе ЭДС.

Гомофазные кристаллы соответствуют по составу сванбергиту. Однако почти всем кристаллам, особенно более крупным, присуща неоднородность, обусловленная склонностью образовывать твердые растворы в связи с изоморфизмом как в катионной, так и анионной частях алюмофосфатсульфатов (APS). Сванбергит обрастает каймой в периферийной части кристалла, что связано с присутствием в кайме несколько повы-

шенного количества Се (см. фиг. 17а). То есть Sr в сванбергите изоморфно замещается легкими лантаноидами. Изоморфизм подтверждается резким антагонизмом Sr и REE при корреляционном анализе (табл. 17).

Особенно ярко выражена неоднородность в участке образца, где сванбергит образует сростания с фазой, судя по анализам (№ 27–33), сходной с флоренситом – $(Ce, La, Nd...)Al_3(PO_4)_2(OH)_6$ и одновременно – с водным (сумма компонентов на 17–27 мас. % отличается от 100%) редкоземельным фосфатом типа рабдофана (если учесть искажение результатов из-за захвата сванбергитовой матрицы), представляющей собой сближенные тонкие фрагменты 2–4-х микронного размера внутри сванбергита, и местами также образующей субмикронные внутренние каймы в сванбергите (см. фиг. 17в). Тонкие размеры фазы не позволили получить представительные анализы, но в точках наибольших ее выделений фиксируется резкое увеличение Се, La и Nd (ΣREE превосходит содержание Sr), а также постоянное присутствие Th при сохранении содержания P и некотором уменьшении содержания Al и S (см. табл. 16). Поскольку корреляционный анализ этих данных выявил сильную отрицательную связь REE и Th с Al и S (см. табл. 17), это укрепляет в предположении, что, возможно, в точках 27–33 анализировались не реликты редкоземельного гидроалюмофосфата (флоренсита), а водного фосфата, возможно, рабдофана с захватом матричных Sr, Al и S.

Таблица 16. Химический состав алюмофосфатсульфатов (мас. %)

	Обр. №	SrO	CaO	Ce ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	ThO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	SO ₃	F	Сумма
ЭДС													
1	395 а	19.38	1.12	0.95	—	—	—	33.08	—	23.87	9.84	—	88.24
2		15.37	0.88	3.23	2.07	—	—	30.2	—	18.99	10.49	—	81.23
3		18.54	1.04	0.9	—	—	—	31.11	—	22.18	8.97	—	82.74
4	394 б	17.08	1.44	—	—	—	—	29	—	19.6	9.08	—	76.2
5		15.53	0.9	—	—	—	—	25.14	—	19.91	6.04	—	67.52
6		17.01	0.33	—	—	—	—	27.51	—	21.95	6.1	—	72.9
7	268-91а	18.08	0.54	—	—	—	—	29.09	—	19.87	9.78	—	76.62
8		17.8	1.13	—	—	—	—	29.21	—	20.43	9.47	—	76.91
9		15.03	1.32	—	—	—	—	26.93	—	21.06	6.03	—	69.05
10		16.28	1.2	1.15	—	—	—	27.58	—	19.33	7.96	—	72.3
11		14.16	1.03	0.8	—	—	—	21.95	—	16.7	8.01	—	62.65
12	364-7	18.82	0.88	—	—	—	—	29.57	—	22.08	6.94	—	78.29
13		17.95	0.89	0.83	—	—	—	29.52	—	22.92	6.98	—	79.09
14		17.45	1.55	1.1	—	—	—	31.83	—	23.85	6.83	—	82.61
15		16.55	1.74	0.82	—	—	—	29.77	1.53	23.98	5.28	—	80.45
16		16.65	1.73	0.83	—	—	0.6	29.47	1.04	23.81	5.45	—	79.58
17		12.7	2.06	1.39	0.86	—	0.82	28.22	1.29	21.66	5.16	—	74.16
18		16.64	1.05	0.86	—	—	—	29.24	0.29	22.99	6.65	—	77.72
19		14.09	2.34	2.54	1.24	0.84	1.99	27.11	0.96	22.91	5.03	—	79.05
20		15.96	2.41	1.2	—	—	1.1	28.5	0.85	23.09	5.83	—	78.94
21		14.26	1.77	2.63	1.47	0.76	1	30.09	3.63	22.28	5.87	—	83.76
22		14.5	1.99	1.91	1.21	—	—	29.29	1.37	23.27	5.25	—	78.79
23		14.96	4.34	1.25	0.59	0.81	—	28.58	2.67	23.08	5.57	—	81.85
24		15.6	4.27	0.77	—	—	—	27.76	0.55	23.82	5.41	—	78.18
25		14.07	0.92	0.23	—	—	—	23.15	—	17.69	5.57	—	61.62
26		14.31	0.87	0.13	—	—	—	23.19	—	16.1	6.96	—	61.55
27		10.86	2.89	6.84	3.11	2.03	1.78	26.08	3.66	22.23	4.28	—	83.76
28		8.53	2.26	8.37	4.53	2.49	1.51	21.57	3.24	22.65	2.98	—	78.13
29		8.4	2.39	8.03	4.3	2.17	1.95	22.12	2.6	21.82	3.56	—	77.52
30		11.19	2	7.18	4.53	1.69	2.04	23.76	4.19	22.34	4.17	—	83.09
31		8	1.76	10.24	5.79	2.98	2.62	18.89	1.91	22.76	3.93	—	78.88
32		8.88	1.65	10.92	5.88	3.03	2.27	20.77	1.59	24.44	3.37	—	82.8
33		7.14	4.11	9.26	4.84	2.78	1.93	17.43	2.99	20.6	2.47	—	73.55
РСМА													
34		2.24	0.81	—	—	—	—	32.6	—	21.37	5.28	—	62.3
35		4.94	1.08	—	—	—	—	32.04	—	20.97	5.09	2.19	66.32
36		2.17	1.32	—	—	—	—	31.79	—	19.59	5.6	—	60.47
37		5.11	0.88	—	—	—	—	32.54	—	20.38	6.53	1.74	67.18
38		5.26	0.94	—	—	—	—	32.15	—	22.09	4.9	2.2	67.93
39		5.55	0.71	—	—	—	—	32.83	—	20.43	6.23	1.3	67.05

Примечание. Прочерк — элементы не обнаружены. Выделены анализы тонких включений REE-фосфата-алюмофосфата.

Таблица 17. Матрица парных корреляций элементов в APS-минералах ($n = 40$, $r = \pm 0.304$)

	Ca	Fe	Sr	Ce	La	Nd	Th	Al	P	S	F
Ca	1										
Fe	0.17	1.00									
Sr	-0.08	-0.55	1.00								
Ce	0.31	0.54	-0.89	1.00							
La	-0.10	0.24	-0.90	0.99	1.00						
Nd	0.17	-0.14	-0.94	0.98	0.94	1.00					
Th	-0.05	0.23	-0.79	0.87	0.82	0.61	1.00				
Al	-0.33	-0.38	0.08	-0.68	-0.90	-0.91	-0.82	1.00			
P	0.40	-0.52	0.08	0.24	0.13	0.09	-0.18	0.22	1.00		
S	-0.52	-0.52	0.59	-0.68	-0.58	-0.85	-0.70	0.48	-0.35	1.00	
F	0.92	0.00	-0.76	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.93	0.73	-0.83	1

Видим, что сохраняются унаследованные связи замещенного апатита Ca–P–F. Фиксируется сильный антагонизм Sr и REE–Th, свидетельствующий об их изоморфизме. Корреляция Fe с Ce показывает, что Fe³⁺ входит в состав редкоземельного фосфата–алюмофосфата, вероятно, частично замещая Al³⁺.

На диаграмме (фиг. 18) фиксируется близкий для всех образцов состав сванбергита (широкий овал), с некоторой амплитудой колебаний суммы двухвалентных катионов с малой примесью REE, различаясь более низким содержанием S в обр. 364.

Подчеркнем, что при явном векторе преемственности составов APS в обр. 364, отмечен заметный разрыв смесимости составов сванбергитов и составов фазы, обогащенной редкими землями (при еще более низком содержании S, верхний правый овал), что подчеркивается и ее резкими контактами с вмещающим сванбергитом на BSE-изображении (см. фиг. 17в). Изучение APS-минералов только начато и должно быть продолжено.

СТАДИЙНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

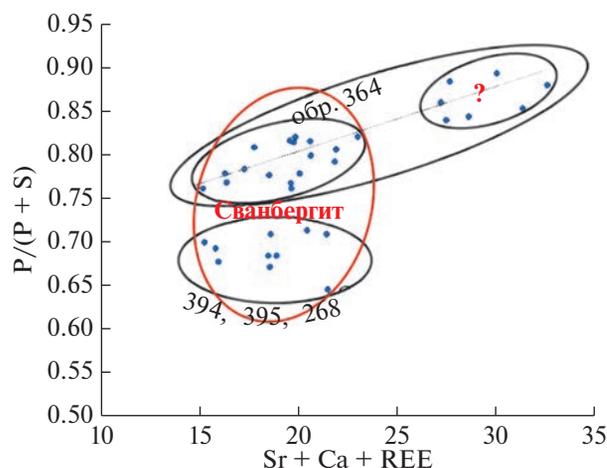
Наблюдения над текстурами минеральных агрегатов при изучении строения жил и текстурными соотношениями отдельных минералов позволили предложить следующую схему стадийности и последовательности минералообразования, включающую 5 стадий – дорудную, две рудные и две пострудные (фиг. 19).

К дорудной I стадии отнесены продукты высокотемпературных преобразований вмещающих пород, вызванных внедрением порфировых интрузий и большей части даек, что привело, наряду с другими высокотемпературными преобразованиями, к последовательному формированию ка-

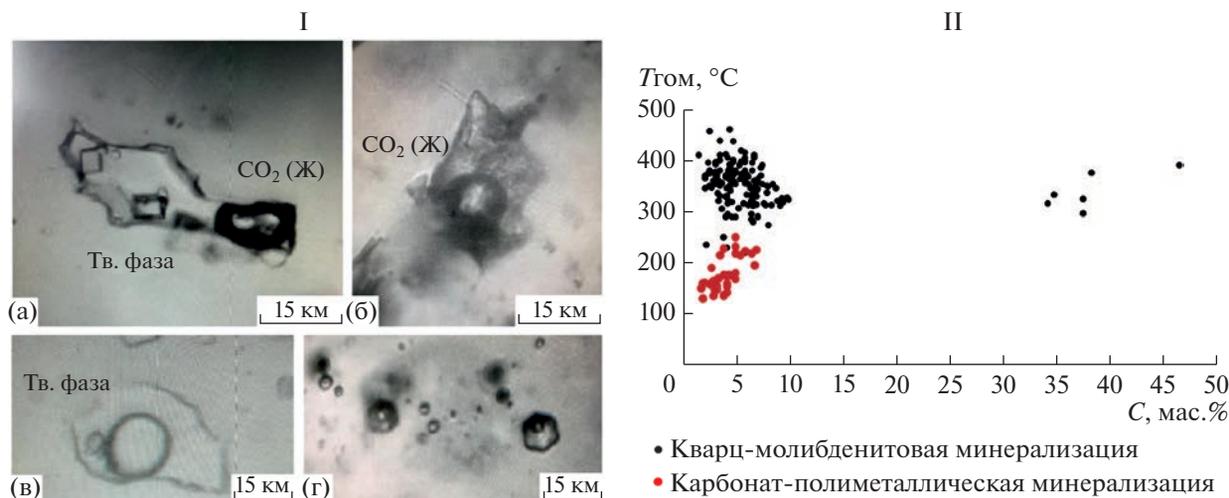
лишпатовых метасоматитов, кварцевых и кварц-турмалиновых прожилков.

Следующая II продуктивная рудная кварц-молибденитовая стадия выделена на основании наблюдавшихся пересечений кварц-молибденитовыми жилами продуктов высокотемпературных преобразований вмещающих пород дорудной стадии. Ранняя кварц-молибденитовая ассоциация включает также шеелит, который, судя по взаимоотношениям с молибденитом-I, образовался в начале данной стадии. Затем отлагались пирит с редким халькопиритом и следом, во вновь образовавшихся трещинах в виде многослойных агрегатов с кварцем – молибденит-II (с малым количеством шеелита), образующий просечки в пирите.

Рудная карбонат(±кварц)-полиметаллическая (III) стадия выделена на основании того, что карбонат-полиметаллические жилы, сопровождаю-



Фиг. 18. Диаграмма соотношений суммы катионов и отношения P/(P + S).



Фиг. 20. I – Флюидные включения в кварце жил Шахтаминского месторождения: а – флюидное включение (VL_1L_2S) с жидкой CO_2 и кристаллом соли; б – флюидное включение (VL_1L_2) с углекислотой; в – водно-солевое флюидное включение (VLS_1) с растворимым кристаллом соли; г – водно-солевое флюидное включение (VL). II – Температура гомогенизации и концентрация флюидов включений в кварце и карбонате продуктивных стадий рудообразования Шахтаминского месторождения.

По соотношению фаз при комнатной температуре первичные включения в кварце и карбонате подразделены на 4 основных типа ФВ: 1) $VL_1L_2S_1$ – многофазные, содержащие газ (V), водный раствор (L_1), жидкую CO_2 (L_2) и кристалл прозрачной твердой фазы (S); 2) VL_1L_2 – трехфазные, содержащие газ, раствор, жидкую CO_2 ; 3) VLS_1 – трехфазные, содержащие газ, раствор и кристалл прозрачной твердой фазы; 4) VL – двухфазные, содержащие газ и раствор. Микрофотографии типичных ФВ каждого типа показаны на фиг. 20 – I.

В кварце *кварц-молибденитовой стадии* встречаются все 4 типа включений (фиг. 20 – I). Тип $VL_1L_2S_1$ представлен многофазными ФВ, содержащими газ (V), водный раствор (L_1), жидкую CO_2 (L_2) и кристалл прозрачной твердой фазы (S). Этот тип включений с высокосоленным водноуглекислотным флюидом был встречен только в одном образце. ФВ этого типа захватили Na-хлоридные флюиды, ($T_{эвт} = -26...-25^\circ C$). Углекислота плавится в интервале от -57.9 до $-57.7^\circ C$. Несколько более низкие температуры плавления относительно чистой CO_2 , могут указывать на небольшое содержание примесей других газов, вероятнее всего, метана. Концентрация водносолевого флюида была определена по температуре растворения твердой фазы ($T_{гом} = 420...409^\circ C$). Ее значения лежат в относительно узком интервале $49.7-48.5$ мас. % экв. NaCl. Температура полной гомогенизации данных включений соответствует температуре растворения кристаллов твердой фазы.

Трехфазными включениями (тип VL_1L_2) из кварца данной стадии были захвачены водноугле-

кислотные Na-хлоридные флюиды ($T_{эвт} = -34...-23^\circ C$). Двойное замерзание флюида при охлаждении включений свидетельствует о кристаллизации газогидрата CO_2 , в связи с чем соленость определялась по температурам плавления газогидратов. Концентрация флюидов изменялась в пределах $7.0-1.0$ мас. % экв. NaCl ($T_{пл.}$ газогидрата = $9.5-6.3^\circ C$). Углекислота плавилась в интервале от -61 до -53.8 C. Поскольку эти температуры несколько ниже температур плавления чистой CO_2 , можно предполагать небольшое содержание примесей других газов, вероятнее всего метана. Углекислота гомогенизировалась в интервале $30.7...27^\circ C$ как в жидкую, так и в газовую фазу. Давление, оцененное по плотности углекислоты во флюиде, колеблется в районе 2.8 кбар. Гомогенизация включений происходила при температурах $460-290^\circ C$ (см. табл. 18).

Флюидные включения типа VLS_1 содержат изотропную прозрачную твердую фазу. Плавление кристаллов соли происходило в интервале $420-240^\circ C$, что соответствует концентрации $46.4-34.1$ мас. % экв. NaCl. Гомогенизация флюидных включений завершалась в разных образцах как растворением соли, так и исчезновением газового пузырька.

Для двухфазных водно-солевых флюидных включений (тип VL) характерны флюиды Na-хлоридного состава ($T_{эвт} = -33...-22^\circ C$), соленость которых варьировала от 9.7 до 2.0 мас. % экв. NaCl ($T_{пл.}$ льда = $-6.4...-1.2^\circ C$). Общий интервал $T_{гом} = 395-220^\circ C$.

В образцах, характеризующих *карбонат-полиметаллическую стадию*, изучены флюидные

Таблица 18. Результаты микротермометрии флюидных включений

№	Минерал	Тип ФВ	n	T _{гом} , °C	T _{эвт} , °C	T _{пл.льда} , °C	T ₁ , °C	T ₂ , °C	T _{пл. CO₂} , °C	T _{гом. CO₂} , °C	C, мас. %
Кварц-молибденовая стадия											
486		VL ₁ L ₂ *	13	460–315	–32...–24			9.5–7	–59.3...–57.7	29.8–27.8	5.8–1.0
		VLS ₁	3	390–296	Не опр.		390–296				46.4–37.4
724		VL	4	372–235	–26...–22	–3.7...–1.3		7.8–6.5	–59.2...–56.6	28.8–27	5.9–2.1
444		VL ₁ L ₂ *	7	405–360	–28...–25						6.6–4.3
268		VL	25	390–168	–30...–24	–5.3...–1.8		9–8.8	–57.8...–57.7	28.3–28	8.2–3.0
		VL ₁ L ₂ *	3	370–365	–29...–28						2.4–2.0
394	Кварц	VL	9	353–223	–28...–23	–5.0...–3.6		8.4–6.4	–61...–57.7	29.1–27.9	7.8–5.8
		VL ₁ L ₂ *	22	412–290	–34...–25						6.8–3.2
		VLS ₁	3	332–285	Не опр.		250–240				34.7–34.1
396		VL	16	370–220	–32...–27	–5.7...–1.5		7.9–7	–57.7...–57.5	28.9–27.6	8.8–2.5
		VL ₁ L ₂ *	6	384–295	–32...–30						5.8–4.2
701-2d		VL	17	395–220	–33...–24	–5.7...–1.4		8.8–7	–58.8...–57.2	29.9–27.7	8.8–2.3
		VL ₁ L ₂ *	23	435–355	–28...–23						5.8–2.4
204d		VL ₁ L ₂ S ₁	3	403–400	–26...–25		420–409	8.1–8.5	–57.7...–57.9	Не опр.	49.7–48.5
		VL ₁ L ₂ *	7	410–360	–30...–28			9.3–6.5	–58.5...–56.8	30.7–28.8	6.6–1.4
467		VLS ₁	4	375–315	–40...–28		298–240	9.0–6.3	–56.8...–53.8	30.1–28.4	38.2–34.1
		VL ₁ L ₂ *	14	390–345	–30...–25						7.0–2.0
		VL	12	365–310	–33...–26	–6.4...–1.2					9.7–2.0
Карбонат-полиметаллическая стадия											
724		VL	4	196–160	–29...–27	–2.6...–2.5					4.2–4.1
364	Карбонат	VL	27	269–130	–29...–23	–4.8...–1.1					7.5–1.7
303		VL	5	158–145	Не опр.	–1.5...–0.9					2.5–1.5

Примечание. * – концентрация рассчитана по температуре плавления газогидратов; T₁ – температура растворения твердой фазы; T₂ – температура плавления газогидратов; VL₁L₂S₁ – многофазные ФВ, содержащие газ, водный раствор, жидкую CO₂ и кристаллы прозрачной твердой фазы; VL₁L₂ – трехфазные ФВ, газ, раствор, жидкая CO₂; VLS₁ – трехфазные ФВ, содержащие газ, раствор и кристаллы прозрачной твердой фазы

включения в карбонате. Диагностирован только один тип включений: двухфазные водно-солевые газово-жидкие включения (VL). Температура гомогенизации изученных в карбонате ФВ варьирует от 269 до 130°C. Согласно полученным температурам эвтектики, состав раствора можно охарактеризовать как Na-хлоридный ($T_{эвт} = -29... -23^\circ\text{C}$). Соленость флюидов варьировала от 7.5 до 1.5 мас. % экв. NaCl ($T_{пл. льда} = -4.8... -0.9^\circ\text{C}$).

Таким образом, в жилах кварц-молибденитовой продуктивной стадии минералообразование происходило из относительно высокотемпературных флюидов ($T_{гом.} = 460-220^\circ\text{C}$). Флюиды, формировавшие более позднюю карбонат-полиметаллическую минерализацию, отличались более низкими температурами ($T_{гом.} = 269-130^\circ\text{C}$). Результаты микротермометрии флюидных включений приведены в табл.18.

Полученные данные позволяют говорить о том, что на протяжении всего процесса минералообразования флюид имел относительно постоянный, преимущественно Na-хлоридный состав, в то время как его концентрация в течение минералообразующего процесса, очевидно, изменялась. Включения, захваченные на ранней кварц-молибденитовой стадии, характеризуются более высокой концентрацией солей, которая варьировала в пределах от 9.7 до 1.0 мас. % экв. NaCl. Результаты термометрических исследований включений данной стадии дают основание сделать вывод о фазовой сепарации флюида с разделением на низкоплотную паровую фазу и водно-солевой рассол с концентрацией до 49.7 мас.% экв. NaCl (фиг. 20 – II).

В составе флюидов данной стадии минералообразования, вероятно, присутствовали K, Mg. Также важно отметить, что система содержала некоторое количество углекислоты.

Концентрация Na-хлоридных флюидов, захваченных во включения более поздней карбонатно-полиметаллической стадии, минералообразования не превышала 7.5 мас. % экв. NaCl. Нижняя граница концентрации флюидов во включениях минералов карбонат-полиметаллической стадии составила 1.5 мас. % экв. В отличие от включений в кварц-молибденитовой стадии, в изученных ФВ карбонатно-полиметаллической стадии углекислота методами микротермометрии не обнаружена.

Исходя из полученных данных, можно говорить о понижении температур и изменении состава и концентрации флюидов на протяжении процесса минералообразования на месторождении (см. фиг. 20). Различия в температурах и составе формировавшихся минерализацию флюидов, вероятно, обусловлены особенностями развития флюидно-магматической системы при кристаллизации гранитоидной магмы (Рябчиков, 1975;

Audetat, 2000). Снижению температуры и концентрации рудообразующих растворов на завершающих стадиях минералообразования могла способствовать высокая степень трещиноватости вмещающих пород, обуславливающая просачивание метеорных вод, смешение и охлаждение рудоносных растворов.

Следует отметить, что на близлежащих (Бугдинское, Быстринское) месторождениях, ассоциирующихся с Шахтаминским интрузивным комплексом, рудная минерализация формировалась из более высококонцентрированного флюида, часто более сложного состава в близком температурном интервале. В частности, порфировая минерализация (включая кварц-молибденитовые жилы) Быстринского месторождения сформирована в близком температурном интервале (500–<250°C). Кварцево-жильная минерализация отлагалась более низкотемпературными Na-хлоридными флюидами с соленостью не выше 10–12 мас. %. Флюид, участвовавший в образовании порфировой минерализации Быстринского месторождения, также подвергся фазовой сепарации с разделением на низкоплотную паровую фазу и водно-солевой рассол с концентрацией до 47 мас. % NaCl экв. Вместе с рядом других признаков этот факт может также косвенно свидетельствовать в пользу сходства процессов минералообразования на месторождениях, приуроченных к Шахтаминскому интрузивному комплексу.

Для выяснения возможных источников серы в минералообразующем флюиде был изучен изотопный состав серы сульфидов Шахтаминского месторождения. Было проанализировано 19 образцов различных сульфидов. Установлено, что значения $\delta^{34}\text{S}$ колеблются +5.8 до +9.6‰, среднее +6.9‰, т.е. занимают промежуточное положение между значениями $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов Бугдинского и Быстринского месторождений, что заслуживает специального обсуждения

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Разработка и предыдущие минералогические исследования руд Шахтаминского месторождения проводились до появления современных методов исследований, поэтому полученные с использованием современных методов новые данные по строению руд, их минералогии и типоморфизму минералов позволили существенно расширить представления об этом месторождении и удостовериться в том, что оно далеко не исчерпало свои ресурсы. Выявленные в процессе исследований особенности изученных руд убедительно показывают, что месторождение характеризуется небольшим эрозионным срезом и вскрытая его часть обладает признаками отложения в малоглубинных условиях с перспективами развития оруденения на глубину.

К этим признакам относятся следующие. (1) Частое развитие каверн и друз в кварце. (2) Присутствие каемчатых и крустификационных текстур. (3) Признаки колломорфного роста в определенных периоды минералообразования в шеелите, сфалерите, блеклых рудах и галените. (4) Нестабильность роста кристаллов блеклых руд с явлениями гидротермального брекчирования. (5) Заметное (втрое) преобладание над теннантитом тетраэдрита и его цинкистой разновидности, что может быть связано с повышенным окислительным потенциалом растворов (Спиридонов и др., 2008). (6) Резкое преобладание блеклых руд над халькопиритом среди минералов Cu также может свидетельствовать о малоуглубинной локализации вскрытой части оруденения, так как статистически закономерный ход минералообразующего процесса — это опережающее развитие основной части халькопирита и большинства других сульфидов по отношению к блеклым рудам и другим сульфосолям в полиметаллической стадии. Соответственно, согласно правилу прямой зональности, основная часть халькопирита в целом должна реализовываться на более глубоких горизонтах, чем основная часть блеклых руд, а на вскрытой части Шахтаминского месторождения халькопирит в полиметаллической стадии появляется только спорадически, замещая блеклые руды, поэтому возможно увеличение содержания халькопирита на глубину. (7) Низкие содержания Co и Ni и Co/Ni свидетельствуют о невысоких температурах образования пиритов карбонат(±кварц)-полиметаллической минерализации вскрытой части месторождения. (8) Обогащение молибденита и галенита селеном — характерным элементом эпитеpmальных руд, кроме того, галенит концентрирует Ag в большей мере, чем на соседних месторождениях. (9) Крайне низкая железистость сфалерита, характерная для поздних его генераций, при относительно высоком содержании Cd дополнительно может свидетельствовать о том, что, в соответствии с явлением прямой минералогической зональности (поздние генерации минералов локализованы в верхних и периферийных частях месторождений), вскрыты лишь верхние части оруденения, и ранняя железистая генерация сфалерита, ярко проявленная на соседних месторождениях, может быть локализована на более глубоких горизонтах. Заметная примесь некубических политипов сульфидов Zn, выявленная (Добровольская, Шадлун, 1974), наиболее характерна для относительно низкотемпературной малоуглубинной минерализации, сформировавшейся при относительно высоком парциальном давлении кислорода в рудообразующих растворах. (10) Au сам. имеет одну генерацию, что не характерно для более глубоко вскрытых соседних месторождений, где колебания пробности у самородного золота очень значительные и самородное золото преобразуется,

как минимум, дважды. (11) Присутствие сванбергита, подавляющее количество находок которого в месторождениях мира тяготеет к зонам аргиллизации в участках эпитеpmального приповерхностного оруденения (Stoffregen, Charles, 1987), является еще одним свидетельством малоуглубинного характера изучаемой части этого месторождения. В Западном Забайкалье в Джидинском районе этот минерал был обнаружен в высокоглиноземистых породах в ассоциации с алунитом и пиррофиллитом. Пропаривание сульфатными растворами и аргиллизация породы, содержащей значительное количество калишпата (источника Al_2O_3), F-апатита (источник P, Sr), монацита (источника REE, Th, P), способствует их растворению и отложению сванбергита. (12) Более низкие начальные температуры образования кварца кварц-молибденитовой, а также карбоната карбонат-полиметаллической стадии по сравнению с начальными температурами образования соответствующих стадий соседних Бугдаинского и Новоширокинского месторождений, и более низкие в целом концентрации растворов по сравнению с Бугдаинским месторождением связаны с тектоническими особенностями месторождения и легким проникновением разбавляющих рудоносные флюиды метеорных вод в зону рудоотложения. (13) Важнейшим признаком развития оруденения на глубину является склонение рудных жил в юго-западном направлении, где буровыми работами вскрыто полиметаллическое оруденения, а также обнаружение на северо-восточном фланге Шахтаминского рудного поля золотосеребряного оруденения (Юргенсон, 2020). (14) Распределение Re в молибдените неравномерно, однако аномально низкие, как и аномально высокие, значения единичны, в среднем по изученным образцам его содержание составляет 34.65 ppm, что полностью (до целых) совпадает с данными (Иванов и др., 1969) и входит в интервал значений, отражающий смешанный мантийно-коровый источник рудообразующих флюидов (Berzina et al., 2005; Pasava et al., 2016) с ведущей ролью корового. Это коррелирует с более низким содержанием Re (как индикатора доли мантийного вклада) на Шахтаминском месторождении по сравнению с Бугдаинским (где Ср. Re в молибдените = 50.7 ppm) и особенно Быстринским Au—Fe—Cu месторождением (с Ср. Re = 335.7 ppm). (14) Изотопный состав серы сульфидов ($\delta^{34}S$ +5.8 до +9.6‰, средняя +6.9‰) свидетельствует о заимствовании части серы из вмещающих осадочных пород, и это отличает Шахтаму от ближайшего Бугдаинского месторождения, где источник серы магматический. По данным (Чугаев и др. 2013), по своим U—Th—Pb изотопно-геохимическим характеристикам источник рудного Pb отвечает веществу континентальной коры орогенного типа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1) Вскрытые горными выработками части Шахтаминского месторождения являются верхними частями оруденения; его эрозионный срез менее значительный, чем на соседних Новоширокинском, Бугдаинском и Быстринском месторождениях.

2) Рудная и метасоматическая зональность сходна с таковой на месторождениях порфиорового типа.

3) Выявленные типоморфные особенности минералов позволяют прогнозировать развитие полиметаллического с золотом оруденения на глубину, однако и ресурсы Мо также далеко не исчерпаны еще и потому, что по некоторым жилам содержание Мо не убывает, а даже увеличивается с глубиной.

4) Самородное Au в рудах вскрытой части месторождения имеет одну генерацию, локализуясь только в минералах поздних генераций. Это, наряду с типоморфными особенностями сульфидов, позволяет предполагать, что на глубоких горизонтах могут быть вскрыты ранние генерации сульфидов со своей золотоносностью.

5) Тектонические особенности месторождения (высокая степень трещиноватости, обусловленная приуроченностью жил к зоне подновляющихся разломов, насыщенных разновозрастными дайками) создают условия для легкого проникновения метеорных вод, особенно в верхние части рудотложения, что приводит к снижению температуры и концентрации рудообразующих растворов. На глубоких горизонтах в связи с уменьшением водообмена возможно проявление более высокотемпературного оруденения, отложившегося из более концентрированных растворов.

6) Выяснено, что молибденит, отлагающийся в полостях и приоткрытых интерстициях, имеет хорошую возможность кристаллизоваться в модификации 3R. Этот же фактор способствует доступу окислительных вод, вызывающих перераспределение Re и локальное обогащение им молибденита в присутствии восстановителей.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят А.А. Межуеву за анализ молибденита рентгенофазовым методом. Выражаем глубокую признательность рецензентам, конструктивные замечания которых способствовали совершенствованию текста статьи.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследования проводились в рамках темы плана НИР ИГЕМ РАН по Государственному заданию.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О., Крымский Р.Ш., Ларионов А.Н., Николаева И.В., Серов П.А.* Шахтаминская Мо-порфиоровая рудно-магматическая система (Восточное Забайкалье): возраст, источники, генетические особенности // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 6. С. 764–786.
<https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.04.009>
- Быбин Ф.Ф.* Шахтаминское рудоуправление // Энциклопедия Забайкалья. Новосибирск: Наука, 2006. Т. IV. С. 369.
- Геологические исследования и горно-промышленный комплекс Забайкалья. Под ред. Г.А. Юргенсона. Новосибирск: Наука, 1999. 574 с.
- Добровольская М.Г., Шадлун Т.Н.* Минеральные ассоциации и условия формирования свинцово-цинковых руд. М.: Наука, 1974.
- Еришов В.В.* Шахтаминское месторождение молибдена // Энциклопедия Забайкалья. Новосибирск: Наука, 2006. Т. IV. С. 369.
- Иванов В.В., Поплавко Е.М., Горохова В.Н.* Геохимия рения. М.: Наука, 1969. 159 с.
- Китаев Н.А., Нестерова А.А., Сарпулова В.Н.* Некоторые особенности распределения элементов-примесей в пиритах и коллективной сульфидной фракции из ореолов Балейского золоторудного поля // Известия ТПИ. 1973. Т. 209. С. 225–232.
- Коваленкер В.А., Киселева Г.Д., Крылова Т.Л., Андреева О.В.* Минералогия и условия образования золотоносного W-Mo – порфиорового Бугдаинского месторождения, Восточное Забайкалье, Россия // Геология рудн. месторождений. 2011. Т. 53. № 2. С. 107–142.
<https://doi.org/10.1134/S1075701511020048>
- Рябчиков И.Д.* Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 232 с.
- Сотников В.И., Берзина А.П., Гимон В.О.* Шахтаминское молибденовое месторождение // Месторождения Забайкалья. Т. I. Кн. 1. Чита–Москва: Геоинформмарк, 1995. С. 187–192.
- Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Куликова И.М.* Минералы блеклых руд – индикаторы рудогенеза // Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии. ИГЕМ РАН. Москва, 2008. С. 357.
- Чугаев А.В., Чернышов И.В., Бортников Н.С., Коваленкер В.А., Киселева Г.Д., Прокофьев В.Ю.* Изотопно-свинцовые рудные провинции Восточного Забайкалья и их связь со структурами региона (по данным высокоточного MS-ICP-MS-изучения изотопного состава Pb) // Геология рудн. месторождений. 2013. Т. 55. № 4. С. 282–294.
- Юргенсон Г.А.* Минеральное сырье Забайкалья. Часть I. Книга 1. Черные и цветные металлы. Чита: Поиск, 2006. 256 с.
- Юргенсон Г.А.* Золото-серебряная минеральная ассоциация в Шахтаминском рудном поле // Вестник Забайкальского государственного университета. 2020. Т. 26. № 6. С. 54–63.
<https://doi.org/10.21209/2227924520202665463>
- Audetat A., Gunter D.G., Heinrich C.A.* Magmatic-hydrothermal evolution in a fractionating granite: a microchemical study of the Sn–W–F-mineralized Mole Granite (Aus-

- tralia) // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2000. V. 64. № 19. P. 3373–3393.
- Berzina A.N., Sotnikov V.I., Economou-Eliopoulos M., Eliopoulos D.G.* Distribution of rhenium in molybdenite from porphyry Cu–Mo and Mo–Cu deposits of Russia (Siberia) and Mongolia // *Ore Geol. Rev.* 2005. V. 26. P. 91–113.
- Bodnar R.J., Vityk M.O.* Interpretation of microthermometric data for H₂O–NaCl fluid inclusions // *Fluid inclusions in minerals: method and application*. Pontignano–Siena, 1994. P. 117–130.
- Darling R.S.* An extended equation to calculate NaCl contents from final clathrate melting temperatures in H₂O–CO₂–NaCl fluid inclusions: Implications for *PT*-isochore location // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1991. V. 55. P. 600–610.
- Jahn B.M., Litvinovsky B.A., Zandvilevich A.N., Reichow M.* Peralkaline granitoid magmatism in the Mongolian-Transbaikalian Belt: Evolution, petrogenesis and tectonic significance. *Lithos*. 2009. 113 (3–4), 521–539. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.06.015>
- Nevolko P.A., Svetlitskaya T.A., Savichev A.A., Vesnin V.S., Fominykh P.A.* Uranium-Pb zircon ages, whole-rock and zircon mineral geochemistry as indicators for magmatic fertility and porphyry Cu–Mo–Au mineralization at the Bystrinsky and Shakhtama deposits, Eastern Transbaikalia, Russia // *Ore Geol. Rev.* 2021. V. 139. 104532. P. 2–36.
- Pašava J., Svojtka M., Veselovský F. et al.* Laser ablation ICPMS study of trace element chemistry in molybdenite coupled with scanning electron microscopy (SEM) – an important tool for identification of different types of mineralization // *Ore Geol. Rev.* 2016. V. 72. P. 874–895.
- Stoffregen R. & Alpers C.* Woodhouseite and svanbergite in hydrothermal ore deposits; products of apatite destruction during advanced argillic alteration // *Can. Mineral.* 1987. V. 25. P. 201–211.
- Roedder E.* Fluid inclusions. Washington. Mineral. Soc. Amer. 1984. 652 p.
- Zhang K.-J., Yan L.-L., Ji C.* Switch of NE Asia from extension to contraction at the mid-Cretaceous: a tale of the Okhotsk ocean? // *Earth Sci. Rev.* 2019. 198:102941. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102941>
- Zorin Yu.A., Zorina L.D., Spiridonov A.M., Rutshtein I.G.* Geodynamic setting of gold deposits in eastern and central Trans-Baikal–Chita region, Russia // *Ore Geol. Rev.* 2001. 17 (4). 215–232. [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(00\)00015-9](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(00)00015-9)

УДК 553.45

МАГМАТОГЕННО-ФЛЮИДНАЯ СИСТЕМА ОЛОВО-ПОРФИРОВОГО ВЫСОКОГОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СИХОТЭ-АЛИНЬ, КАВАЛЕРОВСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН, ПРИМОРЬЕ, РОССИЯ): МАГМАТИЧЕСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ

© 2023 г. Е. Н. Соколова^а, *, С. З. Смирнов^а, В. С. Секисова^а, Н. С. Бортников^б,
Н. В. Гореликова^б, В. Г. Томас^а

^аИнститут геологии и минералогии СО РАН им. В.С. Соболева, просп. Ак. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

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

*E-mail: ekaterina@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 29.08.2023 г.

После доработки 20.09.2023 г.

Принята к публикации 25.09.2023 г.

В данной работе проведено тщательное изучение включений минералообразующих сред в кварце гранитоидов Высокогорского месторождения. Составы расплавов отвечают высокоглиноземистым калиевым гранитам нормальной щелочности, обедненным редкими щелочами, F и Cl. Содержание воды в расплавах могло достигать 7–9 мас. %. В составе рудообразующих сред важную роль также играли CO₂ и CH₄. Кристаллизация кварца происходила при температурах 620–650°C. В качестве первичных флюидных включений выделено 4 типа ассоциаций: 1) газовой-жидкие включения, сингенетичные с расплавленными, и имеющие предположительно карбонатный или сульфатный состав растворов; 2) низкоплотные существенно газовые включения, также первично магматические; 3) ассоциация низкоконцентрированных газовой-жидких и существенно-газовых включений, предположительно постмагматической природы; 4) многофазные флюидные включения в ассоциации с существенно газовыми включениями, также образовавшиеся на постмагматической стадии. Впервые во включениях в кварце Высокогорского месторождения были обнаружены дочерние минералы ферропиромалит и хиббингит, которые позволили охарактеризовать растворы как высококонцентрированные хлоридные Na/K и Fe²⁺. Предположительно именно эти растворы могли наиболее эффективно переносить Sn в процессе образования флюидно-эксплозивных брекчий и жильной минерализации месторождения Высокогорское. Сам магматический очаг, вероятнее всего, служил источником тепла и в значительной степени – водного флюида для гидротермальной системы месторождения.

Ключевые слова: расплавные включения, флюидные включения, олово, порфиоровые месторождения, граниты, флюидно-эксплозивные брекчий, магна, ферропиромалит, хиббингит

DOI: 10.31857/S0016777023070079, **EDN:** GDJOBF

ВВЕДЕНИЕ

Высокогорское оловорудное месторождение (44°21' с.ш. 135°10' в.д.) расположено примерно в 35 км к северо-востоку от г. Кавалерова Приморского края. Оно было открыто в 1945 г. Н.П. Рябининым, введено в эксплуатацию в 1957 г., разрабатывалось до начала 1990-х, хотя его запасы не были исчерпаны. В период добычи из его руд на обогатительной фабрике в пос. Высокогорский ежегодное производство олова в виде концентрата колебалось от 100 до 150 тонн (Кокорин и др. 2001), т. е. суммарное количество добытого металла было не менее 3 тыс. тонн металла, а по оптимистичным оценкам достигало 4.5 тыс. тонн

олова. В рудах месторождения содержались также In, Cu, Zn, Pb, Ag и Bi.

На месторождении выявлено более 100 кварц-касситерит-силикатных жил, зон, штокверков и минерализованных eksploзивных брекчий. Рудные тела на месторождении детально разведаны до глубины 450 м, а некоторые из них пересечены буровыми скважинами на глубине 1000 м от поверхности. Площадь месторождения на поверхности составляет 500 м × 200 м. С глубиной зона распространения рудных залежей увеличивалась, и на глубине 450 м (горизонт VI) площадь распространения полосы рудных тел только на западном фланге составила 2000 × 800 м. Таким образом,

Высокогорское месторождение представляет интерес как возможный источник цветных высоко-технологичных металлов.

Геологическое строение, минеральный состав руд месторождения, условия его образования интенсивно изучались в последней четверти прошлого века (Гоневчук и др., 1998). Дальнейшее развитие представление об образовании Высокогорского месторождения получило в (Бортников и др., 2005, 2013; Рябченко и др., 2017). Тем не менее, некоторые аспекты его происхождения остаются не расшифрованными. Прежде всего, это касается источников и химического состава минералообразующего флюида, связи его с магматизмом. Месторождение относилось к касситерит-силикатно-сульфидному типу (например, Nocklenberg et al., 2005). Месторождения касситерит-силикатного типа связывались с габбро-диорит-гранитовыми комплексами (например, Гоневчук и др. 2008), но не глубоко дифференцированными лейкократовыми гранитами. Считалось, что их рудные тела (касситерит-кварц-турмалиновые и касситерит-кварц-хлоритовые минерализованные зоны, штокверки и жилы) располагаются предположительно над куполами выступов нескрытых гранитоидных батолитов, многофазных массивов гранитоидов повышенной основности, пространственно тесно ассоциируются с дайками и мелкими штоками (малыми интрузиями) среднего и кислого состава. На основании тесной пространственной связи касситерит-силикатных месторождений с дайками предполагалась их генетическая или парагенетическая связь с магматизмом.

Подавляющая часть месторождений олова (примерно 80%) ассоциируют с гранитами (Janeska, Stempok, 1967). Большинство исследователей признает, что они генетически связаны со специфическим типом гранитов, названных оловоносными (Lehmann, 1990; Cherny et al., 2005). Эти граниты S-типа (по Chappel, White, 1992) кремнекислые, глиноземистые, приуроченные к фанерозойским орогенным поясам, кристаллизовавшиеся из сильно фракционированной восстановленной магмы, образовавшейся при плавлении глинистых сланцев. Обогащение магмы оловом связывают с фракционной кристаллизацией этой магмы, первоначально содержащей Sn на уровне коровых концентраций (Lehmann, 1990; Blevin, Chappel, 1992). Магматическая дифференциация приводила к отделению магматогенных флюидов, обогащенных оловом и отлагавших касситеритовые руды.

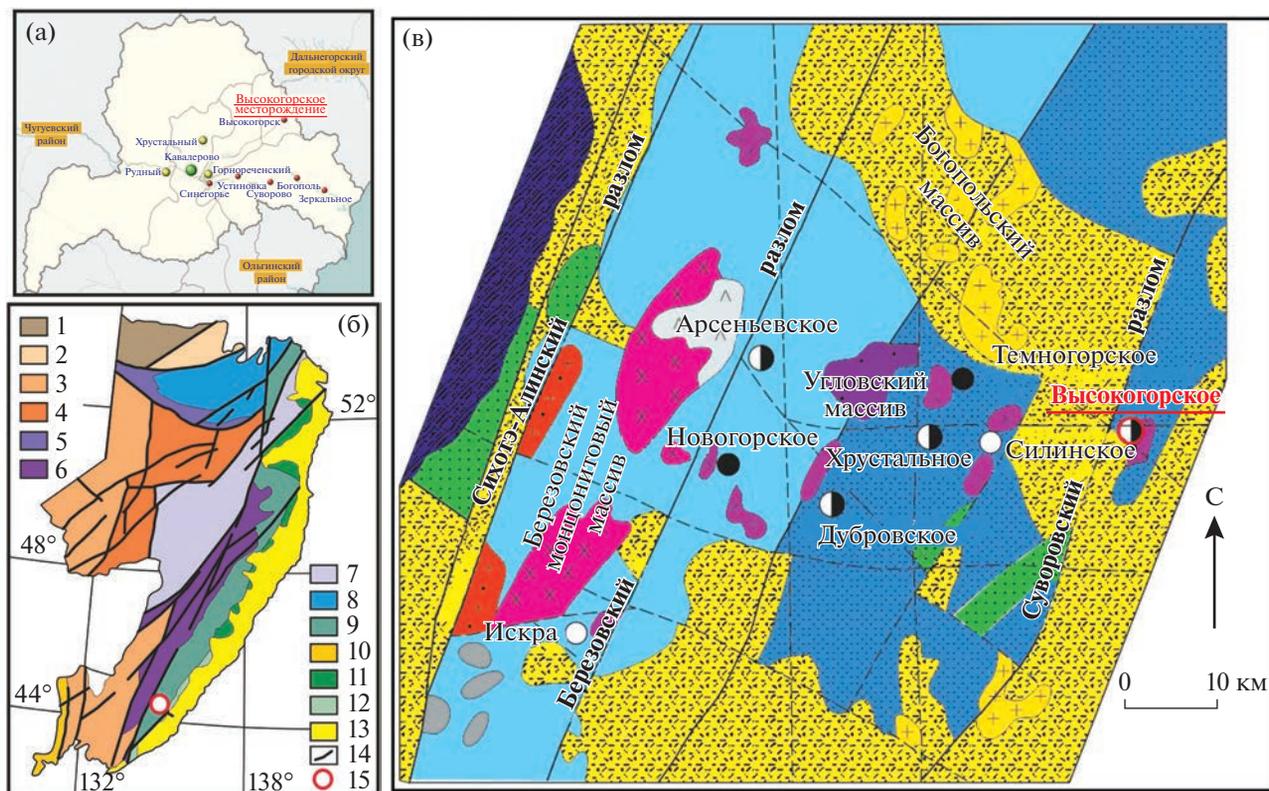
Такой концепции развития оловорудных магмато-генно-флюидных систем, казалось, противоречат результаты изучения уникальных олово-порфировых месторождений Боливийского оловянного пояса (Lehmann et al., 1990, 2000): крупнейшие месторождения этого пояса (Льяльлягуа, Оуро,

Потоси) пространственно связаны с субвулканическими штоками пород от риодацитового до дацитового состава, которые демонстрируют относительно низкую степень фракционирования (Grant et al., 1980). Последующие исследования показали, что эти месторождения являются частью гораздо более крупных магматических систем, в которых произошло смешение магм андезитового и сильно фракционированного кислого (риолитового) расплава на средних и высоких уровнях земной коры (Dietrich et al., 1999; Lehmann et al., 2000).

Черты сходства с олово-порфировыми магмато-генными системами (Sillitoe, 1976) были выявлены у Высокогорского месторождения (Бортников и др., 2013; Рябченко и др., 2017). Характерной особенностью порфировых месторождений является наличие флюидно-магматических взрывных брекчий (Sillitoe, 1985), которые ранее были изучены и на Высокогорском месторождении. Брекчии возникали как на дорудном этапе развития, так и одновременно с рудообразованием. На Высокогорском месторождении их тела рассматриваются как рудообводящие и рудо-вмещающие структуры (Рябченко и др., 2017). Проявление взрывных процессов в ходе эволюции малоглубинных магматических тел является свидетельством вовлечения в процесс флюида, давление которого значительно превышало литостатическую нагрузку (Burnham, 1985; Sillitoe, 1985). Были получены первые свидетельства отложения кварц-касситеритовых руд из флюидов магматогенного происхождения (Бортников, 2006, Бортников и др., 2005, 2013) и сходных с флюидами, выявленными в олово-порфировых системах (Grant et al., 1980). Тем не менее оставались неясными состав магм, от которого отделялись флюиды, и химизм самого флюида. Поэтому целью проведенных исследований было исследование состава и свойств минералообразующих сред на магматическом этапе кристаллизации пород месторождения.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕТРОГРАФИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Высокогорское оловорудное месторождение располагается в Кавалеровском рудном районе, который является частью аккреционно-складчатой системы Сихотэ-Алиня, обрамляющей Азиатский континент (фиг. 1), становление которой началось в меловой период и происходило вплоть до палеогенового периода (Ханчук, 2000). Геодинамические условия образования этого пояса изменялись с течением времени: 1) в юре — начале мела (180—140 млн лет) возникли террейны и магматические комплексы, характерные для надсубдукционной окраины, 2) в раннем мелу вплоть до раннего сеномана (140—93 млн лет) магматизм со-



Фиг. 1 Положение Высокогорского месторождения в схеме палеогеодинамических комплексов и рудных районов Дальнего Востока, Россия.

а – расположение месторождения в Кава­леровском районе Приморского края; б – Высокогорское месторождение в структуре палеогеодинамических комплексов и аккреционно-складчатой системы Сихотэ-Алиня (Ханчук, 2000): 1 – Сибирский кратон. Террейны складчатого обрамления: 2 – Галамский; 3 – Буряя-Ханкайский; 4 – Баджалский; 5 – Джагда-Кербский; 6 – Самаркинский; 7 – Амурский; 8 – Ульбанский; 9 – Журавлевский; 10 – Лаолин-Гродековский; 11 – Кемский; 12 – Таухинский; 13 – Сихотэ-Алинский вулканический пояс; 14 – разрывные нарушения; 15 – положение Высокогорского месторождения; в – геолого-металлогеническая схема оловорудных месторождений Кава­леровского района (Гоневчук, 2002).

ответствовал режиму трансформной окраины, 3) в позднем сеномане–палеоцене (93–55 млн лет) образовались надсубдукционные магматические комплексы, и 4) в эоцене–олигоцене (55–23 млн лет) – опять происходило образование комплексов трансформной окраины (Бортников и др., 2005). В результате эволюционного развития пояса в нем произошло пространственное совмещение магматических комплексов и гидротермальной минерализации различных типов и возрастов (Khanchuk et al., 2003). Высокогорское месторождение образовалось в режиме поздней трансформной окраины, когда в регионе проявился магматизм, связанный с внедрением астеносферных диапиров в разрывы погружающейся литосферы (“slab-window”), который характеризуется антидромной последовательностью кристаллизации пород, происходившей при низком парциальном давлении воды и кислорода, высоком парциальном давлении бора.

Месторождение залегает в пределах Высокогорско-Нежданкинского горста, сложенного позднеюрскими алевrolитами и песчаниками и триасовоюрскими кремнисто-терригенными породами (фиг. 2). Согласно современной схеме, на Высокогорском месторождении выделено несколько этапов магматизма, рудообразования и формирования флюидно-эксплозивных брекчий с датировками от 105 до 40 млн лет (поздний мел и до раннего–среднего палеогена). Магматические тела, образованные на данных этапах, отражены на карте и разрезе месторождения на фиг. 2 (Гоневчук, 2002; Бортников и др., 2013; Рябченко и др., 2017). Наиболее ранними магматическими образованиями являются дорудные гранодиорит-порфиры I фазы, слагающие небольшой штук в пределах рудного поля месторождения, размер выхода которого на поверхность составляет около 100 м в поперечнике. Возраст этих пород, согласно К-Аг датированию, 80–105 млн лет. Вмещающие песчаники турмалинизированы. Вероятно, турмали-

низация происходила еще до образования штока, в период раннего этапа (борного?) метасоматоза. К экзоконтакту штока приурочены штокверки, представленные кварц-молибденитовой прожилково-вкрапленной минерализацией.

По мнению (Рябченко и др., 2017), к дорудному этапу относятся ранние флюидно-эксплозивные брекчии (ФЭБ). Они сложены дайкообразными телами, выполняющими трещины в терригенных породах и имеющими протяженность от 100 до 1000 м. ФЭБ содержат обломки самых разнообразных пород, цементом в которых служит тонкообломочный материал. В этих брекчиях широко проявлен борный метасоматоз, что выражено в замещении цементирующей массы и, в меньшей мере, обломочного материала, кварц-турмалиновым агрегатом (фиг. 3).

В качестве обломков в брекчиях встречаются грейзенизированные гранит-порфиры (порфировые риолиты), отнесенные предположительно к I фазе (фиг. 3).

На заключительных этапах формирования ранних ФЭБ происходило внедрение гранодиорит-порфиров II фазы, которые формируют инъекции в дайках ФЭБ. Возраст этих пород, согласно К-Аг датированию, составляет 61 ± 4 млн лет (Рябченко и др., 2017). Они внедрялись в трещинные структуры, заполненные брекчией, и носят название “инъекционные”. Они считаются синрудными магматитами, после внедрения и кристаллизации которых сформировалась основная промышленная оловянная минерализация.

Кварц-касситеритовая минерализация распространена вдоль мелких трещин в эксплозивных брекчиях и их экзоконтактах, слагает крупные гнезда в цементе брекчий и замещает обломочный материал, а также образует небольшие штокверки в турмалинизированных песчаниках. В строении рудных тел принимают участие кварц-турмалиновая, кварц-касситеритовая, кварц-хлорит-касситеритовая, касситерит-сульфидная, хлорит-сульфидная, кварц-флюорит-карбонатная и касситерит-силикатно-сульфидная минеральные ассоциации.

Наряду с ранними брекчиями, на месторождении широко распространены поздние эксплозивные брекчии. Они сингенетичны дайкам дацит-

порфиров (56–51 млн лет) (Рябченко и др., 2017). Кроме дацит-порфиров, поздними по отношению к оловянной минерализации являются дайки диабазов и пород, которые в разных работах называются либо плагиориолитами, либо рогово-обманковыми и диабазовыми порфиритами (Бортников и др., 2013; Рябченко и др., 2017).

Для данного исследования были использованы образцы инъекционных гранодиорит-порфиров II фазы (1/BC, 2/BC и 2а/BC) и обломок интенсивно измененного гранит(гранодиорит)-порфира из брекчии (3/BC и 3б/BC), предположительно относящегося к I фазе.

Гранит-порфиры I фазы имеют слабо выраженную порфировую структуру, содержат вкрапленники кварца 40%, полевого шпата 50%, темноцветного минерала, вероятно, биотита 10%. Вкрапленники кварца имеют, как правило, нечеткие контуры, часто встречаются округлые зерна и агрегаты, имеющие гранулярную структуру.

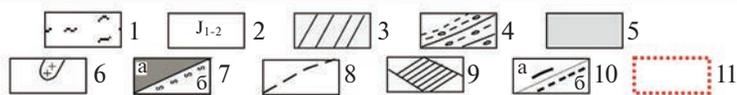
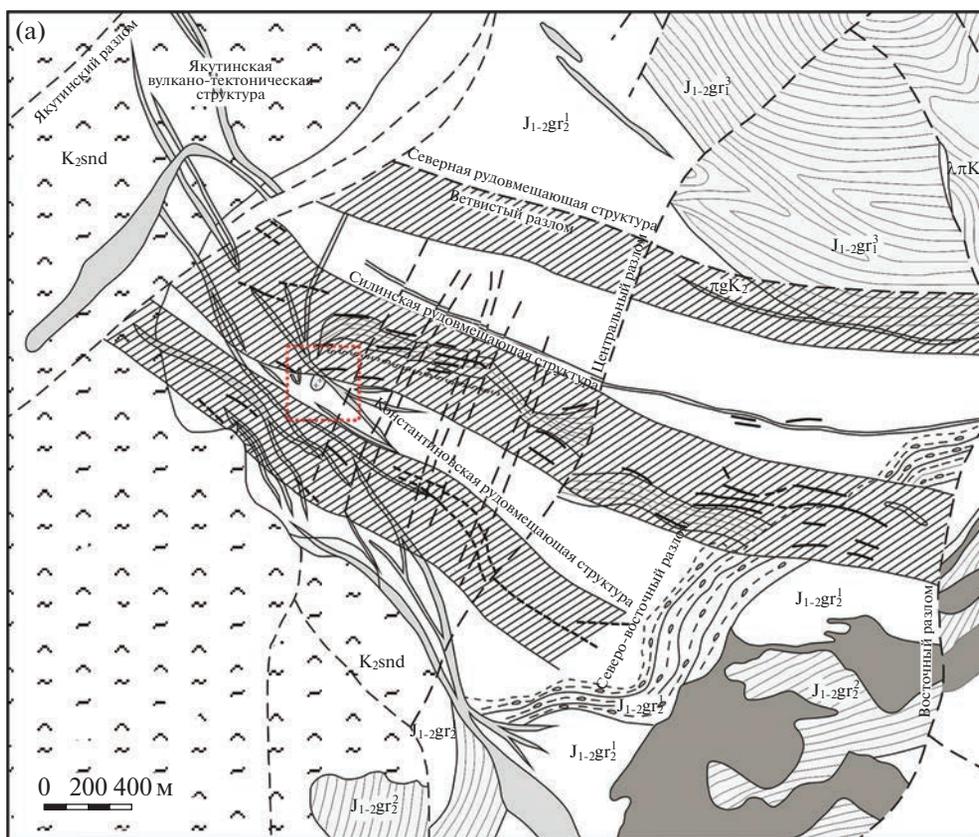
Вкрапленники гранодиорит-порфиров II фазы на 80–90% представлены серицитизированным зеленоватым полевым шпатом, доли кварца и темноцветного минерала (в образце 1/BC – биотит) достигают 10%. Образец 1/BC имеет четко выраженную порфировую структуру и мелкозернистую основную массу. В образце 2В/С основная масса более крупнозернистая, из-за чего порфировая структура менее выражена. Основная масса состоит из полевого шпата и темноцветного минерала. Зерна кварца имеют сглаженные либо фестончатые контуры, окружены крупными зернами полевого шпата основной массы или включены во вкрапленники полевого шпата.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

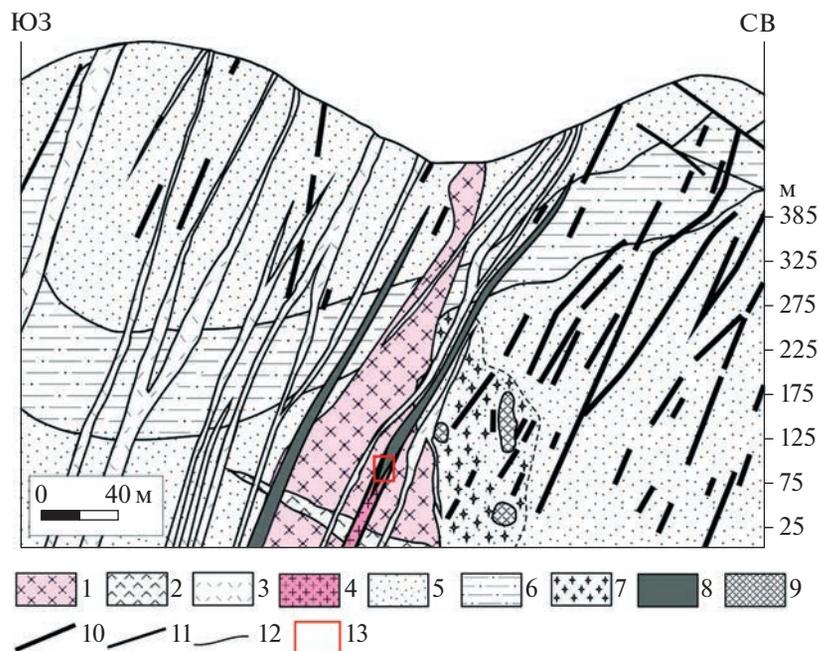
В качестве объекта исследования были использованы зерна кварца, содержащие включения минералообразующих сред. Так как интересующие нас магматические породы месторождения Высокогорское несут признаки интенсивной гидротермальной переработки, полевые шпаты и в значительной степени темноцветные минералы подверглись метасоматическим преобразованиям и отчасти или полностью потеряли информацию, необходимую для реконструкции магмати-

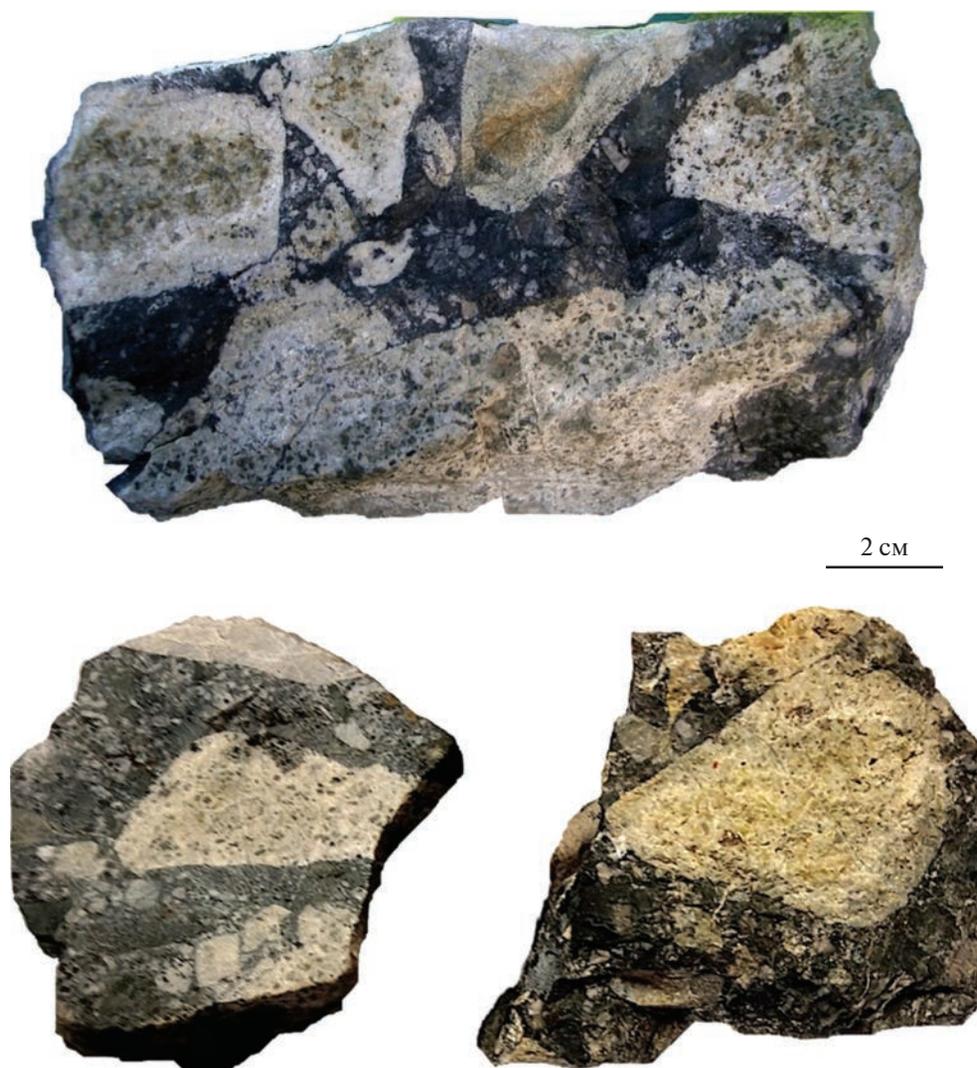
Фиг. 2. а – Схематическая геологическая карта месторождения Высокогорское (Рябченко и др., 2017). 1 – пепловые туфы, туфобрекчии, туфолавы, игнимбриты риолитов, риодацитов, дацитов и туфопесчаники; 2 – терригенные породы; 3 – кремни и кремнисто-глинистые сланцы; 4 – алевролиты с линзами и слоями песчаников, брекчий, спилитов, кремней; 5 – дайки разного состава; 6 – шток гранодиорит-порфиров I фазы; 7 – спилиты и диабазы; 8 – тектонические нарушения; 9 – основные (главные) рудовмещающие структуры; 10 – рудные тела: а – достигающие дневной поверхности, б – скрытые на глубине; 11 – участок, в пределах которого проведен геологический разрез, изображенный на фиг. 2б.

б – Геологический разрез центральной части Высокогорского месторождения по данным В.М. Рябченко с изменениями В.И. Косенко. 1 – гранодиорит-порфиры I фазы (K₂); 2 – гранит-порфиры (K₂); 3 – дациты (P₂); 4 – гранодиорит-порфиры II (K₂-P₂); 5 – песчаники (J₃-K₁); 6 – кремнистые сланцы (J₃-K₁); 7 – зоны турмалинизации; 8 – флюидно-эксплозивные брекчии; 9 – штокверковые зоны; 10 – рудные жилы; 11 – разломы; 12 – контакты; 13 – место отбора образцов.



(б)





Фиг. 3. Ранние флюидно-эксплозивные брекчии Высокогорского месторождения с обломками гранит-порфиров I фазы.

ческих процессов. Кварц в этом отношении более устойчив, хотя более поздние процессы могут привести к его перекристаллизации или появлению новообразованных зерен, имеющих немагматическое происхождение. В связи с этим в основном для работы отбирались те зерна, в которых содержались включения расплавов и магматических минералов.

Наличие признаков наложенных гидротермальных процессов потребовало особо тщательного микроскопического анализа особенностей распределения включений минералообразующих сред, особенно включений водных флюидов, с целью установления их природы. Для этого проводилось тщательное описание ФВ с помощью оптической микроскопии высокого разрешения на поляризационном петрографическом микроскопе Olympus BX-63, оборудованном объектива-

ми большого увеличения (50× и 100×) и системой фото- и видеодокументации на базе цифровой камеры Luminera InfinityX 32 с максимальным разрешением 6464 × 4864 пикселей.

Диагностика кристаллических включений, а также дочерних фаз во флюидных включениях и определение составов газовых фаз флюидных и расплавных включений осуществлялось методом конфокальной рамановской спектроскопии на спектрометре Horiba LabRam HR 800. Позиционирование лазерного луча производилось с помощью оптической системы на базе микроскопа Olympus BX-41. Возбуждение проводилось твердотельным лазером Horiba LAS-532-HREV с длиной волны 532 нм и выходной мощностью 50 мВт (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Регистрация рассеянного излучения проводилась с помощью полупроводникового детектора Andor, охлаждае-

мого до $-65...-70^{\circ}\text{C}$ элементом Пельтье. Анализ проводился в геометрии обратного рассеяния. Для сбора рассеянного света использовался объектив $100\times$ с числовой апертурой 0.9. Калибровка шкалы длин волн осуществлялась по линии Si 520.7 см^{-1} . Спектральное разрешение дифракционной решетки составляло 1800 штр/мм. Расчет мольного соотношения CO_2 и CH_4 во флюидных включениях проводился по интенсивности пиков данных газов с использованием величин относительного рамановского смещения (Burke, 2001).

Определение химического состава стекол расплавных включений, предварительно прогретых при 680°C и закаленных, проводилось методами энерго- и волнодисперсионного рентгеноспектрального (ЭДС и ВДС соответственно) микроанализа. Анализы методом ЭДС выполнены на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) Tescan Mira 3 LMU с полевой эмиссией, оборудованном системой микроанализа INCA Energy 450 с полупроводниковым детектором XMax-80 фирмы Oxford Instruments Nanoanalysis в Центре коллективного пользования Многоэлементных и изотопных исследований (ЦКП МИИ) ИГМ СО РАН, г. Новосибирск. Ток зонда составлял 1 нА, диаметр зонда 10 нм, анализ проводился сканированием площадки 5×5 мкм. Для снижения погрешности и пределов обнаружения живое время набора спектра составляло 60 сек. Стабильность параметров съемки контролировалась периодическим измерением интенсивности линии K_{α} чистого кобальта. Правильность полученных результатов контролировалась периодической съемкой стандартов, использованных при калибровке. Калибровка проведена с использованием набора стандартов MAC (Micro Analytics Consultants Ltd), включающего в себя чистые металлы (Ti, V, Cr, Mn, Fe), простые соединения (Al_2O_3 (AlK_{α}), SiO_2 (SiK_{α} , KaO), NaCl (ClK_{α}) и минералы (диопсид (CaK_{α} , MgK_{α}), альбит (NaK_{α}) и ортоклаз (KK_{α})). Обработка результатов анализа проводилась с помощью ПО системы микроанализа. Для учета матричных эффектов использовался метод ХРР из этого же программного обеспечения. Расчет проводился в режиме "все элементы определяемые – all elements analyzed". В этих условиях нижняя граница определяемых содержаний кислорода находится на уровне 0.3 мас. %, а для остальных элементов – около 0.1 мас. %. Методика анализа и его метрологические характеристики изложены в (Лаврентьев и др., 2015).

Анализы методом ВДС проводились на электронном микроанализаторе JEOL JXA-8100 (ЦКП МИИ ИГМ СО РАН) при ускоряющем напряжении 20 кВ. При анализе минералов ток зонда составлял 30–50 нА. Электронный пучок фокусировался до 2 мкм. При анализе стекол РВ ток был уменьшен до 10 нА, а электронный пучок расфо-

кусировался до 5 мкм. Для калибровки микроанализатора использовался набор хорошо охарактеризованных внутрилабораторных стандартов (альбит (NaK_{α} , AlK_{α} , SiK_{α}), ортоклаз (KK_{α}), фторфторапатит (FK_{α}), диопсид (CaK_{α}), оливин (MgK_{α}), Cl -апатит (PK_{α} , ClK_{α}), ильменит (TiK_{α} , FeK_{α} , MnK_{α}), $\text{RbNd}(\text{WO}_4)_2$ (RbK_{α}) и $\text{CsNd}(\text{MoO}_4)_2$ (CsK_{α})). Пределы обнаружения для элементов-примесей в доверительном интервале 3σ составили (мас. %): FeO 0.05, MnO 0.07, BaO 0.24, Na_2O 0.14, MgO 0.07, Rb_2O 0.27, K_2O 0.03, CaO 0.02, TiO_2 0.07, P_2O_5 0.13, Cs_2O 0.06, F 0.2, Cl 0.01.

Для оценки содержаний воды, наличие которой в закалочных стеклах РВ установлено методом рамановской спектроскопии, содержания главных породообразующих окислов в них определялись методом ЭДС. Параметры съемки, изложенные выше, позволяли свести потерю Na, типичную для водосодержащих силикатных стекол (Morgan, London, 2005), к величинам, низким настолько, чтобы их можно было игнорировать. Это позволило определять содержания воды по недостатку суммы рентгеноспектрального микроанализа стекла.

Прогрев расплавных включений проводился в пластинках и зернах кварца в автоклаве под давлением тяжелой воды 1 кбар в соответствии с методикой (Смирнов и др., 2011). Длительность прогрева составляла 2 суток. Была проведена серия экспериментов со ступенчатым подъемом температуры в диапазоне $525-750^{\circ}\text{C}$. После прогрева закалочные стекла включений были исследованы методом рамановской спектроскопии на присутствие D_2O , для контроля их герметичности после проведения эксперимента.

Микротермометрические исследования флюидных включений проводились с помощью микротермокамеры Linkam THMSG600 (ИГМ СО РАН), установленной на поляризационном микроскопе OLYMPUS BX-51. Фазовые превращения во включениях при нагревании и охлаждении наблюдались с применением длиннофокусных объективов $50\times$ и $100\times$. Режимы нагрева и охлаждения варьировали в зависимости от скорости фазовых преобразований во включениях.

Для определения состава водных вытяжек из включений навеску кварца массой 1 г, раздробленного до фракции $-0.5 + 0.25$ мм, тщательно очищали сначала азотной кислотой, потом электролитически в дистиллированной воде. Флюидные включения вскрывали в атмосфере гелия путем нагрева до 500°C , количество выделившейся воды определяли при помощи газового хроматографа Agilent 6890 (ЦНИГРИ, г. Москва). Затем декрепитированную навеску заливали деионизированной водой (7 мл) и помещали в ультразвуковую ванну на 15 минут. Раствор вытяжки отделяли

центрифугированием. Анионы (Cl , SO_4 , F) анализировали жидкостной хроматографией (ЦВЕТ3006), катионы и микроэлементы — методом ICP-MS (Elan 6100). Из результатов вычитали данные анализа повторных (холостых) вытяжек. Содержание гидрокарбонат-иона рассчитывали по недостатку анионов. Концентрации всех компонентов в растворах включений рассчитывали путем их нормирования их содержаний в кварце на массу выделенной из образца воды.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Все без исключения вкрапленники кварца гранитоидов I и II фаз Высокогорского месторождения содержат флюидные включения. Кроме того, во многих вкрапленниках обнаружены расплавленные включения. По характеру расположения и фазовому составу при комнатной температуре ассоциации включений в кварце обеих фаз не имеют принципиальных отличий, поэтому описаны совместно.

Расплавные включения (РВ)

Расплавные включения (РВ) имеют размеры от 5 до 20 мкм и более, самые крупные из них декрепитированы и пересечены трещинами. РВ расположены поодиночке и азональными группами, либо им сопутствуют существенно газовые ФВ, реже газовой-жидкие ($\gamma > \text{ж}$ и $\gamma = \text{ж}$) и ФВ с кристаллами (описание ФВ см. ниже). При комнатной температуре РВ заполнены тонкокристаллическим агрегатом дочерних фаз, среди которых иногда различима газовая фаза (фиг. 4а, б). Самые мелкие РВ 2–10 мкм гомогенизируются при 620–650°C (фиг. 5). Для полного переплавления более крупных включений и получения пригодных для анализа закалочных стекол проведены прогревы при 680°C. После прогрева при этих условиях более крупные РВ содержат мелкий или крупный газовый пузырь, в редких случаях — недоплавленные кристаллы и их сростки. Среди этих кристаллов методом рамановской спектроскопии и рентгеноспектрального анализа были установлены рутит, иногда с включениями ильменита, плагиоклаз и минерал, похожий на амфибол. Вероятно, наиболее крупные пузырьки, остающиеся после прогрева, являются результатом гетерогенного захвата сосуществующей с расплавом флюидной фазы. Во многих случаях методом рамановской спектроскопии в оставшихся после прогрева газовых пузырьках определяется CO_2 . Исследование стекол этим же методом показало, что все включения содержат растворенную в стекле воду.

Составы закалочных стекол РВ в кварце гранитоидов обеих фаз схожи, они отвечают высокоглиноземистым, калиевым гранитным расплавам

нормальной щелочности (табл. 1, фиг. 6). Характерной особенностью составов стекол РВ в гранитоидах обеих фаз является их обедненность CaO , MgO , MnO и FeO . Среди этих компонентов наиболее высокие концентрации имеет FeO . При этом РВ в кварце гранодиорит-порфиоров II фазы по сравнению с РВ из гранит-порфиоров I фазы обогащены FeO (0.75–1 против 0.2–0.6 мас. %), CaO (0.3–0.8 против <0.25 мас. %) и слегка обеднены MgO (до 0.1 против 0.08–0.2 мас. %). В анализах, проведенных методом ВДС, содержание Rb_2O и Cs_2O не превысило пределов обнаружения. Также ниже пределов обнаружения оказались концентрации P_2O_5 и летучих компонентов — F и Cl (табл. 1).

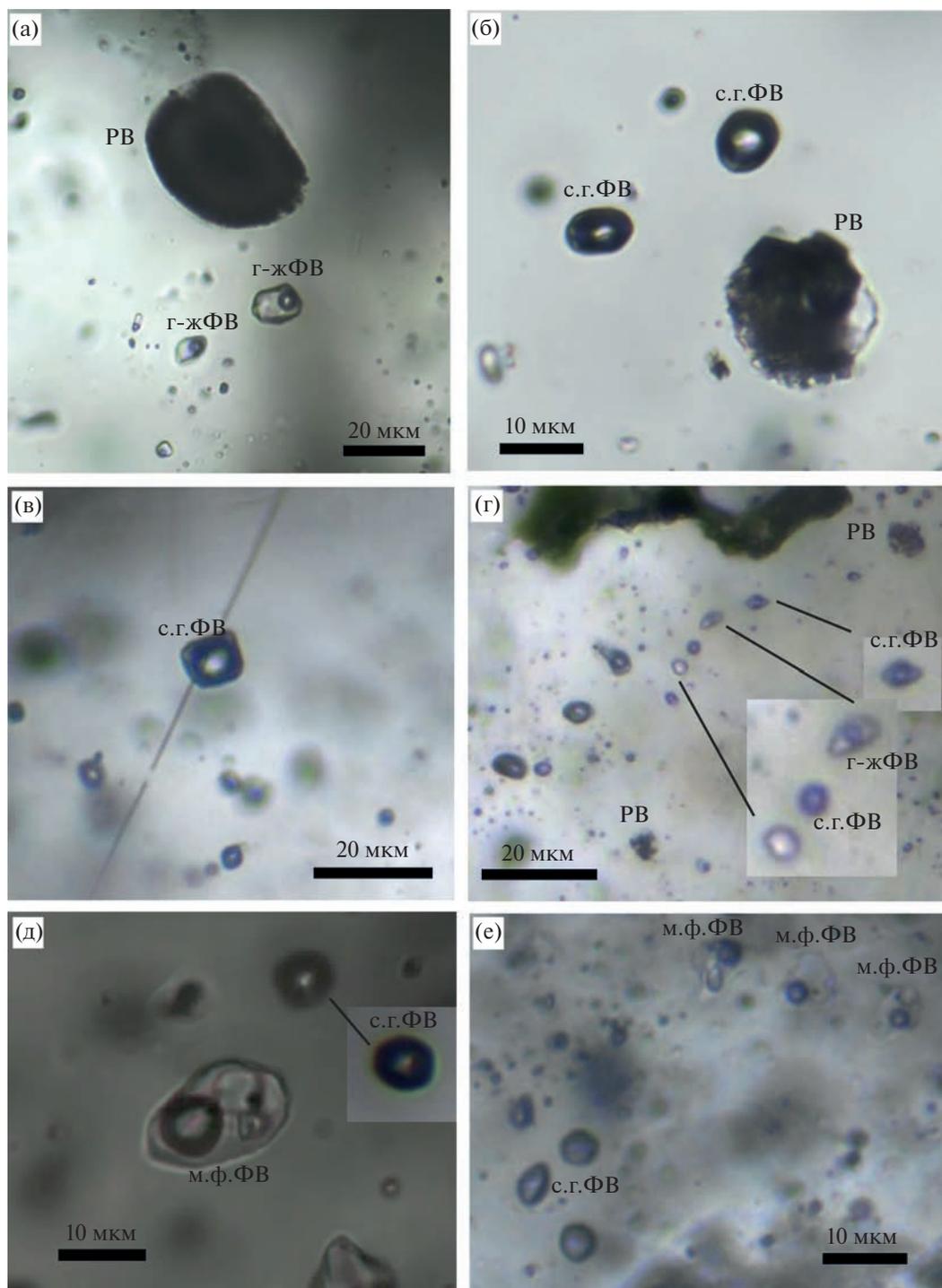
Качество полученных рамановских спектров не позволяет надежно провести количественное определение содержания воды в закалочном стекле. Однако содержание воды в расплавах, оцененное по недостатку суммы электронно-зондового анализа, могло достигать 7–9 мас. %.

Сопоставление полученных данных демонстрирует, что расплавы различных фаз внедрения гранитоидов Высокогорского месторождения не имели принципиальных различий в составах.

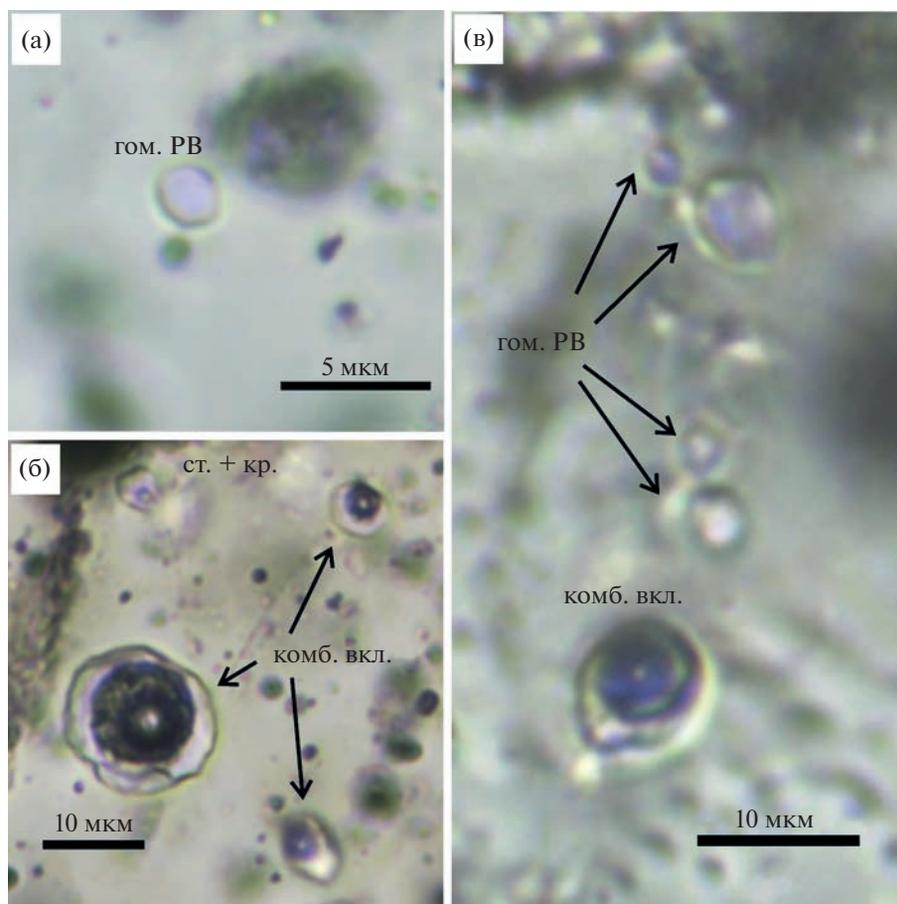
Флюидные включения (ФВ)

Кварц содержит множество флюидных включений. В связи с тем, что магматические породы претерпели интенсивную наложенную переработку водными флюидами, необходимо было среди всего многообразия ФВ выделить только те, которые характеризовали бы флюид, сосуществовавший с силикатным расплавом в процессе кристаллизации вкрапленников. В нашем представлении флюиды магматического этапа кристаллизации должны были соответствовать следующим критериям. Включения магматогенных флюидов во вкрапленниках кварца должны образовывать с РВ единые группы (сингенетичные ФВ и РВ). Включения магматогенных флюидов могут быть скомбинированы с кристаллическими включениями в кварце, так как подобные включения не могут захватываться по трещинам, а образуются только в процессе роста. Магматические флюиды также могли захватываться в виде одиночных ФВ или в составе компактных групп хаотично расположенных включений (азональные включения), не содержащих сингенетичных РВ. Однако в последнем случае есть опасность принять за магматические включения ФВ, образованные при дорастании или регенерации вкрапленников кварца уже на стадии постмагматических преобразований породы.

В кварце гранитов обеих фаз ФВ, которые соответствуют обозначенным выше критериям, разделены на четыре основных типа (фиг. 4).



Фиг. 4. Расплавные включения и ассоциации первично-магматических флюидных включений в кварце гранитоидов Высокогорского месторождения. а (тип 1) – газопо-жидкие, сингенетичные с расплавными; б (тип 2) – существенно газопоые, сингенетичные с расплавными; в (тип 2) – существенно газопоые, комбинированные с кристаллической фазой; г (тип 3) – низкоконцентрированные газопо-жидкие совместно с существенно газопоыми; д, е (тип 4) – многофазные в ассоциации с существенно газопоыми. Фото в, г, е – включения в кварце гранитоидов I фазы; а, б, д – включения в кварце гранитоидов II фазы. РВ – расплавное включение, г-жФВ – газопо-жидкое флюидное включение, с.г.ФВ – существенно газопоое флюидное включение, м.ф.ФВ – многофазное флюидное включение.



Фиг. 5. Результаты прогревов расплавных включений в автоклаве. Гом. РВ – гомогенные стекловатые расплавные включения, комб. вкл. – комбинированные включения (расплав+газовая фаза), ст. + кр. – стекло + недоплавленная кристаллическая фаза. а, б – включения в кварце гранитоидов I фазы, после прогрева при 650°C; в – включения в кварце гранитоидов II фазы, после прогрева при 680°C.

К первому типу относятся газowo-жидкие ФВ, сопутствующие расплавным включениям (фиг. 4а). При комнатной температуре эти включения содержат жидкий водный раствор и небольшой газовый пузырек. В составе газового пузырька установлены CH_4 и CO_2 . Углекислота доминирует. Отношение молекулярных количеств этих газов варьирует в пределах от 90 : 10 до 97 : 3. В некоторых включениях не удалось зафиксировать линии этих газов, что говорит об их крайне низкой плотности или отсутствии. После замораживания, оттаивание растворов включений наблюдается при температурах между -10 и -5°C . Последняя плавающая фаза – лед, исчезает при температурах между -1 и 0°C . Гомогенизация включений происходит в жидкую фазу при температурах 260 – 280°C .

Ко второму типу отнесены существенно газowe ФВ (фиг. 4б, в). Общей чертой этих включений является доминирование газовой фазы, когда каемка жидкости практически не различима. Часто эти включения бывают комбинированы с за-

хваченными игольчатыми кристаллами (возможно турмалин). В некоторых случаях они образуют группы с РВ. Однако чаще всего существенно газowe ФВ расположены азонально и отдельно от РВ. Таких ФВ в изученных вкрапленниках большинство. В газовом пузырьке большинства существенно газowych ФВ рамановские линии газowych компонентов не зафиксированы, что свидетельствует об их крайне низкой плотности или отсутствии. Реже удается обнаружить линии CO_2 и/или слабые линии CH_4 . В силу оптических особенностей жидкой фазы включений 2 типа, температуры начала протаивания и плавления льда в жидкой фазе зафиксировать не удалось. Гомогенизация включений происходит в газ при 350 – 385°C .

К третьему типу отнесены включения, образующие ассоциации, состоящие одновременно из газowo-жидких и существенно газowych ФВ (фиг. 4г). Иногда такие ассоциации встречаются в непосредственной близости от РВ, что позволяет предположить, что они были захвачены одновременно. Чаще же они расположены азонально без

Таблица 1. Представительные составы стекол расплавных включений в кварце гранитоидов Высокогорского месторождения

Образец	2/BC-II			2а/BC-II			3/BC-I			3б/BC-I		
	ст.	ст. + + б.г.п.	ст. + + б.г.п.	ст. + + м.г.п.	ст.	ст.	ст. + г.п. + + к.а.	ст. + + б.г.п.	ст. + + г.п.	ст.	ст. + кр.	ст.
SiO ₂	70.54	70.26	70.93	73	73.56	73.29	72.74	72.65	73.05	72.74	74.36	74.13
Al ₂ O ₃	12.42	12.45	13.10	11.8	13.11	13.06	12.53	12.78	12.78	<i>11.17</i>	<i>11.11</i>	<i>10.28</i>
FeO	0.74	0.81	0.78	0.97	0.75	0.75	0.25	0.47	0.39	<i>0.32</i>	<i><0.05</i>	<i>0.19</i>
MnO	0.08	0.05	0.05	0.04	0.06	0.07	0.06	0.1	<0.07	–	–	–
MgO	0.10	0.03	0.08	0.06	0.07	0.07	0.13	0.08	0.09	–	–	–
CaO	0.03	0.38	0.49	0.71	0.3	0.29	0.04	0.21	0.1	–	–	–
Na ₂ O	<i>1.98</i>	2.46	2.82	1.42	<i>1.88</i>	1.44	<i>2.64</i>	2.31	2.61	<i>2.53</i>	<i>3.68</i>	<i>2.99</i>
K ₂ O	3.19	4.08	3.76	3.74	4.14	4.27	3.67	3.84	3.83	<i>3.04</i>	<i>3.29</i>	<i>3.08</i>
F	<0.2	<0.2	<0.2	0.14	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	0.18	<0.2	<0.2	<0.2
Cl	<0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.08	–	–	–
P ₂ O ₅	<0.1	0.1	0.1	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Сумма-F	89.07	90.62	92.11	91.74	93.87	93.24	92.06	90.13	92.85	89.8	92.44	90.67
Сумма	89.07	90.63	92.12	91.88	93.87	93.24	92.06	92.44	93.11	89.8	92.44	90.67
ACNK	1.83	1.36	1.36	1.53	1.61	1.73	1.49	1.53	1.48	1.50	1.15	1.24
ANK	1.85	1.47	1.50	1.85	1.73	1.87	1.51	1.60	1.51	1.50	1.15	1.24
K ₂ O + Na ₂ O	5.17	6.54	6.58	5.16	6.02	5.71	6.31	6.15	6.44	5.57	6.97	6.07
K ₂ O/Na ₂ O	1.61	1.66	1.33	2.63	2.20	2.97	1.39	1.66	1.47	1.20	0.89	1.03

Примечание. Анализ стекол РВ проводился в ЦКП МИИ ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8100 и на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6510LV (данные выделены курсивом). Всего проанализировано 30 РВ. Фазовый состав расплавных включений: ст. – стекло, б.г.п. – большой газовый пузырек, м.г.п. – маленький газовый пузырек, кр. – кристалл, к.а. – кристаллический агрегат. Содержание TiO₂, Rb₂O ниже предела обнаружения, Cs ниже предела обнаружения, кроме трех точек 0.02–0.07 мас. % (пр. обн. 0.06 мас. % (3-σ)). Прочерк – элемент не определялся.

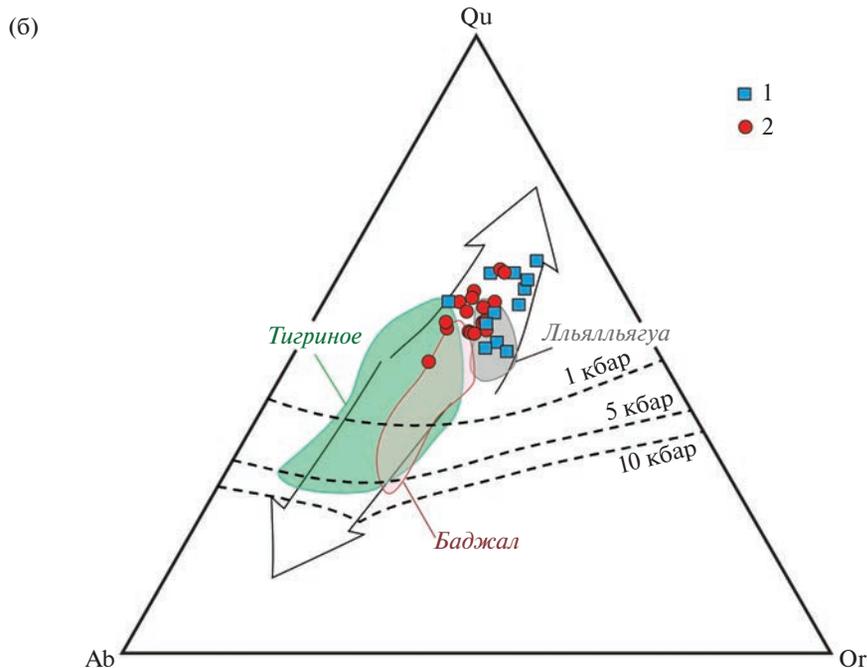
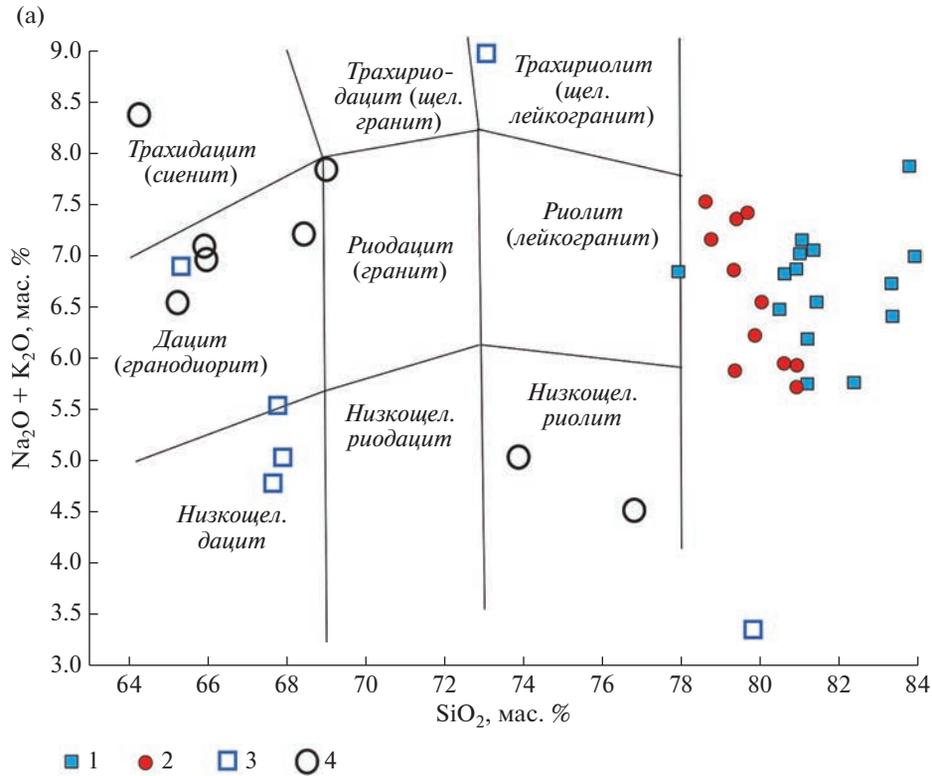
РВ. Методом рамановской спектроскопии во включениях этой ассоциации фиксируется, как правило, только CO₂. В спектрах некоторых включений есть слабые линии CH₄. Температуры гомогенизации ФВ в одних группах составляют 270–280°C, в других 374–380°C.

К четвертому типу отнесены ассоциации с газом-жидкими ФВ, которые содержат несколько кристаллических фаз (здесь и далее, многофазные ФВ) (фиг. 4д, е). Часто многофазные ФВ располагаются обособленными группами, и в большинстве случаев сопровождаются существенно газовыми ФВ, единичными или расположенными группами. Иногда такие ассоциации соседствуют с одиночными РВ. В пузырьке существенно газовых ФВ из описываемых групп стабильно фиксируются линии CO₂ и CH₄, соотношение интенсивностей которых отвечает отношению молекулярных количеств 95 : 5. В пузырьках многофазных ФВ, как правило, фиксируются только линии CH₄, либо сигналы газов отсутствуют. Однако в некоторых включениях было установлено на-

личие и CO₂, и CH₄. В этом случае соотношение их молекулярных количеств также составило 95 : 5.

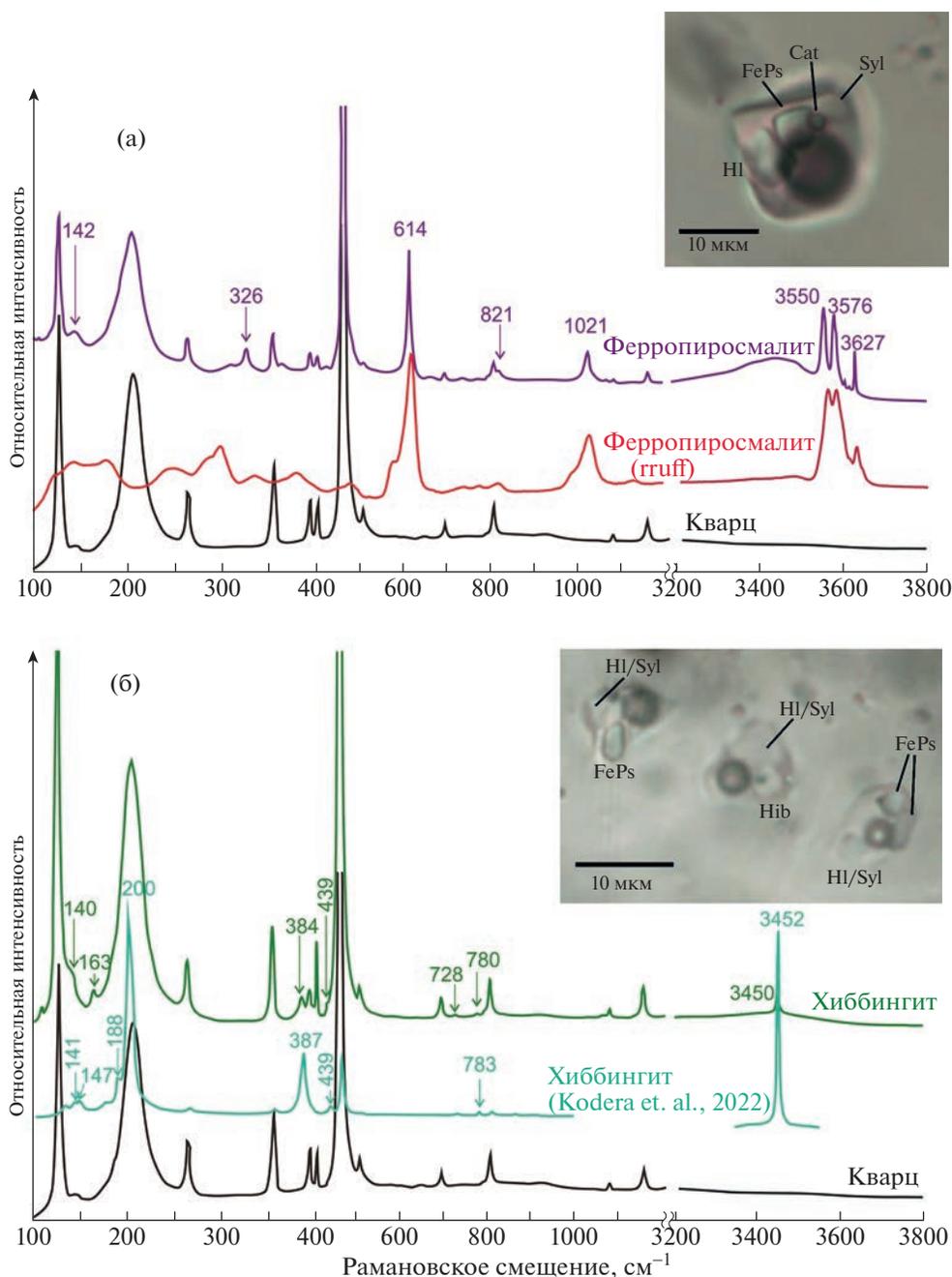
Среди дочерних фаз многофазных ФВ отчетливо различимы кристаллы хлоридов щелочных металлов – галит и/или сильвин. Они идентифицируются по характерным прямоугольным сечениям или кубической форме и отсутствию линий в рамановских спектрах. Впервые во ФВ Высокогорского месторождения идентифицирован пирросмалит-(Fe) (Fe, Mn)₈Si₆O₁₅(OH, Cl)₁₀, который образует изометричные и удлиненные кристаллы с высоким показателем преломления (фиг. 7). Кроме этих минералов во многофазных ФВ довольно часто встречаются мелкие удлиненные кристаллы, обладающие зеленоватой окраской и высоким рельефом. Рамановский спектр этих кристаллов показан на фиг. 7б и соответствует спектру хиббингита Fe₂(OH)₃Cl по данным (Kodera et al., 2022).

Находки Fe-Cl-содержащих дочерних фаз хорошо согласуются с данными анализов водных вытяжек из кварца исследованных образцов (табл. 2). В вытяжках из кварца гранит-порфиоров



Фиг. 6. Составы стекол расплавных включений в кварце и пород Высокогорского месторождения.

(а) Диаграмма SiO_2 – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$. (б) Составы расплавных включений в кварце гранитоидов месторождения Высокогорское на диаграмме ортоклаз–кварц–альбит в сравнении с составами расплавных включений других оловянных месторождений Приморья (Тигриное (Смирнов и др., 2014), Баджал (Бортников и др., 2019) и оловянного пояса Боливии, Льяльлягуа (Wittenbrink et al., 2009)). Котектические кривые при повышенном давлении H_2O и смещение минимума котектик при повышенном давлении H_2O (от 1 до 10 кбар) по (Huang, Yullie, 1975; Коваленко, 1977). Условные обозначения: 1, 2 – расплавные включения (гранит-порфиры I фазы, 2 – граниодиорит-порфиры II фазы), 3, 4 – породы (гранит-порфиры I фазы, 2 – граниодиорит-порфиры II фазы).



Фиг. 7. Рамановские спектры дочерних минералов (а) пиросмалита-Fe и (б) хиббингита в многофазных флюидных включениях (тип 4) Высокогорского месторождения в сравнении со спектром кварца и опубликованными спектрами данных минералов. Cat – кальцит, Hl – галит, Syl – сильвин, FePs – пиросмалит-(Fe), Hib – хиббингит.

I фазы выявлены более высокие концентрации практически всех компонентов, что предполагает в них высокую долю включений 3 и 4 типов. В составе вытяжек среди анионов доминирует хлор, а среди катионов – Fe, Na и K. Причем содержание Fe даже превышает содержания Na и K. Следует заметить во всех анализах высокие содержания В. Кроме этого, в водных вытяжках из этих образцов обнаружены повышенные концентрации Rb, Sr,

Ba, Zn, Pb, V, Mn и Sn. Водная вытяжка из кварца гранодиорит-порфира II фазы содержит более низкие, чем в вытяжках из кварца гранит-порфира I фазы, концентрации всех элементов, кроме В и Li. При этом в растворах вытяжек примерно в равных долях присутствуют анионы хлора, сульфат-иона и бикарбонат-иона, среди которых преобладает бикарбонат-ион. Это позволяет предположить, что состав вытяжки, вероятно, контролирует-

Таблица 2. Состав водных вытяжек из флюидных включений в кварце гранитоидов Высокогорского месторождения

Номер обр.	2/BC	3/BC	3а/BC
Главные компоненты, г/кг H ₂ O			
Cl	11.70	119.78	326.42
SO ₄	11.88	0.40	<0.4
HCO ₃	19.88	9.64	37.12
F	<0.2	<0.2	<0.4
Na	10.75	19.76	49.86
K	15.93	79.36	269.73
Ca	0.64	1.29	2.89
Mg	0.26	7.57	8.68
Микроэлементы, мг/кг H ₂ O			
B	1263	1304	1274
Li	52	27	47
Rb	4.6	326	922
Cs	0.2	10.8	20.3
Sr	0.2	27	578.1
Ba	1.3	1807	3621
As	3	21.5	53
Sb	9	19.4	42.1
Ge	0.3	1.7	3.9
Cu	0.9	6	16
Zn	34.6	68.3	170
Pb	н.п.о.	31.1	89.4
Ag	н.п.о.	0.1	0.9
Bi	н.п.о.	0.9	0.9
Mo	7	6.4	9.6
W	0.4	9.6	6.3
Sn	1.5	225	429
Hg	0.2	0.5	0.6
Tl	н.п.о.	5.6	15
Co	н.п.о.	5.3	8.2
Ni	н.п.о.	3.4	10.4
Cr	н.п.о.	19.7	8.4
V	н.п.о.	50.6	87.1
U	н.п.о.	0.4	1.6
Mn	0.9	302	622
Fe	41.5	10 177	24 238
Th	н.п.о.	5	15.3

Примечание. Анализ проведен в ЦНИГРИ, г. Москва. Количество анионов (Cl, SO₄, F) определено методом жидкостной хроматографией (ЦВЕТ3006), катионов и микроэлементов — методом ICP-MS (Elan 6100). Н.п.о. — ниже предела обнаружения.

ся включениями 1 типа. При низких содержаниях всех микроэлементов (как правило, ниже предела обнаружения) среди них также выделяются более высокие концентрации Zn и Fe.

Поведение многофазных включений, содержащих галит/сильвин и пиросмалит-(Fe), при нагревании и охлаждении не дает однозначной картины. Первым всегда растворяется галит/сильвин. В исследованных образцах это происходит в диапазоне примерно 165–185°C. Пиросмалит-(Fe) растворялся после галита/сильвина, в некоторых включениях при 209°C, в других температура полного растворения не была достигнута, так как нагрев включений во избежание декрепитации останавливали при температуре 350°C. В группе включений, прогрев которых продолжался после 350°C, удалось достичь его растворения при 565°C.

Газовый пузырек в многофазных включениях исчезал при температурах 277–297°C. Включения гомогенизируются в жидкость. У единичных включений газовый пузырек остается и при 590°C (близко к верхнему пределу температур используемого оборудования). Гомогенизирующиеся ФВ после охлаждения приобрели исходный фазовый состав, в остальных не видно выпадение кристаллических фаз.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Образование оловорудных месторождений традиционно связывается с сильно дифференцированными гранитными магмами. Магматическая дифференциация отводится ведущая роль в концентровании олова, которое экстрагируется магматогенным флюидом на поздне- и постмагматических стадиях развития оловянных рудно-магматических систем (Lehmann, 2021 и ссылки в ней). Олово-порфировые системы связаны, как правило, с небольшими малоглубинными интрузиями наиболее дифференцированных порций магм, имеющих генетическую связь с более крупными гранитными батолитами. Именно благодаря высокой степени дифференцированности гранитоидные магмы, с которыми связаны оловорудные месторождения, в том числе и порфирового типа, становятся насыщенными водой, другими летучими компонентами и несовместимыми элементами.

Важную роль в эволюционной истории олова в гранитоидных флюидно-магматических системах играет также окислительно-восстановительный потенциал очага и поведение в нем хлора, фтора и бора (Lehmann, 2021). Согласно данным по растворимости Sn в силикатных расплавах при их повышенной восстановленности (fO₂ ниже буфера NNO), оно ведет себя как несовместимый элемент и накапливается в остаточных силикатных

жидкостях. Транспорту олова в водном флюиде способствует высокая активность хлора, являющегося одним из наиболее эффективных комплексообразователей (Eugster, 1986; Wilson, Eugster, 1990; Schmidt, 2018). По мнению (Schmidt, 2018), концентрация хлора во флюидной фазе играет более существенную роль в гидротермальном транспорте Sn, чем окислительно-восстановительный потенциал, кислотность, свойства, температура и давление. Одним из выводов этой работы является то, что оловянная минерализация связана не столько с экстракцией олова магматическим водным флюидом из расплава, сколько с тем, что этот флюид экстрагирует олово из экзоконтактовой зоны интрузива и/или из магматической породы уже после затвердевания магмы (Schmidt, 2018; Audetat et al., 2008; Рёддер, 1987). Опираясь на эту модель, можно заметить, что в описываемой ситуации одним из важнейших факторов, способствующих как транспорту значительных количеств олова, так и образованию крупных скоплений оловянных минералов, является концентрация хлоридов в рудообразующем водном растворе.

В работе (Linnen, 1998) отмечается, что концентрация растворенных в водном флюиде хлоридов может быть функцией глубины становления интрузивов оловоносных рудно-магматических систем. Для относительно глубинных грейзеновых, пегматитовых, скарновых и кварцево-жильных месторождений характерны низко-умеренно концентрированные флюиды, в то время как для малоуглубинных олово-порфириновых – высокосолёные. В этой работе делается предположение, что для относительно глубинных очагов водонасыщенной гранитной магмы, где равновесный с расплавом флюид обеднен хлоридами, будет характерно накопление олова в расплаве, при условии, что фугитивность кислорода находится на уровне ниже буфера NNO (Lehmann, 2021; Linnen, 1998). По мнению (Linnen, 1998), при образовании месторождений олова в этих условиях должен работать механизм экстракции олова из магматических минералов и его перетолжение и концентрирование постмагматическими флюидами. В малоуглубинных системах, где отделяющийся флюид обогащен хлоридами, наоборот, экстракция олова может осуществляться уже на магматической стадии за счет его перераспределения между водно-хлоридным флюидом и расплавом $D^{fl/m} > 1$. Однако для того, чтобы гранитоидная магма находилась в равновесии с водным флюидом (рассолом), резко обогащенным хлором, необходимо, чтобы у расплава было высокое отношение Cl/H_2O (Webster, 1997).

Полученные нами данные показывают, что расплавы, из которых кристаллизовались вкрапленники кварца в магматических породах место-

рождения Высокогорского, были резко обогащены SiO_2 и насыщены водой. По соотношению глинозема и щелочей они имели высокоглиноземистый характер при относительно низком содержании щелочных металлов. Высокоглиноземистый состав с преобладанием K_2O над Na_2O (табл. 1) позволяет их рассматривать как производные магм S-типа, характерных для оловорудных флюидно-магматических систем. Составы расплавов отвечают высококремнистым риолитам и трахириолитам (фиг. 6а).

На треугольнике ортоклаз–альбит–кварц точки составов расплавов гранитоидов месторождения Высокогорское группируются над линией гранитного минимума при низких давлениях в поле первичной кристаллизации кварца и выстраиваются в направлении кварцевой вершины треугольника. Это не характерно для гранитоидов Приморья, с которыми связаны месторождения грейзеновой и олово-силикатной формаций (фиг. 6б). Расплавы последних выстраиваются вдоль линий, отвечающих “альбитовому тренду”, типичному для эволюции редкометалльных Li–F гранитов оловорудных рудно-магматических систем. В изученных нами включениях содержания редких щелочей и фтора не превысили пределов обнаружения, что также не позволяет отнести их к редкометалльным высокофтористым разностям.

Обращает на себя внимание и низкое содержание хлора в расплавах. Низкие содержания хлора типичны для посторогенных гранитоидов, с которыми связана редкометалльная минерализация (Соколова и др., 2011, 2016; Смирнов и др., 2014). Однако для расплавов таких магм характерно повышенное содержание фтора. Таким образом, обедненность расплавов гранитоидов обеих фаз на Высокогорском месторождении фтором и хлором не является типичной для оловорудных магматических систем и не согласуется с обстановками формирования гранитоидов Высокогорского месторождения, по геологическим и геохимическим данным (Рябченко и др., 2017).

Расплавы Высокогорского месторождения по содержаниям главных компонентов, преобладанию K над Na, низкому содержанию рубидия, фтора и хлора, а также по распределению точек нормативных составов на гаплогранитном треугольнике (фиг. 6а) наиболее похожи на расплавы олово-порфирирового месторождения Льяльлягуа (Боливия) (Dietrich et al., 2000; Wittenbrink et al., 2009). В отличие от Высокогорского, расплавы оловоносных систем Баджальского и Тигриного месторождений являются редкометалльными (0.1–0.3 мас. % Rb_2O) с повышенными содержаниями фтора (0.3–0.4 до 1–2 мас. %) и существенно натровым составом. Содержание хлора в гранитных расплавах Высокогорского минимально среди всех перечисленных объектов. Как показа-

ло сравнение, именно нередкометалльные слабо дифференцированные (лишенные несовместимых элементов) расплавы являются характеристикой, общей для олово-порфировых гранитных систем (Lehman, 2021). Таким образом, наши данные по составам расплавов гранитоидов Высокогорского месторождения согласуются с отношением его к олово-порфировому генетическому типу.

Изменение составов расплавов в сторону обогащения SiO_2 и обеднения щелочными металлами характерно для РВ в кварце гранитоидов, связанных с месторождениями порфирового типа (Bodnar, Student, 2006). Эта закономерность может интерпретироваться по-разному. Считается, что подобное смещение может быть вызвано тем, что при наложении на интрузивную породу гидротермального процесса за счет проникновения водных флюидов по трещинам в РВ происходит постзахватное изменение их состава (Bodnar, Student, 2006). С другой стороны, в условиях открытой системы, которая характерна для интрузий порфировых месторождений, регулярная дегазация и потеря флюидной фазы из магматического очага могут способствовать выносу Na и частично — K водным флюидом, отделяющимся от магмы, что приведет также к смещению состава расплава в сторону обогащения SiO_2 .

Сопоставление составов стекол РВ с валовым составом пород затруднено, так как породы испытали достаточно сильные наложенные гидротермальные преобразования. Однако нельзя исключать, что помимо расплава магма могла содержать ранее образованные темноцветные минералы, являющиеся концентраторами FeO, MgO и CaO, что делало ее валовый состав более основным.

Несмотря на то что гранитоиды I и II фаз могут иметь существенную разницу в возрасте (Рябченко и др., 2017), составы их расплавов близки друг к другу. Незначительная эволюция состава от момента образования гранитоидов I фазы до синрудных инъекционных гранитоидов II фазы выражалась в небольшом повышении содержания CaO и FeO и снижении MgO. Можно предположить, что порция флюида отделилась от магматического очага при кристаллизации гранит-порфиров I фазы, и способствовала образованию ФЭБ. Затем незакристаллизованные порции магмы внедрились в уже сформированные флюидным взрывом каналы.

Опыты по гомогенизации РВ дают основание полагать, что кристаллизация кварца происходила при низких температурах, не превышавших 650°C . Это вполне укладывается в диапазон температур кристаллизации гранитоидных интрузий олово-порфировых месторождений Боливийского пояса (Dietrich et al., 2000) и грейзеновых месторождений Дальнего Востока РФ (например,

Смирнов и др., 2014; Бортников и др., 2019). Обилие ФВ, некоторые из которых, очевидно, сингенетичны с РВ, подтверждает тезис о том, что расплавы гранитоидов Высокогорского месторождения были насыщены летучими, среди которых главную роль играла H_2O . В качестве примесей во флюиде присутствовали CO_2 и CH_4 . Детальный анализ взаимного расположения ФВ и РВ позволяет однозначно определить в качестве сингенетичных ФВ 1 и 2 типа. Принципиальная разница в плотности флюидов позволяет предположить, что в ходе кристаллизации вкрапленников кварца имели место эпизоды разгерметизации камеры и дегазации. При этом флюид мог иметь высокую (ФВ тип 1) и (ФВ тип 2) низкую плотность. Это вполне согласуется со сделанным ранее предположением о том, что эволюция магм Высокогорского месторождения происходила в условиях открытой системы и сопровождалась эпизодическим вскрытием очага, что влекло за собой большие скачки давления и, как следствие, плотности флюида.

На основании микротермометрических данных ФВ первого типа можно предположить, что первичный магматогенный флюид имел нехлоридный солевой состав. Они обладают высокой температурой эвтектики растворов (выше -10°C). Такие температуры могут отвечать карбонатным, например, $\text{KHCO}_3 + \text{H}_2\text{O}$ ($T_{\text{эвт}} = -6^\circ\text{C}$) или сульфатным, например $\text{MgSO}_4 + \text{H}_2\text{O}$ ($T_{\text{эвт}} = -4.8^\circ\text{C}$), системам. Температуры плавления льда в диапазоне $-0.2... -0.7^\circ\text{C}$ соответствуют солёности 1–2 мас. % NaCl-экв. В эквиваленте KHCO_3 солёность будет составлять 1–3 мас. %, а в MgSO_4 — 4–10 мас. %. Эти выводы согласуются с результатами определения составов водных вытяжек из образца гранодиорит-порфира I фазы (табл. 2), где содержание хлорид-иона сопоставимо с сульфат-ионом, но ниже бикарбонат-иона.

ФВ 3 и 4 типов трудно связать с магматическим процессом, несмотря на то, что они имеют признаки первичных включений. Температуры их гомогенизации, хотя и имеют высокие значения, остаются существенно ниже температур гомогенизации расплавных включений. Таким образом, даже несмотря на их первичность и пространственную близость к РВ, они могут быть результатом захвата более позднего гетерогенного флюида, который играл важную роль в образовании постмагматической минерализации. В этом случае следует предполагать, что захват этого флюида мог происходить при дорастании (регенерации) частично растворенных или механически разрушенных вкрапленников магматического кварца или залечивании трещин в нем. Такое предположение хорошо согласуется со сложной историей месторождения и взрывным характером гидротермальных процессов.

В отличие от ФВ 1 и 2 типов, включения 3 и 4 типов, по крайней мере газовой-жидкие включения ассоциаций, имеют хлоридный состав. Более того, концентрации хлоридов в ФВ 4 типа существенно выше концентрации насыщения при комнатной температуре (>26 мас. % NaCl-экв). Включения с высокими концентрациями солей были отнесены ранее к первичным и рассматривались как первично-магматические в работе (Бортников и др., 2013). Однако в этой работе такие включения рассматривались как включения гомогенного захвата, что не согласуется с нашими наблюдениями. Кроме того, ни в цитируемой работе, ни в нашем исследовании не обнаружено таких включений, которые были бы однозначно сингенетичны с расплавленными и не ассоциировали бы с существенно-газовыми ФВ.

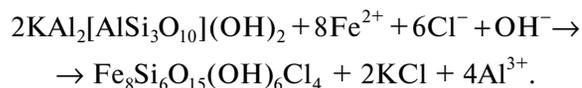
Наши исследования позволили получить новую информацию о солевом составе ФВ с высокими концентрациями хлоридов. Благодаря данным рамановской спектроскопии, впервые для включений в магматическом кварце Высокогорского месторождения в них в качестве дочерних фаз были обнаружены пиросмалит-(Fe) и хиббингит. В многофазных включениях высокосолевых растворов в работе (Бортников и др., 2013) наряду с кристаллами хлоридов Na и K упоминаются неидентифицированные фазы F₁ и F₂. По видимому, именно эти фазы определены нами как хиббингит и пиросмалит-(Fe).

В многофазных включениях 4 типа пиросмалит-(Fe) встречается в комбинации с галитом и сильвинитом. Точно так же и хиббингит в этих включениях встречается в ассоциации с галитом и сильвинитом. В единичных случаях ферропиросмалит и хиббингит встречаются вместе в одном ФВ. Примечательно, что ассоциации кристаллических фаз и объемная доля кристаллов во ФВ одной группы могут сильно различаться.

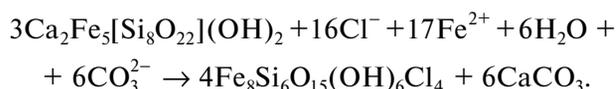
Наличие пиросмалита-(Fe) и хиббингита однозначно свидетельствует в пользу того, что ФВ 4 типа характеризуют водно-хлоридный флюид с высокими концентрациями щелочных металлов (K и Na) и Fe. По данным (Kodera et al., 2003; Sosa et al., 2021), пиросмалит-(Fe) во ФВ появляется вследствие ретроградной реакции разложения пироксена или амфибола под воздействием растворов (рассолов) с высоким содержанием хлоридов железа. Непостоянные фазовые соотношения в многофазных ФВ Высокогорского заставляют нас предполагать, что исходный минерал для пиросмалита-Fe был ксеногенным. В кварце изученных гранитоидов Высокогорского месторождения среди кристаллических включений во вкрапленниках кварца обнаружены апатит, мусковит и биотит, амфибол, а также игольчатые включения, похожие на турмалин или рутил, с которыми часто бывают скомбинированы

ФВ. Вероятно, силикатные минералы были захвачены в некоторые ФВ совместно с высококонцентрированным хлоридным раствором, который мог содержать большое количество Fe, наряду с Mn, Cl, а также, вероятно, Ca и CO₂. При остывании и восстановлении равновесия силиката с раствором ФВ, образовывалась ассоциация дочерних минералов, содержащая пиросмалит-(Fe), сильвинит/галит. В случае достаточного количества Ca и карбонат-иона мог возникать кальцит, который изредка также встречается в ФВ. Предположительно возможный механизм появления пиросмалита-(Fe) можно описать следующими реакциями:

В случае захвата мусковита:



На основании реакции преобразования амфибола, предложенной в работе (Sosa et al., 2021), с добавлением в систему CO₂, можно объяснить образование кальцита вместе с пиросмалитом-Fe:



Последняя реакция объясняет, почему в одних и тех же ассоциациях включений существенно-газовые включения содержат CO₂ и CH₄, а многофазные – только CH₄. Не исключено, что углекислота была израсходована на образование кальцита.

Образование хиббингита вместе с кристаллами галита и/или сильвина, возможно, связано с тем, что в хиббингит-содержащих включениях не было силикатной фазы, которая необходима для образования пиросмалита-Fe. Нельзя исключать также, что при малых количествах захваченного силикатного материала, вследствие избытка хлорида железа в растворе, помимо пиросмалита-Fe, во ФВ будет образовываться и хиббингит.

Наличие во включениях пиросмалита-Fe и хиббингита, помимо того, что подтверждает высокую концентрацию хлорида железа в минералообразующем флюиде, говорит и об относительно низкой фугитивности кислорода. В обоих минералах железо находится в степени окисления 2+ (Zubkova et al., 2019; Kodera et al., 2022). Таким образом, можно предположить, что именно эти растворы могли быть наиболее эффективными транспортерами Sn в процессе образования флюидно-эксплозивных брекчий и жильной минерализации месторождения Высокогорское. Этот вывод находит свое подтверждение в данных по составам водных вытяжек из кварца гранит-порфиров I фазы, которые были вынесены на поверхность при образовании ФЭБ. Они обогащены хлором, Fe и показывают высокие содержания Sn, Zn, Pb и некоторых других металлов (табл. 2).

Низкие концентрации хлора и железа и высокие концентрации H_2O в расплавах гранитоидов месторождения Высокогорское также противоречат тому, что гомогенные водно-солевые флюиды (рассолы) могли иметь прямое отношение к дегазации магматических расплавов. Магматогенные рассолы не раз наблюдались в качестве первично-магматических сред, связанных с магматическими породами кислого состава. Они представлены водно-солевыми включениями или флюидными обособлениями в расплавных включениях, которые разные авторы характеризуют как рассолы (brines) или водно-солевые расплавы (hydro-saline melts). Солевой состав их, как правило, хлоридный (Harris et al., 2003; Kamenetsky et al., 2004; Davidson, Kamenetsky, 2007; Kodera et al., 2017, 2022; Thomas et al., 2012), хотя встречаются также силикатно-боратные (Thomas et al., 2003; Смирнов, 2015) и карбонатные системы (Thomas et al., 2011).

Эксперименты показывают, что существенно хлоридные расплавы имеют тенденцию отделяться от силикатных магм при относительно низких содержаниях воды и высоких содержаниях хлора в расплаве (Webster, 1997). Это, очевидно, не согласуется с составами расплавов Высокогорского месторождения, которые были установлены в нашем исследовании.

Многочисленные работы, посвященные флюидному режиму порфировых рудно-магматических систем, показывают, что для них типичны гетерогенные флюиды, состоящие из высококонцентрированного водно-солевого раствора (рассола) и низкоплотного газа. Образование такого флюида связано с тем, что водонасыщенный солидус гранитных магм пересекает поле двухфазового газовой-жидкого равновесия водно-солевых растворов системы $H_2O-NaCl$ при давлениях менее ~ 1.2 кбар (Audetat, 2019 и ссылки в ней). Этот процесс способствует эффективному перераспределению и концентрированию рудных элементов во флюидной фазе (Audetat et al., 2008; 2019). Нельзя исключить, что наличие во флюиде низкокипящих газов, к которым относятся CO_2 и CH_4 , могло привести к расширению области стабильности газ + жидкость в сторону более высоких давлений.

Сингенетичные водно-солевые ФВ (тип Iв – содержащие твердую фазу в виде одного или нескольких изотропных кристаллов галита по Бортников и др., 2005) и ФВ, в составе которых преобладает водяной пар (тип III – однофазные существенно газовые ФВ по Бортников и др., 2005) предполагают вскипание минералообразующего флюида и подтверждают тезис о малой глубине, на которой протекали процессы, представленные включениями во вкрапленниках кварца гранитоидов Высокогорского месторож-

дения. Гомогенизация ФВ типа Iв происходила при $292-346^\circ C$, а кристаллы галита растворялись при $125-290^\circ C$, т.е. соленость флюида составляла $40-36$ мас. %, экв. NaCl (Бортников и др., 2005). Температуры гомогенизации газовой-жидких включений из этих ассоциаций в исследованных нами образцах составляли от $277-297^\circ C$ в тех случаях, когда последним растворялся пузырек.

В работе (Бортников и др., 2013) описаны двухфазовые ФВ, содержащие раствор и пузырек пара (тип г по Бортников и др., 2013), в кварце гранит-порфиров II фазы, с которыми тесно ассоциируются ФВ, содержащие преимущественно водяной пар (типа д по Бортников и др. 2013), гомогенизовались в жидкость при $380-430^\circ C$. Соленость захваченного в них флюида составила $12.6-5.6$ мас. % NaCl-экв. Следовательно, при температуре $\sim 400^\circ C$ водно-солевой флюид с соленостью ≈ 10 мас. % NaCl-экв. был вблизи линии двухфазового равновесия. Эти включения, вероятно, являются аналогом включений 3 типа, обнаруженных в исследованных нами образцах. Их температуры гомогенизации варьировали в широких пределах от 270 до $400^\circ C$, что предполагает более широкий интервал существования гетерогенных флюидов.

Температуры гомогенизации упомянутых выше типов включений соответствуют температурам захвата, и они существенно ниже определенных в данной работе температур кристаллизации магматического кварца месторождения Высокогорское ($\sim 650^\circ C$). По данным (Бортников и др., 2013), гомогенизация включений рассолов достигается при температурах около $550^\circ C$. Если мы примем, что описанные в цитируемой работе включения рассолов также входят в ассоциации гетерогенного захвата (включения 4 типа по нашим данным), то даже в этом случае температуры захвата на $100^\circ C$ ниже температур магматической кристаллизации. Это предполагает, что захват включений гетерогенных флюидов (3 и 4 тип) произошел уже после затвердевания магмы, вероятно, на стадии постмагматического высокотемпературного метасоматоза.

Считается, что гетерогенная флюидная смесь, содержащая газовую и жидкую фазы, может возникнуть и вследствие фазовой сепарации исходного гомогенного низкосолевого водного флюида в случае, если последний отделяется от расплава в надкритической области (Audetat et al., 2008). То есть газовой-жидкие ФВ (тип 1) Высокогорского могли представлять более ранние по отношению к ассоциации многофазные + существенно-газовые ФВ (тип 4) фракции флюидной фазы. Однако ФВ 1 типа содержит низкоконцентрированный и, вероятнее всего, нехлоридный водный раствор, а многофазные ФВ 4 типа – хлоридный рассол. Таким образом, последние не могут быть прямыми производными первого типа флюидов.

Это заставляет рассматривать флюиды, представленные включениями 1 и 4 типов, как самостоятельные типы флюидов, которые могли существовать либо последовательно во времени эволюции магматической камеры, либо параллельно, но в пространственно разделенных частях магматической камеры. То же касается и двух других выделенных типов флюидов: низкоплотного низкоконцентрированного (тип 2) и гетерогенного низкоконцентрированного (тип 3). Подробности происхождения флюидов, их источники и определение *PT*-параметров их эволюции не могут быть реконструированы на основе полученных в данном исследовании результатов и требуют дальнейших исследований.

Нельзя отрицать важную роль бора в формировании минерализации Высокогорского месторождения. Признаком высоких концентраций бора во флюидных фазах является наличие в растворах или в виде дочерних фаз ортоборной кислоты или боратов щелочных металлов во флюидных включениях (Смирнов и др., 2000, 2015; Перетяжко и др., 2000; Thomas et al., 2000, 2002). Поискам этих признаков было уделено особое внимание в данном исследовании, но в изученных включениях присутствия ортоборной кислоты и щелочных боратов установить не удалось. Однако участие бора проявляется в широко распространенной турмалинизации рудных тел и вмещающих пород. Кроме этого, высокие концентрации бора установлены в водных вытяжках из кварца гранитоидов, относимых к обеим фазам внедрения (см. табл. 2). Вероятно, бор в растворах включений находится не в форме ортоборной кислоты, а в виде иных соединений. Следует заметить, что именно для рудно-магматических систем с большими содержаниями бора характерны брекчии и трубки взрыва. Механизм их образования состоит в том, что высокое содержание бора в магме влечет за собой более высокую растворимость воды, что обуславливает поздние и постмагматические взрывные процессы. Кроме того, распределение бора преимущественно в фазу водного флюида увеличивает растворимость кремния в ней, вызывая турмалинизацию вмещающих пород (Polland et al., 1987). По-видимому, одним из факторов, повлиявших на массовое образование турмалина, является поступление больших количеств железа в степени окисления 2+ с гетерогенным хлоридным флюидом. Как известно, высокие концентрации металлов с зарядом 2+ (Ca, Mg и Fe) являются геохимическим барьером, на котором эффективно осаждается бор в виде боратных и боросиликатных минералов (Ферсман, 1959).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наши исследования показали, что расплав, из которого кристаллизовались вкрапленники квар-

ца гранитоидов Высокогорского месторождения, имел риолитовый высокоглиноземистый состав. Этот расплав был насыщен водой, но обеднен важными для транспорта и образования оловорудной минерализации элементами — F и Cl, но по главным компонентам похож на расплавы магм, участвовавших в образовании месторождений олово-порфиrowого типа. Кроме воды в составе магмы, по-видимому, важную роль играли CO₂ и CH₄. Эволюция составов расплавов была направлена от минимума низкобарической контектики в координатах Qu—Ab—Or в сторону обогащения SiO₂ и обеднения щелочными металлами. Это интерпретируется нами как результат эволюции в условиях малоглубинной камеры, периодически подвергавшейся разгерметизации и дегазации, что типично для магматических очагов месторождений порфиrowого типа в целом.

Особенностью магматической кристаллизации кварца является присутствие свободной флюидной фазы наряду с силикатным расплавом. ФВ в кварце фиксируют участие контрастных по составу флюидов в процессах, сформировавших современный облик магматических пород месторождения. Водные флюиды, обогащенные CO₂ и CH₄ и имеющие нехлоридный состав растворенных солей, вероятно, сосуществовали с риолитовым расплавом. При этом состав и плотность флюидной фазы менялись, что отражено в резких различиях фазового состава характеризующих их включений — в одних доминирует жидкость, в других — газ. Такие резкие вариации плотности флюидов подразумевают, что при разгерметизации камеры, возможно, происходили флуктуации давления с очень большой амплитудой. Не исключено, что эти флуктуации могли быть связаны с образованием флюидно-эксплозивных брекчий месторождения Высокогорское.

Полученные нами данные позволяют сделать предположение, что расплавы не являлись той средой, где могли эффективно накапливаться рудные металлы и, в частности, олово. Низкие концентрации растворенных солей в первично-магматических флюидах и, вероятно, низкая концентрация в них хлора также не могли способствовать транспорту олова в этой флюидной фазе. Таким образом, сам магматический очаг, скорее всего, служил источником тепла и в значительной степени водного флюида для гидротермальной системы месторождения. Основным же транспортным агентом олова служили рассолы, богатые хлором, водные растворы которых имели относительно низкую фугитивность кислорода, о чем свидетельствуют дочерние минералы, содержащие Fe только в степени окисления 2+ и значительная доля метана в газовой фазе ФВ 4 типа в кварце гранитоидов месторождения Высокогорское. Кроме того, высококонцентрированный

флюид обеспечил поступление железа для процесса турмалинизации, широко проявленного на месторождении.

Проведенные нами исследования предоставили новые данные, позволяющие глубже понять сложный процесс эволюции флюидных фаз и магматических расплавов во время образования месторождения Высокогорское, являющегося одним из примеров минерализации олово-порфирового типа в Приморье. Наши данные показывают, что в данном случае магма могла играть второстепенную роль в транспорте и аккумуляции олова, но служить главным источником тепла и флюидов. Осталась невыясненной природа флюидов, представленных включениями водных Na–K–Fe расплавов 4 типа. Однако именно они наиболее подходят в качестве среды, игравшей главную роль в процессе рудообразования.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность В.М. Рябченко за предоставленные образцы, д.г.-м.н. С.Г. Кряжеву (ЦНИГРИ, Москва) за предоставленные данные по составам водных вытяжек из кварца Высокогорского месторождения и ценные замечания к статье.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта Российской Федерации в лице Министерства науки и высшего образования РФ № 13.1902.21.0018 (соглашение 075-15-2020-802).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бортников Н.С.* Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах // *Геология рудн. месторождений.* 2006. Т. 48. № 1. С. 3–28.
- Бортников Н.С., Ханчук А.И., Крылова Т.Л., Аникина Е.Ю., Гореликова Н.В., Гонеvчук В.Г., Игнатьев А.В., Кокорин А.М., Коростелев П.Г., Ломм Т.* Геохимия минералообразующих флюидов некоторых оловорудных гидротермальных систем Сихотэ-Алиня (Дальний Восток, Россия) // *Геология рудн. месторождений.* 2005. Т. 47. № 6. С. 537–570.
- Бортников Н.С., Кряжев С.Г., Гонеvчук В.Г., Гореликова Н.В., Рябченко В.М., Балашов Ф.В.* Смещение магматогенных рассолов и метеорных вод в Высокогорском олово-порфировом месторождении, Приморье, Россия // *Доклады АН.* 2013. Т. 453. № 4. С. 1–5.
- Бортников Н.С., Аранович Л.Я., Кряжев С.Г., Смирнов С.З., Гонеvчук В.Г., Семеняк Б.И., Дубинина Е.О., Гореликова Н.В., Соколова Е.Н.* Баджальская оловоносная магматогенно-флюидная система (Дальний Восток, Россия): переход от кристаллизации гранитов к гидротермальному отложению руд // *Геология рудн. месторождений.* 2019. Т. 61. № 3. С. 3–30.
- Гонеvчук В.Г.* Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука, 2002. 297 с.
- Гонеvчук В.Г., Кокорин А.М., Коростелев П.Г. и др.* О проблемах в классификации оловянных месторождений на формационной основе // *Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований. Сборник к столетию Е.А. Радкевич.* Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 70–89.
- Гонеvчук В.Г., Семеняк Б.И., Ишихара С. и др.* Возраст оловоносных грейзенов Приамурья и некоторые вопросы генезиса оловянной минерализации (Россия) // *Геология рудных месторождений.* 1998. Т. 40. № 4. С. 326–335.
- Коваленко В.И.* Петрология и геохимия редкометалльных гранитов. Новосибирск: Наука, 1977. 208 с.
- Кокорин А.М., Гонеvчук В.Г., Кокорина Д.К., Орехов А.А.* Высокогорское оловорудное месторождение: особенности минерализации и генезиса // *Рудные месторождения континентальных окраин. Вып. 2.* Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 156–171.
- Лаврентьев Ю.Г., Карманов Н.С., Усова Л.В.* Электронно-зондовое определение состава минералов: микроанализатор или сканирующий электронный микроскоп? // *Геология и геофизика.* 2015. Т. 56. № 8. С. 1473–1482.
- Перетяжко И.С., Прокофьев В.Ю., Загорский В.Е., Смирнов С.З.* Борные кислоты в процессах пегматитового и гидротермального минералообразования: петрологические следствия открытия сассолина (H₃BO₃) во флюидных включениях // *Петрология.* 2000. Т. 8. № 3. С. 241–266.
- Рёддер Э.* Флюидные включения в минералах. Том 2. Использование включений при изучении генезиса пород и руд. М.: Мир, 1987. 631 с.
- Рябченко В.М., Гонеvчук В.Г., Гореликова Н.В., Гонеvчук Г.А.* Эксплозивные брекчии Высокогорского олово-порфирового месторождения: генезис и роль в рудообразовании (Кавалеровский рудный район, Приморье) // *Тихоокеанская геология.* 2017. Т. 36. № 3. С. 41–56.
- Смирнов С.З., Перетяжко И.С., Прокофьев В.Ю., Загорский В.Е., Шебанин А.П.* Первая находка сассолина (H₃BO₃) во флюидных включениях в минералах // *Геология и геофизика.* 2000. Т. 41. №2. С. 194–206.
- Смирнов С.З., Томас В.Г., Соколова Е.Н., Курпиров И.Н.* Гомогенизация включений водонасыщенных силикатных расплавов в условиях противодавления парами D₂O при 650°C и 3 кбар // *Геология и геофизика.* 2011. Т. 52. № 5. С. 690–703.
- Смирнов С.З.* Флюидный режим кристаллизации водонасыщенных гранитных и пегматитовых магм: физико-химический анализ // *Геология и Геофизика* 2015. Т. 56. № 9. С. 1643–1663.
- Смирнов С.З., Бортников Н.С., Гонеvчук В.Г., Гореликова Н.В.* Составы расплавов и флюидный режим кристаллизации редкометалльных гранитов и пегматитов Тигриного Sn–W месторождения (Приморье) // *Доклады Академии наук,* 2014. Т. 456. № 1. С. 95–100.
- Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Астрелина Е.И., Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Котлер П.Д.* Состав, флюидный режим и генезис онгонит-эльвановых магм Калгутинской рудно-магматической системы (Горный

- Алтай) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 11. С. 1748–1775.
- Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Хромых С.В. Условия кристаллизации, состав и источники редкометалльных магм при формировании онгонитов Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана // Петрология. 2016. Т. 24. № 2. С. 168–193.
- Ферсман А.Е. Избранные труды, том 5. М: Изд-во АН СССР. 1959. 858 с.
- Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока // В сб. Рудные месторождения континентальных окраин. Вып. 1. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
- Audetat A. The Metal Content of Magmatic-hydrothermal fluids and its relationship to mineralization potential // Econ. Geol. 2019. V. 114. № 6. P. 1033–1056.
- Audéat A., Petke T., Heinrich C.A., Bodnar R.J. The composition of magmatic-hydrothermal fluids in barren and mineralized intrusions // Econ. Geol. 2008. V. 103. P. 877–908.
- Blevin P.L., Chappell B.W. The role of magma sources, oxidation states and fractionation in determining the granite metallogeny of eastern Australia // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 1992. V. 83. P. 305–316.
- Bodnar R., Student J. Melt inclusions in plutonic rocks: petrography and microthermometry // Webster J., Ed. Melt inclusions in plutonic rocks. MAC Short Course 36. 2006. Mineralogical Association of Canada. P. 1–25.
- Burke E. A. J. Raman microspectrometry of fluid inclusions // Lithos. 2001. V. 55. № 1. P. 139–158.
- Burnham C. W. Energy release in subvolcanic environments; implications for breccia formation // Econ. Geol. 1985. V. 80. № 6. P. 1515–1522.
- Cerny P., Blevin P.L., Cuney M., London D. Granite-related ore deposits // Econ. Geol. One Hundredth Anniversary volume. Hedenquist J.W. (eds). Economic Geology Publishing Company. 2005. P. 337–370.
- Chappell B.W., White A.J.R. I- and S-Type Granites in the Lachlan Fold Belt. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth and Environmental Science. 1992. 83. P. 1–26.
- Davidson P., Kamenetsky V.S. Primary aqueous fluids in rhyolitic magmas: Melt inclusion evidence for pre- and post-trapping exsolution // Chem. Geol. 2007. 237. P. 372–383.
- Dietrich A., Lehmann B. Bulk rock and melt inclusion geochemistry of Bolivian tin porphyry systems // Econ. Geol. 2000. V. 95. P. 313–326
- Dietrich A., Lehmann B., Wallianos A., Traxel K. Magma mixing in Bolivian tin porphyries. Naturwissenschaften. 1999. V. 86. P. 40–43
- Eugster H.P. Minerals in hot water // Amer. Mineral. 1986. V. 71. P. 655–673.
- Grant J. N., Halls C., Sheppard S. M. F., Avila W. Evolution of the porphyry tin deposits of Bolivia. In Ishihara, S. and Takenouchi, S. (eds.) Granitic Magmatism and Related Mineralization. Mining Geol. Spec. Issue, Society of Mining Geology, Tokyo. 1980. № 8. P. 151–174.
- Harris A.C., Kamenetsky V.S., White N.C., van Achtenbergh E., Ryan C.G. Melt inclusions in veins: linking magmas and porphyry Cu deposits // Science. 2003. 302. P. 2109–2111.
- Huang W.-L., Wyllie P.J. Melting reactions in the system $\text{NaAlSi}_2\text{O}_8\text{--KAlSi}_3\text{O}_8\text{--SiO}_2$ to 35 kilobars, dry and excess water // J. Geol. 1975. V. 83. P. 737–748.
- Janecka J., Stempok M. Endogenous tin mineralization in the Bohemian Massif // Internat Tin Council. 1967. V. 1. P. 245–266.
- Kamenetsky V.S., Naumov V.B., Davidson P., van Achtenberg E., Ryan C.G. Immiscibility between silicate magmas and aqueous fluids: a melt inclusion pursuit into the magmatic-hydrothermal transition in the Omsukchan Granite (NE Russia) // Chem. Geol. 2004. V. 210. P. 73–90.
- Khanchuk A.I., Gonevchuk V.G., Bortnikov N.S., Gorelikova N.V. Paleogeodynamic model of Sikhote-Alin tin-bearing system (Russia) // Mineral exploration and sustainable development: Proceedings of the 7th Biennial SGA meeting. Millpress, Rotterdam. 2003. V. 1. P. 295–298.
- Kodera P., Majzlan J., Pollok K., Kiefer S., Šimko F., Scholtzová E., Luptáková J., Grant C. Ferrous hydroxylchlorides hibbingite $[\gamma\text{-Fe}_2(\text{OH})_3\text{Cl}]$ and parahibbingite $[\beta\text{-Fe}_2(\text{OH})_3\text{Cl}]$ as a concealed sink of Cl and H_2O in ultrabasic and granitic systems // Amer. Mineral. 2022. V. 107. P. 826–841.
- Murphy P.J., Rankin A.H. Retrograde mineral reactions in saline fluid inclusions: The transformation ferropyrromalite \leftrightarrow clinopyroxene // Amer. Mineral. 2003. V. 88 (1). P. 151–158.
- Kodera P., Takacs A., Racek M., Šimko F., Luptakova J., Vaczi t., Antal P. Javorieite, KFeCl_3 : a new mineral hosted by salt melt inclusions in porphyry gold systems // Eur. J. Mineral. 2017. V. 29. P. 995–1004.
- Lehmann B. Formation of tin ore deposits: A reassessment // Lithos. 2021. P. 402–403.
- Lehmann B. Metallogeny of Tin. Springer. Berlin, 1990. P. 211.
- Lehmann B., Ishihara S., Michel H., Miller J., Rapela C., Sanchez A., Tistl M., Winkelmann L. The Bolivian tin province and regional tin distribution in the Central Andes: a reassessment // Econ. Geol. 1990. V. 85. P. 1044–1058.
- Lehmann, B., Dietrich, A., Wallianos, A. From rocks to ore. International Journal of Earth Sciences. 2000. V. 89. P. 284–294.
- Linnen R.L. Depth of emplacement, fluid provenance and metallogeny in granitic terranes: a comparison of western Thailand with other tin belts // Mineral. Deposita. 1998. V. 33. P. 461–476.
- Morgan G. B., London D. Effect of current density on the electron microprobe analysis of alkali aluminosilicate glasses // Amer. Mineral. 2005. V. 90. P. 1131–1138.
- Nokleberg W.J., Bundsten T.K., Eremin R.A. et al. Metallogeny and tectonics of the Russian Far East, Alaska, and the Canadian Cordillera // US Dept. of the Interior, US Geological Survey. 2005. № 1697. 397 p.
- Pollard P. J., Pichavant M., Charoy B. Contrasting evolution of fluorine- and boron-rich tin systems // Mineral. Deposita. 1987. V. 22. P. 315–321.
- Schmidt C. Formation of hydrothermal tin deposits: Raman spectroscopic evidence for an important role of aqueous Sn(IV) species // Geochim. Cosmochim. Acta. 2018. V. 220. P. 499–511.
- Sillitoe R.H. Andean mineralization: a model for the metallogeny of convergent plate margins. In: Strong D F (ed) Metallogeny and plate tectonics. Geol Assoc Can Spec Pap 14. 1976. P. 59–100.

- Sillitoe R.H.* Ore-related breccias in volcanoplutonic arcs // *Econ. Geol.* 1985. V. 80 (6). P. 1467–1514.
- Sosa G., Oriolo S., Kerkhof A., González P.D., Olaiçola E., Bechis F.* Ferropyrosmalite-bearing fluid inclusions in the North Patagonian Andes metasedimentary basement, Argentina: A record of regional metasomatism // *Amer. Mineral.* 2021. V. 106 (7). P. 1172–1182.
- Thomas R., Davidson P., Beurlen H.* The competing models for the origin and internal evolution of granitic pegmatites in the light of melt and fluid inclusion research // *Mineralogy and Petrology.* 2012. V. 106. P. 55–73.
- Thomas R., Davidson P., Schmidt C.* Extreme alkali bicarbonate- and carbonate-rich fluid inclusions in granite pegmatite from the Precambrian Rønne granite, Bornholm Island, Denmark // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2011. V. 161. P. 315–329.
- Thomas R., Forster H-J., Heinrich W.* The behavior of boron in a peraluminous granite-pegmatite system and associated hydrothermal solutions: a melt and fluid-inclusion study // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2003. V. 144. P. 457–472.
- Webster J.* Exsolution of magmatic volatile phases from Cl-enriched mineralizing granitic magmas and implications for ore metal transport // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1997. V. 61. № 5. P. 1017–1029.
- Wilson G. A., Eugster H. P.* Cassiterite solubility and tin speciation in supercritical chloride solutions // *Geochemical Society Special Publication.* 1990. V. 2. P. 179–195.
- Wittenbrink J., Lehmann B., Wiedenbeck M., Wallianos A., Dietrich A., Palacios C.* Boron isotope composition of melt inclusions from porphyry systems of the Central Andes: a reconnaissance study // *Terra Nova.* 2009. V. 21. № 2. P. 111–118
- Zubkova N.V., Pekov I.V., Sereda E.V., Yapaskurt V.O., Pushcharovsky D.Y.* The crystal structure of hibbingite, orthorhombic $\text{Fe}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$ // *Zeitschrift für Kristallographie–Crystalline Materials.* 2019. V. 234. P. 379–382.

УДК 553.41:553.261

ЭПИТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАМЧАТКИ, РОССИЯ

© 2023 г. Н. С. Бортников^а, *, Н. Д. Толстых^б, **

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

^бИнститут геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, пр. Ак. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

*E-mail: bns46@yandex.ru

**E-mail: tolst@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 19.08.2023 г.

После доработки 20.09.2023 г.

Принята к публикации 29.09.2023 г.

Обобщены результаты изучения эпитермальных месторождений Камчатки – одной из наиболее перспективных золотодобывающих провинций Российской Федерации. Месторождения подразделены на кислотно-сульфатный (КС) и адуляр-серицитовый (АС) подтипы (Heald et al., 1987). Показаны недостатки схемы, наиболее популярной в англоязычной литературе, основанной на степени сульфидирования (sulfidation state) минеральных парагенезисов в рудах (LS, IS и HS подтипы). Предложенная нами классификация учитывает различия минеральных ассоциаций в околорудных метасоматитах, которые определяются кислотностью-щелочностью и окислительным состоянием минералообразующих флюидов, и отчетливо диагностируются на первых этапах изучения месторождений. Эпитермальные месторождения Камчатки АС подтипа связаны с андезитовым вулканизмом вулканогенных поясов. Золоторудные ассоциации сосредоточены в кварцевых, карбонат-кварцевых и адуляр-кварцевых жилах, а также в серицитизированных метасоматитах, сменяющихся к периферии аргиллитами и пропилитами. АС подтип характеризуется совмещением полисульфидной (Pb, Zn) (Аметистовое, Кумроч, Вилючинское месторождения), сульфосолевой (Ag, Sb, As, Bi, Sn) (Озерновское, Бараньевское) и селенидной (Ag, Se) (Аметистовое, Асачинское, Родниковое) ассоциаций. Для ранней полисульфидной ассоциации типично низкопробное золото (220–310‰). При повышении фугитивностей Te и Se пробность золота увеличивается до 510–740‰, а при прогрессирующей активности Sb, As и Bi и образовании сульфосолевых ассоциаций она достигает 998‰. Температуры гомогенизации первичных включений в кварце из золотоносных ассоциаций АС подтипа равны 260–250°C; минералы кристаллизуются из растворов, содержащих не более 3 мас. % NaCl экв. Единственное на Камчатке месторождение КС-типа Малетойваям локализовано в кварце, вторичных кварцитах и алуни-серицит-каолинит-кварцевых метасоматитах. Золотоносные парагенезисы свидетельствуют о ведущей роли селена и теллура в минералообразовании, содержат высокопробное самородное золото, сульфоселенотеллуриды, теллуриды и селениды Au, кристаллизующиеся из кислых флюидов с соленостью 1–5 мас. % NaCl экв. при температурах 290–175°C.

Ключевые слова: эпитермальные золоторудные месторождения, классификация, кислотно-сульфатный, адуляр-серицитовый, рудоформирующие системы, Камчатка

DOI: 10.31857/S001677702307002X, **EDN:** GZRBON

ВВЕДЕНИЕ

Эпитермальные месторождения являются наиболее распространенными гидротермальными скоплениями благородных и цветных металлов, залегающих и образовавшихся на небольших глубинах вблизи поверхности земной коры (как правило, не более 1 км). В. Линдгрэн, кто ввел этот термин (Lindgren, 1907, 1933), отнес к эпите-рмальным месторождениям те, из руд которых добываются золото, серебро, ртуть, сурьма и цветные металлы (Cu, Pb и Zn) и которые образовались на небольших глубинах (“*at slight depth be-*

low the surface”), при относительно низких температурах (“*perhaps from 50 to 200°C*”, первоначально от 50 до 150°C) и давлениях (“*scarcely exceed 100 atmospheres*”). Со времени основополагающих исследований В. Линдгрена произошли изменения в оценке физико-химических условий их образования, главным образом температуры, и сейчас признано, что эпите-рмальные руды отлагаются при температурах ≤300°C и на глубинах от примерно 50 до 1500 м ниже уровня грунтовых вод, и что они обычно являются приповерхностными частями более крупных, главным образом суб-

аэральных, гидротермальных систем (например, Simmons et al., 2005; John et al., 2018). Многочисленные исследования флюидных включений в минералах выявили, что температуры гомогенизации в них изменяются от <100 до >450°C, при этом 90% данных находятся примерно в диапазоне от 120 до 310°C (Bodnar et al., 2014). Крупнейшие месторождения разрабатываются до глубин от ~500 м до ~1200 м ниже поверхности эрозии, а протяженность рудных тел изменяется от 350 до 1200 м (John et al., 2018).

Эпитермальные золото-серебряные месторождения обнаружены в различных тектонических обстановках: обычно они связаны с вулканическими или приповерхностными интрузивными породами, чаще всего приурочены к конвергентным границам плит (континентальные и островные дуги), они также ассоциируют с магматизмом в задуговых, континентальных рифтовых зонах, в зонах постколлизийного растяжения, трансформных окраинах и реже в областях континентального рифтогенеза со слабо проявленным или отсутствующим синхронным магматизмом (Sillitoe, Hedenquist, 2003; Simmons et al., 2005; Richards, 2013).

Эпитермальные золото-серебряные месторождения, вероятно, формировались на протяжении большей части истории Земли, начиная с архея (John et al., 2018). Поскольку руды отлагались на небольших глубинах, чаще всего вдоль активных окраин конвергентных плит в топографически высоких районах, подверженных высоким скоростям поднятия, большинство залежей могли быть эродированы. Оценка возраста 464 эпитермальных Au–Ag месторождений показала, что они образовались от 3450 до 0.3 млн лет назад, причем 90% из них моложе 175 млн лет (Kesler and Wilkinson, 2009).

Тем не менее эпитермальные месторождения, образовавшиеся при сходных температурах и глубинах, оказались крайне неоднородной группой по своим характеристикам: они значительно различаются минеральными парагенезисами в окколорудных метасоматических ореолах и в рудах, разнообразие которых обусловлено физико-химическими параметрами их отложения, главным образом кислотностью-щелочностью флюидов (pH) и фугитивностью серы (fS_2) (Hayba et al., 1985; Heald et al., 1987; White, Hedenquist, 1995; Eunaïdi et al., 2003). Первоначально месторождения были разделены на два подтипа (end-member types) с учетом их минерального состава руд и окколорудных изменений, литолого-тектонического строения и геохимических характеристик: кислотно-сульфатный КС (acid-sulfate) и адуляр-серицитовый – АС (adularia-sericite) (Hayba et al., 1985; Heald et al., 1987). Позже также было выделено два подтипа, но уже основываясь на мине-

ральных парагенезисах в рудах, которые различаются по степени сульфидирования* (sulfidation state), т.е. стабильности минеральных ассоциаций в зависимости от фугитивности серы (fS_2) и температуры (White, Hedenquist, 1990, 1995): низкой степени сульфидирования (low-sulfidation – LS) и высокой степени сульфидирования (high-sulfidation – HS). Наконец, был выделен третий подтип – промежуточной степени сульфидирования (intermediate sulfidation – IS) (Eunaïdi et al., 2003). Именно эта систематика эпитермальных месторождений принята (можно сказать – узаконена) в англоязычной литературе (Simmons et al., 2005; John et al., 2018) и начинает использоваться отечественными авторами. Нам последний вариант классификации эпитермальных месторождений представляется менее удачным.

Первоначальный вариант классификации (Hayba et al., 1985; Heald et al., 1987) предпочтительнее потому, что главными в характеристике подтипов являются минеральные ассоциации окколорудных изменений: в месторождениях КС-подтипа проявлена гипогенная алунитизация, широко распространен гипогенный каолинит; в месторождениях АС-подтипа преобладают, как это видно из названия, серицит и адуляр. Очевидно, что различить эти подтипы возможно уже на ранних стадиях изучения месторождения, т.к. окколорудные изменения легко диагностировать уже при полевых наблюдениях. Подчеркнуты также различия в минеральных ассоциациях руд: в рудах КС-подтипа типичный парагенезис – энаргит + пирит ± ковелин, а в рудах АС – энаргит отсутствует.

Принятый в литературе вариант классификации возможно применить после детального изучения руд в камеральных условиях. Более того, в ней использованы не вполне достоверные экспериментальные критерии. В ее основу положена концепция *степени сульфидирования* (sulfidation state) (Eunaïdi et al., 2003), т.е. устойчивости минералов в зависимости от температуры и фугитивности серы (Barton, Skinner, 1967; Barton, 1970), которая не нашла широкого применения в классификации эпитермальных месторождений (например, Heald et al., 1987). С их точки зрения такой подход при классификации порфировых и эпитермальных месторождений позволяет лучше систематизировать минеральные парагенезисы сульфидов в рудах и проследить эволюцию гидротермальных систем. По их мнению, в общем, минеральные ассоциации сульфидов в рудах этих месторождений образуют “L-образное” поле на диаграмме $\log fS_2 - 1000/T$, где fS_2 – фугитивность двухатомного идеального газа серы, T – температура Кельвина (Eunaïdi et al., 2003, Fig. 1, page 287). Это поле, с их точки зрения, представляет собой отражение путей эволюции множества порций гид-

ротермальных флюидов, поступивших, скорее всего, из разных источников по мере падения температуры, давления и взаимодействия с вмещающими их породами. Такая обстановка возникает в результате возрастания степени сульфидирования при охлаждении флюида от температур, близких к магматическим, до 300°C, а при дальнейшем снижении ≤300°C, после чего происходит резкое снижение фугитивности серы до состояния сульфидирования (sulfidation state). Почему предложенная систематика представляется менее предпочтительной? Прежде всего отметим, что отложение сульфидных минеральных ассоциаций в эпитеpмальных месторождениях, как правило, происходит ниже 250°C. Моновариантные равновесия с участием сульфидов и сульфосолей ниже 300°C откалиброваны неудовлетворительно из-за низких скоростей реакций в лабораторных условиях, поэтому вряд ли целесообразно их использовать при классификации эпитеpмальных месторождений, тогда как области устойчивости минералов из околорудных метасоматических пород хорошо исследованы. Более того, авторы классификации месторождений с учетом “sulfidation¹ state” парагенезисов сульфидов заложили в ее основу гипотезу “непрерывной” эволюции порфировой минералообразующей системы в эпитеpмальную минералообразующую систему (“porphyry-epithermal transition”) (Sillitoe, 1999; Eunaudi et al., 2003, Simmons et al., 2005; John et al., 2018). Действительно, известно достаточно примеров совмещения эпитеpмальных Au–Ag месторождений HS-типа, которые преимущественно отлагались из магматогенных флюидов (Simmons et al., 2005) и медно-порфиновых месторождений (Hedenquist, Claveria, 2001), однако генетическая связь этих двух типов руд недостаточно обоснована (Muntean, Eunaudi, 2001). Неоднократно подчеркивалось, что далеко необязательно эпитеpмальные Au–Ag месторождения HS-типа на глубине сменяются порфировыми рудами (Simmons et al., 2005). Наконец, представляется сомнительной предложенная эволюция процесса минералообразования в эпитеpмальных Au–Ag месторождениях LS-типа, в образовании которых главную роль играли флюиды, возникшие при нагревании метеорных вод и их взаимодействии с вмещающими породами вследствие внедрения магматических тел

¹ Считаем необходимым подчеркнуть неоднозначный и не всегда верный перевод термина sulfidation в отечественной литературе и в словарях <https://translate.academic.ru/>. Например, сульфатирование – реакция металла или сплава с различными соединениями, содержащими серу, для получения серосодержащего соединения; сульфидация, осернение, сульфидирование. Термин low-sulfidation переведен как малосульфидный, что не соответствует концепции сульфидирования. Термин “сернистый”, использованный в (Волков, Сидоров, 2013), трактуется как “содержащий серу”, но не отражает степень сульфидирования (sulfidation).

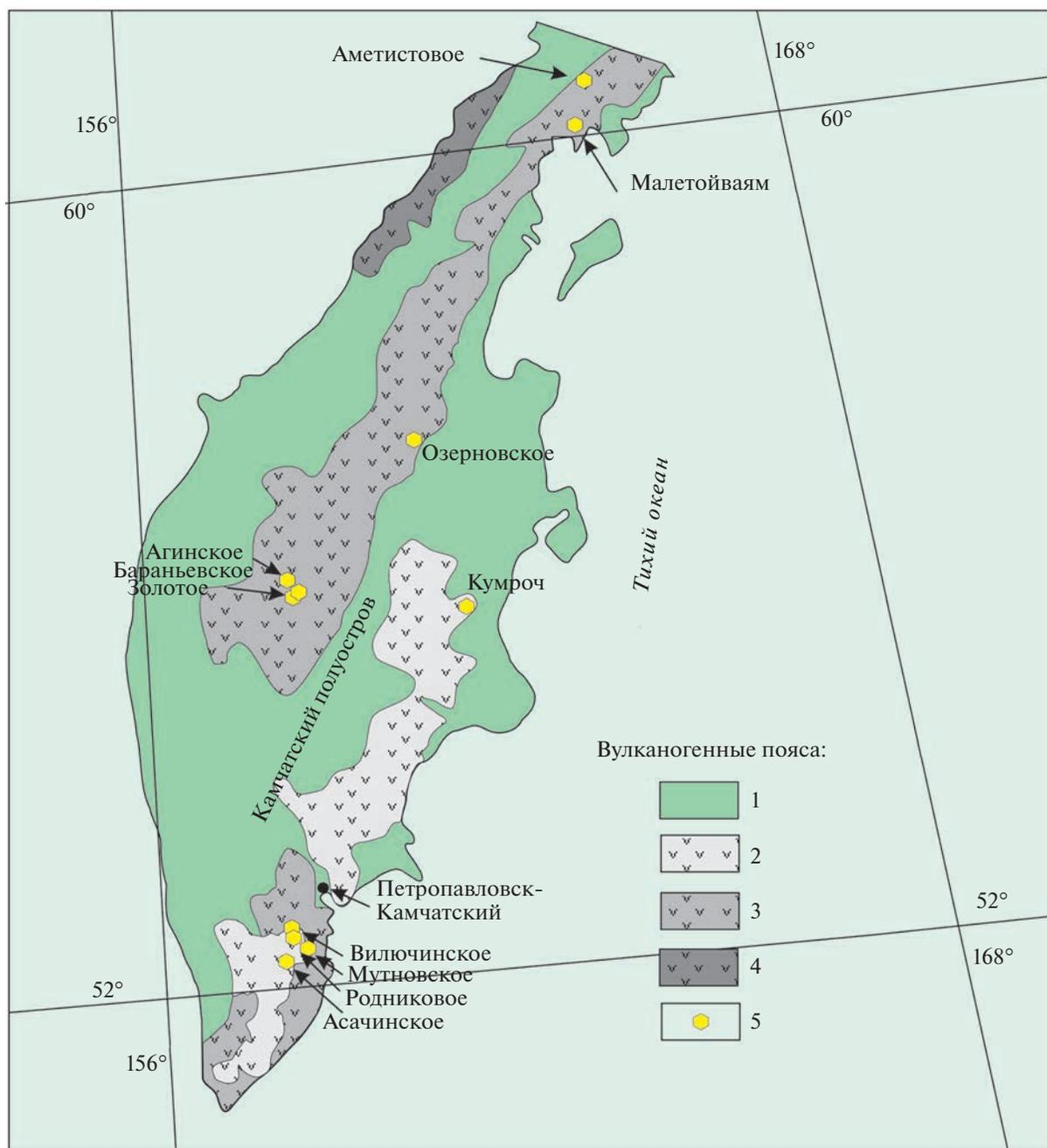
и не достигавшие температур, близких к магматическим величинам (Simmons et al., 2005).

Эпитеpмальные месторождения IS-типа часто обладают теми же признаками что и месторождения LS-типа, нередко описываются вместе (John et al., 2018). Поэтому нами будет использоваться разделение эпитеpмальных месторождений на КС- и АС-подтипы.

подавляющее большинство эпитеpмальных месторождений разрабатывается с целью получения золота и серебра. На долю этого типа месторождений приходилось до 13% или 325 т добываемого золота в мире (Frimmel, 2008). Возможно, что эпитеpмальные месторождения могли внести более высокий вклад в добычу золота – до 17.5% (Волков, Сидоров, 2013). В последние годы роль эпитеpмальных месторождений стала расти. Среди них известны как месторождения исключительно богатые золотом (соотношение Ag/Au < 10), так и те, в которых серебро резко преобладает над золотом (соотношение Ag/Au ~20–200). Эпитеpмальные золото-серебряные месторождения бывают как небольшие, так и крупные (от нескольких тыс. т до более чем 100 млн т), содержащие как бедные, так и богатые руды (от 0.1 до >30 г/т Au, от <1 до >1000 г/т Ag). Золото и серебро извлекаются, главным образом, из природного твердого раствора между самородным золотом и серебром, состав которого, как правило, изменяется от 80 ат. % до 20 ат. % Au. Незначительное количество золота извлекается из теллуридов золота и серебра. Из руд многих Au–Ag месторождений извлекаются медь, мышьяк и сурьма, которые содержатся в сульфидах и сульфосолях. В них известны также минералы, содержащие широкий спектр полезных компонентов, таких как Pb, Zn, Bi, Sn, V, S, Se, Te, W, F, Ba. Свинец, цинк и (или) ртуть являются основными побочными продуктами, реже барий, висмут, фтор, молибден, селен, таллий и вольфрам извлекаются из руд некоторых месторождений (John et al., 2018).

К эпитеpмальным месторождениям относится часть Ag–Pb–Zn месторождений, примерами которых являются Крид в США (Barton et al., 1977), Маджарово в Болгарии (Rice et al., 2007), Банска Штявница в Словакии (Lexa et al., 1999) и многометалльное Ag–Pb–Cu–U–Bi–Zn–F месторождение Канимансур в Таджикистане (Сафонов и др., 2000_{1,2}). К эпитеpмальным месторождениям следует отнести уран-молибденовые месторождения Стрельцовского рудного поля в Забайкалье, Россия.

Эпитеpмальные месторождения залегают не только в вулканогенных областях, но и в осадочных породах. Первоначально к этому типу были отнесены золоторудные месторождения типа Карлин (Bagby, Berger, 1985), но позже установи-



Фиг. 1. Схема расположения золоторудных месторождений в пределах Камчатских вулканогенных поясов. 1 – контур полуострова Камчатка; 2–4 – вулканогенные пояса: 2 – Восточно-Камчатский, 3 – Центрально-Камчатский, 4 – Корякско-Западный; 5 – Эпитермальные Au–Ag месторождения.

ли, что они представляют особый тип месторождений (Muntean et al., 2011). В класс эпитермальных месторождений включены Ag–Pb–Zn месторождения, залегающие в терригенных толщах Верхоянья в России (Аникина и др., 2016), района Фрайберг в Германии (Swinkels et al., 2021) и Au–Ag месторождения в осадочных породах Восточных Родоп в Болгарии (Moritz et al., 2014).

Рудообразование происходит вследствие потока поднимающихся гидротерм, изменяющих

свой состав в процессе кипения, способствующего осаждению минералов Au и Ag и других сопутствующих минералов, а также образованию нагретых паром терм, формирующих ореолы расширенных метасоматитов. АС-тип образуются из растворов с рН, близким к нейтральному, тогда как флюид КС-типа характеризуется кислым рН (табл. 1).

В месторождениях АС-типа метеоритный источник, связанный с риолит-базальтовыми серия-

Таблица 1. Типоморфные признаки двух крайних типов эпитермальных обстановок: адуляр-серицитового (АС) и кислотно-сульфатного (КС)

Признаки	Адуляр-серицитовый	Кислотно-сульфатный
Отношение к вулканитам	Риолит, базальт	Андезит, риодацит
Вмещающие породы	Купола; пирокластические и осадочные горные породы	Купола, жилы; вулканические, пирокластические и осадочные породы
Морфология месторождений	Жилы, штокверки, вкрапленность	Вкрапленность, брекчии, прожилки, массивные жилы
Текстуры руд	Тонкополосчатые, гребниевые, корковые, брекчиевидные	Вторичные кварциты вплоть до массивных сульфидов
Нерудные ассоциации	Халцедон, адуляр, иллит, кальцит	Кварц, алунит, барит, каолинит, ангидрит, диккит, серицит, пиррофиллит
Типоморфные рудные ассоциации	Сплавы Au–Ag, пирит/марказит, арсенопирит, галенит, Fe-сфалерит, пирротин, киноварь, антимонит, акантит, Ag-сульфосоли	Сплавы Au–Ag, энаргит/лузонит, пирит, ковеллин, тетраэдрит-теннантит, халькопирит, без Fe-сфалерит, халькозин, селениды и теллуриды Au и Ag
Рудная специализация	Au–Ag–As–Sb–Se–(Te)–Hg–Tl;	Au–Ag–Cu–Bi–Te–Sn–Se;
Физико-химические условия	Нейтральный pH, нейтральные/восстановительные условия гипогенного флюида (H ₂ S)	Кислый pH, окисленный гипогенный флюид (H ₂ SO ₄)

ми, преобладает над магматогенным. Восходящие нейтральные, хлоридно-щелочные растворы реагируют с вмещающей средой, образуя карбонат-кварцевые породы во внутренней зоне, и калий-серицитовые метасоматиты, аргиллизиты или пропициты – на периферии месторождений (Wolhertz, Heiken, 1992). Месторождения АС-типа могут различаться по степени окисления серы, геохимической специализации и другим параметрам (John et al., 1999; John 2001; Tolstykh et al., 2021, 2022₁), которые обусловлены, в первую очередь, геодинамической обстановкой (Hedenquist, Claveria, 2001), а также другими факторами. Рудные минералы, указанные в таблице 1 для АС-типа при более повышенной степени окисления могут дополняться тетраэдрит-теннантитовым твердым раствором (White, Hedenquist, 1995).

К типу *эпитермальных КС-месторождений*, кроме высокосернистого (HS) (Bonham, 1984; 1986), применялись также и другие определения: энаргит-золотой (Ashley, 1982), кварц-алунит-золотой (Berger, 1986) и алунит-каолинитовый (Berger, Henley, 1989) в зависимости от их минералогических особенностей. Магматогенный источник преобладает над метеорным. Восходящие магматические газы, обогащенные магматогенным SO₂, конденсируются и окисляются с образованием кислых флюидов (табл. 1), которые мигрируют вверх по проницаемым зонам, охлаждаются при смешивании с приповерхностными водами, вызывают выщелачивание и аргиллизацию пород и отлагают благородные металлы (Wolhertz and Heiken, 1992; Taylor, 2007). Вкрап-

ленные руды преобладают с подчиненным количеством жил. Кроме металлов, приведенных в табл. 1, могут присутствовать As, Pb, Hg, Sb, Mo (Hedenquist, Arribas, 2017). Метасоматическая зональность: руда в кварцитах (кавернозном кварце) последовательно сменяются кварц-алунитовыми породами, затем каолинит-пиррофилитовыми метасоматитами, которые на периферии замещаются смешанными смектитовыми глинами. По данным (Hedenquist, Arribas, 2017), месторождения КС-типа отличаются от других типов большей глубиной формирования.

В СССР были детально изучены уникальные Au–Ag эпитермальные месторождения Балеysкое и Тасеевское в Забайкалье, открытые в 20-е годы прошлого столетия (Петровская и др., 1961). По принятой в СССР классификации, они относились к близповерхностным месторождениям. В 80-е годы по некоторым оценкам из них добывалось 12–15 т золота ежегодно (Волков, Сидоров, 2013). В России значительная доля золота из эпитермальных месторождений стала извлекаться из руд этого типа после обнаружения их в Охотско-Чукотском вулcano-плутоническом поясе (Волков, Сидоров, 2013). Среди открытых месторождений не были выявлены суперкрупные, известные в других регионах. Однако они отличались высокими средними содержаниями золота и серебра, которые превышают среднемировые более чем в 2 раза, а в Охотско-Чукотском вулcanoгенном поясе – в 3–8 раз (Волков, Сидоров, 2013). В России в ближайшие годы также сохранится тенденция роста добычи золота из эпитермальных

Au–Ag месторождений Тихоокеанского пояса, расположенных в трех регионах – Чукотском автономном округе, Магаданской области и Камчатском крае. Только одно месторождение АС-типа Малетойваям пока известно на Камчатке (Tolstykh et al., 2018; Sidorov et al., 2020) и два – на Востоке России в Хабаровском крае (Белая Гора и Светлое) (Волков и др., 2015).

Тем не менее эпитермальные Au–Ag месторождения края все еще слабо изучены, особенно в сравнении с аналогичными месторождениями Тихоокеанского рудного пояса. Выявление условий образования эпитермальных месторождений Камчатского края позволит с высокой вероятностью прогнозировать здесь открытие новых крупных и богатейших месторождений золота и серебра. В предлагаемой статье авторы на основании оригинальных и ранее опубликованных сведений предприняли попытку рассмотреть специализацию минералообразующих систем многочисленных эпитермальных золоторудных месторождений Камчатки, чтобы восполнить “белые пятна” в этом регионе на металлогенических картах Мира.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ КАМЧАТКИ

Промышленная добыча коренного золота началась в Камчатском крае в 2006 году на Агинском месторождении Быстринского района (Волков, Кочетков, 2009). Ресурсы золота и серебра в Камчатском крае не уступают крупнейшим в Тихоокеанском рудном поясе провинциям этих металлов. На базе коренных месторождений золота на Камчатке в настоящее время действуют три горно-обогачительных комбината (ГОКа). Это Агинский ГОК в Центрально-Камчатском районе, для которого сырьевой базой являются месторождения Агинское, Золотое, Бараньевское, Оганчинское, Кунгурцеское, Южно-Агинское. Асачинский ГОК на юге полуострова является перерабатывающим предприятием для Асачинского, Родникового, Мутновского месторождений и многочисленных рудопроявлений, включая Вилючинское. Аметистовый ГОК – горно-промышленное предприятие, расположенное на севере Камчатки, построенное для переработки крупнейшего Аметистового месторождения. Для разработки Озерновского месторождения в 2018 г. введен в строй горно-металлургический комбинат (ГМК) (Горячев и др., 2010; Округин и др., 2017).

Оценочные запасы месторождений превышают 320 т Au и 2000 т Ag (Liessman and Okrugin, 1994; Патока и др., 1998; Петренко, 1999; Stepanov et al., 2001). По данным А.В. Волкова (2019), восемь золоторудных месторождений Камчатки обеспечивают около 93% балансовых запасов края с уровнем добычи золота до 10 т в год на протяжении многих

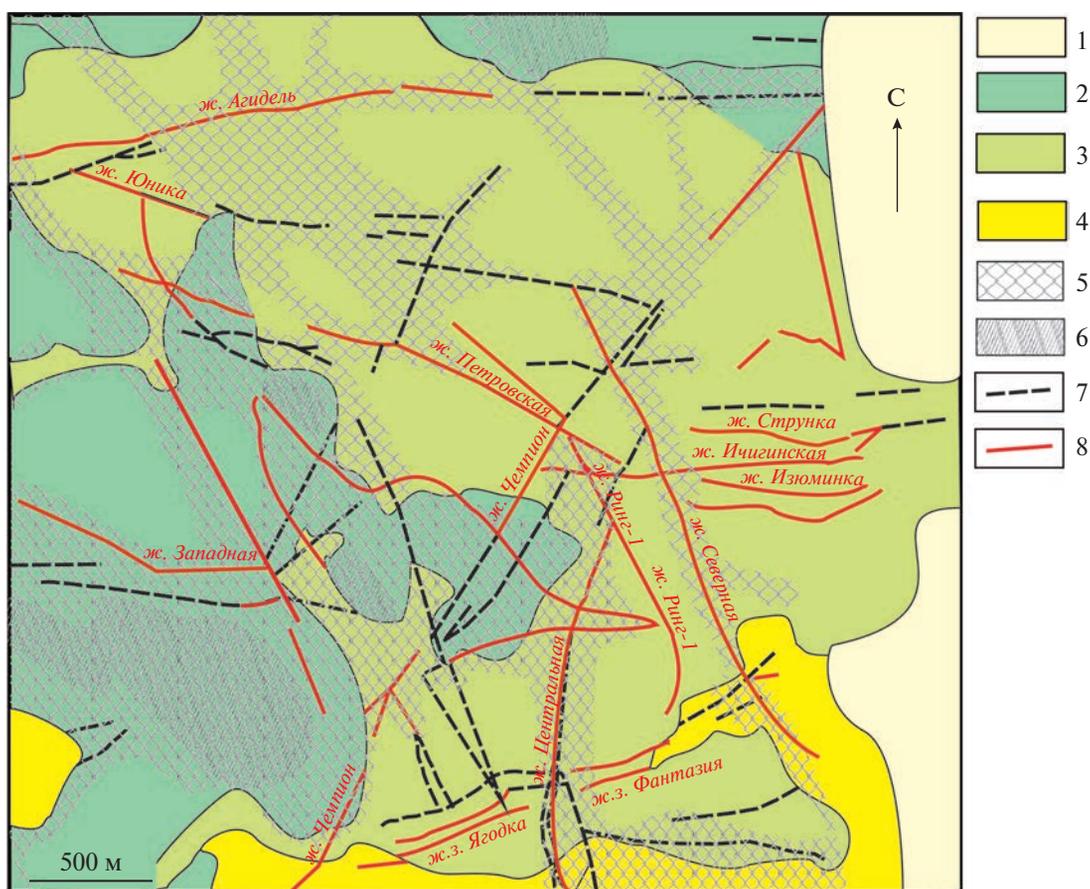
лет. В настоящее время существует некоторый спад (примерно на 20%) в добыче рудного золота, но ввод в строй новых ГОКов позволит выправить эту ситуацию и вывести добычу золота на прежний уровень (Волков, 2019).

Эпитермальные месторождения Камчатского полуострова связаны с активной вулканической деятельностью, характерны для вулканогенных поясов позднемезозойского и кайнозойского возраста и ассоциируются с современными зонами субдукции Тихоокеанского кольца (Волков, Сидоров, 2013). На Камчатке выделяется три основных вулканогенных пояса: Корякско-Западный (эоцен-олигоценый), сложенный подводно-вулканогенными отложениями; Центрально-Камчатский, сложенный риолит-дацитами, андезитами и базальтами олигоцен-четвертичного возраста; Восточно-Камчатский (плиоцен-четвертичные базальты) (Округин, Зеленский, 2004; Волков, 2019). Центрально-Камчатский вулканогенный пояс ~1800 км контролируется Главным Камчатским глубинным разлом (фиг. 1). В Восточно-Камчатском вулканогенном поясе насчитывается 29 активных вулканов, которые являются северным продолжением Курильской дуги. В пределах этих поясов известно около 200 золоторудных проявлений и точек минерализации (Волков, 2019), многие из которых представляют практический интерес для горнорудной промышленности. При формировании поясов наиболее широко проявлен андезито-дацитовый, на завершающих стадиях – гранитоидный магматизм. Оруденение, как правило, приурочено к палеовулканам, где локализуется в кольцевых, радиальных и трубчатых разрывных структурах, радиально-дуговых системах разрывов, кальдерах, вулcano-тектонических депрессиях, вулcano-купольных или интрузивно-купольных поднятиях (Калько, 2009).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ АДУЛЯР-СЕРИЦИТОВОГО ТИПА

Аметистовое месторождение (АС-тип)

Золоторудное месторождение Аметистовое расположено на севере Центрально-Камчатского вулканогенного пояса (фиг. 1) в Пенжинском районе Камчатского края. Оно находится в северо-западной части Ичигин-Уннэиваямской депрессии, на левобережье реки Ичигиннаяя. Месторождение открыто геологами Северо-Камчатской ГРЭ при проведении геолого-съёмочных работ масштаба 1 : 200000 (Скуратовский и др., 1968), в дальнейшем оно было исследовано (Хворостов и др., 1982; Зайцев, Газизов, 1986; Газизов, 1990; Зайцев, Федосеева, 1994). По данным Акционерного общества “Золото Камчатки”, среднее содержание Au составляет 13.6 г/т (<https://dzen>.



Фиг. 2. Схема месторождения Аметистовое (Государственная..., 2020).

1 – четвертичные отложения; 2 – андезиты и их лавобрекчии (ичигинская толща); 3–6 – велолинская серия: 3 – субвулканические андезиты, диорит-порфиры и спессартиты, 4 – субвулканические дациты, 5 – вторичные кварциты, пропилиты, 6 – пропилитизированные породы; 7 – разломы; 8 – рудные жилы.

ru/a/XC-Z2iarVQCqJ3Ey). В 2016 г. производственная мощность комбината Аметистовый составила 4 тонны золота (<https://nedradv.ru/nedradv/invetsp?obj=37cbc7f7c0d2e5d6f9ac69fea1efebe>).

Рудное поле площадью около 40 км² приурочено к Тклаваямской вулкано-тектонической структуре. Месторождение локализовано в покровных вулканогенных образованиях велолинской андезит-риолитовой серии (фиг. 2). В верхней части развиты позднепалеогеновые породы ичигинского комплекса: андезиты, их кластолавы, лавобрекчии и туфы, дациты и их туфы, а также туфопесчаники, которые вмещают рудоносные жилы, сопровождаемые метасоматитами. Вмещающие породы и прорывающие их субвулканические тела подверглись интенсивным гидротермальным метасоматическим изменениям. Внутренняя зона метасоматитов сложена монакварцитами, кварцевыми и кварц-карбонатными жилами и зонами прожилкования, адуляритами и аргиллизитами, которые на периферию сменяются пропилитами. Структурный контроль месторождения – это со-

четание северо-западной, северо-восточной и субширотной систем разрывных нарушений (Государственная, 2020). В целом на месторождении выявлено 38 жил и жильных зон, из которых большая часть являются кондиционными (Государственная, 2020). Жилы характеризуются пучковым строением с радиально-концентрическим их расположением внутри пучков, имеют крутое падение. Корневая зона пучка расположена в центральной части месторождения. Протяженность отдельных жил достигает 1600 м (жила Чемпион) при мощности до 9.6 м. Оруденение в отдельных участках прослеживается на глубину 500 м.

Северо-восточная часть характеризуется слабой эродированностью, где распространена надрудная Sb-As-Hg ассоциация, тогда как северо-западная часть эродирована в большей степени, в ней выявлена полиметаллическая ассоциация.

Основные рудовмещающие минералы – это адуляр, кварц, серицит, гидрослюда, хлорит и каолин. Минералого-геохимическая зональность, обусловленная пульсационным характером по-

ступления растворов, проявляется по вертикальному разрезу и латерали. Центральная зона сложена кварцевыми жилами и кварцитами (кварц-каолининовая ассоциация) с тонкодисперсным золотом и пиритом. Она сменяется кварц-адулярной ассоциацией с видимым золотом и затем золото-кварц-полиметаллической ассоциацией; внешние зоны представлены аргилитами (Некрасов, 1996₁). As-Sb специализация рудной системы (золото-пираргирит-акантитовая) характерна для верхних горизонтов месторождения, а Ag-Pb-Zn и редкометальная – для нижних горизонтов и флангов (Николаев, Литвиненко, 1990).

Рудные минералы представлены пиритом, галенитом, сфалеритом, Au-Ag сплавами различной пробности от высокопробного (870–960‰) в первой генерации, 670–340 – во второй и 220–310‰ – в третьей генерации, а также акантитом Ag₂S, науманнитом Ag₂Se, авгиларитом Ag₄SeS в ассоциации с сульфосолями Ag, Sn, Sb и As: станнин Cu₂FeSnS₄, моусонит Cu₆Fe₂SnS₈, штернбергит AgFe₂S₃, купростибит Cu₂Sb, антимонит Sb₂S₃, твердые растворы пирсеит-полибазит Cu(Ag, Cu)₆Ag₉(As, Sb)₂S₁₁, миаргирит AgSbS₂, стефанит Ag₃SbS₄, прустит AgAsS₃ и др. (Некрасов, 1996₁).

Озерновское месторождение (АС-тип)

Озерновское месторождение находится в средней части Центрально-Камчатского вулканогенного пояса (фиг. 1), или на юге Карагинского района, в верховьях р. Левая Озерная. Мощность Озерновского ГКМ позволила добыть более 5 т золота в 2019 г. Прогнозная оценка составила 80.3 т золота при среднем содержании 15 г/т (https://nedradv.ru/nedradv/ru/page_industry?obj=37cbccbf7c0d2e5d6f9ac69fea2f36f0).

Вмещающими породами являются андезиты с горизонтами агломератовых туфов среднего и основного состава, а также эффузивные образования и их туфы умеренно кислого состава (Трухачев и др., 2008). В рудном поле выделяется четыре участка: БАМ, Хомут, Промежуточный, сложные крутопадающими линейными зонами вторичных кварцитов и Каюрковский, представленный сериями жил адуляр-кварцевого состава (фиг. 3). Протяженность жил на участке БАМ достигает 400 м мощностью до 10 м. Руды сложены минерализованными брекчиями и относятся к золото-блеклорудно-теллуридному типу с содержанием золота до 27 г/т. Жилы вторичных кварцитов сопровождаются метасоматитами: каолинит-диккит-кварцевой и кварц-диккит-каолининовой ассоциациями, затем каолинит-кварцевыми метасоматитами, которые на периферии сменяются аргиллизитами (Трухачев и др., 2008). Приповерхностная часть рудной системы до глу-

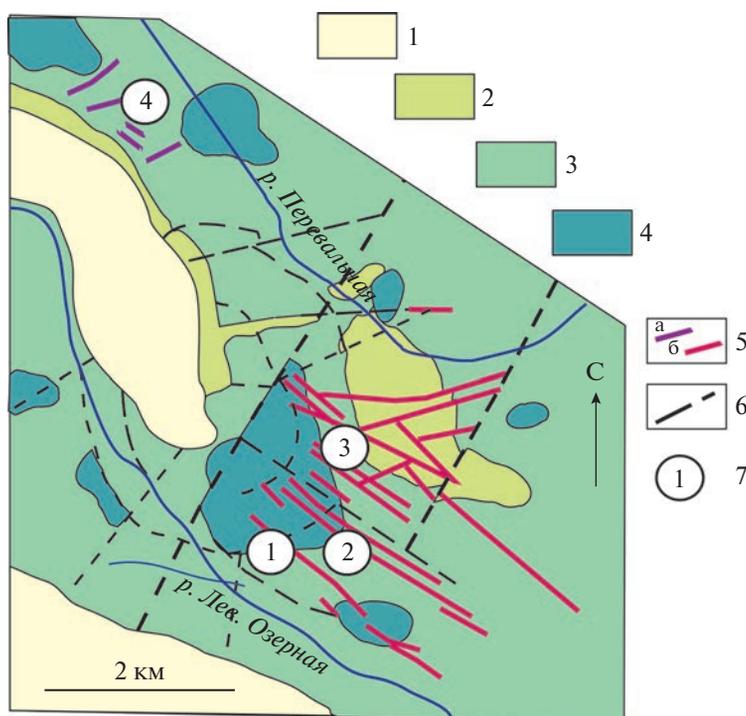
бины 300 м относится к зоне монтмориллонит-диккит-кварцевых метасоматитов, образованных по неогеновым андезитобазальтам, включающим руды с Au-Te-Ag-Cu-Bi специализацией.

По данным (Петренко, 1999; Трухачев и др., 2011), выделяется несколько минеральных ассоциаций: теллур-сильванит-голдфилдит-диккит-кварцевая, которая сменяется золото-голдфилдит-кварцевой, затем золото-гессит-гидрослюдисто-кварцевой и золото-адуляр-гидрослюдисто-кварцевой. Если учитывать только рудные минералы, то эти ассоциации можно охарактеризовать более детально: а) золото-акантитовая (ассоциирующие пирит, пирсеит (Ag, Cu)₁₆As₂S₁₁, полибазит (Ag, Cu)₁₆Sb₂S₁₁), халькопирит, борнит, блеклые руды, сфалерит, галенит); б) золото-гесситовая (блеклые руды, пирит, сфалерит, халькопирит); в) сильванит-голдфилдитовая (теллуриды, сульфиды, самородное золото); г) теллур-сильванитовая (пирит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды, теллурувисмутит, самородное золото, калаверит AuTe₂, петцит Ag₃AuTe₂ и гессит); д) золото-голдфилдитовая. Размеры самородного золота в аншлифах не превышают 10 мкм. Его пробность варьирует: 630–680‰ – в золото-акантитовой ассоциации, 830–914‰ – в золото-гесситовой и 925–998‰ – в золото-голдфилдитовой (Трухачев и др., 2011). Образование приповерхностных эпитермальных руд связывается со становлением гранитоидного штокообразного тела, интрузирующего габброидный массив на мезотермальном уровне. Объекты медно-порфирирового типа, профильного на Cu-Mo-W-Sn-Ag-Bi, прогнозируются на глубоких горизонтах (Константинов, 1984).

Месторождение Кумроч (АС-тип)

Кумрочское рудное поле располагается в северной части Восточно-Камчатского вулканического пояса, в Усть-Камчатском районе, в верховьях реки Быстрой. Месторождение Кумроч относится к перспективным рудным объектам эпитермального золото-серебряного оруденения Камчатского края (Округин и др., 2019). Оно представляет собой единую систему, сочетающую как эпитермальную золото-серебряную минерализацию АС-типа, так и медно-порфирировую (Олейник, 1985; Шадрин, 2001ф²). Прогнозная оценка рудного поля составляет 60 т золота. Кумрочское рудное поле включает рудопроявления Круча и Водопадное, расположенные в центральной части палеоцеон-миоценовой Быстринской вулканотектонической структуры (Мелекесцев, 1980).

² Шадрин А. Г. Отчет о результатах I этапа поисково-оценочных работ, проведенных на рудном поле Кумроч в 1998–2001 гг. Петропавловск-Камчатский: Камчатский ТФГИ, 2001.



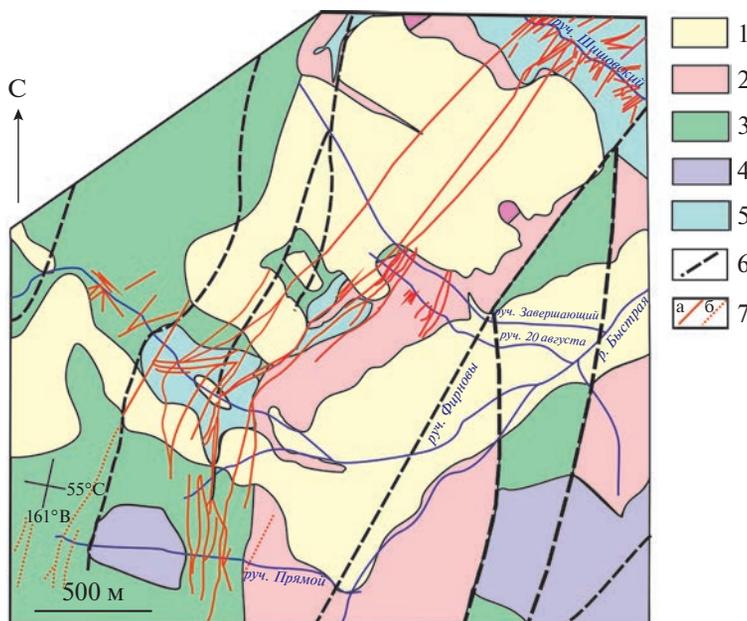
Фиг. 3. Схема Озерновского месторождения (Петренко, 1999) с модификацией.

1 – четвертичные отложения; 2 – неогеновые базальты, андезито-базальты, андезито-дациты, туфы, липариты; 3 – эффузивно-пирокластические образования средне-основного состава; 4 – субвулканические базальты, андезито-базальты, диоритовые порфиры, андезито-дациты; 5 – рудные тела: а – жилы, б – вторичные кварциты; 6 – разломы; 7 – рудные участки: (1) – БАМ, (2) – Промежуточный, (3) – Хомут, (4) – Каюрковский.

Рудовмещающий комплекс объединяет мел-палеоценовые вулканогенно-осадочные образования (андезиты, туфы, туфоалевролиты) и терригенно-осадочные песчаники. Пострудный комплекс сложен базальтами, андезитами и их туфами. Распространены интрузивные субвулканические тела андезитов, диоритов, гранодиорит-порфиров (фиг. 4) миоцен-плиоценового возраста, с которыми связано эпитермальное оруденение. Эти породы сложены альбит-олигоклазом, ортоклазом, кварцем; присутствуют биотит, пироксен, роговая обманка, эпидот, хлорит, магнетит, ильменит, сфен, апатит, циркон, карбонаты, барит, пирит и сфалерит (Шадрин, 2001ф).

Системы разломов северного и северо-восточного простираний являются рудоконтролирующими. В пределах месторождения выявлено более 20 жил. Самая крупная рудоносная структура – прожилково-жильная зона, представленная системой субпараллельных кварцевых и адуляр-кварцевых жил, протяженностью более 3.5 км и мощностью до 400 м, состав которых по простиранию изменяется от кварцевого до кварц-сульфидного (Шадрин, 2001ф). Максимальные содержания Au составляют 27 г/т, Ag 152 г/т (Округин и др., 2019).

Руды характеризуются прожилково-сетчатой, прожилково-вкрапленной, друзовидной, крустификационной, полосчатой, брекчиевой и массивной текстурами. Прожилки сложены кварц-адуляр-пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовыми агрегатами с разным соотношением этих минералов, среди которых главными являются сфалерит и галенит. Сфалерит характеризуется примесью Fe до 7.64 мас. % (Округин и др., 2019), что характерно для АС-месторождений (табл. 1). Руды представлены двумя типами: золото-полисульфидно-кварцевым (галенит, сфалерит) и сульфидным (пирит, халькопирит) типами, а также промежуточными разновидностями. Благороднометаллическая минерализация представлена самородным золотом и теллуридами Au и Ag (гессит Ag_2Te , петцит Ag_3AuTe_2 , сивланит $AgAuTe_4$ в ассоциации с блеклыми рудами серии теннантит-тетраэдрит ($Cu_{12}As_4S_{13}-Cu_{12}Sb_4S_{13}$). Концентрация Zn в тетраэдрите достигает 14.35 мас. %. Сфалерит и пирит являются сквозными минералами, присутствующими во всех рудных агрегатах. Встречается пирит с примесью As до 6.79 мас. % с осцилляторной зональностью. Индивиды самородного золота различных морфологических типов достигают 1 мм в диаметре; концентрации Ag не превышают 18.5 мас. %. Присутствует пори-



Фиг. 4. Схема месторождения Кумрочь по (Округин и др., 2019) с изменениями.

1 – пострудные отложения (Q_{III-IV}); 2–5 – рудовмещающий комплекс: 2 – песчаники, туфопесчаники, дроздовская свита ($P_1 dr$); 3 – андезитовые, андезито-базальтовые туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты, хапицкая свита ($K_2-P_1 hp$); 4 – андезиты, N_2 ; 5 – диоритовые порфиры, гранодиорит-порфиры (N_{1-2}); 6 – разломы установленные и скрытые; 7 – рудоносные жилы: а – достоверные и скрытые, б – предполагаемые.

стое и губчатое вторичное (горчичное) золото. По составу оно является высокопробным. Теллуриды Au и Ag встречаются в виде мелких включений в кварце и халькопирите в ассоциации с сульфосолями и самородным золотом. По газово-жидким включениям в рудных образцах определены температуры гомогенизации от 290 до 110°C. Концентрация солей в растворах включений составила ~2 мас. % NaCl экв (Округин и др., 2019).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-КАМЧАТСКОГО ГОРНОРУДНОГО РАЙОНА ЦЕНТРАЛЬНО-КАМЧАТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

Агинское месторождение (АС-тип)

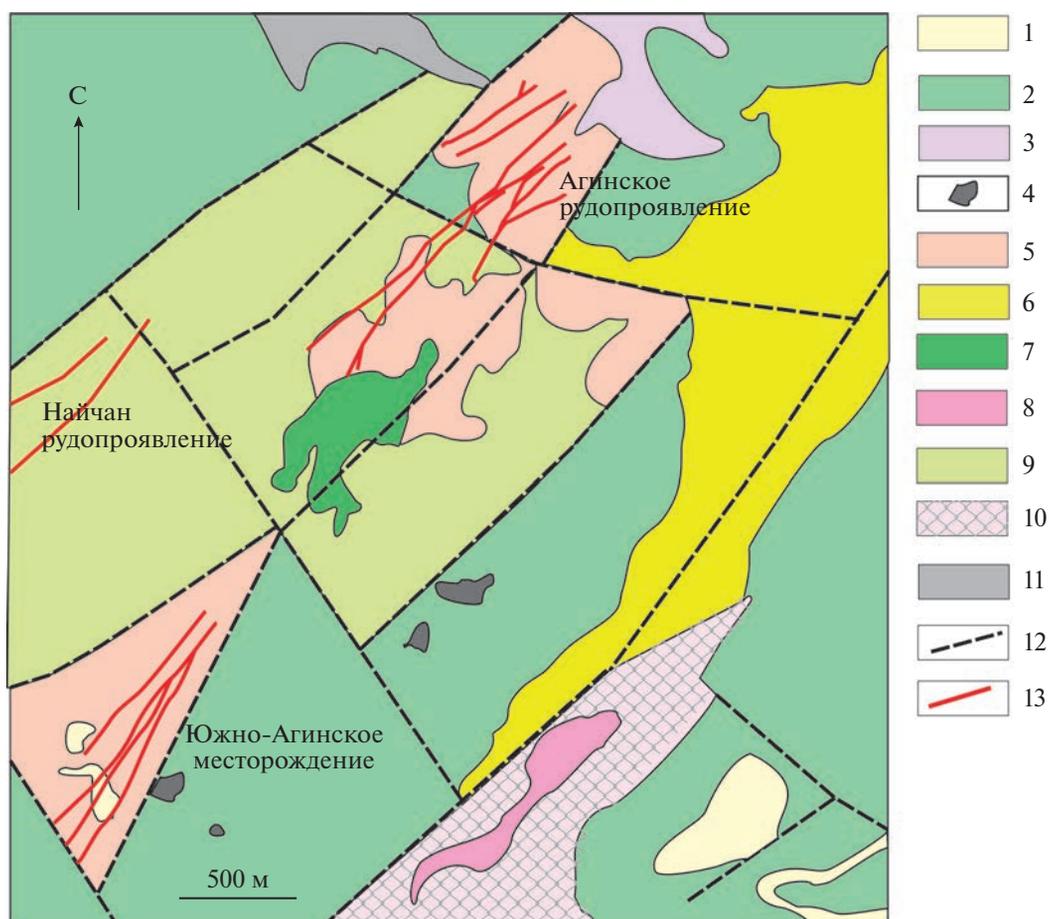
Агинское месторождение расположено на юге Центрально-Камчатского вулканогенного пояса (фиг. 1), на территории Быстринского административного района. Это эпиптермальное золоторудное месторождение составляет основу Абдрахимовского рудного поля, к которому также относятся Южно-Агинское месторождение и рудопроявление Найчан (фиг. 5).

Месторождение структурно приурочено к Агинской палеовулканической постройке верхнемиоценового возраста (7.4–7.9 млн лет). Рудные тела отличаются высоким содержанием золота, в среднем по месторождению составляют 38 г/т, а в наиболее богатых рудных столбах до-

стигают 6 кг/т (Andreeva et al., 2013; Округин и др., 2014). До 1992 года из рудного столба Агинской жилы извлечено немногим менее 800 кг золота. Руды относятся золото-теллуриднему типу.

В геологическом строении участвуют, преимущественно, базальты, андезиты и их туфы (фиг. 5). Продуктивная золото-теллуридная минерализация пространственно и генетически связана с интрузией габбро-диоритов, расположенной в центральной части кальдеры (Округин и др., 2014). Вмещающие породы проявляют площадную метасоматическую зональность от пропицитизации до хлоритизации и серицитизации. Две основные жильные кварц-адуляр-кальцитовые системы (Агинская и Сюрприз) локализируются в миоценовых андезитах и андезибазальтах алнейской серии.

Основные рудные минералы: халькопирит, золото, алтаит $PbTe$, петцит Ag_3AuTe_2 , гессит Ag_2Te , калаверит $AuTe_2$; реже встречаются электрум, ютенбогаардит Ag_3AuS_2 , костовит $AuCuTe_4$, теннантит, сфалерит (с примесью Cd до 16 мас.%), пирит и др. (Округин и др., 2014). Отмечается множество стадий минералообразования: от ранней безрудной кварцевой стадии к продуктивной золото-теллуридной стадии в кварц-адуляр-глинистых породах. Дальнейшие стадии отвечали за последующее брекчирование, карбонатизацию, окисление и вторичное обогащение, в том числе за образование вторичного золота и других мине-



Фиг. 5. Схема Абдрахимовского рудного поля с положением Агинского и Южно-Агинского месторождений по (Округин и др., 2014₁) с изменениями.

1 – четвертичные отложения; 2–4 – миоценовая вулканогенно-осадочная нерасчлененная толща, алиейская серия, миоцен: 2 – брекчиевые лавы базальтов, 3 – андезидациты, 4 – субвулканические дайки базальтов и андезибазальтов; 5–11 – алнейская серия, миоцен-плиоцен: 5 – туфы, 6 – флюидалные туфы, 7 – интрузии габбро-диоритов, 8 – субвулканические тела андезидацитов, 9 – двупироксеновые андезидациты, 10 – андезиты с прослоями туфов, 11 – миоценовая вулканогенно-осадочная нерасчлененная толща; 12 – разломы; 13 – жилы, жильные зоны.

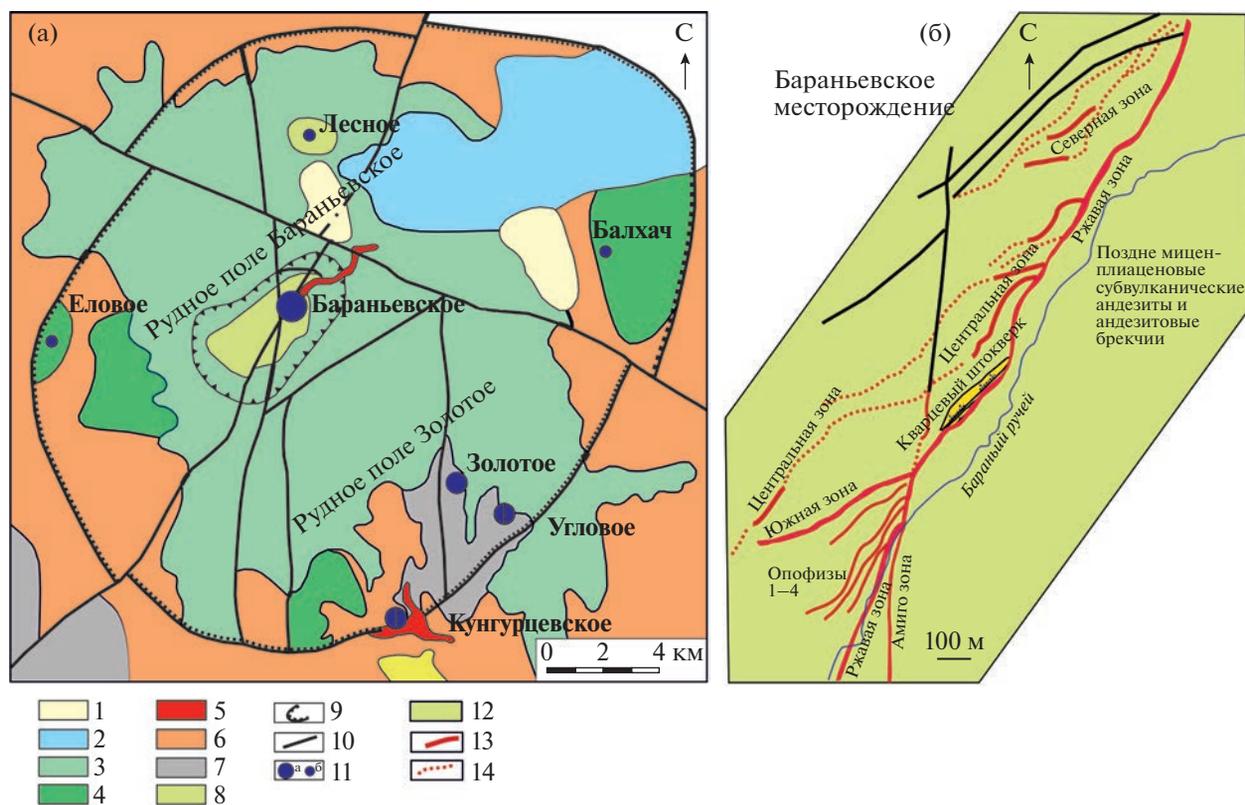
ралов, образующихся в интенсивно окислительных условиях. Последовательность формирования рудных ассоциаций: золото-полиметаллическая в кварц-адуляровой матрице с золотом пробностью 920–970‰; золото-халькопирит-теллуридная с пробностью 710–960‰ (Петренко, 1999). Крупность и пробность золотин увеличивается от кварц-карбонатно-адуляровых пород штокверка к карбонатным породам (Андреева, Кудаева, 2013). Вторичное горчичное золото, образованное по теллуридам золота, встречается в ассоциации с гидроокислами железа и многочисленными гидроксидами, теллуратами и теллуридами благородных металлов, Cu и Pb, в том числе с билибинскитом, богдановитом, бессмертновитом и др. (Спиридонов, 2008, 2011; Некрасов, 1991).

Температура гомогенизации флюидных включений в кварце находится в диапазоне от 200 до

300°C. Летучесть Te и S оценивалась как $\log f\text{Te}_2 - 9$ и $\log f\text{S}_2 - 13$ при 250°C, с учетом термодинамических данных из (Afifi et al., 1988₁; Barton and Toulmin, 1964). Au–Ag-теллуриды и самородное золото отлагались из флюидов в более узком диапазоне 250–260°C и солёности менее 2 мас. % NaCl экв. Последующее осаждение гессита, алтаита и сфалерита указывает на снижение $f\text{Te}_2/f\text{S}_2$ отношений в минерализованных флюидах, что типично для Te-содержащих месторождений (Afifi et al., 1988₂).

Бараньевское месторождение (АС-тип)

Бараньевское Au–Ag эпitherмальное месторождение расположено в пределах Центрально-Камчатского вулканогенного пояса, в Быстринском районе Камчатской области в бассейне реки Кимитиной в 30 км юго-восточнее от Агинского



Фиг. 6. Схема расположения Балахачской вулкано-тектонической структуры (а) и контуры рудных жил в пределах Бараньевского месторождения (б) по (Рукин и др., 2014) с изменениями. 1 – четвертичные отложения; 2 – базальты, поздний неоплейстоцен; 3 – андезибазальты, андезиты и их туфы (N_{1-2}); 4 – диориты, габбро-диориты ($N_1^3-N_1^2$); 5 – кварцевый штокверк с прожилково-вкрапленной минерализацией; 6 – андезиты и их туфы (N_1); 7 – вулканогенно-кременистые породы, K_3 ; 8 – субвулканические андезибазальты, андезиты и дацитно-андезиты; 9 – контур проявления площадных аргиллизитов; 10 – разломы; 11 – Au–Ag месторождения (а) и рудопроявления (б); 12 – позднемиоцен-плиоценовые субвулканические андезиты и андезитовые брекчии; 13 – золоторудные кварцевые жилы; 14 – Au-содержащий интервал.

месторождения. Бараньевское месторождение является одним из экономически значимых объектов Балахачского золоторудного узла. Формирование и развитие кольцевой Балахачской вулканотектонической структуры подробно рассмотрено в (Андреева, Коновалова, 2009; Большаков и др., 2010). Одноименный рудный узел в пределах этой структуры объединяет Бараньевское, Золотое и Кунгурцевское месторождения и ряд рудопроявлений (фиг. 6а). Эрозионно-тектоническая кальдера, ограниченная кольцевым разломом, объединяет Бараньевское и Золотое рудные поля. Бараньевское рудное поле на нижнем стратиграфическом уровне включает туфы среднего и основного состава, базальты, трахиандезиты, туфопесчаники, туфоалевролиты; на верхнем структурном уровне – эффузивные породы и туфы среднего и основного состава, андезиты, базальты. Возраст Бараньевского месторождения, расположенного в позднемиоцен-плиоценовых породах, соответствует интер-

валу 3.9–2.4 млн лет (Okrugin et al., 2007; Takahashi et al., 2012).

Глубинный разлом северо-восточного простирания контролирует рудоносные структуры. В осевой его части локализована одна из таких структур – Ржавая зона (фиг. 6б) с жильными ответвлениями Центральная, Южная и другими апофизами (Патока, Шеймович, 1989). Рудные тела (зоны) имеют протяженность до 1500 м, в которых золото распределено неравномерно. Кварцевые жилы сопровождаются прожилково-вкрапленными штокверками, включающими богатое прожилково-вкрапленное золотое оруденение с содержанием Au до 20 г/т. Метасоматическая зональность соответствует кварц-серицитовой ассоциации в центральной части штокверка и серицит-иллит-кварцевой – на периферии. Вторичные кварциты распространены на более глубоких горизонтах штокверка (Андреева, Коновалова, 2009). Кварцевые жилы в висячем крыле также сопровождаются золотосодержащими метасоматитами, сложенными

кварцем, адуляром, гидрослюдами, карбонатами и глинистыми минералами.

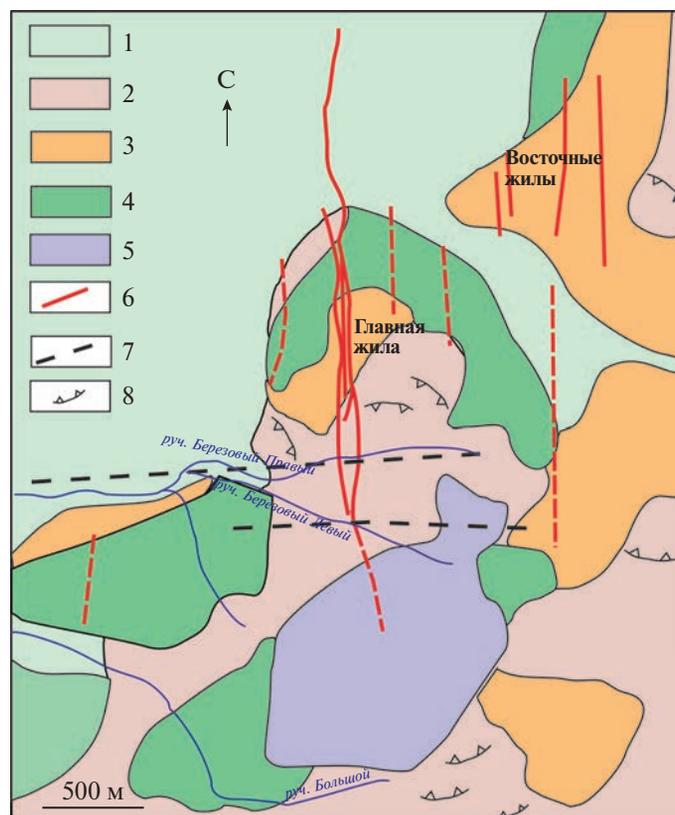
Для Бараньевского месторождения характерны две продуктивные ассоциации (Sidorov et al., 2020). Первая соответствует золото-пирит-кварцевой ассоциации или золото-сульфидно-теллуридной с низкопробным самородным золотом (520–740‰) в сростаниях с пиритом. В ней присутствуют акантит Ag_2S , гессит Ag_2Te , ленаит $\text{Ag}(\text{Fe}, \text{Cu})\text{S}_2$, петцит Ag_3AuTe_2 , ютенбогаардтит Ag_3AuS_2 и неназванные сульфосоли Ag-Sb-As специализации. На основании изучения арсенопиритовых термометров и флюидных включений сделано предположение, что формирование Au-Ag минералов этой ассоциации, происходило в интервале 320–330°C (Zachariáš et al., 2004). Вторая, золото-сульфосоль-кварцевая ассоциация включает богатое самородное золото (880–940‰) в сростаниях с халькопиритом. Медистые фазы (борнит, халькозин, геерит, самородная медь, Cu-Zn), сульфосоли, богатые висмутом (айкинит Pb-CuBiS_3 , эмплектит CuBiS_2 , виттиценит Cu_3BiS_3 , станноидит $\text{Cu}_8\text{Fe}_3\text{Sn}_2\text{S}_{12}$, мавсонит $\text{Cu}_6\text{Fe}_2\text{SnS}_8$), Au -содержащий галенит, твердые растворы тетраэдрит–теннантит представляют эту ассоциацию. Отмечается возрастающая роль висмута и олова, а также увеличение пробности золота на позднем этапе развития рудообразующей системы. Особенностью золото-сульфосоль-кварцевой ассоциации Бараньевского месторождения является наличие бестеллуровой тетраэдрит–теннантитовой серии (Sidorov et al., 2020), тогда как для многочисленных эпитермальных месторождений характерна богатая теллуrom блеклая руда (голдфилдит) (Makovicky E., Karup-Moller, 2017), в том числе для золотопродуктивных этапов Озерновского и Агинского эпитермальных месторождений Камчатки. Рудовмещающими породами этой ассоциации являются илит-мусковитовые кварциты (Якич и др., 2022). Золото-сульфосоль-кварцевая ассоциация Бараньевского месторождения во многом аналогична таковой из Кайрагачского золоторудного месторождения (Узбекистан), для которого также характерен Au-Sn-Bi-Se-Te геохимический профиль: тетраэдрит и богатая висмутом (до 9 мас.%) разновидность теннантитового ряда в ассоциации с высокопробным самородным золотом (Коваленкер и др., 2003). Пирит Бараньевского месторождения содержит примесь As до 7.4 мас. % с образованием осцилляторной зональности, что превышает содержание мышьяка в пирите многих месторождений, в том числе на Кумроче, где в пирите содержится до 6.8 мас. % As (Округин и др., 2014₂). Флюидные включения в золото-сульфосоль-кварцевой ассоциации характеризуются температурой гомогенизации от 226 до 298°C и минерализацией от 0.4 до 1.2 мас. % NaCl экв. (Sidorov et al.,

2020). Близкие значения этих параметров подтверждены в (Якич и др., 2022): температуры гомогенизации флюидных включений 225–305°C и соленость 0.5 до 1.2 мас. % NaCl экв.

Кунгурцевское месторождение (АС-тип)

Кунгурцевское Au-Ag месторождение площадью 15 км² располагается в Центрально-Камчатском вулканогенном поясе и входит в состав Балхачской вулcano-тектонической структуры (ВТС), объединяющей также месторождения Золотое, Бараньевское, Угловое и ряд рудопроявлений (фиг. 6а). Балхачская ВТС ограничена кольцевыми разломами. Рудные месторождения локализуются по периферии разновозрастных, в разной степени эродированных, вулканических построек. Кунгурцевское Au-Ag месторождение имеет возраст 21 млн лет (Большаков и др., 2010), оно состоит из 26 крутопадающих золотоносных кварцевых жил мощностью до 20 м. По состоянию на начало 2017, балансовые запасы золота Кунгурцевского месторождения составили 1.57 т золота.

Вмещающие породы Кунгурцевского месторождения представлены миоценовыми вулканами андезитового, андезибазальтового состава, их туфами кимитинского комплекса. Интрузивные образования сложены субвулканическими андезитами, андезибазальтами и диоритами (Большаков и др., 2010), которые подвержены хлоритизации, эпидотизации, серпентинизации и серицитизации. Породообразующие минералы представлены плагиоклазом, пироксеном, амфиболом, кварцем и адуляром. Акцессорные минералы: апатит, барит, циркон, эпидот, сфен и кальцит (Зобенько и др., 2018). Рудные образцы обладают полосчатой, крустификационно-полосчатой, колломорфно-полосчатой, прожилково-сетчатой, кокардовой и брекчиевой текстурами (Округин и др., 2016). Рудная зона Главная, прослеженная на глубину до 220 м, представлена кварцевой жилой с апофизами и зоной прожилкования субширотного простирания с крутым падением. Она сопровождается вторичными кварцитами, адуляр-кварц-гидрослюдистыми метасоматитами и аргиллизитами. Рудные минералы: пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, халькозин, гетит, ковеллин, самородное золото, акантит Ag_2S , ютенбогаардтит Ag_3AuS , петцит Ag_3AuTe , кавазулит $\text{Bi}_{14}\text{Te}_{13}\text{Se}_8$, блеклые руды, сульфиды и теллуриды Pb и Bi . Пирит характеризуется осцилляторной зональностью по концентрации As (до 3.11 мас.%). Самородное золото присутствует в рудах в виде скоплений до 2 мм. По составу оно отвечает высокопробному (690–760‰) (Округин и др., 2016).



Фиг. 7. Схема Асачинского месторождения по (Антонов, 2021) с изменениями. 1 – флювиогляциальные отложения; 2 – верхняя вулканическая свита; 3 – нижняя вулканическая свита; 4 – субвулканические тела; 5 – пористые туфы (пемзы); 6 – рудоносные жилы; 7 – разломы; 8 – оползни.

ЮЖНО-КАМЧАТСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Южно-Камчатский рудный район расположен на юге Камчатского полуострова на южном окончании Центрально-Камчатского вулканогенного миоцен-плиоценового пояса.

Асачинское месторождение (АС-тип)

Асачинское эпиптермальное Au–Ag месторождение располагается в Елизовском районе Камчатской области в верховьях левого притока реки Асачи, в 30 км к югу от Мутновской ГеоТЭС. Оно относится к АС-типу (Corbett, 2002; Лапухов и др., 2007_{1,2}). Его запасы составляют более 900 тыс. т, с содержаниями Au 22.2 г/т и Ag 46.6 г/т (Takahashi et al., 2007). По данным (https://nedradv.ru/nedradv/ru/page_industry?obj=37cbccbf7c0d2e5d6f9ac69fea2f36f0), содержание Au в разных рудных телах варьирует в пределах 16–28 г/т, Ag – от 24–68 г/т.

Асачинское рудное поле приурочено к эрозионно-тектонической кальдере площадью около 20 км², расположенной в центральной части Асачинской вулcano-тектонической структуры. В строении месторождения участвуют вулканиче-

ские ярусы: дорудный (олигоцен-миоценовая андезитовая формация), синрудный (базальт-андезит-риолитовая формация) и пострудный (верхнеплейстоцен-голоценовая базальт-андезитовая формация) (Петренко, 1999; Takahashi et al., 2007; Округин и др., 2014₃).

Месторождение является полихронным и полигенным с возрастом 4.1–1.2 млн лет (Некрасов, 1996₂, Лапухов и др., 2007₂; Округин и др., 2014₃). Вмещающими породами являются дацит-андезиты, туфы, туфобрекчии, относящиеся к верхней вулканической свите, вулканокластические туфы нижней вулканической свиты, которые прорываются телами субвулканических дацитов и андезитов (фиг. 7) (Шеймович, Карпенко, 1996; Takahashi et al., 2007; Антонов, 2021). В центральных частях месторождения распространены ортоклазовые метасоматиты, на флангах – зоны аргиллизации (мусковит, адуляр и альбит).

Минерализованные жилы Асачинского месторождения делятся на Главную и Восточную зоны (фиг. 7). Основное промышленное значение имеет жильная зона протяженностью около 3 км, в которой отдельные жилы достигают километра при мощности от 0.4 до 7.7 м. Промышленное оруденение прослежено на глубину 250 м.

Четыре стадии, содержащие Au–Ag минерализацию, было выделено на основе исследований (Takahashi et al., 2007): ранняя кварц-адулярная с пиритом, электрумом и акантитом, к которой на следующей стадии добавляются иллит, оксиды Mn, кальцит, родохрозит и полибазит; затем основная Au–Ag-продуктивная стадия, состоящая из серицит-кварц-адулярных агрегатов с пиритом, халькопиритом, галенитом, Au–Ag сплавами, твердыми растворами акантитовой и науманитовой серий и полибазитом; и последующая стадия иллит-адуляр-кварцевая, включающая электрум, ковеллин и сульфосоли тетраэдрит-теннантитового ряда.

Таким образом, основными рудными минералами Асачинского месторождения являются пирит с примесью As до 4.7 мас. %, марказит, пирротин, сфалерит, Se-галенит, халькопирит. Минералы благородных металлов – Au–Ag сплавы, самородное серебро, ютенбогаардтит Ag_3AuS_2 , полибазит $Cu(Ag,Cu)_6Ag_9As_2S_{11}$, Se-содержащий акантит $Ag_2(S,Se)$, науманнит Ag_2Se , агвиларит Ag_4SeS , петцит Ag_3AuTe_2 , гессит Ag_2Te , аргиродит Ag_8GeS_6 , кераргирит $AgCl$, фрейбергит различного состава $Ag_6Cu_4Fe_2Sb_4S_{13}$ и $Ag_{10}Zn_2Sb_4S_{13}$, стефанит Ag_5SbS_4 , пираргирит Ag_3SbS_3 . Сопутствующие минералы: тетраэдрит-теннантитовая серия $(Cu,Fe)_{12}(Sb,As)_4S_{13}$, висмутин Bi_2S_3 , тетрадимит Bi_2Te_3 и другие. Пробность Au–Ag сплавов варьирует от 185 до 890%. Окисленные руды содержат гетит, ярозит каолинит, гидрослюды, теллулаты Cu, Pb (Takahashi et al., 2007). В целом на месторождении сверху вниз по разрезу наблюдается увеличение доли серебряных минералов, уменьшение индивидов Au–Ag сплавов и снижение абсолютных содержаний Au в рудах. Активность селена $\log f_{Se_2}$ в рудообразующих растворах находилась в интервале от –17 до –4.5 и активность серы $\log f_{S_2}$ в интервале от –15 до –12. Температура гидротермальных флюидов понижалась от северного (215–320°C) к южному (100–215°C) флангам месторождения. Исследования флюидных включений для основных рудных стадий показали температуру кипения 190–160°C при солености 2.6–1.0 мас. % NaCl экв. (Takahashi et al., 2007). По данным (Боровиков и др., 2009), рудопроодуктивная ассоциация формировалась в пределах 250–175°C при давлении ниже 20 бар и концентрации солей от 5.2 до 2.5 мас. % NaCl экв.

Родниковое месторождение AC-тип

Месторождение Родниковое находится в южной части Восточно-Камчатского вулканогенного пояса (фиг. 1) в районе Вилючинских горячих источников, где в Мутновско-Асачинской геотермальной зоне проявлена гидротермальная деятельность и связанная с ней рудная минерализа-

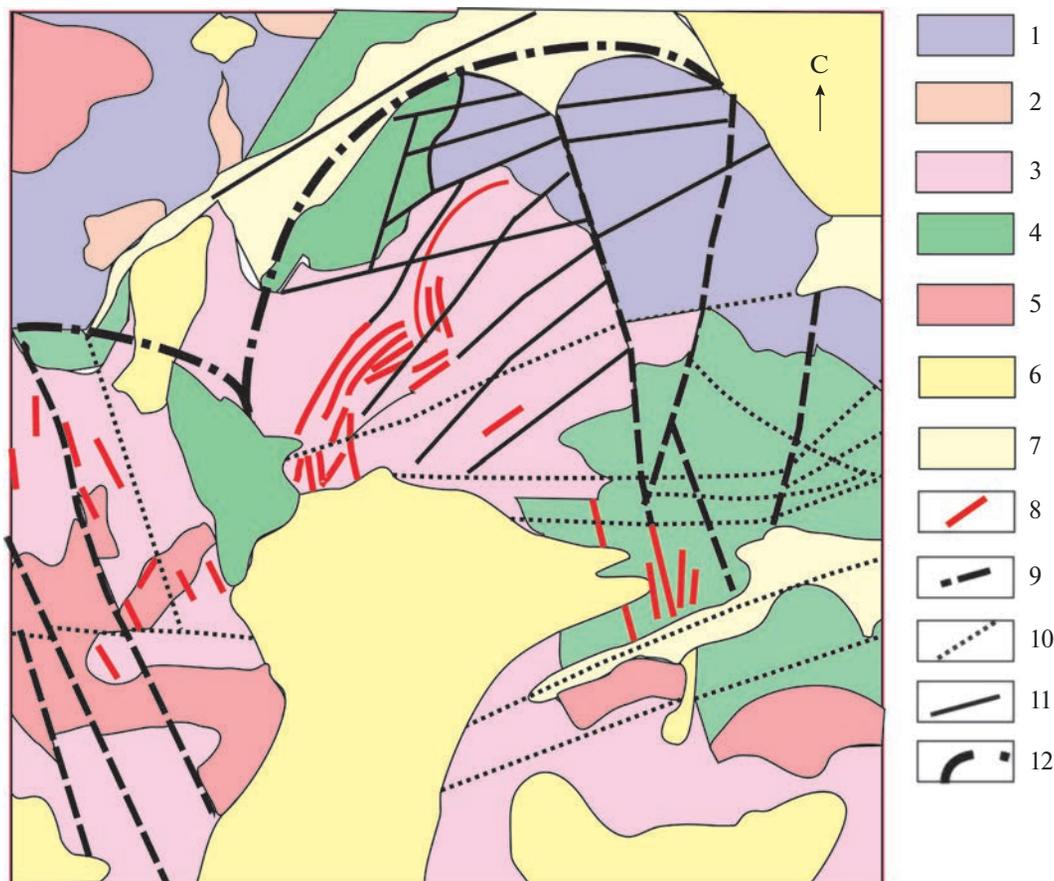
ция (Василевский и др., 1977; Петренко, 1999; Округин и др., 2006). Оно представлено штоком-верком кварц-карбонатных жил, внедренных в диориты и габбро-диориты, и относится к адуляр-серицитовому (АС) типу.

В пределах Родникового рудного поля выделяются два участка: Родниковый (центральная часть поля) и Вилючинский (фиг. 8). Родниковый приурочен к системе сбросо-сдвиговых нарушений, локализован в габбро-диоритах, его продуктивность снижается при переходе жил из диоритов в эффузивную толщу (Петренко, 1999).

Средние содержания благородных металлов варьируют в разных жилах и в зависимости от глубины: по данным (Патока и др., 1998), Au составляет 11.3 и Ag – 95.8 г/т, иногда достигая содержания более 1 кг/т Au (Stapanov et al., 2001). Подавляющее большинство проб содержит 4–70 г/т Au (Петренко, 1999).

Кварц-карбонатные жилы Родниковой зоны в вертикальном сечении имеют крутое падение и расположены в виде веера. Наиболее крупная из них (№ 44) лежит в плоскости главного рудоконтролирующего разлома и имеет протяженность около полутора километров при изменяющихся мощностях от 2 до 25 (Петренко, 1999) (фиг. 9). Жилы сопровождаются околорудными метасоматитами, зональность которых от рудных жил к периферии представлена следующим образом: адуляр-кварцевые околорудные породы, околотрешинные метасоматиты существенно кварцевые с примесью серицита и карбоната а также гидрослюдино-серицитовые с каолинитом, затем хлорит-карбонат-эпидотовые пропилиты и, наконец, эпидот-хлорит-актинолитовые пропилиты. Возраст оруденения для разных жил соответствует 0.7–2.8 млн лет (Петренко, 1999); в этом же интервале находятся возрастные характеристики, полученные по адуляру из кварц-карбонатных жил (K-Ag метод) – 0.9–1.1 млн лет (Okrugin, 1995).

Образцы, взятые нами из отвалов шахт, включают полосчатый халцедон с хорошо развитыми полосами “ginguro”, которые обычно содержат значительную долю золота. Кальцит заполняет центральные части полосчатых жил и в некоторых случаях пересекает кварц (Corbett, 2001). Колломорфные, крустификационные, крустификационно-полосчатые текстуры жильных систем верхних горизонтов сменяются комбинированными с преимущественным развитием брекчиевых и брекчиевидных разновидностей на нижних уровнях. Полиметаллические руды с повышенным содержанием Au и Ag характерны для более глубокой части залежи и гидротермальных брекчий. Основными гидротермальными рудовмещающими минералами являются адуляр, иллит, хлорит и каолинит.



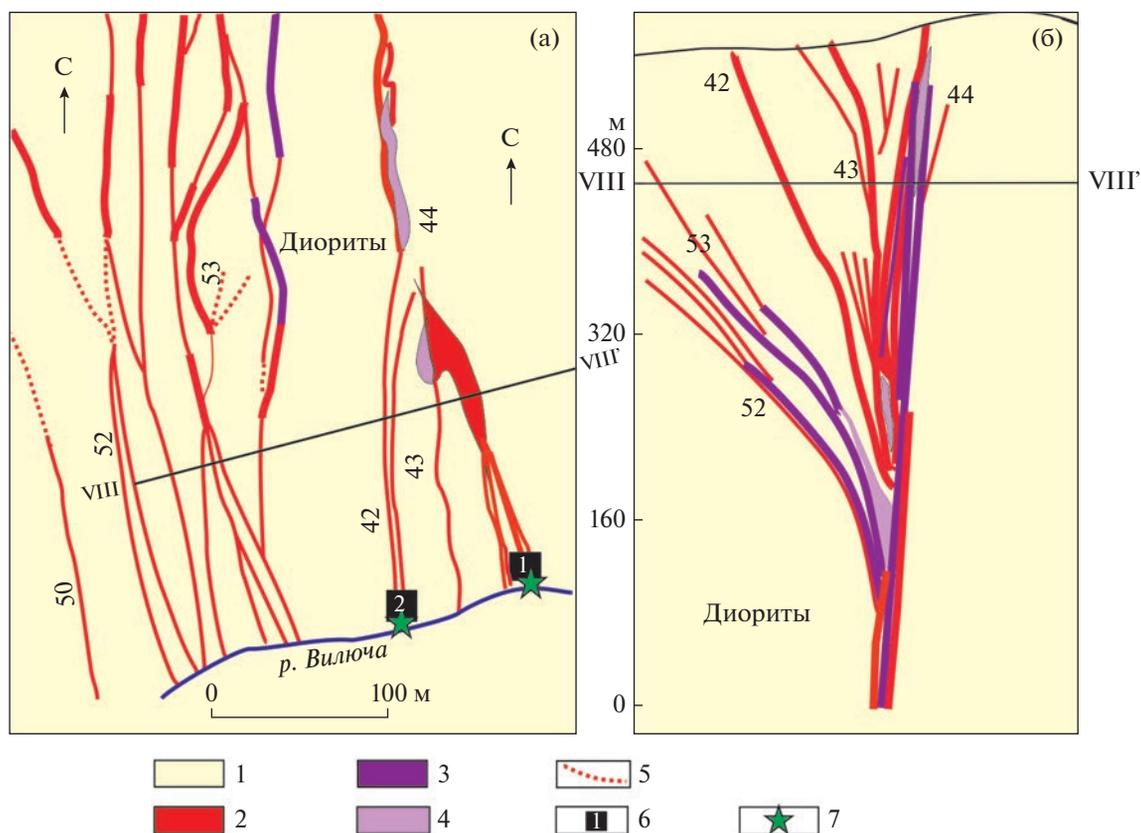
Фиг. 8. Фрагмент структурной схемы Родникового рудного поля из (Петренко, 1999) с изменениями. 1–2 – дорудный комплекс: 1 – вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования (P_3-N_1); 2 – интрузивные и субвулканические тела (P_3-N_1); 3–5 – рудовмещающий комплекс N_2 : 3 – интрузивные пирокластические образования, 4 – интрузии габбро, габбро-диоритов, 5 – субвулканогенные тела риолитов и андезитов; 6 – пострудные базальты, андезиты, андезидациты, дациты, риолиты (Q_{II-IV}); 7 – четвертичные отложения (Q_{II-IV}); 8 – кварцевые жилы; 9 – система рудо-контролирующих сбросов; 10 – пострудные разломы; 11 – сбросы глубинного Мутновского разлома; 12 – разломы, ограничивающие Родниковую и Быстринскую ВТС.

Гидротермальные растворы с нейтральным pH были ответственны за минерализацию, которая разделена на четыре стадии по (Петренко, 1999): дорудная пирит-кварцевая, две рудопродуктивных (золото-сульфидно-кварцевая и золото-адуляр-кварцевая) и послерудная кварц-карбонатная. Takahashi et al. (2002) выделили шесть стадий, из них только I и III стадии являются золоторудными.

На основе вариаций благороднометаллической минерализации (Толстых и др., 2022; Tolstykh et al., 2022₁) детально были охарактеризованы две золоторудные ассоциации: (1) (Ag–Au)-авгиларит-акантитовая, в которой Au–Ag-сплавы замещаются акантитовой серией твердых растворов (Se-содержащим акантитом $Au_2(S,Se)$ и авгиларитом Ag_4SeS), которые, в свою очередь, замещаются ялпаитом Ag_3CuS_2 ; (2) (Au–Ag)-ютенбогаардтит-акантитовая ассоциация, для которой кроме акантита характерны Ag–Au сплавы, ютенбогаардтит Ag_3AuS_2 ,

науманнит Ag_2Se , Ag-содержащий тетраэдрит $(Cu, Ag)_{12}Sb_4S_{13}$ и твердые растворы пирсеит-полибазит $Cu(Ag, Cu)_6Ag_9(Sb,As,Se)_2S_{11}$. В обеих минеральных ассоциациях преобладают крупные (50–70 мкм) зерна сплавов Au–Ag с составом 43–51 ат. % Au. Вторичные сплавы Au–Ag развиваются вдоль трещин и по краю первичных зерен. Они обогащены Ag в ранней ассоциации (пробность золота 20–510 ‰), и Au (430–890 ‰) – в более поздней ассоциации (Tolstykh et al., 2022₁).

Расчетная температура рудообразования, основанная на изучении флюидных включений в кварце, составляет 260–180 °C для разных стадий минерализации при солёности 1–3 NaCl экв по данным (Takahashi et al., 2002) и 265–160 °C с диапазоном солёности 0.8–2.5 мас. % NaCl экв. по данным (Tolstykh et al., 2022₁). При этом в рудообразующих флюидах методом хромато-масс-спектрометрии был установлен состав газовой фазы:



Фиг. 9. Геологическая схема золоторудного штокверка (а) и разрез W-VIII–E-VIII (б) Родникового месторождения с изменениями по (Takahashi et al., 2002); Вертикальная шкала означает абсолютную высоту над уровнем моря. 1 – диориты; 2 – кварцевые тела и жилы с кальцитом; 3 – кварц-кальцитовые жилы; 4 – брекчия; 5 – слабо минерализованные кварцевые жилы; 6 – штольня и ее номер; 7 – место отбора образцов.

95 отн.% H_2O , 4 отн.% CO_2 и около 1 отн. % – органические соединения.

Вилючинское рудопроявление (АС-КС-типы)

Вилючинская зона находится в 4–7 км к северо-западу от месторождения Родниковое и локализуется в покровных андезитах и их туфах. Рудопроявление располагается в зоне сочленения Восточно-Камчатского и Центрально-Камчатского вулканических поясов (фиг. 1) с зоной сбросо-глыбовых дислокаций, которая характеризуется интенсивной вулканической и гидротермальной деятельностью и в настоящее время (вулканы Мутновский, Горелый) (Округин, 2006₂).

В геологическом строении территории участвуют полифациальные вулканические, интрузивные, вулканотерригенные образования олигоцен-четвертичного возраста (Петренко, 1999). Они представляют собой кварц-карбонатную жильную систему с преобладанием кварца, включающую Au–Ag-полиметаллическую минерализацию. Минералы вмещающих пород включают кварц, адуляр, кальцит, барит, хлорит, эпидот, се-

рицит. Рудные минералы: пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, халькозин, ковеллин, борнит и гринокит (до 30 об. %) распределены неравномерно. Характерно широкое разнообразие текстур рудных образцов: гнездово-вкрапленная, прожилково-вкрапленная, сетчатая, полосчатая, крустификационно-полосчатая, кокардовая, брекчиевая и массивная. На этом рудопроявлении, как и на Родниковом месторождении, выделяется четыре стадии: ранняя пирит-кварцевая, две рудопродуктивных (золото-сульфидно-кварцевая и золото-адуляр-кварцевая) и послерудная кварц-карбанатная (Петренко, 1999). Более детально рудопродуктивные стадии подразделены на сульфидную, блекловорудно-сфалеритовую и собственно блекловорудную минеральные ассоциации (Округин и др., 2017). Концентрации Cu, As, Zn, Pb достигают максимальных значений в образцах, обогащенных сульфосолями, которые широко представлены: аргентотетраэдрит-(Fe) $Ag_6(Cu_4Fe_2)Sb_4S_{13}$, аргентотетраэдрит $Ag_6Cu_6Sb_4S_{13}$, теннантит $Cu_{12}As_4S_{13}$, голдфилдит $Cu_{10}Te_4S_{13}$, энаргит $Cu_3As_4S_4$, аннивит $Cu_{10}(Fe,Zn)_2(As,Bi)_4S_{13}$, акантит Ag_2S , антимонит Sb_2S_3 , полибазит $(Ag,Cu)_{16}Sb_2S$, гессит Ag_2Te , ка-

лаверит AuTe_2 , петцит Ag_3AuTe_2 , колорадоит HgTe , науманнит Ag_2Se , клаусталит PbSe , самородное золото, ходрушит $\text{Cu}_8\text{Bi}_{12}\text{S}_{22}$ и висмутин Bi_2S_3 (Округин и др., 2017). Au–Ag твердые растворы, включенные в кварц, халькопирит или блеклую руду, представлены изометрическими зернами 25–50 мкм пробностью 475–630‰. Среди пирита выделяется нестехиометрическая разновидность, содержащая примеси As, Pb, Sb, Cu, Bi в значимых концентрациях. Сфалерит содержит примеси Cd, In и Ag.

Температуры гомогенизации флюидных включений – 210–270°C при солёности флюида 0.5–0.7 мас. % NaCl экв. Абсолютный возраст жильного адуляра 1.4 ± 0.3 млн лет (Округин и др., 2017).

Для руд Вилочинского рудопроявления характерно сочетание минеральных ассоциаций классического адуляр-серицитового типа с наложением на него ассоциаций кислотно-сульфатного типа: энаргит, селен-теллуридная и висмутидная (висмутин, ходрушит, Bi-содержащие блеклые руды) специализация со значительным влиянием процессов гипергенеза, приводящего к образованию многочисленных оксидов.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ КИСЛОТНО-СУЛЬФАТНОГО ТИПА

Месторождение Малетойваям (КС-тип)

Среди Камчатских золоторудных месторождений оно единственное относится к эпиптермальному КС-типу, которое во всех предыдущих публикациях было отнесено к высоко-сульфидированному HS-типу. Оно расположено на северо-востоке Центрально-Камчатского вулканогенного пояса и приурочено к вулcano-тектоническим структурам в пределах Ветроваямской вулканической зоны (юго-западная часть Корякского нагорья) (фиг. 1) (Голяков, 1980; Мелкомуков и др., 2010). Содержание Au в рудах месторождения Малетойваям достигает 8.8 г/т (в среднем 2.7 г/т), а по данным Карамкенской геолого-геофизической экспедиции (http://kgge.ru/?page_id=443) – до 144 г/т.

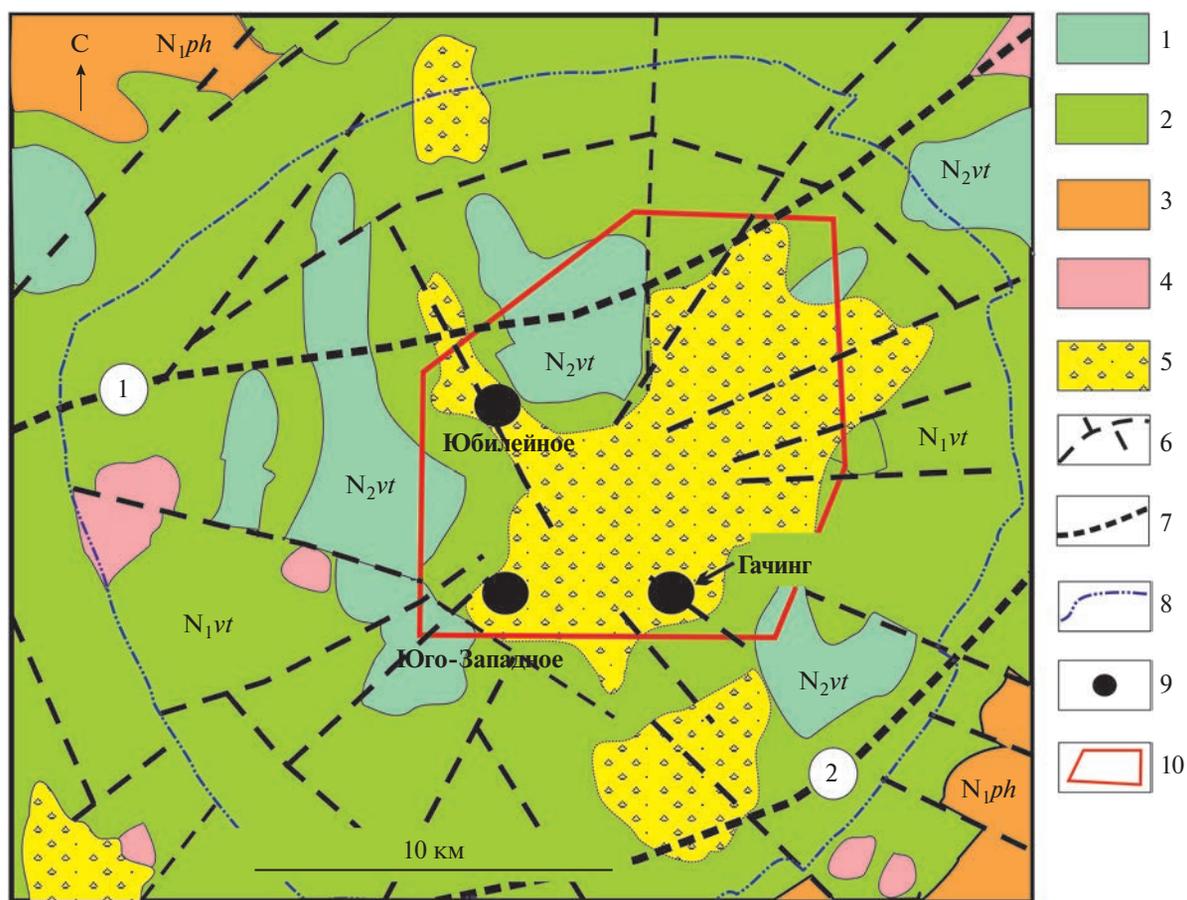
Малетойваямское рудное поле сложено отложениями ветроваямской свиты: андезиты, туфы и туфопесчаники (фиг. 10). Вторичные кварциты расположены в центральной части месторождения, по периферии они последовательно замещаются алунит-каолин-кварцевыми, серицит-каолин-кварцевыми и каолинит-кварцевыми метасоматитами; внешние части рудного поля состоят из аргиллизитов и пропицитов (Мелкомуков и др., 2010).

На месторождении оконтурены три основных рудопроявления (участка): Гачинг, Юбилейное, Юго-Западный. Основные рудные минералы

Юбилейного рудопроявления: пирит, Cu-сульфосоли, самородное и горчичное золото в ассоциации с кварцем, алунитом, каолинитом и самородной серой (Кудаева, Андреева, 2014). Тогда как рудопроявление Гачинг отличается от Юбилейного и других известных на Камчатке эпиптермальных месторождений, а также месторождений мира не только значительным разнообразием минеральных фаз, но и присутствием редких и уникальных соединений, нигде в мире не встречающихся. В этих рудах теллуриды и сульфоселентеллуриды золота, в отличие от других месторождений Центрально-Камчатского вулканического пояса, являются преобладающими формами концентрирования Au.

Результаты минералогических исследований Малетойваямского месторождения представлены нами в (Tolstykh, 2017; Tolstykh et al., 2018, 2019, 2022^{1,2,3}; 2023; Shapovalova et al., 2019; Sidorov et al., 2020). Они показали, что на этом месторождении присутствуют как типичные, так и редкие минералы эпиптермальных месторождений: энаргит: фаматинит Cu_3AsS_4 – Cu_3SbS_4 , сенармонтит $[\text{Sb}_2\text{O}_3$ и $(\text{Sb}, \text{Bi}, \text{Te}, \text{As}, \text{Fe})_2\text{O}_5]$, трипугит $[\text{Fe}(\text{Sb}, \text{Te})_2\text{O}_6$ и $\text{FeSbO}_4]$, бисмит Bi_2O_3 , рузвельтит BiAsO_4 , тиманнит HgSe , антимонселит $[\text{Sb}_2\text{Se}_3$ и $(\text{Bi}, \text{Sb})_2\text{Se}_3]$, гуанахуатит $\text{Bi}_2(\text{Se}, \text{Te})_3$, висмутин $[\text{Bi}_2\text{S}_3$ и $(\text{Bi}, \text{Sb})_2(\text{S}, \text{Se})_3]$, твердый раствор Te–Se. Но главными концентраторами золота являются редкие и уникальные соединения Au, которые утверждены как новые минералы: малетойваямит $\text{Au}_3\text{Se}_4\text{Te}_6$, гачингит $\text{Au}(\text{Te}_{1-x}\text{Se}_x)_{0.2 \approx x \leq 0.5}$, толстыхит $\text{Au}_3\text{S}_4\text{Te}_6$ и ауросленит AuSe (Tolstykh et al., 2020, 2022^{2,3}; Kasatkin et al., 2023).

Au–Ag сплавы на участке Гачинг представлены первичным высокопробным золотом (пробы 965–980‰), в сростании с сульфосолями, малетойваямитом и другими соединениями Au–Te–Se–S-системы, а также вторичным пористым или губчатым горчичным золотом пробы 1000‰. Отмечаются два типа горчичного золота: (а) с включениями оксидов Sb, Te(Se, S) и Fe (Fe-антимонат/теллурат), заполняющими поры горчичного золота – ранняя (гипогенная) стадия преобразования калаверита за счет воздействия (Fe, Sb, Te, As, Se, S)-содержащих гидротермальных растворов в условиях высокого потенциала кислорода; (б) пятнистое и колломорфное золото, состоящее из агрегатов мелких частиц золота в гетит/гидрогетитовом матриксе – поздняя (возможно, гипергенная) стадия трансформации, связанная с максимальной степенью окисления руды. Среди многочисленных соединений Au только калаверит AuTe_2 подвергается детеллуризации и превращается в горчичное золото, остальные (малетийваямит, толстыхит) были устойчивы к окислению. Процесс окисления калаверита происходил в гипогенных условиях в двух вариантах: а) образова-



Фиг. 10. Геологическая схема Малотойваямского рудного поля и местонахождения рудопроявления Гачинг, по Ляшенко и Михайловой (1972) с изменениями.

1 – ветровая свита, андезиты (N_{2vt}); 2 – ветровая свита, андезиты, туфы, туфопесчаники (N_{1vt}); 3 – пахачинская свита, песчаники, гравий (N_{1ph}); 4 – субвулканические интрузии, андезиты, андезито-дациты; 5 – метасоматиты; 6 – разломы; 7 – глубинные разломы: (1) – Вывенско-Ватынский, (2) – Ватынский; 8 – контур кальдеры; 9 – участки месторождения; 10 – Малотойваямское рудное поле (месторождение).

ние смеси Fe–Sb оксидов (трипугита) в ассоциации с вторичными частичками золота, и (б) образование Au–Sb(Te, Se, S, As) оксидов по калавериту (Tolstykh et al., 2019).

Руды участка Гачинг месторождения Малотойваам формировались в три основных этапа (Tolstykh et al., 2018). *Ранний кварц-пиритовый этап* с баритом и англезитом, сформированный при относительно пониженных значениях активности кислорода ($\log f_{O_2}$ от -39.5), кислотности ($pH = 0-2$) и активности селена ($\log f_{Se_2}$ от -12.5), но при активности серы, достаточной для выпадения пирита.

Рудообразование *основного золото-руднопродуктивного этапа*, контролируемого активностью селена, теллура, кислорода в кислых растворах (pH до 4), приводило к образованию многочисленных соединений малотойваамит-кварцевых стадий I–III, последовательность формирования которых сопровождалась увеличением Se, затем Bi в много-

компонентной системе S–Se–Te–Bi–Sb–As. Рудные парагенезисы этого этапа (золото и вышеперечисленные теллуриды, сероселенотеллуриды и селениды золота и висмутовые сульфосоли) при $250^\circ C$ были стабильны при $\log f_{O_2}$ больше -27.3 ; $\log f_{Se_2}$ от -2.4 до -5.7 ; $\log f_{Te_2}$ от -10.5 до -7.8 ; и $\log f_{S_2}$ от -12.8 до -6.8 (Толстых и др., 2022). В пределах рудопродуктивной стадии локально на площади месторождения проявлена Ag-содержащая ассоциация, которая кристаллизовалась из умеренно разбавленных растворов, также в окислительных условиях. В этой ассоциации преобладают Au–Ag сульфиды: петровскаит $AuAgS$, миаргирит $(Ag, Au)(Sb, As)_2S_2$, ютенбогаардит Ag_3AuS_2 , фишессерит Ag_3AuSe_2 с Au–Ag вариациями, а также толстыхит $Au_3S_4Te_6$. Отношение Se/S этой ассоциации положительно коррелируется с концентрацией Ag в рудообразующей системе, в том числе в Au–Ag твердых растворах (Tolstykh et al., 2023). Вторичные продукты этой ассоциации так-

же представлены либо смесью перетолженного золота и трипугита, либо гомогенными оксидами $(\text{Au}, \text{Sb}, \text{Fe})_2\text{O}_3$, образованными при замещении калаверита.

Рудообразование 3-го этапа, связанное с дальнейшей эволюцией минеральных парагенезисов, происходило в условиях значительного увеличения активности кислорода до предела устойчивости оксидов Au, образование которых возможно только при окислении Au-теллуридов. Расширенный тренд вариативных составов сложных оксидов Au $[(\text{Au}, \text{Ag})-(\text{Sb}, \text{As}, \text{Te}, \text{S})-\text{O}]$ свидетельствует о длительности этого процесса.

Соленость 4.3 – в раннем кварце, и 0.2 мас. % NaCl экв. – в позднем кварце. Температура флюидов от 290 до 135°C, расчетное давление жидкости варьирует от 79 до 4 бар и, скорее всего, соответствует гидростатическому. Жидкости, образующие малетойваямит-кварцевую ассоциацию отличаются от пирит-кварцевой более низкой температурой (255–135°C) и повышенной концентрацией солей (4.3 мас. % NaCl экв.) (Sidorenko et al., 2020). Результаты, полученные в (Толстых и др., 2022), свидетельствуют о температуре гомогенизации 290–175°C и интервале солености 1–5 мас. % NaCl экв.

ДИСКУССИЯ И ОБОБЩЕНИЕ

Современные вулканические пояса Камчатки входят в систему тектонических структур, которые продолжаются в Курильской и Алеутской грядках вулканических островов. Они совпадают с глубинным разломом, по которому происходит надвиг континентальной окраины на дно Тихого океана, обрамленного вдоль берегов Камчатки глубоководным желобом глубиной до 10 тыс. м (http://www.kamchatsky-krai.ru/geography/volcanoes/volcanizm_kamchatki.htm).

Центрально-Камчатский вулканогенный пояс палеогенового возраста протяженностью 1800 км контролируется зоной глубинного Главного Камчатского разлома. Это орогенная структура Камчатки с преобладанием андезитов и андезибазальтов в составе вулканогенных образований, что, вероятно, обусловлено мафическим составом фундамента этого пояса. С этим обстоятельством, по мнению (Волков, 2023), связана специфика эпиптермальных месторождений именно теллуридного подтипа Au–Ag формации, тогда как металлогения Восточно-Камчатского вулканогенного пояса, заложенного в плиоцене, изучена недостаточно (Волков, 2023). Но результаты исследования месторождения Кумроч, расположенного в этом поясе, также свидетельствуют о теллуридном подтипе (наряду с полисульфидным) рудной минерализации и андезитах в качестве вмещающих вулканогенных пород. Глубина магматических очагов для

вулканов, имеющих андезит-дацитовый состав магм, составляет около 10 км. Длительное нахождение магм в коре приводит к контаминации, ассимиляции магм осадочными толщами и фракционированию с формированием более кислых магматических расплавов с газовой составляющей и образованием кальдерных комплексов Камчатки (Гордеев, Бергаль-Кувикас, 2022). Эта ассимиляция обуславливает, вероятно, Au–Ag–Te–Sb–As–Sn–Bi специализацию исследованных месторождений.

Почти все Au–Ag месторождения Камчатского полуострова, а также большинство известных Au–Ag рудопроявлений, относится к эпиптермальным АС-типа (Takahashi et al., 2002, 2007; Боровиков и др., 2009; Горячев и др., 2010; Andreeva et al., 2013). Для них характерно присутствие кварца, адуляра, иллита и кальцита в Au–Ag-содержащих жилах. Единственное месторождение Малетойваям относится к КС-типу (Tolstykh et al., 2018) с распространенными алуниновыми породами. Кроме того, в Вилючинском рудопроявлении отмечается энаргит, свидетельствующий о присутствии наложенной ассоциации КС типа.

Минеральные ассоциации, образовавшиеся при гидротермальных процессах, отражают геохимический состав рудообразующих флюидов, содержащих Au–Ag-содержащие комплексы (Zhu et al., 2011). Изменение физико-химических условий, таких как температура, давление, кислотность, летучесть кислорода и летучесть серы, является эффективным механизмом их осаждения. Поэтому насчитываются десятки различных классификаций золото-серебряных месторождений (Некрасова и др., 1997) в зависимости от выбранных минералого-геохимических и геологических признаков; и до настоящего времени нет единой классификации.

Сводные данные для многочисленных эпиптермальных месторождений Камчатки приведены в табл. 2. Месторождения АС-типа Камчатки генетически связаны с андезитами, андезибазальтами, базальтами и их туфами, слагающими Центрально-Камчатский вулканогенный пояс. Золоторудные ассоциации сосредоточены в кварцевых, карбонат-кварцевых и адуляр-кварцевых жилах, а также во вторичных кварцитах и околорудных хлоритизированных, серицитизированных метасоматитах, которые к периферии сменяются аргиллитами и пропилитами. Малетойваям отличается тем, что рудовмещающие породы, кроме кварцевых жил, представлены кварцитами и алунит-кварцевыми, алунит-серицит-каолинит-кварцевыми ассоциациями, что соответствует основным типам КС-месторождений (табл. 1).

Температуры гомогенизации первичных включений в кварце различных стадий всех АС-месторождений Камчатки укладываются в диапа-

Таблица 2. Сводные данные по основным месторождениям и рудопроявлениям Камчатки

Место-рождение, рудопроявление	Вмещающие породы	Зональность вмещающих пород от рудных зон	Геохимическая специализация	Т°С том. NaCl экв. (мас. %)	Стадийность рудных ассоциаций	Возраст К-Аг, Ма	Пробность золота, %	Формационный тип
Аметистовое	Андезиты	Карбонат-кварцевые жилы, монокварциты, кварц-адуляр-каолиновые породы, аргиллиты, пропилиты	<i>Система Au-Ag-Se-Sb-As-Sn</i> Au-Ag, Ag ₂ S, Ag ₂ Se, Ag ₄ SeS Cu ₂ FeSnS ₄ , Cu ₆ Fe ₂ SnS ₈ , AgFe ₂ S ₃ , AgSbS ₂ , Ag ₅ SbS ₄ , AgAsS ₃ Cu(Ag, Cu) ₆ Ag ₉ (As, Sb) ₂ S ₁₁ – для верхних горизонтов; Au-Ag, PbS, ZnS – для нижних горизонтов и флангов	150–110 0.1–1	Золото-кварц-каолиновая; золото-кварц-адулярная; золото-кварц-полиметаллическая		870–960; 220–310	Золото-полисульфидный с акантитом
Озерновское	Андезиты	Адуляр-кварцевые жилы, вторичные кварциты, кварц-диксит-каолинитовая ассоциация, аргиллиты	<i>Система Au-Ag-Te-Sb-As-Bi</i> Au-Ag, Ag ₂ Te, Ag ₃ AuTe ₂ , AgAuTe ₄ , PbTe, <i>Система Ag-Cu-Sb-As-S</i> Ag ₆ Cu ₄ Fe ₂ Sb ₄ S ₁₃ , (Ag, Cu) ₁₆ (As, Sb) ₂ S ₁₁ , Cu ₁₂ (As, Sb) ₄ S ₁₃ , <i>Система Bi-Te-Se</i> Bi ₂ Te ₃ , Bi(Se, S),	110–290 ~2	Золото-акантитовая; золото-гесситовая; сильванит-толдфиллитовая; теллур-сильванитовая; золото-голдфиллитовая	630–680; 830–910; 925–998	Золото-блекловорудно-теллуридный	
Кумроц	Андезиты, диорит, граптодиорит-порфир		<i>Система Pb-Zn-S</i> PbS, ZnS <i>Система Ag-Au-Te</i> Ag ₂ Te, Ag ₃ AuTe ₂ , AgAuTe ₄ , PbTe <i>Система Ag-Cu-Sb-As-S</i> Ag ₆ Cu ₄ Fe ₂ Sb ₄ S ₁₃ , Cu ₁₂ (As, Sb) ₄ S ₁₃	250–260 для рудной ассоц. <2	Золото-полиметаллическая; сульфидно-золото-теллуридная	1.4±0.3	730–880	Золото-полисульфидно-теллуридный
Агинское	Базальты, андезитобазальты, андезиты	Адуляр-кварцевые жилы, кварц-карбонатно-адуляр-каолиновые породы; пропилиты, хлоритизированные и серицитизированные метасоматиты	<i>Система Ag-Au-Te</i> (PbTe, Ag ₃ AuTe ₂ , Ag ₂ Te, AuTe ₂ , PbS, Ag ₂ S)		Золото-полиметаллическая; золото-халькопирит-теллуридная; золото-халькопирит-алтаит-гесситовая	7.4–7.9	880–920	Золото-теллуридный

Таблица 2. Продолжение

Место- рождение, рудлопрояв- ление	Вмещающие породы	Зональность вмещающих пород от рудных зон	Геохимическая специализация	Т°С гом. NaCl экв. (мас. %)	Стадийность рудных ассоциаций	Возраст К-Аг, Ma	Пробность золота, %	Форма- ционный тип
Бараньев- ское	Андезиты, андезитба- зальты, базальты	Кварц-пирит-сери- цитовая ассоциа- ция, пирит-серицит- иллит-кварцевая	<i>Система Ag-Au-Te-S-Sb-As</i> Au-Ag, Ag ₂ , AgTe ₂ , Ag(Fe, Cu)S ₂ , Ag ₃ AuTe ₂ , Ag ₃ AuS ₂ , Ag-Sb-As сульф- фосолиты <i>Система Ag-Au-Cu-Bi-Sn</i> Au-Ag, PbCuBiS ₃ , CuBiS ₂ , Cu ₃ BiS ₃ , Cu ₈ Fe ₃ Sn ₂ S ₁₂ , Cu ₆ Fe ₂ SnS ₈ , Au-PbS	320–330 0.4–1.2 225–300 ~2	Золото-суль- фидно-теллурид- ная; золото-сульфо- сольная	3.9–2.4	520–740 880–940	Золото- серебро-теллу- ридно-сульфо- сольный
Кунгурев- ское	Андезиты, андезитба- зальты, дио- риты	Кварцевые жилы, вторичные квар- циты, адуляр- кварц-гидрослоди- стые метасома- титы, аргиллиты	Au-Ag, Ag ₃ AuS, Ag ₃ AuTe AgS ₂ , Ag-Sb-As сульфосоли Bi ₁₄ Te ₁₃ Se ₈ PbS, ZnS	21	690–760			
Асачинское	Андезиты, дациты, туфы	Ортоклазовые метасоматиты, аргиллиты	<i>Система Ag-Au-S-Se-Te</i> Au-Ag, Ag ₃ AuS ₂ , Ag ₂ (S, Se), Ag ₂ Se, Ag ₄ SeS, Ag ₂ Te, Ag ₃ AuTe ₂ <i>Система Ag-Cu-Sb-As-S</i> Ag ₂ (S, Se), Ag ₂ Se, Ag ₃ SbS ₃ , Cu ₁₂ As ₄ S ₁₃ , Ag ₅ SbS ₄ , (Cu, Fe) ₁₂ Sb ₄ S ₁₃ , Ag ₆ Cu ₄ Fe ₂ Sb ₄ S ₁₃ , Cu(Ag, Cu) ₆ Ag ₉ As ₂ S ₁₁ <i>Система Bi-Te-S</i> Bi ₂ S ₃ , Bi ₂ Te ₃	160–250 (рудная стадия) 1–2.6	Золото-акангито- вая; золото-акангит- полибазитовая; сульфидно-золото- акангит-науман- нит-полибазито- вая; золото-сульфо- сольная	4.1–1.2	185–890	Золото- серебро-селе- нидный (акан- тит)
Родниковое	Диориты, габбро-дио- риты	Кварц-карбонат- ные жилы, адуляр- кварцевые породы, серицит-карбонат- кварцевые и каоли- нит-серицитовые метасоматиты, про- пилиты	<i>Система Ag-Au-S-Se-Te</i> Ag-Au, Ag, Ag ₂ (S, Se), Ag ₄ SeS, Ag ₃ AuS ₂ , Ag ₃ CuS ₂ , AgFeS ₂ <i>Система Ag-Cu-Sb-As-S</i> (Cu, Ag) ₁₂ Sb ₄ S ₁₃ , Ag ₃ AsS ₃ , Cu(Ag, Cu) ₆ Ag ₉ (Sb, As) ₂ S ₁₁	160–265 0.8–3	Ag-Au-авгиларит- акангитовая; (Au-Ag)-юстенбога- ардит-акангито- вая	0.7–2.8	20–510; 430–890	Золото- серебро-селе- нидный (акан- тит)

Таблица 2. Окончание

Место-рождение, рудопроявление	Вмещающие породы	Зональность вмещающих пород от рудных зон	Геохимическая специализация	$T^{\circ}\text{C}$ гом. NaCl экв. (мас. %)	Стадийность рудных ассоциаций	Возраст К-Аг, Ма	Пробность золота, %	Формационный тип
Вилочинские		Кварц-карбонатная жильная система, серицитовые метасоматиты, пропилиты	<i>Система Ag-Au-S-Se-Te</i> Ag ₂ Te, AuTe ₂ , Ag ₃ AuTe ₂ , Ag ₂ Se, Ag ₂ S, HgTe, <i>Система Cu-Sb-Ag-As-S</i> Cu ₁₂ As ₄ S ₁₃ , Cu ₁₂ Sb ₄ S ₁₃ , Cu ₁₀ Te ₄ S ₁₃ , Sb ₂ S ₃ , Cu ₁₀ (Fe, Zn) ₂ (As) ₄ S ₁₃ , (Ag, Cu) ₁₆ Sb ₂ S, Cu ₃ AsS ₄ , <i>Система Pb-Zn-S</i> PbS, ZnS, PbSe <i>Система Cu-Bi-S</i> Cu ₈ Bi ₁₂ S ₂₂ , Bi ₂ S ₃	210–270 1–5	Золото-сульфидная; золото-блекловое-рудно-полиметаллическая; золото-блекловое-рудная	1.4±0.3	475–630	золото-серебро-полиметаллический
Малетой-ваям	Андезиты, туфы, туфопесчаники	Вторичные кварциты, алуинит-каолин-кварцевые, серицит-каолин-кварцевые и каолинит-кварцевые метасоматиты	<i>Система Au-Se-Te-S-Sb-As</i> Au, Au ₃ (Se, S) ₄ Te ₆ , Au(Te, Se), AuTe ₂ , AuSe, (Te, Se), HgSe, Sb ₂ Se ₃ , Cu ₃ AsS ₄ , Cu ₃ SbS ₄ Cu ₁₂ (Sb, As) ₄ S ₁₃ , AuAgS, (Ag, Au)(Sb, As) ₂ , Ag ₃ AuS ₂ , Ag ₃ AuSe ₂ , Au ₃ S ₄ Te ₆ , <i>Система Bi-Se-Sb-S</i> (Bi, Sb) ₂ Se ₃ , (Bi, Sb) ₂ (S, Se) ₃ , Bi ₂ (Se, Te) ₃ , Bi ₂ S ₃ , <i>Система Au-Fe-Sb-Bi-Te-O</i> Au, Au, Sb(Te, Se, S, As)-O, (Sb, Bi, Te, As, Fe) ₂ O ₅ , Fe(Sb, Te) ₂ O ₆ , FeSbO ₄ , Bi ₂ O ₃ , BiAsO ₄ ,	135–290 0.2–5	Золото-малетойва-ямит-кварцевая I, II, III; Петровскаит-мираргиритовая; Бисмутинит-бисмит-рузвельтитовая; Золото-трипугитит-оксидная		965–980 1000	Золото-селенидно-теллуридный

зон 330–110°C (табл. 2), тогда как конкретно для рудных ассоциаций этот интервал сужается: 260–250°C – например, для теллуридной ассоциации Агинского месторождения. Для селенидных ассоциаций Родникового и Асачинского месторождений на Южной Камчатке отмечаются более низкие температуры гомогенизации включений (265–160°C) (Takahashi et al., 2001, 2007; Боровиков и др., 2009). Эти температуры сопоставимы как с другими месторождениями АС-типа (LS в литературе), например, на о. Хаккайдо (260–170°C) (Yuningsih et al., 2013), с месторождениями IS-типа (Cesme Hafez, Иран) (280–140°C) (Mehrabi and Siani, 2012), а также с месторождением Малетойваям (255–245°C) (Sidorov et al., 2020).

Соленость включений исследованных месторождений АС-типа варьирует от 0.1 на Аметистовом и до 3 мас. % NaCl экв. на Родниковом (табл. 2). Но для большинства объектов значение солености газовой-жидких включений составляет не более 2 мас. %, как на Агинском (Округин и др., 2014₁). Тогда как Малетойваям (КС) и Вилучинское (предположительно относящееся к промежуточному между АС- и КС-типу) характеризуются большей соленостью (до 5 мас. % NaCl-экв.). На диапазон солености влияют как смешивание с метеорными водами (разбавление), так и выпаривание (концентрирование) (Hedenquist and Hensley, 1985; Corbett, 2005). В целом минерализация АС-типа Камчатских месторождений образуется из относительно разбавленных рассолов <3 мас. % NaCl экв., тогда как и на месторождении Джульетта (АС) в Охотско-Чукотском вулканическом поясе соленость включений достигает 5.6 мас. % NaCl-экв. (Прокофьев и др., 2015), а на месторождениях Хаккайдо – до 4 мас. % NaCl-экв. (Yuningsih et al., 2013). Но в целом аналогичные параметры рудообразующих флюидов отмечаются также в кварце месторождений Центрально-Чукотского сектора Охотско-Чукотского вулканического пояса: температуры гомогенизации 350–140°C, и значения солености 0.2–4.3 мас. % NaCl экв. (Бортников и др., 2022).

Литературные данные по флюидным включениям в кварце из месторождений КС-типа (“HS” во всех публикациях): Маунт-Карлтон, Лепанто, Аган, СВ Австралии, Данченковское (Лапухов и др., 2012; Волков и др., 2015; Sahlstrom, 2018) указывают на чуть несколько большую соленость (до 4.5 мас. % NaCl-экв.). В связи с этим становится ясно, что соленость флюидных включений в АС-типе эпипермальных месторождений соответствует магматогенным флюидам, разбавленным метеорными водами, тогда как КС-месторождения образуются из более концентрированного флюида. Кипение в большей степени, чем простое охлаждение, является механизмом осаждения Au и Ag в эпипермальных месторождениях (Yuningsih et al., 2013).

Металлогенические типы всех эпипермальных месторождений Камчатки относятся в основном, к золото-теллуридному (Au, Ag, Te) типу с различными вкладами полисульфидной (Pb, Zn) (Аметистовое, Кумроч, Вилучинское), сульфосольной (Ag, Sb, As, Bi, Sn) (Озерновское, Бараньевское) и селенидной (Ag, Se) (Аметистовое, Асачинское, Родниковое) ассоциаций. Но надо отметить, что выделенные авторами стадии минерализации (табл. 2) не отвечают какой-либо обобщенной последовательности, вероятно, из-за разнонаправленной эволюции рудообразующих флюидов на разных месторождениях. Аналогичные эпипермальные руды, обогащенные Te-содержащими минералами в ассоциации с сульфидами, сульфосолями и оксидами, также характерны для многочисленных месторождений о. Хоккайдо, с различными вариациями этих ассоциаций (Yuningsih et al., 2013).

Для Малетойваямского месторождения минералы энаргит/лузонит и фаматинит являются типоморфными (табл. 1). Присутствие этих минералов в рудах АС-месторождений предполагает отложение эпипермальной минерализации в более окисленных условиях и при несколько более высоком состоянии сульфидирования, чем это характерно для АС-месторождений, возможно свидетельствуя о промежуточном типе. Энаргит встречается как на о. Хаккайдо, так и в рудах Вилучинского рудопоявления, для которого характерно сочетание минеральных ассоциаций классического адуляр-серицитового типа с ассоциациями кислотно-сульфатного: теллуридная с селеном и висмутидная (висмутин, ходрушит, Bi-содержащие блеклые руды) специализация, а также значительное влияние процессов гипергенеза, приводящее к образованию многочисленных оксидов (Округин и др., 2017).

Роль селена в системе Au–Te–Se–Sb–S является чрезвычайно существенной на месторождении Малетойваям, что приводит к высоким отношениям fSe_2/fS_2 в рудообразующих растворах и, как следствие, к возможности образовывать собственно селениды и сульфоселенотеллуриды золота. На участке Гачинг Малетойваямского (КС) месторождения достигались следующие условия: обильный источник Au и Se и сильно окислительная среда (Tolstyk et al., 2018), от которой напрямую зависят fSe_2/fS_2 отношения ($\log fSe_2$ достигал –5.7) и возможность образования AuSe (Liu et al., 2000). Восстановительные и нейтральные условия, характерные для АС-месторождений, не приводят к образованию селенидов золота, где fSe_2/fS_2 отношения в рудообразующих флюидах достигают уровня, достаточного для образования акантитовой серии $Ag_2(S,Se)$ и науманнита Ag_2Se (Tolstyk et al., 2022₁), что характерно для месторождений Аметистовое, Асачинское и Родниковое.

Ассоциация, сложенная сульфидами Pb и Zn, на АС-месторождениях Камчатки иногда разорвана в пространстве, занимая глубинные уровни (Аметистовое), иногда накладывается на сульфидную (Кумроч) или сульфосольную (Вилючинское) ассоциации. Есть мнение, что соленость растворов, которая увеличивается с глубиной, указывает на смешение и разбавление соленого флюида при просачивании вверх по рудным разрезам (Imai et al., 1999), которое может являться причиной формирования ассоциаций, накладывающихся на полисульфидную минерализацию.

В эпитермальных АС-месторождениях Au–Ag сплавы имеют широкий диапазон составов (табл. 2), но в цитируемых работах далеко не всегда была прослежена корреляция между ассоциациями (стадиями) и пробностью золота. По фрагментарным результатам можно предположить, что наиболее низкопробное золото связано с более ранними ассоциациями, каковыми являются полисульфидные руды. В них пробность золота, как правило, невысока (220–310‰, например, на Аметистовом месторождении). По мере развития рудоформирующих систем и увеличения фугтивности теллура и селена, формируются акантитовые или сульфидно-теллуридные ассоциации, в которых пробность золота достигает несколько больших значений: 510‰ на Родниковом и 740‰ – на Бараньевском месторождениях. Дальнейшее развитие эпитермальных систем при прогрессивных значениях активности сурьмы, мышьяка и висмута, ведет к образованию Au-сульфосольных или Au-голдфилдитовых ассоциаций, в которых пробность золота, последовательно увеличивается, достигая максимальных значений: 940‰ на Бараньевском) и 998‰ на Озерновском. Висмутидная ассоциация является составной частью сульфосольной, находясь на самых высоких ступенях фракционирования рудоформирующих систем. В АС-месторождениях Камчатки, как и в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе (Бортников и др., 2022), среди благородных металлов преобладают соединения серебра. Но в направлении изменения ассоциаций от сульфидных к сульфосольным возрастает не только пробность золота, но также увеличивается разнообразие и количество минералов, содержащих Au (ютенбогардит, петровскиит, петцит, селванит и др.). В единственном на Камчатке КС-месторождении Малетойваем рудные парагенезисы значительно отличаются, во-первых, селенистой специализацией, во-вторых, присутствием только высокопробного золота и, в-третьих, ведущей ролью соединений золота, а именно, сульфоселенотеллуридов, теллуридов и селенидов Au.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Эпитермальные месторождения Камчатки АС-типа, расположенные в вулканогенных поясах полуострова (преимущественно в Центральном-Камчатском), связаны с андезитовым вулканизмом. Золоторудные ассоциации сосредоточены в кварцевых, карбонат-кварцевых и адуляр-кварцевых жилах, а также в серицитизированных метасоматитах, которые к периферии сменяются аргиллитами и пропилитами.

Температуры гомогенизации первичных включений в разностадийном кварце для всех АС-месторождений Камчатки укладываются в диапазон 330–110°C, но для рудных ассоциаций в еще более узкий интервал 260–250°C. Золоторудная минерализация кристаллизуется из относительно разбавленных рассолов <3 мас. % NaCl-экв.

Металлогенические типы всех эпитермальных месторождений Камчатки относятся к золото-теллуриднему (Au, Ag, Te) типу с различными вкладами полисульфидной (Pb, Zn) (Аметистовое, Кумроч, Вилючинское), сульфосольной (Ag, Sb, As, Bi, Sn) (Озерновское, Бараньевское) и селенидной (Ag, Se) (Аметистовое, Асачинское, Родниковое) ассоциаций. Полисульфидная ассоциация может быть оторванной, занимая более глубинные уровни, где соленость растворов является повышенной, или совмещается в пространстве с сульфидной или сульфосольной ассоциациями.

Восстановительные и нейтральные условия, характерные для АС-месторождений, не приводят к образованию селенидов золота. Отношения $f\text{Se}_2/f\text{S}_2$ в рудообразующих флюидах достигают уровня, достаточного только для образования селенидов серебра. Стадийность рудообразования отличается на разных месторождениях АС-типа, но общая тенденция такова, что ранняя полисульфидная ассоциация характеризуется низкопробным золотом (220–310‰). По мере развития рудоформирующих систем и увеличения фугтивности Te и Se, пробность золота достигает несколько больших значений (510–740‰). При прогрессирующей активности Sb, As и Bi, с образованием сульфосольных ассоциаций, пробность золота последовательно увеличивается, достигая максимальных значений (998‰). В этом же направлении увеличивается количество и разнообразие Au-содержащих минералов (ютенбогардит, петровскиит, петцит, селванит и др.).

Единственное на Камчатке месторождение КС-типа Малетойваем локализовано в кварце, вторичных кварцитах, алунит-кварцевых и алунит-серицит-каолинит-кварцевых метасоматитах. Рудные парагенезисы значительно отличаются селенистой специализацией, присутствием исключительно высокопробного золота и ведущей ролью соединений золота, а именно, сульфоселе-

нотеллуридов, теллуридов и селенидов Au. Малетойваям, как и все КС-месторождения, кристаллизуются из более концентрированного флюида (1–5 мас. % NaCl-экв.), чем месторождения АС-типа при температурах гомогенизации включений в рудном кварце 290–175°C. Роль селена и высокие значения отношений $f\text{Se}_2/f\text{S}_2$ является чрезвычайно существенной, что реализуется в кислых рудообразующих растворах и, как следствие, дает возможность образовывать собственно селениды золота.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта Российской Федерацией в лице Минобрнауки России № 13.1902.21.0018.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреева Е.Д., Кудяева Ш.С.* Типоморфизм самородного золота Балхачского рудного узла (Камчатка) // Материалы XI региональной молодежной научной конференции “Исследования в области наук о Земле” 26 ноября 2013 г. Петропавловск-Камчатский, 2013. С. 5–18.
- Андреева Е.Д., Коновалова Н.С.* Некоторые особенности микроморфологии и состава самородного золота Бараньевского месторождения (Центральная Камчатка). Материалы Российской конференции студентов, аспирантов и молодых ученых, посвященной “Году планеты Земля”. Москва, 2009. Т. 3. С. 7–11.
- Аникина Е.Ю., Бортников Н.С., Клубник Г.К., Гамянин Г.Н., Прокофьев В.Ю.* Мангазейское Ag-Pb-Zn жильное месторождение в осадочных породах (Саха-Якутия, Россия): минеральные ассоциации, флюидные включения, стабильные (С, О, S) изотопы и особенности образования // Геология руд. месторождений. 2016. Т. 58. № 3. С. 206–238.
- Антонов Е.А.* О проблемах освоения золоторудного потенциала Камчатки // Горный Вестник Камчатки. 2021. Вып. 1. № 50. С. 34–43.
- Большаков Н.М., Фролов А.И., Минеев С.Д., Газизов Р.Б., Безрукова Л.А., Округин В.М.* Геологическое строение Бараньевского золоторудного месторождения (Центральная Камчатка) // Отечественная геология. 2010. Т. 4. С. 15–22.
- Боровиков А.А., Лапухов А.С., Борисенко А.С., Сереткин Ю.В.* Физико-химические условия формирования эпитеpmального Асачинского Au-Ag месторождения (Южная Камчатка) // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 8. С. 897–909.
- Бортников Н.С., Волков А.В., Савва Н.Е., Прокофьев В.Ю., Колова Е.Е., Доломанова-Тополь А.А., Галямов А.Л., Муратов К.Ю.* Эпитеpmальные Au-Ag-Se-Te месторождения Чукотки (Арктическая зона России): металлогения, минеральные парагенезисы, флюидный режим // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 4. С. 522–549.
- Василевский М.М., Зимин В.М., Округин В.М.* Вулканогенные рудные центры юго-восточной Камчатки // Предполагаемые запасы рудоносных Вулканических формаций / Под ред. М.М. Василевского М.: Недра, 1977. С. 122–128.
- Волков А.В.* Au-Ag-месторождения вулканогенных поясов Востока России // Золото и технологии. 2023. [Электронный ресурс]. Режим доступа: https://zolteh.ru/regions/au_ag_mestorozhdeniya_vulkanogennykh_poyasov_vostoka_rossii/
- Волков А.В.* Золотые перспективы Камчатского края // Золото и технологии. 2019. № 1. С. 66–73.
- Волков А.В., Кочетков А.Я.* Золото Камчатского края. Состояние и перспективы освоения минерально-сырьевой базы // Золото и технологии. 2009. № 3(6). С. 18–29.
- Волков А.В., Савва Н.Е., Сидоров А.А., Колова Е.Е., Чижова И.А., Алексеев В.Ю.* Эпитеpmальное золото-серебряное месторождение Аган и перспективы выявления минерализации высокосульфидизированного типа на северо-востоке России // Геология руд. месторождений. 2015. Т. 57. № 1. С. 25–47.
- Волков А.В., Сидоров А.А.* Экономическое значение эпитеpmальных золото-серебряных месторождений // Вестник РАН. 2013. Т. 83. № 8. С. 720–730.
- Газизов Р.Б.* Геологическое строение и оценка промышленного значения золото-серебряного месторождения Аметистовое Тклаваямского рудного поля // Отчет по результатам предварительной разведки флангов и нижних горизонтов месторождения и поисково-оценочных работ на участках Светлый, Северный, Рудный Тклаваямского рудного поля за 1986–1990 гг. 1990. Т. 1.
- Голяков В.И.* Геологическая карта масштаба СССР. 1 : 200000 / Под ред. А.Г. Погожева. Серия Корякская. Листы П-5 8-XXXIII, О-58-III. 1980.
- Гордеев Е.И., Бергаль-Кувикас О.В.* Строение и вулканизм зоны субдукции на Камчатке // Докл. РАН. 2022. Т. 502. № 2. С. 72–76. <https://doi.org/10.31857/S2686739722020086>
- Горячев Н.А., Волков А.В., Сидоров А.А., Гамянин Г.Н., Савва Н.Е., Округин В.М.* Au-Ag оруденение вулканогенных поясов Северо-Востока Азии // Литосфера. 2010. Т. 3. 36–50.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200000, издание второе, серия Корякская, лист Р-58-XXVII (р. Куйвиваям). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ “ВСЕГЕИ”, 2020.
- Зайцев В.П., Газизов Р.Б.* Геологическое строение и промышленная оценка Аметистового золото-серебряного месторождения // Отчет СКГРЭ по результатам предварительной разведки и поисково-оценочных работ на Аметистовом месторождении в 1981–1986 гг. 1986.
- Зайцев В.П., Федосеева М.Е.* Геологическое строение и оценка промышленного значения золото-серебряного месторождения Аметистовое Тклаваямского рудного поля // Отчет по результатам детальной разведки центральной части Аметистового золоторудного месторождения за 1991–1994 гг. 1994.
- Зобенько О.А., Округин В.М., Яблокова Д.А.* Петрология интрузивных пород месторождения Кунгурцевское (Центральная Камчатка) // В сб. докладов межвузов-

- ской научно-практической конференции. Петропавловск-Камчатский, 2018.
- Калько И.А.* Геохимические критерии выявления и прогнозирования золото-серебряного оруденения в Чукотском сегменте Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Дисс ... канд. геол.-мин. наук. МГУ. Кафедра геохимии. Москва, 2009. 197 с.
- Коваленкер В.А., Плотинская О.Ю., Прокофьев В.Ю., Гертман Ю.Л., Конеев Р.И., Поморцев В.В.* Минералогия, геохимия и генезис золото-сульфидно-селенидно-теллуридных руд месторождения Кайрагач (Республика Узбекистан) // Геология руд. месторождений. 2003. Т. 45. № 3. С. 195–227.
- Константинов М.М.* Золотое и серебряное оруденение вулканогенных поясов мира. М.: Недра, 1984. 165 с.
- Кудаева А.Л., Андреева Е.Д.* Горчичное золото: характеристика, виды и химический состав // Природная среда Камчатки: Материалы XIII Региональной молодежной научной конференции. 15 апреля 2014 г. Петропавловск-Камчатский: Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 2014. С. 17–29.
- Лапухов А.С., Боровиков А.А., Гузман Б.В., Мирошниченко Л.В., Разворотнева Л.И.* Гиератит в гидротермально измененных вулканогенных породах Данченковского месторождения (остров Уруп) // Записки РМО. 2012. Т. 141. № 5. С. 52–59.
- Лапухов А.С., Гузман Б.В., Горев В.А., Солотчина Э.П.* Калиевые полевые шпаты жильных систем и их ореолов на Асачинском эпитермальном золото-серебряном месторождении (Ю. Камчатка) // Докл. РАН. 2007₁. Т. 412. № 6. С. 794–798.
- Лапухов А.С., Гузман Б.В., Горев В.А., Солотчина Э.П., Травин А.В.* Возраст эпитермального золото-серебряного оруденения Асачинского месторождения по данным $40\text{Ag}/39\text{Ag}$ метода // Вулканология и сейсмология. 2007₂. Т. 5. С. 54–59.
- Ляшенко Л.Л., Михайлова Г.Н.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ в пределах Малетойваямского сернорудного узла. Петропавловск-Камчатский. Геолфонд, 1972. 151 с.
- Мелекесцев И.В.* Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980. 209 с.
- Мелкомуков В.Н., Разумный А.В., Литвинов А.Ф., Лопатин В.Б.* Новые высокоперспективные золоторудные объекты Корьякии // Горный вестник Камчатки. 2010. Т. 4. № 14. С. 17–29.
- Некрасов И.Я.* Вулкано-купольная структура Амethystового месторождения и зональность золото-серебряного оруденения // Докл. РАН. 1996₁. Т. 347. № 4. С. 509–511.
- Некрасов И.Я.* Генезис Асачинского вулканогенного золотого месторождения на Камчатке // Докл. РАН. 1996₂. Т. 348. № 1. С. 94–96.
- Некрасов И.Я.* Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. М.: Наука, 1991. 304 с.
- Некрасова А.Н., Красильников А.А., Чижова И.А.* Классификация золото-серебряных месторождений на основе логико-информационного анализа // Руды и Металлы. 1997. Т. 5. С. 33–43.
- Николаев Ю.Н., Литвиненко Ю.С.* Геохимическая модель близповерхностного золото-серебряного месторождения // В сборнике “Геохимические исследования золоторудных месторождений”. М.: ИМГРЭ, 1990. С. 18–26.
- Округин В.М.* Мутновское серебро-полиметаллическое месторождение // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. В 2-х книгах. Владивосток: Дальнаука, 2006₂. Книга 2. С. 712–716.
- Округин В.М.* Родниковое месторождение // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. В 2-х книгах. Владивосток: Дальнаука, 2006₁. Книга 2. С. 702–705.
- Округин В.М., Андреева Е.Д., Яблокова Д.А., Округина А.М., Чубаров В.М., Ананьев В.В.* Новые данные о рудах Агинского золото-теллуридного месторождения (Центральная Камчатка) // Вулканизм и связанные с ним процессы: Материалы ежегодной региональной конференции. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014₁. С. 335–341.
- Округин В.М., Зеленский М.Е.* Миоцен-четвертичный центр вулканической, гидротермальной и рудообразующей деятельности на Южной Камчатке // Металлогения Тихоокеанского Северо-Запада (Дальний Восток России) тектоника, магматизм и металлогения активная континентальная окраина. Промежуточная конференция IAGOD, экскурсионный путеводитель / Под ред. А.И. Ханчука, Г.А. Гоневчука, Г.Р. Зельманна. Владивосток: Дальнаука, 2004. С. 147–176.
- Округин В.М., Ким А.У., Москалева С.В., Округина А.М., Чубаров В.М., Агаськин Д.Ф.* О рудах Асачинского золото-серебряного месторождения (Южная Камчатка) // Вулканизм и связанные с ним процессы: Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014₃. С. 329–333.
- Округин В.М., Шишканова К.О., Философова Т.М.* Минералого-геохимические особенности руд месторождения Кумроч, Восточная Камчатка // Руды и Металлы. 2019. Т. 2. С. 84–96.
- Округин В.М., Шишканова К.О., Философова Т.М.* Новые данные о рудах Вилючинского золото-серебро-полиметаллического рудопроявления, Южная Камчатка // Руды и металлы. 2017. Т. 1. С. 40–54.
- Округин В.М., Яблокова Д.А., Андреева Е.Д., Шишканова К.О., Чубаров В.М., Философова Т.М., Москалева С.В., Чернев И.И., Чубаров М.В.* Новые данные о пирите современных и палеогидротермальных систем Камчатки // Вулканизм и связанные с ним процессы: Материалы XXII ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014₂. С. 324–329.
- Округин В.М., Яблокова Д.А., Зобенько О.А., Калинин К.Б., Козлов В.В., Кудаева Ш.С., Москалева С.В., Скильская Е.Д., Чубаров М.В.* Минералого-геохимические особенности Кунгурцевского месторождения // Вулканизм и связанные с ним процессы: Научная конференция, посвященная дню вулканолога ИВиС ДВО РАН. 2016. С. 406–415.
- Олейник В.И.* Отчет о геологической съемке и поисках полезных ископаемых масштаба 1:50 000 в пределах листов N-57-11 В, Г; N-57-12 В; N-57-23 А, Б; N-57-24 А, проведенных Кумрочской партией в 1981–1985 гг. Петропавловск-Камчатский: Камчатский ТФГИ. 1985.

- Патока М.Г., Литвинов А.Ф., Петренко И.Д. Камчатка – новая золотоносная провинция России // Оруденение дуговых вулканогенно-гидротермальных систем (Камчатка, Курильские и Японские острова). Россия: Материалы Российско-Японского полевого семинара. Петропавловск-Камчатский, 1998. С. 72–75.
- Патока М.Г., Шеймович В.С. Геологическое строение зон активного кайнозойского вулканизма. М.: Недра, 1989. 207 с.
- Петренко И.Д. Золото-серебряная формация Камчатки. Петропавловск-Камчатский. Из-во Санкт-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ, 1999. 115 с.
- Прокофьев В.Ю., Али А.А., Волков А.В., Савва Н.Е., Колова Е.Е., Сидоров А.А. Геохимические особенности рудообразующего флюида эпитермального Au–Ag месторождения Джульетта (Северо-Восток России) // Доклады Академии Наук. 2015. Т. 460. № 3. С. 329–333.
- Рукин П.А., Андреева Е.Д., Чубаров М.В. Au–Ag-месторождение Золотое: перспективный источник золота Камчатского края // Природная среда Камчатки: Материалы XIII региональной молодежной научной конференции, 15 апреля 2014. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 53–68.
- Сафонов Ю.Г., Бортников Н.С., Злобина Т.М., Чернышев В.Ф., Дзайнуков А.Б., Прокофьев В.Ю. Многометальное (Ag, Pb, U, Cu, Bi, Zn, F) Адрасман-Канимансурское рудное поле и его рудообразующая система, I: Геологическое строение и минеральные парагенезисы // Геология руд. месторождений. 20001. № 3. С. 195–211.
- Сафонов Ю.Г., Бортников Н.С., Злобина Т.М., Чернышев В.Ф., Дзайнуков А.Б., Прокофьев В.Ю. Многометальное (Ag, Pb, U, Cu, Bi, Zn, F) Адрасман-Канимансурское рудное поле и его рудообразующая система, II: Физико-химические, геохимические и геодинамические условия развития // Геология руд. месторождений. 20002. № 4. С. 350–362.
- Скуратовский С.П., Полуниин В.Н., Воеводин Ю.В. Геологическое строение и полезные ископаемые северовосточной части листа Р-58-XXVII и юго-западной части листа Р-58-XXII (Промежуточный отчет Ичигинской геологосъемочной партии масштаба 1 : 200000 за 1967 год), 1968.
- Спиридонов Э.М. Билибинскит $(\text{Au}_5^{6-}\text{Cu}_3\text{--}_2)_8(\text{Te}, \text{Pb}, \text{Sb})_5$ из зоны цементации золото-теллуридных месторождений Агинское (Камчатка) и Пионерское (Саяны) // Новые данные о минералах. 2011. Т. 46. С. 162–164.
- Спиридонов Э.М. Железистый богдановит $\text{Au}_5\text{CuFe}_2(\text{Te}, \text{Pb})_2$ из зоны цементации Агинского месторождения // Новые данные о минералах. 2008. Т. 43. С. 143–145.
- Толстых Н.Д., Бортников Н.С., Шаповалова М.О., Шапаренко Е.О. Роль органических соединений в образовании эпитермальных золото-серебряных месторождений Камчатки, Россия // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 507. № 2. С. 171–178. <https://doi.org/10.31857/S268673972260182X>
- Трухачев А.В. Формирование и закономерности распределения рудного золота Озерновского рудного поля в пределах участка Центральной Камчатки // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2008. Т. 2. С. 216–221.
- Трухачев А.В. Зависимость концентрации самородного золота от типа вмещающих пород в пределах Озерновского рудного поля участка “Хомут” (Центральная Камчатка) // Вестник Воронежского государственного университета. Серия Геология. 2011. № 1. С. 164–175.
- Хворостов В.П., Зайцев В.П., Афанасьева Л.Б. Отчет по детальным поискам на участках Интересный, Мазуринский, Рудный и общим поискам на участках Акрополь, Омега, Спрут Ичигинской рудной зоны. (Рудная I, II, III ГПП 1977-82 гг.), 1982.
- Шадрин А.Г. Отчет о результатах I этапа поисково-оценочных работ, проведенных на рудном поле Кумроч в 1998–2001 гг. Петропавловск-Камчатский: Камчатский ТФГИ, 2001.
- Шеймович В.С., Карпенко М.И. К–Аг возраст вулканизма на Южной Камчатке // Вулканология и сейсмология. 1996. Т. 18. С. 231–236.
- Ячич Т.Ю., Буханова Д.С., Синкина Е.А., Сарсекеева Э.М., Левочская Д.В., Николаева А.М., Максимов П.М., Кутырев А.В., Жегунов П.С., Рудмин М.А. Особенности вещественного состава и условия формирования медной минеральной ассоциации Бараньевского эпитермального месторождения (Центральная Камчатка) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2022. Т. 333. № 12. 74–87.
- Afifi A.M., Kelly W.C., Essene E.J. Phase relations among tellurides, sulfides, and oxides I. Thermochemical data and calculated equilibria // Econ. Geol. 1988₁. V. 3. P. 377–394.
- Afifi A.M., Kelly W.C., Essene E.J. Phase relations among tellurides, sulfides, and oxides II. Applications to telluride-bearing ore deposits // Econ. Geol. 1988₂. V. 83. P. 395–404.
- Andreeva E.D., Matsueda H., Okrugin V., Takahashi R., Ono S. Lowsulfidation epithermal Au–Ag–Te mineralization in Aginskoe deposit, central Kamchatka, Russia // Resource Geology. 2013. V. 63. № 4. P. 337–349.
- Ashley R.P. Occurrence model for enargite-gold deposits // U.S. Geological Survey Open-File Report 82-795. Erickson R.L. (Ed.). Department of the Interior, Geological Survey USA: Reston, VA, USA, 1982. P. 144–147.
- Bagby W.C., Berger B.R. Geologic Characteristics of Sediment-Hosted, Disseminated Precious-Metal Deposits in the Western United States // Berge B.R., Bethke P.M. (Eds.). Geology and Geochemistry of Epithermal Systems, 1985. P. 169–202.
- Barton P.B., Bethke P.M., Jr., Roedder E. Environment of ore deposition in the Creede mining district, San Juan Mountains, Colorado; Part III, Progress toward interpretation of the chemistry of the ore-forming fluid for the OH vein // Econ. Geol. 1977. V. 72. P. 1–24.
- Barton P.B., Jr. Sulfide petrology // Mineralogical Society of America Special. 1970. V. 3. P. 187–198.
- Barton P.B., Jr., Skinner B.J. Sulfide mineral stabilities // Barnes H.L. (Ed.). Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, Holt, Rinehart and Winston, 1967. P. 236–333.
- Barton P.B., Toulmin P. The electrum-tarnish method for the determination of the fugacity of sulfur in laboratory sulfide systems // Geochim. Cosmochim. Acta. 1964. V. 28. P. 619–640.

- Berger B.R.* Descriptive model of low-sulfide Au-quartz veins // Mineral deposit models: U.S. Cox D.P., Singer D.A. (Eds). Geological Survey Bulletin 1693, 1986. 239 p.
- Berger B.R., Henley R.W.* Advances in the understanding of epithermal gold-silver deposits, with special reference to the western United States // The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988. Keays R.R., Ramsay W.R.H., Groves, D.I. (Eds.). Economic Geology Monograph 6, 1989. P. 405–423.
- Bodnar R.J., Lecumberri-Sanchez P., Moncada D., Steele-MacInnis M.* Fluid Inclusions in Hydrothermal Ore Deposits // Treatise on Geochemistry. 2014. P. 119–142. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01105-0>
- Bonham H.F.* Models for volcanic-hosted epithermal precious metal deposits: A review // Volcanism, Hydrothermal Systems and Related Mineralisation, International Volcanological Congress, 5th, University of Auckland, Auckland, New Zealand, Proceedings, 1986. P. 13–17.
- Bonham H.F.* Three major types of epithermal precious-metal deposits [abs.] // Geological Society of America Abstracts with Programs. 1984. V. 16. № 6. P. 449.
- Corbett G.* Comments on the Asacha and Rodnikovoye projects, Kamchatka, Russia. Trans-Siberian Gold Limited, 2001. 15 p.
- Corbett G.* Epithermal Au–Ag deposit types – Implications for exploration, 2005. 16 p.
- Corbett G.J.* Epithermal gold for explorations // AIG J. – Applied geoscientific practice and research in Austral. Paper 2002–01, February, 2002. P. 1–26.
- Einaudi M.T., Hedenquist J.W., Inan E.E.* Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: Transitions from porphyry to epithermal environments in Society // Econ. Geol. Special Publication. 2003. V. 10. P. 285–312.
- Einaudi M.T., Hedenquist J.W., Inan E.E.* Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: Transitions from porphyry to epithermal environments // Volcanic, geothermal and ore-forming fluids: Rulers and witnesses of processes within the Earth. Society of Econ. Geol. Special Publication. 2003. V. 10. P. 285–313.
- Frimmel H.E.* Earth's continental crustal gold endowment // Earth and Planetary Science Letters. 2008. V. 267. P. 45–55. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.11.022>
- Hayba D.O., Bethke P.M., Heald P., Foley N.F.* Geologic, mineralogic, and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious-metal deposits // Rev. Econ. Geol. 1985. V. 2. P. 129–167.
- Heald P., Foley N.K., Hayba D.O.* Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits; acid-sulfate and adularia-sericite types // Econ. Geol. 1987. V. 82. № 1. P. 1–26.
- Hedenquist J.W., Arribas R.A.* Epithermal ore deposits: First-order features relevant to exploration and assessment // Proceedings of the 14th SGA Biennial Meeting, Quebec City, QC, Canada. 2017. V. 1. P. 47–50.
- Hedenquist J.W., Claveria R.J.* Types of sulfide-rich epithermal deposits, and their affiliation to porphyry systems: Lepanto-Victoria-Far Southeast deposits, Philippines, as examples // ProExplo Congreso, Lima, Perú, 24–28 April 2001. Project: Epithermal gold exploration. 2001.
- Hedenquist J.W., Henley R.W.* Hydrothermal eruptions in the Waitapu geothermal system, New Zealand: Their origin, associated breccias, and relation to precious metal mineralization // Econ. Geol. 1985. V. 80. P. 1640–1668.
- Imai A., Matsueda H., Yamada R., Masuta K.* Polymetallic mineralization at the Shin-Ohtoyo deposits, Harukayama district, Hokkaido, Japan. 1999. V. 49. № 2. P. 75–88.
- John D.A.* Miocene and early Pliocene epithermal gold-silver deposits in the northern Great Basin: Characteristics, distribution, and relationship to magmatism // Econ. Geol. 2001. V. 96. № 8. P. 1827–1853.
- John D.A., Garside L.J., Wallace A.R.* Magmatic and tectonic setting of late Cenozoic epithermal gold-silver deposits in northern Nevada, with an emphasis on the Pah Rah and Virginia ranges and the northern Nevada rift: Geological Society of Nevada // Special Publication. 1999. № 29. P. 65–158.
- John D.A., Vikre P.G., du Bray E.A., Blakely R.J., Fey D.L., Rockwell B.W., Mauk J.L., Anderson E.D., Graybeal F.T.* Descriptive models for epithermal gold-silver deposits // U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report. 2018. 2010–5070–Q. 247 p. <https://doi.org/10.3133/sir20105070Q>.
- Kasatkin A.V., Nestola F., Plášil J., Sejkora J., Vymazalová A., Škoda R.* Tolstykhite, Au₃S₄Te₆, a new mineral from Maletoyvayam deposit, Kamchatka peninsula, Russia // Mineral. Mag. 2023. V. 87. P. 34–39. <https://doi.org/10.1180/mgm.2022.109>
- Kesler S.E., Wilkinson B.H.* Resources of gold in Phanerozoic epithermal deposits // Econ. Geol. 2009. V. 104. P. 623–633. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.104.5.623>
- Lexa J., Štohl J., Konečný V.* The Banská Štiavnica ore district: relationship between metallogenic processes and the geological evolution of a stratovolcano // Miner. Deposita. 1999. V. 34. № 5–6. P. 639–654.
- Liessman W., Okrugin V.M.* Zur Lagerstättenkunde der Halbinsel Kamchatka/Russland // Erzmetall. 1994. V. 47. P. 376–393.
- Lindgren W.* Mineral Deposits. McGraw-Hill Book Company, New York, 1933. 930 p.
- Lindgren W.* The relation of ore deposition to physical conditions // Econ. Geol. 1907. № 2. P. 105–127. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.2.2.105>
- Liu J., Zheng M., Liu X.* Au–Se Paragenesis in Cambrian Stratabound Gold Deposits, Western Qinling Mountains, China // International Geology Review. 2000. V. 42. P. 1037–1045.
- Makovicky E., Karup-Moller S.* Exploratory studies of substitutions in the tetrahedrite/tennantite – goldfieldite solid solution // Can. Miner. 2017. V. 55. P. 233–244. <https://doi.org/10.3749/canmin.1600067>
- Mehrabi B., Siani M.G.* Intermediate sulfidation epithermal Pb–Zn–Cu (±Ag–Au) mineralization at Cheshmeh Hafez deposit, Semnan Province // J. Geol. Soc. India. 2012. V. 80. P. 563–578.
- Moritz R., Noverraz C., Marton I., Marchev P.* Imarton Sedimentary-rock-hosted epithermal systems of the Tertiary Eastern Rhodopes, Bulgaria: new constraints from the Stremtsi gold prospect. Geological Society London Special Publications. 2014. V. 402(1). P. 207–230. <https://doi.org/10.1144/SP402.7>
- Muntean J.L., Cline J.S., Simon A.C., Longo A.A.* Magmatic–hydrothermal origin of Nevada's Carlin-type gold deposits // Nature geoscience. 2011. V. 4. № 2. P. 122–127.

- Muntean J.L., Einaudi M.T.* Porphyry-epithermal transition: Maricunga belt, northern Chile // *Econ. Geol.* 2001. V. 96. № 4. P. 743–772.
- Okrugin V.M.* Mutnovsky Hydrothermal Field Uzon-Geyser Depression. Part I. Post-Session Field Trip to Kamchatka // 8th Intern. Symp. Water-rock Interact. Vladivostok, Russia, 1995. 29 p.
- Okrugin V.M., Okrugina A.M., Andreeva E.D., Takahashi R., Matsueda H., Ono S.* Epithermal Mineralization of the Zolotoye Ore Field in Central Kamchatka, Russia // *Proceedings of the Society of Resource geology, Tokyo, Japan, 2007.* 80 p.
- Rice C.M., McCoyd R.J., Boyce A.J., Marchev P.* Stable isotope study of the mineralization and alteration in the Madjarovo Pb–Zn district, south-east Bulgaria // *Miner. Deposita.* 2007. V. 42. P. 691–713.
<https://doi.org/10.1007/s00126-007-0130-x>
- Richards J.P.* Giant ore deposits formed by optimal alignments and combinations of geological processes // *Nature Geoscience.* 2013. V. 6. № 11. P. 911–916.
<https://doi.org/10.1038/ngeo1920>
- Sahlstrom F.* The Mt Carlton high-sulfidation epithermal deposit, NE Australia: Geologic character, genesis and implications for exploration // Ph.D. Thesis, James Cook University, Singapore, 2018.
- Shapovalova M., Tolstykh N., Bobrova O.* Chemical composition and varieties of sulfosalts from gold mineralization in the Gaching ore occurrence (Maletoyvayam ore field) // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science.* 2019. V. 319. № 1. P. 22.
<https://doi.org/10.1088/1755-1315/319/1/012019>
- Sidorov E.G., Borovikov A.A., Tolstykh N.D., Bukhanova D.S., Chubarov V.M.* Gold mineralization at the Maletoyvayam Deposit (Koryak Highland, Russia) and Physicochemical Conditions of its Formation // *Minerals.* 2020. 10. 1093.
<https://doi.org/10.3390/min10121093>
- Sillitoe R.H.* Styles of high sulfidation gold, silver and copper mineralization in the porphyry and epithermal environments // Weber G. (Ed.). *Pacrim '99 Congress Proceedings: Australasian Institute of Mining and Metallurgy, 1999.* P. 29–44.
- Sillitoe R.H., Hedenquist J.W.* Linkages between Volcanotectonic Settings, Ore-Fluid Compositions, and Epithermal Precious Metal Deposits // *Volcanic, geothermal and ore-forming Fluids: Rulers and Witnesses of Processes within the Earth.* Stuart F., Simmons, Graham I.J. (Eds.). *Society of Economic Geologists Special Publication.* 2003. V. 10. P. 315–343.
- Simmons S.F., White N.C., John D.A.* Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits // *Econ. Geol.* 2005. V. 100th Anniversary. P. 485–522.
- Stepanov I.I., Okrugin M., Shuvalov R.A., Ananchenko A.D.* The Relationship Between Mercury Aureoles and Occurrences of Hydrothermal Gold-Silver Mineralization on the Territory of Kamchatka // *Geol. of Pac. Ocean.* 2001. V. 16. P. 1161–1174.
- Swinkels L.J., Schulz-Isenbeck J., Frenzel M., Gutzmer J., Burisch M.* Spatial and temporal evolution of the Freiberg epithermal Ag–Pb–Zn district, Germany // *Econ. Geol.* 2021. V. 116. № 7. P. 1649–1667.
<https://doi.org/10.5382/econgeo.4833>
- Takahashi R., Matsueda H., Okrugin V.* Epithermal gold and silver mineralization at the Rodnikovoe deposit related to the hydrothermal activity in the Mutnovsko-Asachinskaya geothermal area, Southern Kamchatka, Russia // *Proceedings of the international symposium on gold and hydrothermal systems, Fukuoka, Japan, 2001.* P. 51–57.
- Takahashi R., Matsueda H., Okrugin V., Ono S.* Epithermal Gold-Silver Mineralization of Asachinskoe Deposit in South Kamchatka, Russia // *Resource Geology.* 2007. V. 57. № 4. P. 354–373. DOI:
<https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2007.00034.x>
- Takahashi R., Matsueda H., Okrugin V.M., Shikazono N., Ono S., Imai A., Andreeva E.D., Watanabe K.* Ore-forming ages and sulfur isotope study of hydrothermal deposits in Kamchatka, Russia // *Resource Geology.* 2012. V. 63. P. 210–223.
<https://doi.org/10.1111/rge.12005>
- Takahashi R., Matsueda H., Okrugin V.M.* Hydrothermal gold mineralization at the Rodnikovoe deposit in South Kamchatka, Russia // *Resource Geology.* 2002. V. 52. № 4. P. 359–369.
- Taylor B.E.* Epithermal gold deposits // *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods.* Goodfellow, W.D. (Ed). *Mineral Deposits Division, Special Publication; Geological Association of Canada: Saint John, NL, Canada.* 2007. V. 5. P. 113–139.
- Tolstykh N., Bukhanova D., Shapovalova M., Borovikov A., Podlipsky M.* The gold mineralization of the Baranyevskoe Au–Ag epithermal deposit in Central Kamchatka // *Minerals.* 2021. 11. 1225. DOI: 11111225
<https://doi.org/10.3390/min>
- Tolstykh N., Kasatkin A., Nestola F., Vymazalová A., Agakhanov A., Palyanova G., Korolyuk V.* Auro-selenide, AuSe, a new mineral from Maletoyvayam deposit, Kamchatka peninsula, Russia // *Miner. Mag.* 2022₃, V. 87. № 2. P. 1–20.
<https://doi.org/10.1180/mgm.2022.137>
- Tolstykh N., Palyanova G., Bobrova O., Sidorov E.* Mustard gold of the Gaching ore occurrence (Maletoyvayam deposit, Kamchatka, Russia) // *Minerals.* 2019. 9. 489. DOI: 9080489
<https://doi.org/10.3390/min>
- Tolstykh N., Vymazalova A., Tuhy M., Shapovalova M.* Conditions of formation of Au–Se–Te mineralization in the Gaching ore occurrence (Maletoyvayam ore field), Kamchatka, Russia // *Mineral. Mag.* 2018. V. 82. № 3. P. 649–674.
<https://doi.org/10.1180/mgm.2018.84>
- Tolstykh N.D., Tuhy M., Vymazalová A., Plášil J., Laufek F., Kasatkin A.V., Nestola F., Bobrova O.V.* Maletoyvayamite, Au₃Se₄Te₆, a new mineral from Maletoyvayam deposit, Kamchatka peninsula, Russia // *Mineral. Mag.* 2020. V. 84. № 1. P. 117–123. DOI:org/
<https://doi.org/10.1180/mgm.2019.81>
- Tolstykh N.D.* Gold ore mineralization of the Maletoyvayam ore occurrence // *Materials of the Anniversary Congress of the Russian Mineralogical Society “200 years of RMO”.* St. Petersburg, Russia. 2017. V. 2. P. 339–341.
- Tolstykh N.D., Tuhy M., Vymazalova A., Laufek F., Plášil F.* Gachingite, Au(Te_{1-x}Se_x) 0.2 ≈ x ≤ 0.5, a new mineral from Maletoyvayam deposit, Kamchatka peninsula, Russia //

Mineral. Mag. 2022₂. V. 86. № 2. P. 1–26.

<https://doi.org/10.1180/mgm.2022.9>

Tolstykh N., Shapovalova M., Podlipky M. Au-Ag-Se-Te-S mineralization in the Maletoyvayam High-Sulfidation epithermal deposit, Kamchatka peninsula // Minerals. 2023. 13. 420.

<https://doi.org/10.3390/min13030420>

Tolstykh N.D., Shapovalova M.O., Shaparenko E.O., Bukhanova D.S. The Role of Selenium and Hydrocarbons in Au-Ag Ore formation in the Rodnikovoe Low-Sulfidation (LS) Epithermal Deposit, Kamchatka Peninsula, Russia // Minerals. 2022₁. 12. 1418.

<https://doi.org/10.3390/min12111418>

White N.C., Hedenquist J.W. Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration // J. of Geochemical Exploration. 1990. V. 36(1–3). P. 445–474.

White N.C., Hedenquist J.W. Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration // SEG newsletter. 1995. № 23. P. 9–13.

Wohletz K., Heiken G. Volcanology and Geothermal Energy. Berkeley: University of California Press., 1992. 432 p.

Yuningsih E.T., Matsueda H., Fukuchi N. Ore Mineralogy and Formation Condition of Epithermal Gold Silver Deposits in the Southwestern Hokkaido, Japan // Procedia Earth and Planetary Science. 2013. V. 6. P. 97–104. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.proeps.2013.01.014>

Zachariáš J., Frýda J., Paterová B., Mihaljevič M. Arsenopyrite and As-bearing pyrite from the Roudný deposit, Bohemian Massif // Mineral. Mag. 2004. V. 68. № 1. P. 31–46.

Zhu Y., An F., Tan J. Geochemistry of hydrothermal gold deposits: A review // Geoscience Frontiers. 2011. V. 2. № 3. 367–374.