

**ТАЕЖНОЕ ЭПИТЕРМАЛЬНОЕ ЖИЛЬНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ СЕРЕБРЯНЫХ
РУД (СИХОТЭ-АЛИНЬ): РЕГИОНАЛЬНАЯ ПОЗИЦИЯ, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ,
ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ**

В.В. Раткин, Л.Ф. Симаненко, В.А. Пахомова, О.А. Елисеева

ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр. 100-лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022;
e-mail: ratkin@yandex.ru, okaras@yandex.ru

Поступила в редакцию 08 сентября 2020 г.

Таежное – серебряное с золотом (Au:Ag = 1:100) жильное месторождение с ярко выраженной минералого-геохимической селеновой специализацией руд. Месторождение расположено в восточной части Сихотэ-Алинского орогенного складчатого пояса, в 700 км севернее Владивостока. Региональная позиция рудоносной площади, аналогично типовым для Тихоокеанского региона мексиканским месторождениям района Гуанохуато, определяется ее приуроченностью к раннемеловому террейну островодужной природы с отчетливой геохимической обогащенностью серебром его складчатого породного комплекса. Месторождение проявлено в виде кварцевых жильных тел в субмеридиональных разломах, оперяющих левосторонние сдвиги СВ ориентировки. Околожильные изменения выражены в виде ореолов серицитизации и окварцевания вмещающих песчаников. Основными минералами серебра являются фрейбергит, акантит, Se-содержащие пираргирит, полибазит, стефанит. Из более редких присутствуют кюстелит, электрум, агвиларит, алларгентум, дискразит. Отчетливо проявлена минералого-геохимическая зональность рудных тел с высокопродуктивной сульфосольно-серебряной высокоселенистой верхней частью и бедными рудами с акантитом на глубине. Жилы сформированы при участии хлоридно-натриевых растворов, насыщенных CO₂ и CH₄, в интервале температур 400–150 °С. Отложение продуктивных сульфосольных ассоциаций происходило при резком снижении давления в условиях разгрузки флюида магматогенно-метеорного происхождения в зонах циркуляции растворов под экраном вулканических пород, перекрывающих Кемский террейн.

Ключевые слова: эпитермальное месторождение, сульфосоли серебра, акантит, агвиларит, флюидные включения, стабильные изотопы, месторождение Таежное, Гуанохуато, Сихотэ-Алинь.

ВВЕДЕНИЕ

Сереброносность – типовая особенность мезозойских вулкано-плутонических поясов, обрамляющих Тихий океан. В Андийском сегменте Тихоокеанского кольца уже более 200 лет отрабатываются эпитермальные месторождения серебра мирового класса, включая широко известные мексиканские месторождения района Гуанохуато [30]. Но в Сихотэ-Алинском сегменте западного обрамления океана при весьма схожей с Андами истории геологического развития такие месторождения не фиксировались. Тем не менее в конце 80-х годов в 700 км севернее Владивостока в относительно труднодоступной местности в верховьях р. Таежной, в 60 км от япономорского побережья, было обнаружено Таежное месторождение серебряных руд, весьма похожее на Гуанохуато. Месторождение сразу же после обнаружения было

в рекордные сроки оценено и разведано, а в середине 90-х – уже введено в эксплуатацию. Но, несмотря на очевидный интерес к этому типу серебряных руд, характеризующее месторождение остается единственным промышленно значимым объектом Таежного рудного узла до настоящего времени. При этом материалы выполненных в ДВГИ ДВО РАН в начале 90-х годов комплексных научно-исследовательских работ, ориентированных на изучение генезиса Таежного месторождения, не были доведены до уровня публикаций. Большая их часть вошла в отчеты НИР П.И. Логвенчева и В.П. Симаненко.

Все указанное определяет текущий интерес к обобщению результатов изучения геологии и руд Таежного месторождения. Цель представляемой работы – сформировать фундаментальную основу для создания прогнозно-поисковой модели и предметной

оценки перспектив выявления однотипных месторождений, которые могут, как показала практика, эффективно отрабатываться в труднодоступных, лишенных инженерной инфраструктуры районах российского Дальнего Востока.

Представляемая работа ориентирована на сопоставление Таежного месторождения с эталонными месторождениями района Гуанохуато на основе комплекса исследований, который включает современные региональные геологические обобщения, результаты петрофизического, минералого-геохимического и изотопно-геохимического изучения рудовмещающих пород и руд Таежного месторождения, а также оценку условий рудообразования, источников рудного вещества и рудоносных растворов.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Рудоносная площадь Таежного месторождения, является частью Кемского террейна Сихотэ-Алинского орогенного пояса. Территория имеет ярсное строение. Нижний структурный этаж представлен раннемеловым вулканогенно-осадочным складчатым комплексом Кемского террейна, а верхний – вулканическим чехлом эффузивных пород поздний мел-палеоценового возраста.

Нижний структурный этаж

В геолого-историческом плане Кемский террейн интерпретируется в региональных тектонических построениях [27] как фрагмент раннемеловой островной дуги палеоокеанического обрамления Евразии. По палеомагнитным и геологическим данным [2], островная дуга возникла в морской акватории на широте около 35 °с.ш. В конце раннего мела она была перемещена океанической плитой на север и заняла, столкнувшись с Евразийским материком в позднем альбе, современное положение в структуре Сихотэ-Алинского орогенного пояса (рис. 1).

Формирующие Кемский террейн раннемеловые вулканогенно-осадочные комплексы отвечают фациям приостроводужной части задугового бассейна и представлены толщей раннемеловых доминирующих песчаников с горизонтами базальтов и их туфов общей мощностью более 4800 м [9].

Терригенные породы раннемелового складчатого комплекса обогащены серебром. По данным [8], песчаники (в представительной региональной выборке, превышающей 50 проб) содержат 0.15–0.53 г/т серебра. При этом в характерных для разреза горизонтах песчаников с вкрапленностью фрамбоидального (диагенетического) пирита содержания серебра достигают 1.15 г/т. Серебром, до уровня 0.66 г/т, обогащены также раннемеловые базальты (шошониты) [13].

Верхний структурный этаж

Верхний структурный этаж сложен вулканитами поздний мел-палеоценового возраста. Преобладают породы постаккреционного окраинно-континентального Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, перекрывающего в припономорской части террейна Сихотэ-Алинского орогенного пояса. Вулканиды позднемеловой толщи, в составе которой доминируют игнимбриты риолитов, по данным [24], сформировались в условиях субдукции Тихоокеанской плиты. Перекрывающие их риолиты палеоценового возраста были образованы, по данным [24], в сменившем субдукцию режиме проскальзывания Тихоокеанской плиты относительно края Евразийского материка (режиме трансформной континентальной окраины). Севернее рудоносной площади разрез кайнозойских пород надстраивается базальт-риолитовой толщей кузнецовского комплекса.

Складчатость и разломы

Вулканогенно-осадочные толщи нижнего структурного этажа (Кемского террейна) полого складчаты. Протяженные открытые складки северо-восточного простирания имеют углы падения пород от 10 до 30° на крыльях и 10–20° в замках. Только в зонах СВ разломов фиксируются сжатые до изоклинальных складки с вертикальными шарнирами. Оперяющие СВ левые сдвиги разломы проявлены как непротяженные сбросы, сбросо-сдвиги (зоны растяжения) субмеридиональной ориентировки.

Вулканический чехол верхнего структурного этажа, в отличие от нижнего, тектонически не переработан, но имеет при этом резко варьирующую мощность при максимальных значениях около 3 км. Варьирование определяется как перепадами высот погребенного рельефа, так и спецификой вулканических структур, сформированных в виде кальдер проседания. На региональном уровне наблюдается утыкание отчетливо выраженных в фундаменте разломов северо-восточного простирания в кольцевые ограничения кольцевых структур вулканического чехла [4].

ГЕОЛОГИЯ ТАЕЖНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Рудоносная площадь находится в южной части Кемского горста – выхода раннемеловых толщ нижнего структурного этажа в окружении вулканотектонических депрессий позднемелового и палеоценового возраста. Таежное рудное поле проявлено как обособленный блок позднеальбских песчаников, ограниченный с юга вулканической постройкой, сложенной риолитами богопольской свиты палеоценового возраста, а с востока – бортом кальдеры, выполненной толщей позднемеловых вулканитов приморской серии

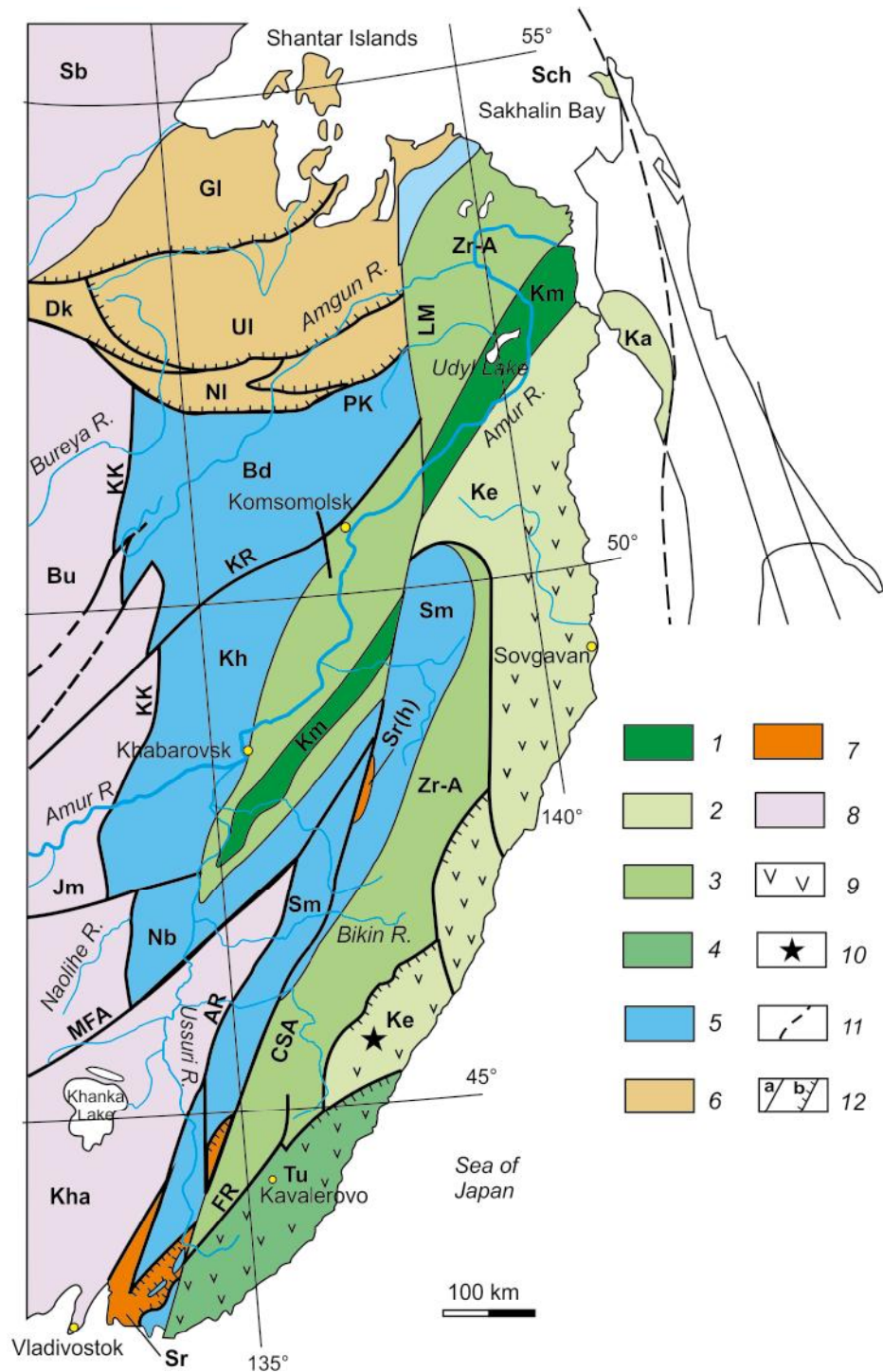


Рис. 1. Тектоническая схема террейнов Сихотэ-Алинского орогенного пояса, по [27] с дополнениями.

1–7 – террейны: 1 – готерив-альбской аккреционной призмы (Km – Киселевско-Маноминский); 2 – готерив-альбской островодужной системы (Ke – Кемский, Ka – Камышовский, Sch – Шмидта); 3 – раннемелового синсдвигового турбидитового бассейна (Zr-A – Журавлевско-Амурский); 4 – раннемеловой (неокомской) аккреционной призмы (Tu – Таухинский); 5 – юрской аккреционной призмы (Bd – Баджальский, Kh – Хабаровский, Nb – Наданьхада-Бикинский, Sm – Самаркинский); 6 – Монголо-Охотского орогенного пояса (Dk – Джагино-Кербинский, Ni – Ниланский, Ul – Ульбанский); 7 – палеозойской континентальной окраины, перекрывающий юрскую аккреционную призму (Sr – Сергеевский, Sr(h) – Хорский); 8 – домезозойские континенты: Буря (Bu) – Дзямусы (Jm) – Ханкайский (Kha) супертеррейн и Сибирский кратон (Sb); 9 – постаккреционный Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс; 10 – Таежное месторождение; 11 – восточная граница Сихотэ-Алинского орогенного пояса; 12 – разломы: а – сдвиги, сбросы, б – надвиги, в том числе: AR – Арсеньевский, CSA – Центральный Сихотэ-Алинский, FR – Фурмановский, KK – Куканский, KR – Курский, LM – Лимурчанский, MFA – Мишань-Фушуньский (Алчанский), PK – Паук.

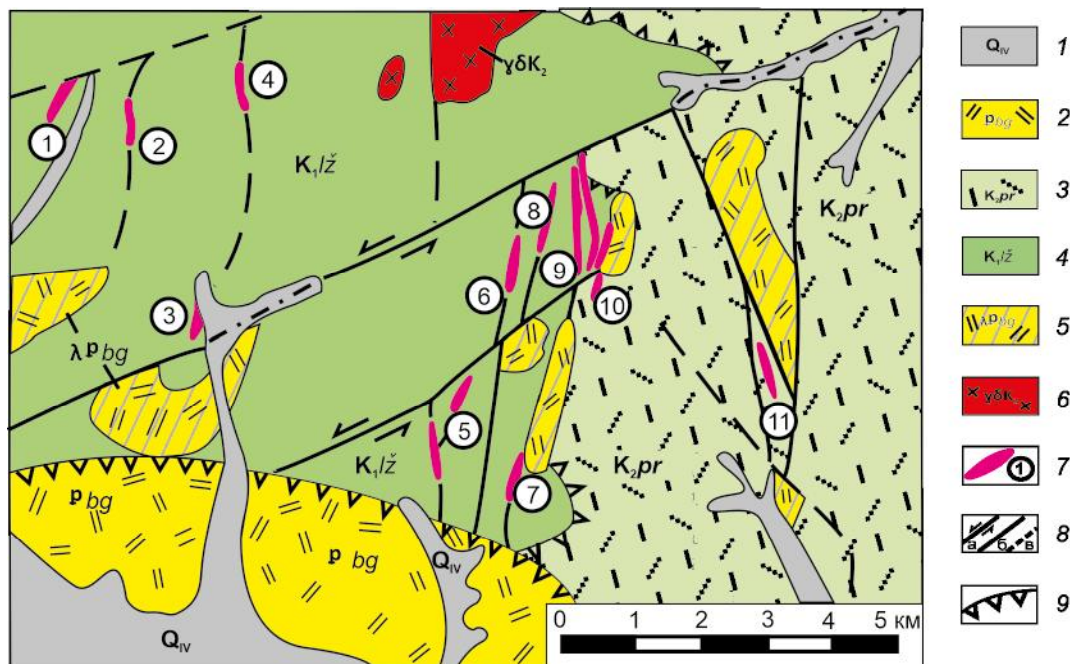


Рис. 2. Схема геологического строения Таешной рудоносной площади, по материалам геолого-разведочных работ [1] и данным [18], с изменениями и дополнениями.

1 – современные аллювиальные отложения; 2 – риолиты и игнимбриты богопольской свиты (палеоцен); 3 – игнимбриты риолитов приморской серии (турон–кампан); 4 – песчаники лужинской свиты (поздний альб); 5 – экструзии риолитов и риодацитов богопольского комплекса (палеоцен); 6 – интрузии гранодиоритов (поздний мел); 7 – жильные рудные зоны (тела): 1 – Светлая, 2 – Отрадная, 3 – Лагерная, 4 – Хлоритовая, 5 – Малахитовая, 6 – Скальная, 7 – Друзовая, 8 – Ореольная, 9 – Июльская, 10 – Сентябрьская, 11 – Мартелевская; 8 – разломы: достоверно установленные сдвиги (а), сбросы (б) и предполагаемые (в); 9 – границы вулканотектонических структур.

при доминировании эффузивов риолитового состава (рис. 2). Характерной особенностью вулканогенных образований является присутствие в складчатом комплексе нижнего структурного этажа экструзий риолитов палеоценового (?) возраста и секущих их даек андезибазальтового состава. Большая часть дайковых тел сопряжена с субмеридиональными разломами, которые вмещают кварцевые жильные рудные тела.

Структура рудного жильного комплекса

Рудный комплекс месторождения выражен как серия разобленных, падающих в основном на запад (под углом 70–80°), субмеридиональных жилообразных тел в зонах дробления. В зонах совмещены участки тонко перетертых до глинки трения вмещающих пород и брекчий с гидротермальным кварцевым цементом. Здесь же присутствуют кварцевые жилы стволового характера. В лежачем боку фиксируются сместители с зеркалами скольжения взбросо-сдвигового характера. В висячем боку обычны трещиноватые песчаники с кварцевыми прожилками, содержащими вкрапленность сульфидов и сульфосолей.

Для рудовмещающих зон дробления типично присутствие даек андезибазальтов с характерной

структурой лестничных жил (сочетание круто падающих и субгоризонтальных апофиз). Дайки косо секут брекчии и скопления милонитов, незначительно брекчированы, но не имеют смещений, и вмещают зонки кварцевого прожилкования. Андезибазальты, структурно близсинхронные рудообразованию, сопоставляются с магматитами кузнецовского комплекса, датированного, по данным [15], ранним-средним эоценом.

Рудовмещающие разломы представляют собой непротяженные (до 1.5–2.0 км) эшелонированные трещины отрыва, сформированные в сопряжении с региональными левыми сдвигами СВ ориентировки (рис. 2). Абсолютное большинство жил локализовано среди песчаников нижнего структурного этажа. На участках транслирования рудоносных трещинных структур в вышележащие вулканы наблюдается резкое снижение продуктивности жил. От контакта и выше вулканы интенсивно подроблены, рассечены безрудными кварцевыми прожилками. В вулканах чехла выявлена единственная Мартелевская зона сетчатого кварцевого прожилкования с убогими рудами.

Средняя мощность рудных тел в песчаниках около 0.5 м. Но на глубине 200–300 м от поверхности

обычны стволые жилы меньшей мощности (около 10 см), а в верхней части наблюдаются, с учетом забалансовых зон кварцевого сетчатого прожилкования в песчаниках, раздувы мощностью до нескольких метров в поперечном сечении. По данным детальной разведки, раздувы мощности, характерные для всех рудных зон, локализуются в виде субгоризонтальных рудных столбов на контакте или непосредственно ниже контакта рудовмещающих песчаников и перекрывающих их вулканитов.

В современном рельефе жильные тела расположены на разных гипсометрических уровнях, с перепадом высот около 300 м. Судя по отсутствию признаков пострудной тектоники, пространственное положение жил соответствует палеоэрозионной поверхности, перекрытой в период рудообразования вулканическим чехлом.

Гидротермальные изменения и петрофизические свойства рудовмещающих пород

Гидротермальные изменения околожильных пород проявлены как кварц-серицитовый метасоматоз. Мощность околожильных зон изменения в песчаниках варьирует от 10–30 метров на глубине до 50–100 метров в головной (верхней) части жил. По сути, рудные зоны, включая собственно рудные тела, зоны прожилкования и зоны гидротермальной переработки песчаников, имеют в поперечном сечении факелообразную форму (рис. 3).

В вулканитах околожильные зоны кварц-серицитовых изменений практически не выражены. В зонах кварцевого прожилкования изменения риолитовых пород визуализируются лишь за счет их пиритизации.

С зонами гидротермальной переработки рудовмещающих пород совмещены околожильные геохимические ореолы. По данным [8], проявлено обогащение околожильных гидротермально переработанных песчаников серебром, свинцом и бором с превышением содержаний от уровня регионального фона в 3–4 раза. При этом ширина ореолов серебра ограничивается зоной 1–2 метра от жилы, свинца – зоной не более 10–15 метров. Только обогащение бором проявлено в полосе шириной 50 метров и более. Бор собственных минеральных форм в измененных породах не образует. Его минералом-носителем выступает, предположительно, серицит. Содержание бора в кварц-серицитовых метасоматитах на порядок выше его содержания в неизмененных песчаниках и достигает 400 г/т.

По данным изучения Мартелевской рудной зоны, в породах вулканического чехла геохимические

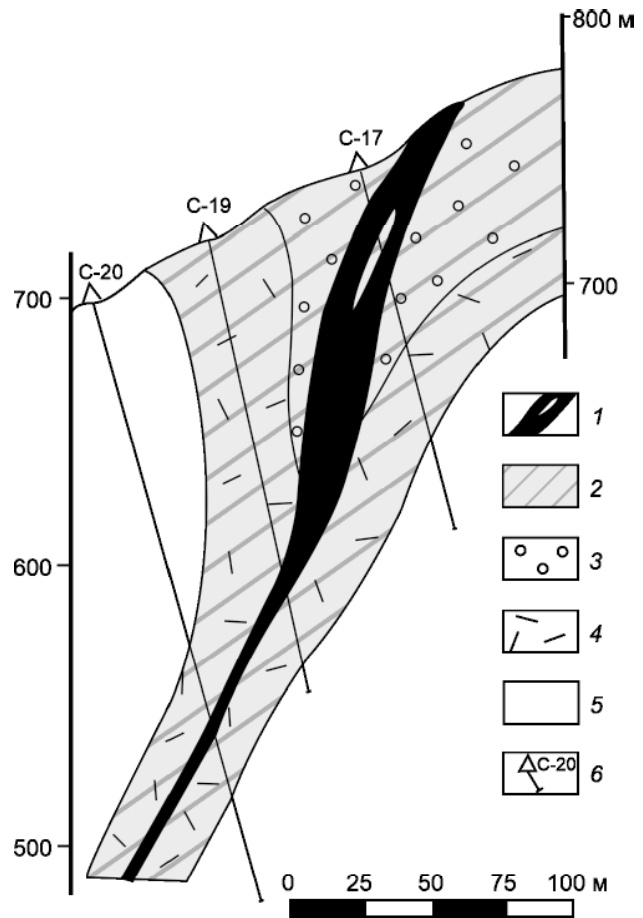


Рис. 3. Совмещенные ореолы кварц-серицитовых изменений рудовмещающих песчаников раннемелового возраста и изменений петрофизического поля в околорудном пространстве зоны Июльская, по данным [8].

1 – кварцево-жильное рудное тело; 2 – зона кварц-серицитовых изменений песчаников; 3–5 – околожильное петрофизическое поле в значениях условно-мгновенного насыщения пород: 3 – 3–7 %, 4 – 0.5–1 %, 5 – 1–4 %; 6 – скважины.

околожильные ореолы редуцированы. Повышенные содержания свинца и серебра в рудовмещающих вулканитах ограничиваются ближайшим околожильным пространством. Значимо проявлены только ореолы бора шириною 10–15 метров.

Петрофизические исследования рудовмещающих пород были выполнены П.И. Логвенчевым [8] в статистически значимой выборке образцов из керна скважин, вскрывающих зоны Июльскую и Лагерную, и образцов из поверхностных горных выработок вкост простираения зоны Мартелевской. Изучение включало определение эффективной пористости ($\Pi_{эф}$, %) измененных и неизмененных пород, условно-мгновенного насыщения (А, %) и интегральной твердости пород (по Бринеллю).

Было установлено, что при высоких фоновых значениях эффективной пористости ($P_{эф}$), характерных в целом для песчаников (8–9 %), с приближением к жильному телу эффективная пористость песчаников снижается до 2.0 %. Только непосредственно в околожильном подэкранном пространстве, как отражение кавернозности и трещиноватости брекчированных пород, $P_{эф}$ резко повышается до 8–12 %. Аналогичным образом околорудные петрофизические поля выражены в значениях условно-мгновенного насыщения (рис. 3). Снижение эффективности пористости песчаников в околожильном пространстве коррелирует с повышением их интегральной твердости.

Породы вулканического чехла имеют более низкие значения $P_{эф}$ относительно песчаников – около 3 %. При этом изучение образцов, отобранных вкрест простирания зоны Мартелевской, залегающей целиком в риолитах, показало крайне незначительное изменение эффективной пористости пород с приближением к кварцевой жиле, свидетельствуя о весьма низкой гидротермальной переработке риолитов.

Изученные околожильные петрофизические поля имеют факелообразную морфологию и конформны зонам околожильной предрудной гидротермальной переработки песчаников (рис. 3). Это определенно указывает на их формирование под экраном относительно слабо проницаемых вулканических пород. При этом возникновение непроницаемого обрамления жил, в виде окварцованных песчаников, ограничивает последующее рудоотложение непосредственно зоной флюидопроницаемого разлома, исключая формирование крупнообъемных зон прожилково-вкрапленных руд в околожильном пространстве.

РУДЫ ТАЕЖНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В рамках принятой рудно-геохимической типизации [14], Таежное месторождение относится к объектам с серебряными рудами с золотом. Для месторождения, при доминирующих отношениях $Ag:Au$ – более 100, характерна селеновая геохимическая специализация руд. Содержание серебра в рудах, оцененное в границах эксплуатационных блоков, варьирует от 270 до 720 г/т, золота – от 0.21 до 0.60 г/т.

По данным [12], на месторождении различается два типа руд: доминирующие собственно серебряные и, представленные только в жиле Малахитовой, серебро-полиметаллические. Но в минералого-геохимическом составе руд не проявлено значимых различий, кроме локального увеличения количества сульфидов в рудах жилы Малахитовой – до 10 %, против 3–4 %, характерных для остальных жил. Однако в зоне Малахитовой среди милонитов присутствуют фрагменты

обломков кварца с вкрапленностью и гнездами сфалерит-галенитового состава. При абсолютном отсутствии признаков пострудного тектонического преобразования серебряных руд следует предполагать, что в зоне Малахитовой серебряные руды пространственно совместились с локализованной в том же разломе дезинтегрированной жилой относительно более древних кварц-полиметаллических руд палеоценового возраста. Присутствие таких жил фиксируется южнее на соседней площади Нижнетаежного рудного района [6] и в северной части Таежного рудного поля близ интрузии гранодиоритового состава.

Минеральный состав, стадийность образования серебряных руд

95–98 % рудной массы приходится, исключая милониты и обломки пород в брекчиях, на долю жильного выполнения. Количество рудных минералов обычно не превышает 2–5 %.

Жильные минералы на 90 % представлены кварцем, кристаллизация которого сопровождает образование рудных минералов всех ассоциаций, адуляром и кальцитом.

Различается несколько разновидностей кварца. Сливной сахаровидный и шестоватый кварц формируют периферию и зальбанды стволочных жил и являются наиболее ранними. В брекчиях распространено обрастание обломков вмещающих пород шестоватым кварцем с образованием крустификационных текстур. Кристаллический друзовидный кварц поздней стадии тесно ассоциирован с сульфосолями серебра и присутствует как выполнение центральной части жил и фестончатых полостей в жилах.

Количество адуляра и кальцита не превышает 10 %, но их роль симптоматична, так как они непосредственно предшествуют отложению серебряной минерализации.

Рудная минерализация полностью локализована в жильных зонах в виде вкрапленности, гнезд, редко прожилков в кварцевой массе. Главными носителями серебра в рудах являются пираргирит, полибазит, стефанит, фрейбергит, акантит. Другие серебродержащие минералы – кюстелит, электрум, агвиларит, алларгентум, дискразит – встречаются редко. Из сульфидов в изученных рудах наиболее распространены пирит и галенит. В виде единичных находок отмечены сфалерит, арсенипирит и халькопирит.

В рудах изученных зон Таежного месторождения установлены три последовательно сменяющиеся рудные минеральные ассоциации: пирит-кварцевая, халькопирит-сфалерит-галенитовая и электрум-акантит-серебросульфосольная. В зоне гипергенеза локально проявлена серебро-акантит-гидроксидная ас-

социация, сформированная в процессе окисления и переотложения руд.

Рудные минералы *кварц-пиритовой ассоциации* представлены пиритом и редкими мелкими кристаллами арсенопирита. Пирит образует вкрапленность в зальбандах жил. Почти все кристаллы и агрегатные скопления пирита подвергнуты коррозии поздними минералами серебра (рис. 4, *a-z*). Характерная особенность пирита – постоянно фиксируемая примесь мышьяка (0.32–0.94 мас. %). В арсенопирите отмечается примесь сурьмы (до 4 мас. %).

Минералы *халькопирит-сфалерит-галенитовой ассоциации* образуют неравномерную реликтовую вкрапленность в кварцевой породе (рис. 4, *д*). Кроме этого, галенит также наблюдается в виде микровключений в минералах серебра (рис. 5, *б*). В галените постоянно присутствует изоморфная примесь селена: от 0.69 до 1.51 мас. %. Для сфалерита характерны низкие содержания изоморфного железа (2.95–2.99 мас. %) и отсутствие других элементов-примесей.

Сульфиды в кварцевых фрагментах «древних руд» в зоне Малахитовой имеют, по нашим данным, иной микроэлементный состав. Галенит лишен, на уровне чувствительности электронного микроанализатора, элементов-примесей. Ассоциированный с ним сфалерит заметно более железистый (6.10–6.80 мас. %), с изоморфной примесью Mn (0.5–0.6 мас. %) и Cd (0.1 мас. %).

Электрум-акантит-серебросульфосольная ассоциация единообразно проявлена во всех рудных зонах месторождения. В состав ассоциации входят разнообразные минералы серебра – самородные минералы, интерметаллиды, сульфиды, сульфосоли, сульфоселениды. Видовой состав серебряных минералов в рудных зонах однотипен.

Фрейбергит – главный минерал ассоциации, образует вкрапленность ксеноморфных зерен в кварцевом матриксе жил (рис. 5, *a*) и тесные прорастания с другими минералами серебра. Кристаллизация фрейбергита происходила непосредственно вслед за отложением сульфидов цветных металлов. Повсеместно наблюдаются признаки замещения фрейбергита относительно более поздними полибазитом, стефанитом, пираргиритом и акантитом (рис. 5, *a-d*). Для большинства исследованных зерен фрейбергита характерны варьирующие содержания серебра (и, соответственно, меди) по их площади (табл. 1, рис. 5, *e*). Наиболее наглядно неоднородное (мозаично-пятнистое) строение зерен проявлено на фотографиях в режиме отраженных электронов (рис. 5, *z*).

Пираргирит, стефанит и полибазит наблюдаются в виде неравномерной вкрапленности, реже в виде ни-

тевидных прожилков. Морфология зерен пираргирита и стефанита обусловлена морфологией межзернового пространства в жильном кварцевом агрегате (рис. 4, *д, e*; рис. 5, *a, в, д*). Полибазит распространен во всех рудных зонах и образует две генерации. Полибазит-I кристаллизовался близодновременно с пираргиритом и стефанитом. Для него характерны как интерстициальные формы выделения (рис. 5, *a, в*), так и пластинчатые кристаллы (рис. 4, *e*). Полибазит-II наблюдается в виде разнообразных форм замещения сульфосолей серебра (рис. 5, *б, z*). Для него характерны более высокие содержания меди в сравнении с ранней генерацией.

Типохимической особенностью высокосеребристых сульфосолей является изоморфное замещение серы селеном. По данным рентгеноспектрального анализа, содержание селена в полибазите достигает 5.98 %, в стефаните – 1.32 %, в пираргирите – 0.85 % (табл. 1). При этом фиксируется, что селеносодержащие сульфосоли присутствуют только в верхней части рудных тел, в рудных столбах.

Акантит проявлен в двух генерациях. Акантит I является наиболее поздним минералом характеризующей ассоциации, встречается в виде мономинеральных зерен, но чаще в сростаниях с другими серебряными минералами, обрастая их с периферии или образуя в них микровростки. Акантит II присутствует в составе гипергенной тонкой смеси оксидов Fe, Ag, Sb, замещающих ранние сульфиды (рис. 4, *б, в, z*).

Акантит I содержит изоморфный селен в концентрации до 4.47 мас. % (табл. 1, ан. 33) только в верхней части жил. В корнях рудных зон примесь селена в акантите I отсутствует (табл. 1, ан. 1).

Кюстелит (пробность 160–200) и электрум (пробность 350) присутствуют только в головной части рудных тел в сростаниях с сульфосолями серебра. Реже они образуют рассеянную вкрапленность мелких зерен в интерстициях и кавернах пирит-кварцевого и кварцевого агрегата (рис. 5, *a, д*).

Агвиларит встречается в жилах непосредственно под экраном вулканитов в составе сложных полифазных сростков сульфосолей серебра. Здесь он присутствует также в виде микроминеральных включений в зернах фрейбергита (рис. 5, *д*).

Интерметаллиды – алларгентум и дискразит, редкие гипогенные минералы серебряных руд, характерные для близкорневой части рудных тел. Но большей частью они обнаруживаются в виде компонента тонкой гипергенной смеси акантита II с нестехиометричными оксидами Ag, Fe и Sb (рис. 4, *в*).

Стадийность и температуры минералообразования. Изученные гипогенные минеральные ассоциации с высокой мерой условности рассматрива-

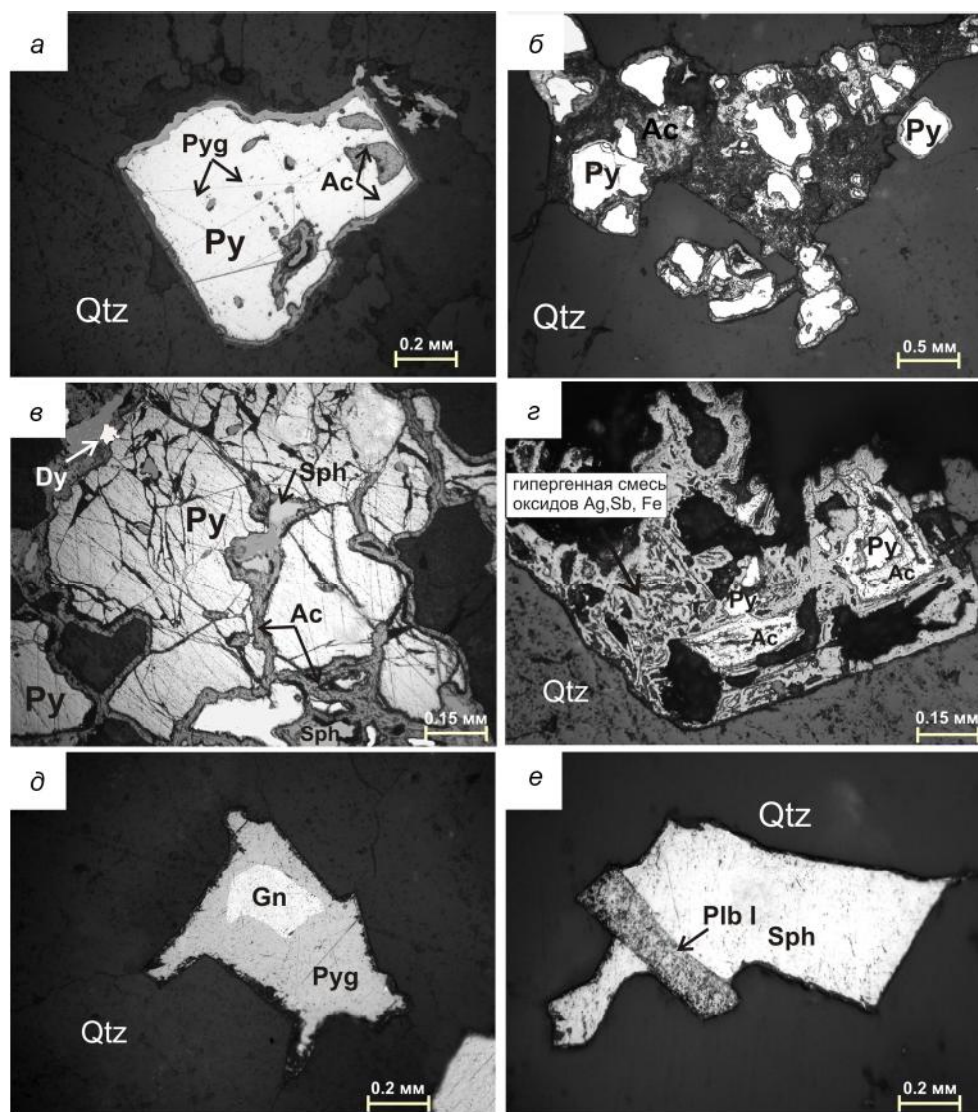


Рис. 4. Характер соотношения рудных минеральных ассоциаций и слагающих их минералов.

a–z – замещение раннего пирита минералами электрум-акантит-серебросульфосольной ассоциации (*a, z* – зона Лагерная; *б* – зона Малахитовая, *в* – зона Лагерная); *д* – замещение галенита пираргиритом поздней ассоциации (зона Лагерная); *е* – расстание табличчатого кристалла полибазита-I со стефанитом (зона Лагерная).

Здесь и далее: Ac – акантит, Ag – кюстелит, AgI – агвиларит, Au – электрум, Dy – дискразит, Fbg – фрейбергит, Gn – галенит, Plb – полибазит, Py – пирит, Pyg – пираргирит, Qtz – кварц, Sph – стефанит.

ются как продукты проявления стадийности рудного процесса: соответственно, ранней, главной и поздней стадий. Признаки внутрирудного дробления или секущих взаимоотношений между различными ассоциациями практически отсутствуют. Но часть поздних сульфосольных агрегатов присутствует, кроме агрегатов в интерстициях кристаллов кварца, также в виде поздних нитевидных прожилков, рассекающих кварцевый агрегат.

При содержаниях As в арсениопирите кварц-пиритовой ассоциации на уровне 31–32 ат. % температура формирования минералов на ранней стадии оцени-

вается, ориентируясь на диаграмму [28], интервалом 400–440°C. Присутствие же в составе электрум-акантит-серебросульфосольной ассоциации стефанита свидетельствует, по данным [16], о завершении минералообразования на поздней стадии при температуре не выше 175°C.

Минералого-геохимическая зональность рудных тел

На месторождении отчетливо выражена типовая для всех рудных тел вертикальная минералого-геохимическая зональность. В корневой части, на

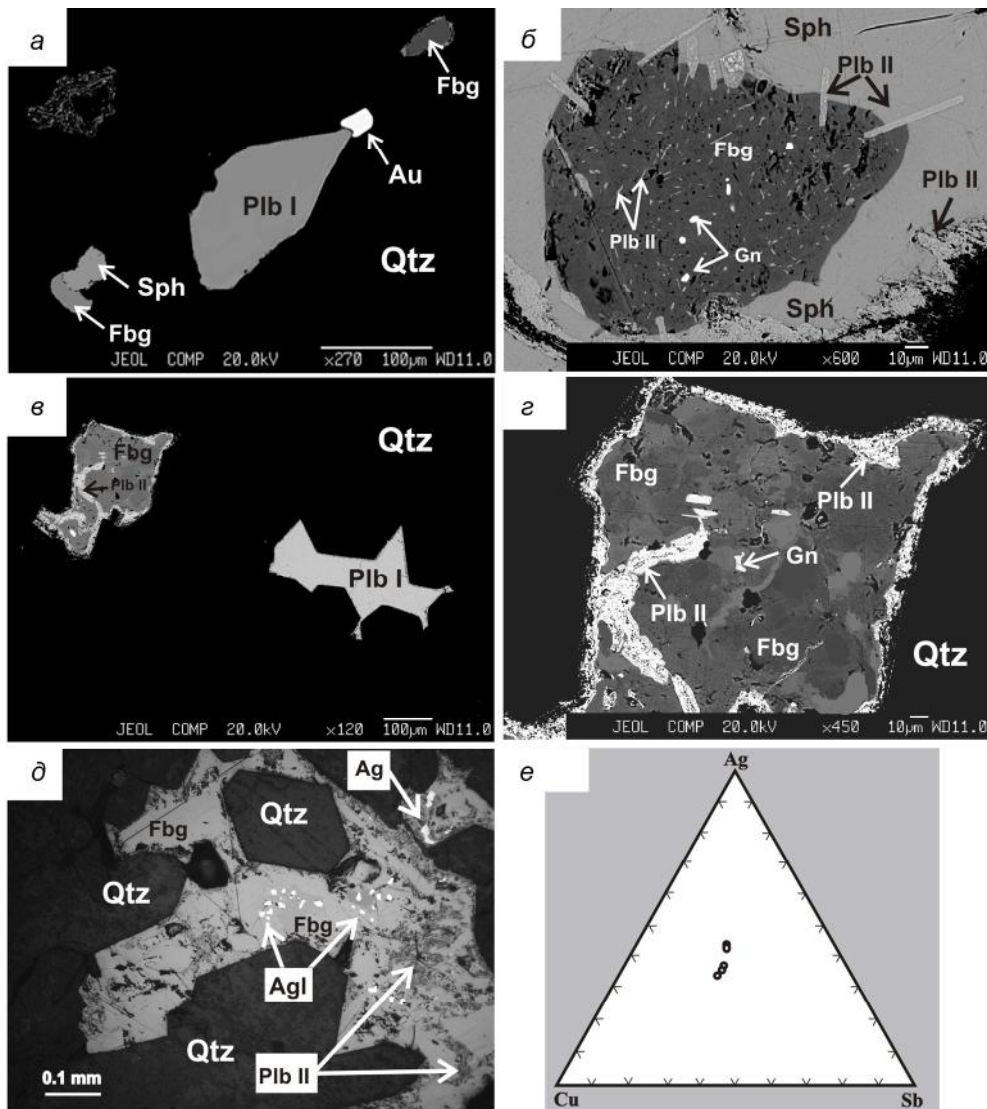


Рис. 5. Характер выделения минералов электрум-акантит-серебросульфосольной ассоциации и диаграмма состава фрейбергита.

a – вкрапленность минералов серебра в кварце; *б* – замещение фрейбергита с реликтовой микровкрапленностью галенита стефанитом и полибазитом II; *в* – интерстициальная форма выделений фрейбергита и полибазита; *г* – фрагмент фото: неоднородное зерно фрейбергита, замещаемое полибазитом II (*a–г* – зона Малахитовая); *д* – вкрапленность агвиларита и кюстелита в кварц-фрейбергитовом сростке, замещаемом полибазитом II (зона Лагерная); *е* – состав (в ат. %) фрейбергита на треугольной диаграмме в координатах Cu-Ag-Sb.

глубине 200–250 м от поверхности, в рудах преобладает акантит, выше к нему добавляются стефанит, дискразит, а на верхних горизонтах резко доминируют блеклые руды и селенсодержащие высокосеребристые сульфосоли.

Интегральным выражением зональности рудных тел является картина распределения содержаний серебра в рудах. В продольных сечениях в проекции на вертикальную плоскость фиксируется аномальное обогащение руд на горизонтах непосредственно ниже пересекаемого жильой контакта рудовмещаю-

щих песчаников с вышележащей толщей вулканитов (рис. 6). Обогащенные серебром участки отвечают субгоризонтальным рудным телам с максимальной мощностью жил.

ГАЗОВО-ЖИДКИЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В КВАРЦЕ

Микротермометрические исследования флюидных включений проведены в ДВГИ ДВО РАН с использованием измерительного комплекса на базе микротермокамеры THMSG-600 фирмы Linkam и микроскопа NIKON E – 100 POL. Солевой состав

Таблица 1. Состав серебросодержащих минералов в рудах Таежного месторождения (мас. %)

№ п/п	№ обр.	Ag	Au	Zn	Fe	Cu	As	Sb	S	Se	Сумма	Минерал	Кристаллохимическая формула
Рудная зона Июльская													
1	С.20/151	85.19	–	–	0.33	–	–	–	12.69	–	98.21	Акантит I	(Ag _{1.99} Fe _{0.01}) _{2.00} S _{1.00}
2	704/2	87.13	–	–	–	–	–	–	12.09	–	99.22	Акантит II	Ag _{2.04} S _{0.95}
3	С.19/130	82.93	–	–	0.34	–	0.46	14.99	1.03	–	99.75	Алларгентум	(Ag _{5.74} Fe _{0.05}) _{5.79} (Sb _{0.92} S _{0.24} As _{0.05}) _{1.21}
4		76.04	–	–	0.39	–	0.73	23.34	0.24	–	100.74	Дискразит	(Ag _{3.06} Fe _{0.03}) _{3.09} (Sb _{0.83} As _{0.04} S _{0.03}) _{0.90}
5		75.83	–	–	–	–	0.73	23.70	–	–	100.26		Ag _{3.10} (Sb _{0.86} As _{0.04}) _{0.90}
6	704/4	70.26	–	–	0.17	1.83	0.36	9.69	12.21	3.04	97.56	Полибазит I	(Ag _{15.96} Cu _{0.71}) _{16.67} (Sb _{1.95} As _{0.12}) _{2.07} (S _{9.32} Se _{0.94}) _{10.26}
7		64.61	–	–	0.70	5.04	0.32	11.47	12.99	3.07	98.20	Полибазит II	(Ag _{14.05} Cu _{1.86} Fe _{0.36}) _{16.27} (Sb _{2.21} As _{0.10}) _{2.31} (S _{9.51} Se _{0.91}) _{10.42}
8	С.17/35	68.15	–	–	1.17	–	0.44	13.18	15.65	–	98.59		(Ag _{5.03} Fe _{0.17}) _{5.20} (Sb _{0.86} As _{0.05}) _{0.91} S _{3.90}
9	704/2	66.97	–	–	0.33	–	0.43	14.86	14.50	–	97.09	Стефанит	(Ag _{5.14} Fe _{0.05}) _{5.19} (Sb _{1.01} As _{0.05}) _{1.06} S _{3.75}
10		66.53	–	–	–	–	0.69	16.59	15.15	–	98.96		Ag _{5.00} (Sb _{1.10} As _{0.07}) _{1.17} S _{3.83}
11		58.34	–	–	–	–	0.80	22.93	17.05	–	99.12		Ag _{2.98} (Sb _{1.04} As _{0.06}) _{1.10} S _{2.93}
12	С.12а/15	59.71	–	–	–	–	0.71	21.48	16.71	–	98.61	Пираргирит	Ag _{3.07} (Sb _{0.98} As _{0.05}) _{1.03} S _{2.89}
13		59.63	–	–	–	–	0.63	21.39	16.29	–	97.94		Ag _{3.10} (Sb _{0.98} As _{0.05}) _{1.03} S _{2.86}
14	704/4	30.07	–	0.36	5.80	16.42	0.87	24.75	20.76	–	99.03	Фрейбергит	(Ag _{5.39} Cu _{4.61}) _{10.00} (Fe _{2.01} Cu _{0.39} Zn _{0.11}) _{2.51} (Sb _{3.75} As _{0.22}) _{3.97} S _{12.52}
15		28.56	–	0.44	5.25	16.80	0.94	25.76	20.53	–	98.28		(Ag _{5.14} Cu _{4.86}) _{10.00} (Fe _{1.82} Cu _{0.27} Zn _{0.13}) _{2.22} (Sb _{4.11} As _{0.24}) _{4.35} S _{12.43}
Рудная зона Малахитовая													
16	567-1	49.92	49.30	–	–	–	–	–	–	–	99.22	Электрум	(Ag _{0.65} Au _{0.35})
17		54.28	44.69	–	–	–	–	–	–	–	98.97		(Ag _{0.69} Au _{0.31})
18	М-1	79.30	–	–	1.92	1.52	–	3.35	13.95	–	99.54	Акантит	(Ag _{1.77} Cu _{0.06} Fe _{0.06}) _{1.89} (S _{1.05} Sb _{0.07}) _{1.12}
19		85.02	–	–	–	–	–	–	14.80	–	99.82		Ag _{1.89} S _{1.11}
20	567-1	69.94	–	–	–	1.50	–	9.46	12.19	5.98	99.07	Полибазит I	(Ag _{15.60} Cu _{0.57}) _{16.17} Sb _{1.87} (S _{9.15} Se _{1.82}) _{10.97}
21		69.28	–	–	–	3.31	–	9.12	12.16	5.28	99.15		(Ag _{15.32} Cu _{1.24}) _{16.56} Sb _{1.79} (S _{9.05} Se _{1.60}) _{10.65}
22	М-2	68.62	–	–	–	4.28	–	8.99	12.55	3.71	98.14	Полибазит II	(Ag _{15.17} Cu _{1.61}) _{16.78} Sb _{1.76} (S _{9.34} Se _{1.12}) _{10.46}
23	567-1	65.53	–	–	–	–	–	18.03	14.33	1.16	99.05	Стефанит	Ag _{4.99} Sb _{1.22} (S _{3.67} Se _{0.12}) _{3.79}
24		62.20	–	–	–	–	–	20.16	15.88	1.32	99.56		Ag _{4.60} Sb _{1.32} (S _{3.95} Se _{0.13}) _{4.08}
25	М-1	28.29	–	–	5.48	17.28	–	26.47	21.66	–	99.18		(Cu _{5.01} Ag _{4.99}) _{10.00} (Fe _{1.86} Cu _{0.16}) _{2.02} Sb _{4.13} S _{12.84}
26	567-1	29.17	–	0.62	5.31	17.36	–	25.03	21.36	–	98.85		(Cu _{5.00} Ag _{4.95}) _{9.95} (Fe _{1.74} Zn _{0.17}) _{1.91} Sb _{3.76} S _{12.19}
27	М-2	26.90	–	0.88	5.41	18.33	–	25.78	21.93	–	99.23	Фрейбергит	(Cu _{5.32} Ag _{4.68}) _{10.00} (Fe _{1.82} Zn _{0.25} Cu _{0.10}) _{2.17} Sb _{3.98} S _{12.85}
28	(1 зерно)	29.74	–	0.90	4.99	16.35	–	24.72	21.57	–	98.27		(Ag _{5.29} Cu _{4.71}) _{10.00} (Fe _{1.71} Zn _{0.26} Cu _{0.23}) _{2.20} Sb _{3.89} S _{12.91}
29		33.53	–	0.98	5.05	14.46	–	24.67	20.57	–	99.26		(Ag _{6.06} Cu _{3.94}) _{10.00} (Fe _{1.76} Cu _{0.50} Zn _{0.29}) _{2.55} Sb _{3.95} S _{12.50}

Продолжение таблицы 1

№ п/п	№ обр.	Ag	Au	Zn	Fe	Cu	Sb	S	Se	Сумма	Минерал	Кристаллохимическая формула
Рудная зона Лагерная												
30		66.04	30.77	–	–	–	–	–	–	96.81	Электрум	(Ag _{0.80} Au _{0.20})
31	91-1	73.78	25.28	–	–	–	–	–	–	99.06		(Ag _{0.84} Au _{0.16})
32		83.01	–	–	0.79	–	–	15.23	–	99.03	Акантит II	(Ag _{1.83} Fe _{0.03}) _{1.86} S _{1.13}
33	91-2	81.81	–	–	–	–	–	13.90	4.47	99.47	Акантит I	Ag _{1.86} (S _{1.01} Se _{0.14}) _{1.15}
34		78.18	–	–	–	–	–	5.96	15.90	100.04	Агвиларит	Ag _{3.91} Se _{1.09} S _{1.00}
35	91-3	78.14	–	–	–	–	–	5.37	16.85	100.36	Ag ₄ SeS	Ag _{3.93} Se _{1.16} S _{0.91}
36		73.13	–	–	–	–	9.01	12.08	4.87	99.09	Полибазит I	Ag _{16.51} Sb _{1.80} (S _{9.18} Se _{1.50}) _{10.68}
37		72.04	–	–	–	1.26	9.85	13.10	3.99	100.24	Полибазит II	(Ag _{15.78} Cu _{0.47}) _{16.25} Sb _{1.91} (S _{9.65} Se _{1.19}) _{10.84}
38	91-2	65.12	–	–	–	–	17.77	14.30	1.01	98.20	Стефанит	Ag _{3.00} Sb _{1.21} (S _{3.69} Se _{0.11}) _{3.80}
39		59.65	–	–	–	–	21.38	17.10	0.80	98.93		Ag _{3.04} Sb _{0.97} (S _{2.93} Se _{0.06}) _{2.99}
40		60.64	–	–	–	–	21.52	16.80	0.85	99.81	Пираргирит	Ag _{3.09} Sb _{0.97} (S _{2.88} Se _{0.06}) _{2.94}
41		59.48	–	–	–	–	21.20	17.35	0.81	98.84		Ag _{3.02} Sb _{0.95} (S _{2.97} Se _{0.06}) _{3.03}
42	91-3	33.86	–	1.90	4.27	14.27	24.35	19.83	–	98.48	Фрейберит	(Ag _{6.22} Cu _{3.78}) _{10.00} (Fe _{1.51} Cu _{0.67} Zn _{0.58}) _{2.76} Sb _{3.97} S _{12.26}

Примечание. Анализы выполнены на микроанализаторе "УХА-8100" (ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток, аналитик Г.Б. Молчанова). Прочерк — не обнаружено. Место отбора образца: № обр. с литером С — скважина/глубина отбора в метрах, все остальные № обр. — поверхностные горные выработки на отметках, соответственно: Июльская +750 м, Малахитовая +630 м, Лагерная +480 м.

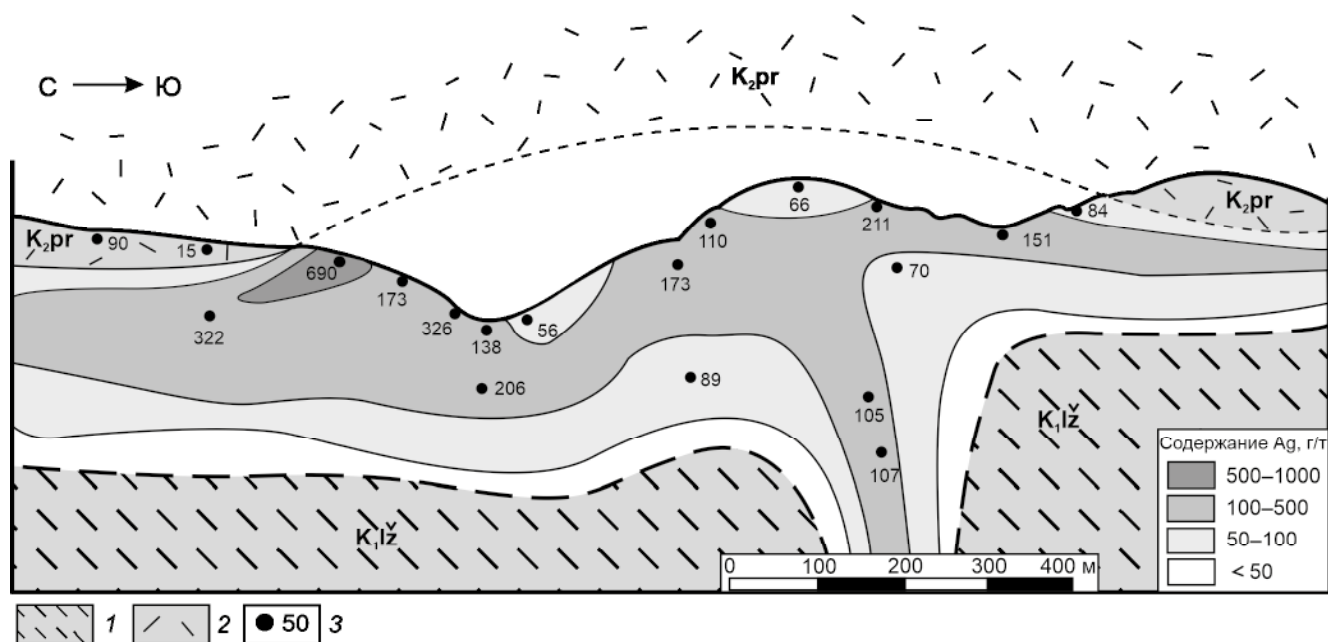


Рис. 6. Распределение серебра (в пересчете на 1 м опробованного интервала) в рудах зоны Июльская в продольной проекции на вертикальную плоскость, по данным [8].

1 – раннемеловые песчаники лужкинской свиты (нижний структурный этаж); 2 – игнимбриты поздне меловой приморской серии (верхний структурный этаж); 3 – содержания г/т Ag.

растворов и их концентрация определялись методом криометрии согласно экспериментальным данным [3]. Плотность флюида и давление рассчитывались с помощью набора лонеров [20]. Спектроскопия состава включений выполнена на дисперсионном Раман-микроскопе Lab Ram HR-800. Разложение сложных контуров проведено с помощью программы Origin 7.5.

Изучен зернистый кристаллический агрегат кварца верхней продуктивной части жилы Лагерной. Агрегат сложен пирамидально-призматическими кристаллами с четкими кристаллографическими очертаниями и полигональными обособлениями кварца.

По времени выделения, фазовому составу при комнатной температуре, морфологическим особенностям и взаимоотношениям с рудными минералами включения разделены на три типа.

1-ый тип представлен кристаллофлюидными и газовой-жидкими включениями, которые концентрируются в корневой и центральной части пирамидально-призматических кристаллов и отвечают началу их роста на ранней стадии минералобразования. Включения содержат пузырек газа ($H_2O + CO_2 + CH_4$), занимающий до 25–30 % объема, жидкость – водно-солевой раствор, и одну или несколько твердых фаз (рис. 7, а). Твердые фазы представлены преимущественно галитом, иногда сильвинном. Полная гомогенизация включений 1 типа, содержащих минеральные

фазы, не наблюдалась вплоть до температуры 500 °С. Далее происходила разгерметизация вакуолей. Возможно, это связано с малой, недостаточной продолжительностью опытов. Гомогенизация включений, содержащих только соли, происходила в жидкую фазу после исчезновения пузырька газа и растворения галита при 390–405 °С. Концентрация раствора оценивается в 48.5–49.0 мас. % эквивалентных NaCl. При охлаждении флюидных включений 1 типа в пузырьке газа вымораживается углекислота. Температура ее плавления (от -62.5 до -66.5 °С) указывает на присутствие в составе газовой фазы, кроме углекислоты, также значительного количества метана ($CH_4 > CO_2$) [37]. Давление этого периода минералообразования оценивается, по методике [10], в 1 кбар.

2-ой тип включений присутствует в периферической части пирамидально-призматических кристаллов и в центре полигональных обособлений кварца. Это двухфазовые включения, которые содержат жидкость (водно-солевой раствор) и пузырек пара, занимающий до 25 % объема вакуоли (рис. 7, б). В этой же зоне можно наблюдать комбинированные включения, содержащие в качестве фазы-спутника сфалерит. Сфалерит также присутствует в указанной зоне кварца в форме мономинеральных включений с характерными индукционными поверхностями роста. Температура гомогенизации включений 2-ого типа составляет 320–

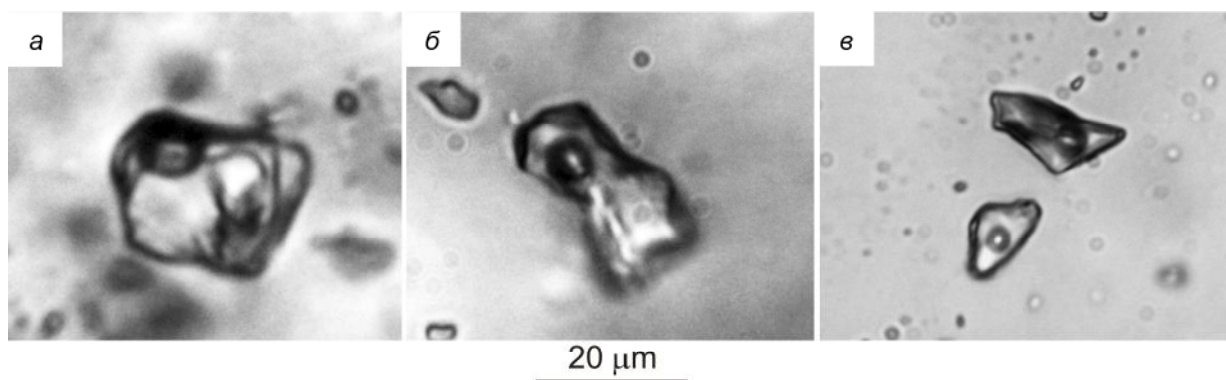


Рис. 7. Типы флюидных включений в кварце жилы Лагерной.

а – газовой-жидкое с твердыми фазами и газовым пузырьком, $\text{CH}_4 > \text{CO}_2$ (1 тип); *б* – газовой-жидкое с газовым пузырьком $\text{CO}_2 > \text{CH}_4$ (2 тип); *в* – газовой-жидкие, углекислотные (3 тип).

280 °С, протаивания эвтектики – от -27 до -30 °С. Это можно связывать, по данным [3], с присутствием в растворе, кроме NaCl и KCl, хлоридов железа и магния. Концентрация раствора, сингенетичного отложению сфалерита, оценивается в 8.4–9.2 мас. % эквивалентных NaCl. Газовая фаза представлена, по данным рамановской спектроскопии, углекислым газом и метаном. Но, по сравнению с включениями 1-ого типа, CO_2 является доминирующим компонентом ($\text{CO}_2 > \text{CH}_4$). Давление этого периода, отвечающего главной стадии минералообразования, оценивается, ориентируясь на данные [20], в значениях около 650 бар.

3-ий тип представлен группами вторичных флюидных включений удлинённой и каплевидной формы, трассирующих жилки рудных минералов (сульфослей серебра поздней стадии минералообразования) в кварцевом агрегате. По фазовому составу при комнатной температуре включения преимущественно газовой-жидкие с варьирующим объемом газовой фазы от 20 до 80 % (рис. 7, в). Отчетливо проявлены признаки вскипания (гетерогенизации) флюида в процессе минералообразования: включения гомогенизируются в разные фазы в общем узком температурном диапазоне 180–160 °С. В составе растворов поздней стадии, по данным криометрии, преобладали хлориды Na и K ($T_{\text{эвт.}} = -24 \div -15$ °С). Концентрации солей в растворах, оцененные по температурам плавления последнего кристаллика льда, варьируют от 2.4 до 0.35 мас. % экв. NaCl. В газовом пузырьке, кроме пара, присутствует незначительное количество углекислоты низкой плотности. На это указывает спонтанное, активированное нагревающейся лампой микроскопа, перемещение газового пузырька по объему вакуоли. По расчетным данным [11], давление, существовавшее на поздней, завершающей стадии рудообразования, не превышало 200 бар.

Термо-баро-химическая оценка температуры и изменения состава флюидного процесса жильного минералообразования соответствует данным рудных минералов-геотермометров и свидетельствует о стадийном снижении температуры и концентрации хлоридно-натриевых растворов в интервале от 400 до 160 °С. Финальная продуктивная сульфосольная стадия реализуется при резком снижении флюидного давления от уровня 0.65–1.0 до 0.2 кбар и вскипании (гетерогенизации) рудоносных растворов.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ЖИЛЬНЫХ И РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ (ИСТОЧНИКИ ФЛЮИДОВ И РУДНЫХ КОМПОНЕНТОВ)

Изотопный состав компонентов кварца, кальцита и сульфидов измерялся после соответствующей пробоподготовки мономинеральных проб [5, 22, 31] в ДВГИ ДВО РАН на масс-спектрометре МИ-1201В. Измерения проводились в автоматическом режиме с одновременной регистрацией соотношения трех изотопов, статистической обработкой данных и расчетом величин $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{34}\text{S}$. Точность измерений составляет ± 0.02 ‰.

В дополнение к этому, выполнено изучение изотопного состава свинца галенита и осадочных пород раннемелового возраста. Измерения выполнены в ИГЕМ РАН на основе апробированной методики [17] на многоколлекторном масс-спектрометре MC-ICP MS NEPTUNE с погрешностью не более ± 0.02 % ($\pm 2\text{SD}$).

Изотопный состав кислорода жильного кварца изменяется в значениях $\delta^{18}\text{O}$ от +6.6 до 0.0 ‰ от ранней до поздней стадии минералообразования (табл. 2). С учетом данных о фракционировании изотопов кислорода в системе кварц – вода [23] и данных термометрии флюидных включений в кварце, флюид на ранней стадии формирования жильного агрегата

Таблица 2. Изотопный состав кислорода и углерода в жильном кварце и кальците и рассчитанные значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ гидротермального флюида Таежного месторождения.

Минерал	№ обр.	Характеристика образца	$\delta^{18}\text{O}$ минерал	$\delta^{13}\text{C}$ минерал	$\delta^{18}\text{O}^{***}$ флюид	$\delta^{13}\text{C}^{***}$ флюид
Кварц	454*	Сливной, плотный (метасоматический) кварц из зальбандов жил. Ранняя стадия	+6.5		+1.0	
			+6.6		+1.1	
	453*	Ранний крустификационный кварц из обрастаний обломков песчаников в брекчиях. Ранняя стадия.	+5.2		-0.3	
			+5.0		-0.5	
	460а*	Ранний молочно-белый мелкокристаллический кварц. Главная стадия.	+4.8		-4.3	
			+4.2		-3.7	
450*	Поздний мелкокристаллический друзовидный кварц центральной части жил (с вкрапленностью пирита и пираргирита). Поздняя стадия.	+0.0		-15.0		
		+0.0		-15.0		
411а**	Тонкозернистый кварц (с вкрапленностью пирита и пираргирита). Поздняя стадия.	+1.5		-13.5		
411б**	Мелкокристаллический кварц (с вкрапленностью пираргирита). Поздняя стадия.	+0.5		-14.5		
		+0.7		-14.3		
Кальцит	460б*	Гнезда кальцита в интерстициях позднего друзовидного кварца. Поздняя стадия.	+8.0	-5.8	-4.5	-6.8

* – зона Лагерная, ** – зона Июльская, *** – расчеты выполнены с использованием термометрических данных изучения газожидких включений в кварце.

имел значения около 0.0 ‰, на главной стадии – около -4.0 ‰, а на поздней стадии – от -13.5 до -15.0 ‰.

Изотопный состав кальцита из гнездовидных обособлений в молочно-белом кварце главной стадии изучен в единичных образцах. При значениях $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ +8.0 ‰ и -5.8 ‰, соответственно, и температуре кристаллизации около 160°C, с учетом изотопного фракционирования кислорода и углерода в системе кальцит – вода [21, 33, 34], исходя из $\delta^{13}\text{C}_{\text{ЗС}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{ЗСО}_2}$, значения $\delta^{13}\text{C}$ флюида в завершении главной стадии отвечали уровню -6.8 ‰, а значения $\delta^{18}\text{O}$ флюида были около -4.5 ‰. Ориентируясь на рассчитанные значения $\delta^{13}\text{C}$, можно предполагать ювенильную природу CO_2 флюида.

Изотопный состав серы в значениях $\delta^{34}\text{S}$ для изученного галенита, сфалерита и халькопирита сульфидной ассоциации главной стадии формирования руд зоны Малахитовой отвечает -1.1, +0.7 и +0.7 ‰, соответственно. На основе данных [33], при допущении, что H_2S была доминирующей формой присутствия серы в растворе, расчетные значения $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ флюида определяются значениями, максимально приближенными к нулевому метеоритному стандарту ювенильной серы магматического происхождения.

Изотопный состав свинца изучен в гнездовом выделении сростания галенита с сульфосолями серебра в кварце в головной части жилы Малахитой. Измеренные значения изотопных отношений свинца ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - 18.1672$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - 15.5784$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - 38.3057$) соответствуют, согласно [35], резервуару верхнекорового типа.

Изотопный анализ свинца выполнен также в 4 пробах песчаников раннемелового островодужного фундамента. При максимальных отклонениях не более 0.7 ‰, средние измеренные значения свинцово-изотопных отношений составили: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - 18.5450$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - 15.5871$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - 38.5418$.

Обобщение: источники флюида, рудных элементов и условия рудообразования. Ориентируясь на принятые реперные значения $\delta^{18}\text{O}$ растворов магматического происхождения на уровне +8 ‰ [36] и $\delta^{18}\text{O}$ флюида палеометеорной воды в позднем палеогене – около -15 ‰ [26], при рассчитанных значениях $\delta^{18}\text{O}$ флюида на ранней стадии минералообразования около 0.0 ‰, можно предполагать, что процесс жилообразования стартовал в условиях экранирования вулканического чехла при участии хлоридно-натриевых, насыщенных CO_2 и CH_4 растворов магматиче-

ского происхождения, на 30–40 % разбавленных водой метеорного происхождения. На главной стадии ($\delta^{18}\text{O}$ флюида – около -4.0‰), при понижении температуры, флюидная система становится более открытой для разбавления метеорной водой. Ее количество увеличивается до 60–70 %. На поздней стадии проявлено абсолютное доминирование в составе флюида низкоминерализованных метеорных вод (расчетные значения $\delta^{18}\text{O}$ флюида от -13.5 до -15.0‰). Гидротермальная система при прогрессивном нарастании проницаемости зон трещиноватости в вулканиках чехла максимально открывается и реализуется как зона интенсивной разгрузки циркулирующих в островодужных толщах флюидов. Рудообразование на поздней стадии происходит непосредственно в подэкранном жильном пространстве на фоне фиксируемого резкого снижения давления и вскипания флюида. Как результат снижения температуры и вывода газовой составляющей из вскипающего флюида, снижается f_{O_2} и растет Ph гидротермальной среды, резко снижается, как это следует из модели, описанной [30], растворимость хлоридных комплексов серебра, происходит ключевое событие – отложение серебросульфосольных рудных агрегатов.

Данные свинцово-изотопного состава показывают, что источником рудного свинца могли выступать вмещающие породы островодужного комплекса Кемского террейна. Это в полной мере согласуется с признаками формирования серебросульфосольных руд в условиях разгрузки флюидов магматогенно-метеорного происхождения в зонах интенсивной циркуляции, сформированных во вмещающих породах под влиянием флюидно-термального поля продвинутого к поверхности магматического очага. Но, ориентируясь на менее радиогенный состав свинца руд в сравнении с вмещающими осадочными породами и изотопный состав серы сульфидов, можно также предполагать заметное участие в балансе рудных элементов и ювенильной составляющей магматогенного происхождения.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ: ТИПИЗАЦИЯ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ РУД ТАЕЖНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Типовым объектом для сравнения и оценки условий локализации руд Таежного месторождения в объеме металлогенических поясов, ассоциированных со складчатыми структурами обрамления Тихого океана, выступают олигоценые эпitherмальные месторождения высокоселенистых серебросульфосольных руд района Гуанохуато в Мексике с достоверными запасами на уровне 35 тыс. тонн Ag и 150 тонн Au [29].

Базовой основой для указанной параллелизации является однотипная приуроченность Таежного ме-

сторождения и района Гуанохуато к островодужным террейнам с характерной обогащенностью серебром слагающих их пород. Так, повсеместно обогащенные серебром в интервале $0.154\text{--}0.53$ г/т раннемеловые песчаники Кемского островодужного террейна, вмещающие Таежное месторождение, включающие горизонты с вкрапленностью диагенетического пирита, хорошо параллелизуются с осадочными толщами раннемеловой островной дуги Гуанохуато, в составе композитного террейна Гуерреро (Guerrero), содержащими горизонты аномально обогащенных серебром (до 8.3 г/т) филлитов [25] и пластовые тела вулканогенно-осадочных сульфидных руд [32]. Сходство месторождений подчеркивается также однотипностью проявления синхронного рудообразования кайнозойского магматизма, который реализуется в сравнимых сегментах восточного и западного обрамления Тихого океана в однотипном режиме трансформного взаимодействия тихоокеанских и континентальных плит [19, 24].

Структурные условия образования сравнимых жильных рудных комплексов также однотипны: процессы рудообразования реализуются под экраном чехла мезозойско-кайнозойских пород, перекрывающих складчатый комплекс островодужных террейнов. Однако характер экранирования различен. На Таежном месторождении трещиноватые породы вулканического чехла при доминировании риолитов практически не участвуют, в силу своей низкой проницаемости, в процессах рудообразования. В районе Гуанохуато вулканогенно-осадочные породы слабо нарушенного чехла имеют большую эффективную пористость в сравнении с перекрытыми породами складчатого раннемелового фундамента [38]. Как результат, рудоподводящие разломы в фундаменте транслируются в чехле не как локальные сквозные трещинные структуры, характерные для Таежного месторождения, а проявлены в виде зон объемной фильтрации со скоплениями прожилково-вкрапленных руд. Формированию таких проницаемых, благоприятных для рудообразования зон способствуют процессы предрудной гидротермальной переработки. В отличие от Таежного месторождения, где в процессе относительно более высокотемпературного (от 440°C) предрудного метасоматоза происходит снижение эффективной пористости рудовмещающих пород, на Гуанохуато низкотемпературные (не выше 275°C , по данным [30]) предрудные изменения реализуются в виде аргиллизации пород с повышением их эффективной пористости [38]. Принципиальная схема сопоставления структурных условий локализации рудных тел сравнимых месторождений приведена на рис. 8.

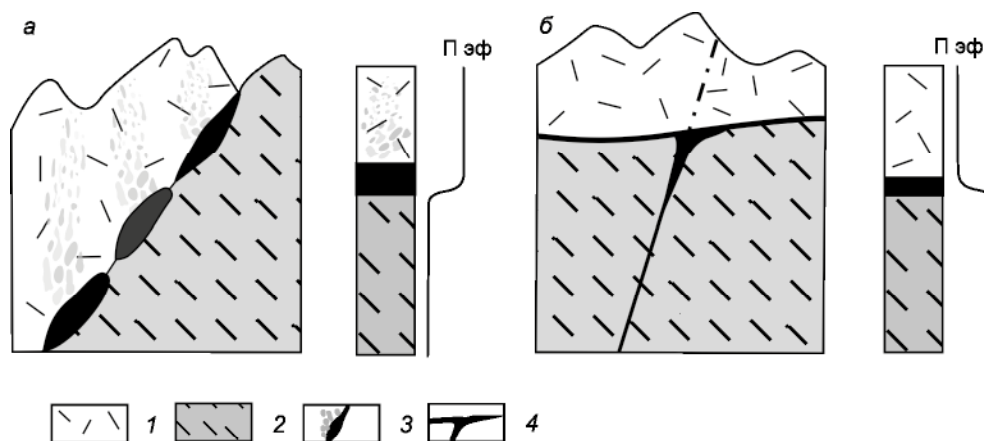


Рис. 8. Схема сопоставления структурных условий локализации серебряного месторождения Гуанохуато (*а*) и Таежного месторождения (*б*) в относительных значениях эффективной пористости ($P_{эф}$) рудовмещающих толщ, по данным [7].

1 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы поздний мел-кайнозойского чехла (верхний структурный этаж); 2 – складчатый комплекс осадочных и вулканических пород мезозойского возраста (нижний структурный этаж); 3 – прожилково-вкрапленные и жильные руды; 4 – жильные руды.

При абсолютном единообразии геохимической специализации и минерального состава серебряных руд, процесс рудоотложения реализуется как на изученном Таежном месторождении, так и в мексиканских месторождениях, стадийно – на фоне снижения температуры флюида и увеличения доли метеорной составляющей флюида [30]. При этом, однако, на Таежном месторождении на ранней и главной стадии формирования жильного комплекса проявлено заметно большее участие магматизма, выраженное в характерном изотопном составе серы флюидов около полевого метеоритного стандарта и значениях $\delta^{13}C_{\text{флюида}} = -6.8 \text{ ‰}$, близких к мантийной метке. Отличия нивелируются на стадии формирования собственно серебряного низкотемпературного оруденения, когда в составе флюида, как это показано в [30] и в наших исследованиях, однообразно доминируют растворы метеорного происхождения. Однако степень открытости гидротермальной системы различна. На Гуанохуато давление флюида сохраняется относительно стабильным и на поздней стадии, включая гипсометрический уровень фильтрующего вулканогенно-осадочного чехла. По данным [30], только в локальных участках фиксируются признаки вскипания флюида. В отличие от этого, на Таежном месторождении в основании чехла возникает резкий физико-химический барьер, где непосредственно ниже трещинной зоны, рассекающей вулканиты, резко снижается давление флюида и сбрасывается его серебрянорудная составляющая. Кварцевые жилы, надстраивающие рудные зоны в вулканитах, практически лишаются рудной нагрузки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В складчатом обрамлении Тихого океана Таежное месторождение проявлено как объект, который в полной мере может параллелизоваться с эпитермальными серебряными месторождениями мирового класса, сопряженными с террейнами островодужного происхождения с характерной обогащенностью породно-комплекса рудными элементами, включая серебро.

При организации поисковых работ, ориентированных на выявление аналогичных месторождений в границах Кемского террейна, следует учитывать специфику структурного контроля оруденения в сочетании разломных структур и перекрывающего чехла вулканических пород. В качестве индикатора скрытого под породами вулканического чехла серебряного оруденения могут использоваться зоны кварцевого прожилкования в вулканитах, сопряженные с геохимическими ореолами бора.

Ориентируясь на аналогию с островодужным террейном Гуерреро (Guerrero), Кемский террейн может рассматриваться как прогнозная территория (металлогеническая зона) с высокими перспективами обнаружения не только постагрегационных эпитермальных месторождений серебра, но и доагрегационных месторождений массивных сульфидных руд ранне-мелового возраста.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аристов В.Д., Щукин А.Я. Результаты предварительной разведки Таежного месторождения. Отчет Северной партии за 1991–1995 гг. в 4-х книгах. Владивосток: Приморгеолком, 1995. Инв. номер 13078

2. Архипов М.В., Войнова И.П., Кудымов А.В., Песков А.Ю., Ото Ш., Нагата М. Сравнительный анализ апт-альбских пород Кемского и Киселевско-Маноминского террейнов: геохимия, геохронология и палеомагнетизм // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 3. С. 50–75.
3. Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (третье поколение). Лист (L-(52), 53; (K-52, 53), оз. Ханка: Объясн. зап. СПб.: Картограф. ф-ка. ВСЕГЕИ, 2011. 684 с.
5. Гриненко В.А. Приготовление двуокиси серы для изотопного анализа // Журн. неорган. химии 1962. № 10. С. 578–582.
6. Ивин В.В., Родионов А.Н., Хомич В.Г., Симаненко Л.Ф., Борискина Н.Г. Геологическое строение и типы эндогенной минерализации Нижнетаежного рудного узла (Приморье) // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, № 3. С. 81–87.
7. Логвенчев П.И. Собственно серебряные месторождения / Отчет о научно-исследовательской работе по теме «Редкие и рассеянные элементы в полиметаллических рудах Дальнегорского района». Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 1990. Ч. 3, гл. 1.3. С. 305–332.
8. Логвенчев П.И., Симаненко В.П., Пахомова В.А. Установить петролого-геохимические и рудно-минералогические критерии локализации серебряного оруденения в вулканоструктурах в южной части Тернейского района / Отчет о научно-исследовательской работе по теме (промежуточный «Геология и особенности формирования Таежного месторождения»). Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 1991. 106 с.
9. Малиновский А.И., Филиппов А.Н., Голозубов В.В., Симаненко В.П., Маркевич В.С. Нижнемеловые отложения р. Кема (Восточный Сихотэ-Алинь): осадочное выполнение задугового бассейна // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 1. С. 52–66.
10. Наумов Г.Б., Миронова О.Ф. Параметры гидротермальных флюидов и их изменения в процессах рудообразования // Материалы XIII Международной конференции по термобарогеохимии и IV симпозиума APIFIS. Москва: ИГЕМ РАН, 2008. Т. 2. С. 90–93.
11. Прокофьев В.Ю., Пэк А.А. Проблемы оценки глубины формирования гидротермальных месторождений по данным о давлении минералообразующих флюидов // Геология руд. месторождений. 2015. Т. 57, № 1. С. 3–24.
12. Рогулина Л. И., Свешникова О.Л., Варламов Д.А. Минеральный состав и строение руд эпitherмального месторождения Таежное в Приморье // Разведка и охрана недр. 2012. № 6. С. 32–39.
13. Симаненко В.П., Малиновский В.П., Голозубов В.В. Раннемеловые базальты Кемского террейна – фрагмента Манероно-Самаргинской островодужной системы // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 2. С. 30–51.
14. Хомич В.Г., Иванов В.В., Фатъянов И.И. Типизация золото-серебряного оруденения. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 292 с.
15. Чашин А.А., Попов В.К., Будницкий С.Ю., Чашин С.А., Ноздрачев Е.А. Новые данные о возрасте вулканических комплексов кайнозойских рифтогенных впадин восточного Сихотэ-Алиня. Успехи современного естествознания. 2020. № 4. С. 169–175.
16. Чевычелов В.Ю. Экспериментальные исследования системы Sb-Ag-S при 100–400°C в гидротермальных условиях: Автореф. дис. ... к.г.-м. н. М.: МГУ, 1981. 20 с.
17. Чернышев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н. Высокоточный изотопный анализ Pb методом многоколлекторной ISP-масс-спектрометрии с нормированием по $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$: оптимизация и калибровка метода для изучения вариаций изотопного состава Pb // Геохимия. 2007. № 11. С. 155–168.
18. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приморья (Приморский край, Россия). Хабаровск: ДВО РАН, 2003. 148 с.
19. Aguillón-Robles A., Tristán-Gonzales M., Aguirre-Díaz G.J., López-Doncel R.A., Bellón H., Martínez-Esparza G. Eocene to Quaternary mafic-intermediate volcanism in San Luis Potosí, central Mexico: The transition from Farallon plate subduction to intra-plate continental magmatism // J. Volcanology and Geotherm. Res. 2014. V. 276. P. 152–172.
20. Bakker R.J. Package FLUIDS. Part 4: Thermodynamic modelling and purely empirical equations for H_2O -NaCl-KCl solutions // Mineralogy and Petrology. 2012. V. 105. P. 1–29.
21. Bottinga Y. Calculation of fractionation factors for carbon and oxygen isotopic exchange in the system calcite-carbon dioxide – water // J. Phys. Chem. 1968. V. 72. P. 800–808.
22. Clayton R.N., Mayeda T.K. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis // Cosmochim. Acta. 1963. V. 27. P. 43–52.
23. Clayton R.N., O'Neil J.R., Mayeda T.K. Oxygen isotope exchange between quartz and water // J. Geophys. Res. 1972. V. 77. P. 3057–3067.
24. Grebennikov A.V., Khanchuk A.I., Gonevchuk V.G., Kovalenko S.V. Cretaceous and Paleogene granitoid suites of the Sikhote-Alin area (Far East Russia): Geochemistry and tectonic implications // Lithos. 2016. V. 261. P. 250–261.
25. Gross W.H. New ore discovery and source of silver-gold veins, Guanajuato, Mexico // Econ.Geol. 1975. V.70. P. 1175–1189.
26. Hofstra A.H., Rye R.O. δD and $\delta^{18}\text{O}$ data from Carlin-type gold deposits – implications for genetic models. USGS Open-File Report 98-338. 1998. Chapter 14.
27. Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: Terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // J. Asian Earth Sci. 2016. V. 120. P. 117–138.
28. Kretschmar H., Scott S.D. Phase relations involving arsenopyrite in system Fe-As-S and their application // Can. Miner. 1976. V. 14. P. 364–386.
29. Laznicka P. Giant metallic deposits. Berlin: Springer, 2010. P. 949.
30. Mango H., Arehart G., Oreskes N., Zantop H. Origin of epithermal Ag-Au-Cu-Pb-Zn mineralization in Guanajuato, Mexico // Miner. Deposita. 2014. V.49. P. 119–143.
31. McCrea J.M. On the isotopic chemistry of carbonates and paleothermal scale // J. Chem. Phys. 1950. V 18. P. 849–857.
32. Mortensen J.K., Hall B.V., Bissig T., Friedman R.M., Danielson T., Oliver J., Rhys D.A., Ross K.V., Gabites J.E. Age and paleotectonic setting of volcanogenic massive sulfide deposits in the Guerrero Terrane of central Mexico: Constraints from U-Pb age and Pb isotope studies // Econ. Geol. 2008. V. 103. P. 117–140.
33. Ohmoto H., Rye R.O. Isotopes sulfur and carbon / Barnes H. (ed.) Geochemistry of hydrothermal ore deposits. 2nd edn. New York: Renhart and Winston, 1979. P. 509–567.

34. O'Neil J.R., Clayton R.N., Mayeda T.K. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates // *J. Chem. Phys.* 1969. V. 51. P. 5547–5558.
35. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet Sci Lett.* 1975. V. 26. P. 207–221.
36. Taylor H.P. Oxygen and hydrogen isotopes relationship in hydrothermal mineral deposits / Barnes H.L. (ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 2nd edn. New York: Wiley, 1979. P. 236–277.
37. Thierry R., Kerkhof A.M., Dubessy J. vX properties of CH_4 – CO_2 and $CO_2 - N_2$ fluid inclusions: modeling for $T < 31^\circ C$ and $P < 400$ bars // *Europ. J. Miner.* 1994. N 6. P. 753–771.
38. Vassallo L.F. Regional metallogenic setting of Guanojuato silver-gold deposits and quantitative petrophysical assessment of their hydrothermal alteration, Guanojuato, Mexico // *Ore Geol. Rev.* 2018. V. 101. P. 502–519.

*Рекомендована к печати А.И. Ханчуком
после доработки 11.11. 2020 г.
принята к печати 2.12.2020 г.*

V.V. Ratkin, L.F. Simanenko, V.A. Pakhomova, O.A. Eliseeva

Taezhny epithermal deposit of silver ore (sikhote-alin): regional position, formation conditions, geochemistry and mineral composition

The Taezhny is a silver with gold (Au:Ag = 1:100) vein deposit with a pronounced mineralogical and geochemical selenium specialization of ores. The deposit is located in the eastern part of the Sikhote-Alin orogenic belt, 700 km north of Vladivostok. The regional position of the describable ore-bearing area, similar to the Mexican deposits of the Guanajuato area typical of the Pacific region, is determined by its relation to the Early Cretaceous island-arc terrane with a distinct geochemical enrichment in silver of its folded rock complex. Quartz vein bodies are located in submeridional fractures feathering NE-trending sinistral strike slip faults. The near-ore alteration is dominated by sericitization and silicification of host sandstones. The main silver minerals are freibergite, acanthite, and Se-containing pyrargyrite, polybasite, stephanite. Kustelite, electrum, aguilarite, allargentum, and discrasite are much less abundant. The mineralogical and geochemical zoning of ore bodies emphasized by a highly productive Ag-sulfosalt assemblage enriched in Se in the upper part of veins and the poor ores with predominant acanthite at depth is revealed. The veins were formed with the participation of sodium chloride solutions saturated with CO_2 and CH_4 , at the temperature range from 400 to $150^\circ C$. The deposition of productive sulfosalt-bearing assemblages occurred with a sudden decrease in pressure under conditions of discharge of magmatic-meteoric fluids in circulation zones in the sandstones under the screen of volcanic rocks overlying the Kema terrane.

Key words: epithermal, silver sulfosalts, acanthite, aguilarite, fluid inclusions, stable isotopes, Taezhny deposit, Guanajuato, Sikhote-Alin.