

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 эпитеpмальных 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. Эпитеpмальные 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, Кумроц, Вилючинское месторождения), сульфосольной (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 сульфосольных 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 алунит-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: эпитеpмальные золоторудные месторождения, классификация, кислотно-сульфатный, адуляр-серицитовый, рудоформирующие системы, Камчатка

DOI: 10.31857/S001677702307002X, EDN: GZRBON

ВВЕДЕНИЕ

Эпитеpмальные 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 эпитеpмальным 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 эпитеpмальные 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 $>450^{\circ}\text{C}$, 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 постколлизиионного 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 $\pm$ 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 $\leq 300^\circ\text{C}$, 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-порфировых 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

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

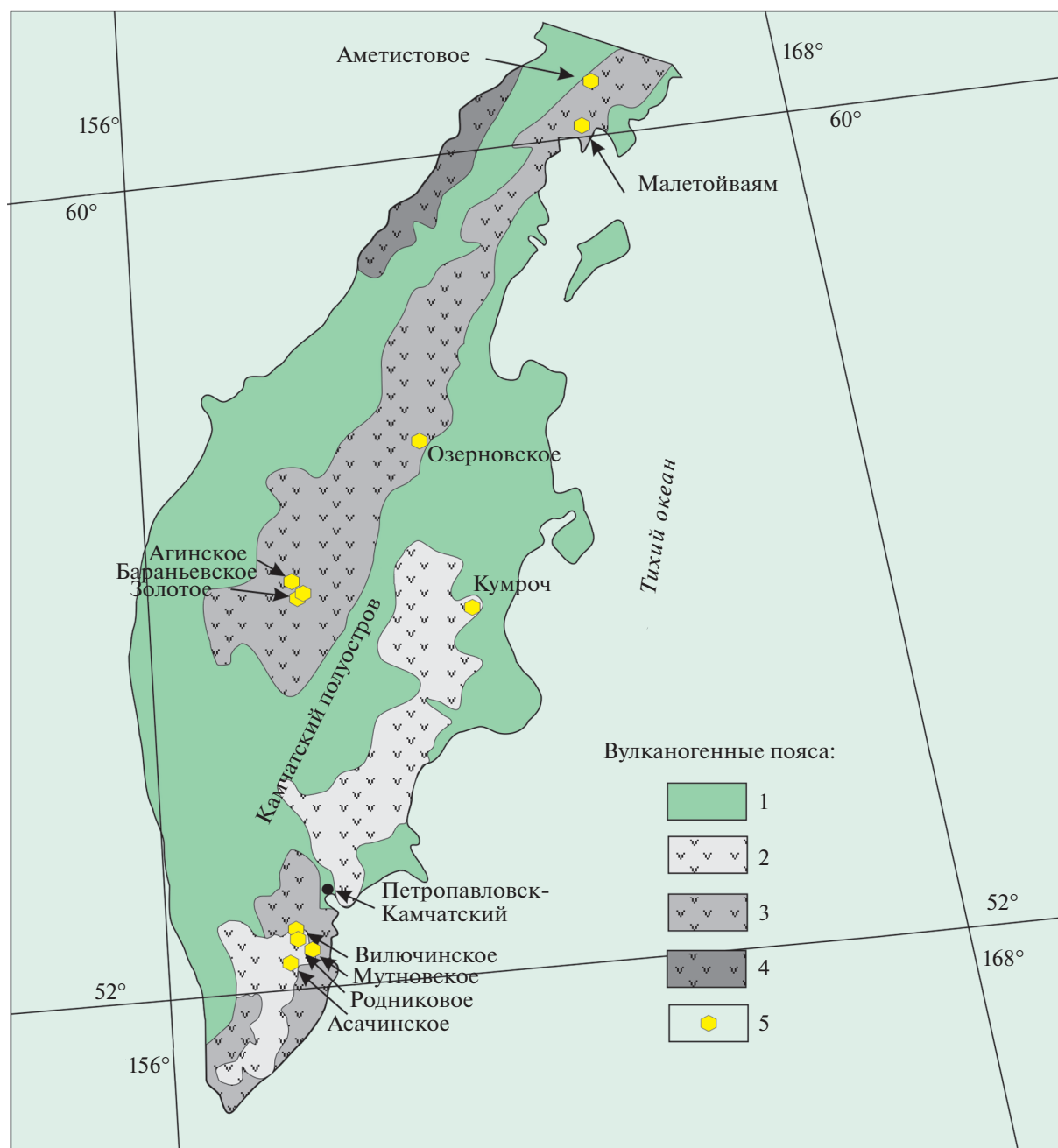
Эпитеpмальные месторождения IS-типа часто обладают теми же признаками что и месторождения LS-типа, нередко описываются вместе (John et al., 2018). Поэтому нами будет использоваться разделение эпитеpмальных месторождений на KC- и AC-подтипы.

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 вносить 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-

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).



Фиг. 1. Схема расположения золоторудных месторождений в пределах Камчатских вулканогенных поясов. 1 — контур полуострова Камчатка; 2–4 — вулканогенные пояса: 2 — Восточно-Камчатский, 3 — Центральнo-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, пирофиллит
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 пропилиты — 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-каолиновый (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-пирофилитовыми 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 Балейское 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 рудопоявлений, 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

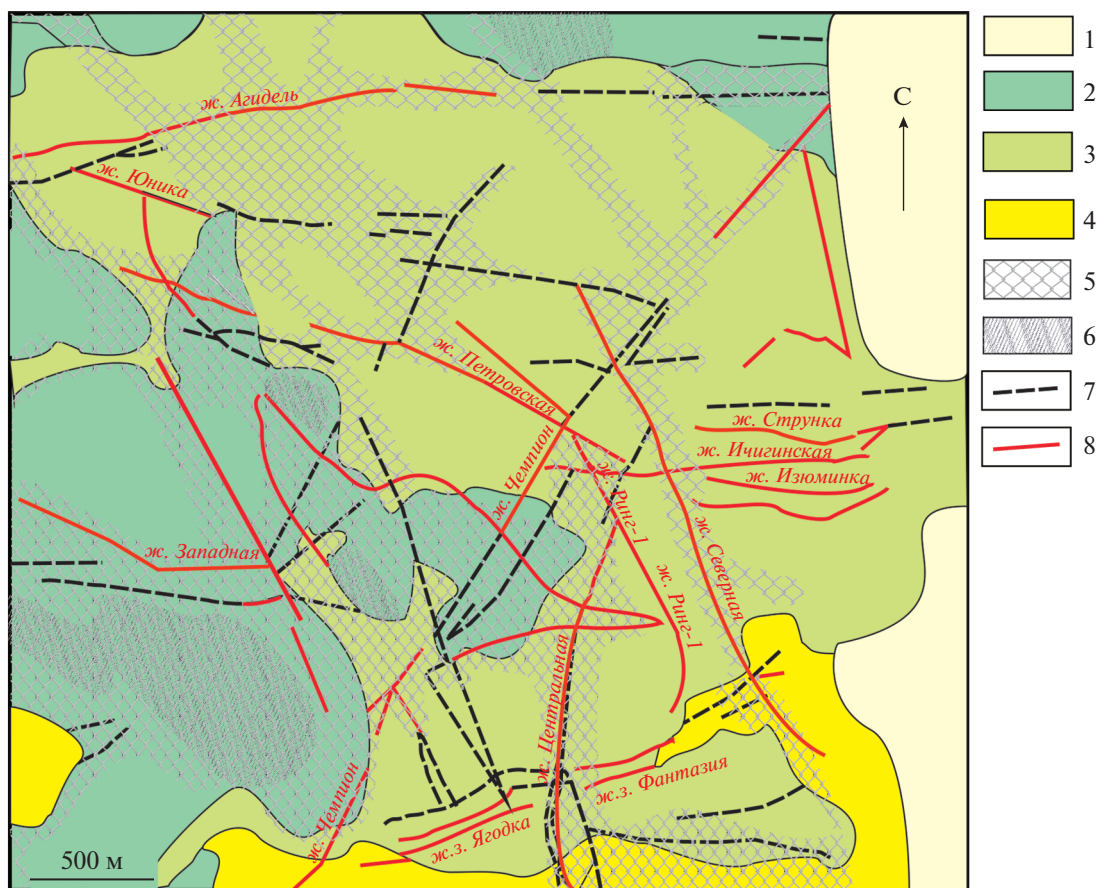
лет. В настоящее время существует некоторый спад (примерно на 20%) в добыче рудного золота, но ввод в строй новых ГОКов позволит выправить эту ситуацию и вывести добычу золота на прежний уровень (Волков, 2019).

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-олигоценный), 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 Ичигинная. 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 Амелистовое (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 Амелистовый составила 4 тонны золота (<https://nedradv.ru/nedradv/investp?obj=37cbccbf7c0d2e5d6f9ac69fea1efebe>).

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-адюлярной 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 Ag_2S , науманнитом Ag_2Se , авгиларитом Ag_4SeS в ассоциации с сульфосолями Ag, Sn, Sb и As: станнин $\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$, моусонит $\text{Cu}_6\text{Fe}_2\text{SnS}_8$, штернберgit AgFe_2S_3 , купростибит Cu_2Sb , антимонит Sb_2S_3 , твердые растворы пирсеит-полибазит $\text{Cu}(\text{Ag}, \text{Cu})_6\text{Ag}_9(\text{As}, \text{Sb})_2\text{S}_{11}$, миаргирит AgSbS_2 , стефанит Ag_3SbS_4 , прустит AgAsS_3 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. Мощност Озерновского ГМК 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, сложенные крутопадающими линейными зонами вторичных кварцитов и Каюровский, представленный сериями жил адюляр-кварцевого состава (фиг. 3). Протяженность жил на участке БАМ достигает 400 м мощностью до 10 м. Руды сложены минерализованными брекчиями и относятся к золото-блекловорудно-теллуриднему типу с содержанием золота до 27 г/т. Жилы вторичных кварцитов сопровождаются метасоматитами: каолинит-диксит-кварцевой и кварц-диксит-каолининовой ассоциациями, затем каолинит-кварцевыми метасоматитами, которые на периферии сменяются аргиллизитами (Трухачев и др., 2008). Приповерхностная часть рудной системы до глу-

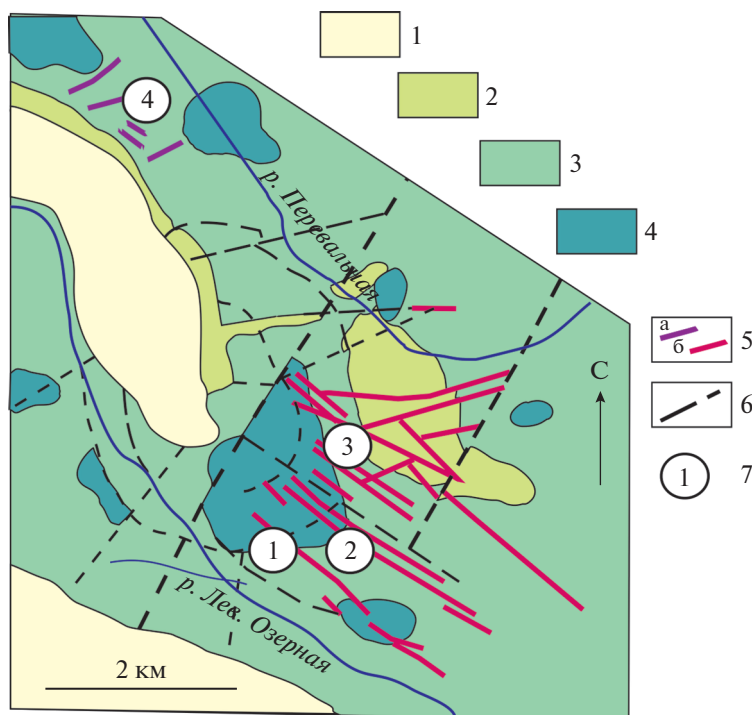
бины 300 м относится к зоне монтмориллонит-диксит-кварцевых метасоматитов, образованных по неогеновым андезитобазальтам, включающим руды с Au-Te-Ag-Cu-Bi специализацией.

По данным (Петренко, 1999; Трухачев и др., 2011), выделяется несколько минеральных ассоциаций: теллур-сильванит-голдфилдит-диксит-кварцевая, которая сменяется золото-голдфилдит-кварцевой, затем золото-гессит-гидрослюдисто-кварцевой и золото-адюляр-гидрослюдисто-кварцевой. Если учитывать только рудные минералы, то эти ассоциации можно охарактеризовать более детально: а) золото-акантитовая (ассоциирующие пирит, пирсеит $(\text{Ag}, \text{Cu})_{16}\text{As}_2\text{S}_{11}$, полибазит $(\text{Ag}, \text{Cu})_{16}\text{Sb}_2\text{S}_{11}$), 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, теллуrowисмутит, самородное золото, калаверит AuTe_2 , петцит Ag_3AuTe_2 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 эпиптермальных руд связывается со становлением гранитоидного штокообразного тела, интрузирующего габброидный массив на мезотермальном уровне. Объекты медно-порфирового 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 эпиптермального золото-серебряного оруденения Камчатского края (Округин и др., 2019). Оно представляет собой единую систему, сочетающую как эпиптермальную золото-серебряную минерализацию АС-типа, так и медно-порфиоровую (Олейник, 1985; Шадрин, 2001²). 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.



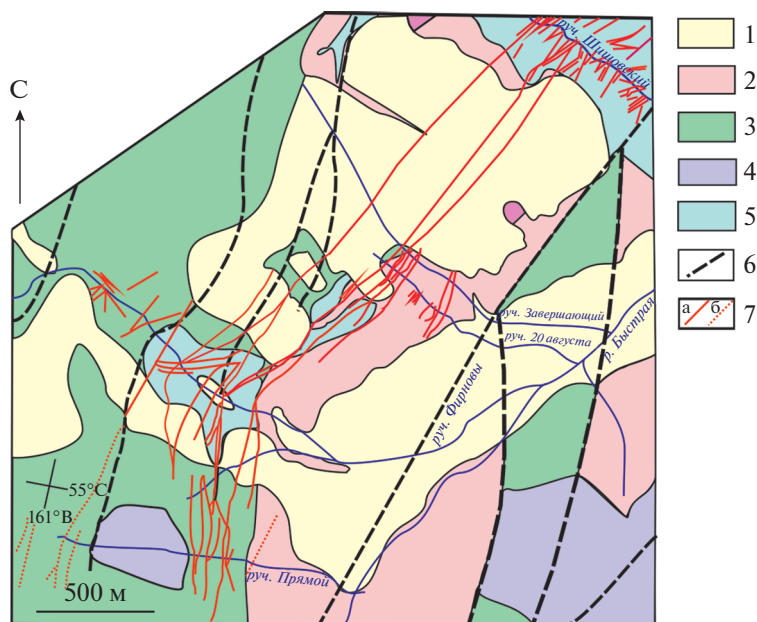
Фиг. 3. Схема Озерновского месторождения (Петренко, 1999) с модификацией.

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 эпитемальное 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. Благороднометальная минерализация представлена самородным золотом и теллуридами Au и Ag (гессит Ag_2Te , петцит Ag_3AuTe_2 , сивьянит AgAuTe_4 в ассоциации с блеклыми рудами серии теннантит-тетраэдрит ($\text{Cu}_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$ — $\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$). 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_{1dr}); 3 – андезитовые, андезито-базальтовые туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты, хапицкая свита (K_2-P_{1hp}); 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 газовой-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)

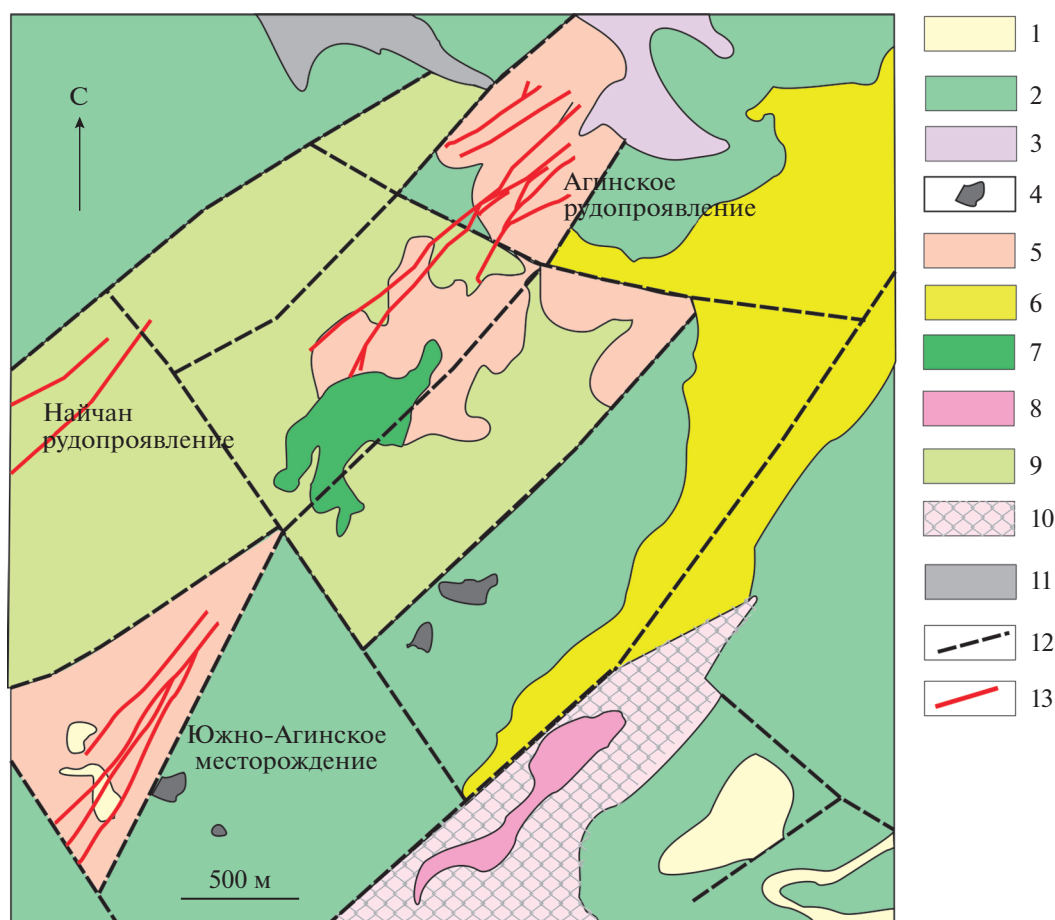
Агинское месторождение расположено на юге Центрально-Камчатского вулканогенного пояса (фиг. 1), на территории Быстринского административного района. Это эпиптермальное золоторудное месторождение составляет основу Абдрахимовского рудного поля, к которому также относятся Южно-Агинское месторождение и рудопроявление 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 пропилитизации до хлоритизации и серицитизации. Две основные жильные кварц-адуляр-кальцитовые системы (Агинская и Сюрприз) локализуются 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., 2014) 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 — алиейская серия, миоцен-плиоцен: 5 — туфы, 6 — флюидальные 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.

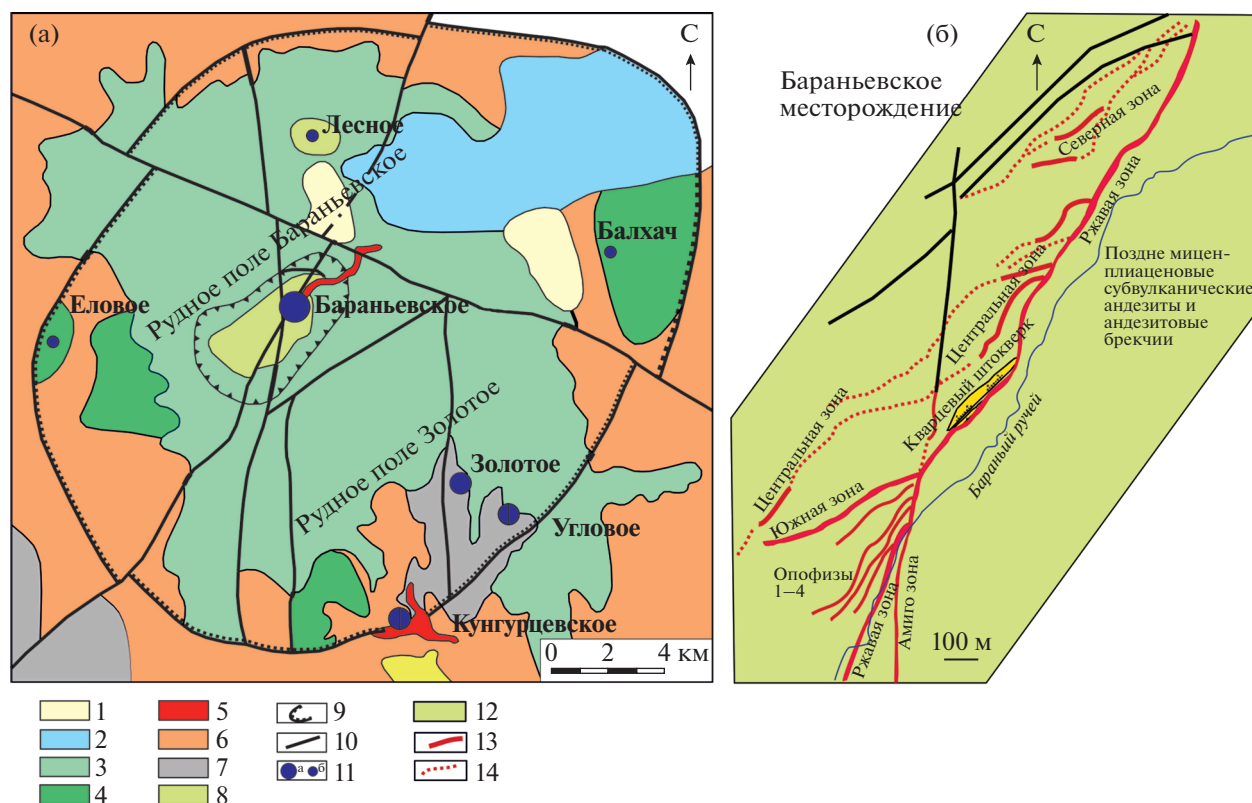
ралов, образующихся в интенсивно окислительных условиях. Последовательность формирования рудных ассоциаций: золото-полиметаллическая в кварц-адуляровой матрице с золотом пробностью 920–970‰; золото-халькопирит-теллуридная с пробностью 710–960‰ (Петренко, 1999). Крупность и пробность золотин увеличивается 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 гидрооксидами, теллуратами и теллуридами благородных металлов, Cu и Pb, в том числе с билибинским, 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 вулcano-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 ($N_1^1-N_2^1$); 5 – кварцевый штокерк с прожилково-вкрапленной минерализацией; 6 – андезиты и их туфы (N_1); 7 – вулканогенно-кремнистые породы, K_3 ; 8 – субвулканические андезибазальты, андезиты и дацит-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 Балхачского золоторудного узла. Формирование и развитие кольцевой Балхачской вулcano-тектонической 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 штокерками, включающими богатое прожилково-вкрапленное золотое оруденение с содержанием Au до 20 г/т. Метасоматическая зональность соответствует кварц-серицитовой ассоциации в центральной части штокерка и серицит-иллит-кварцевой – на периферии. Вторичные кварциты распространены на более глубоких горизонтах штокерка (Андреева, Коновалова, 2009). Кварцевые жилы висячем крыле также сопровождаются золотосодержащими метасоматитами, сложенными

кварцем, адуляром, гидрослюдами, карбонатами и глинистыми минералами.

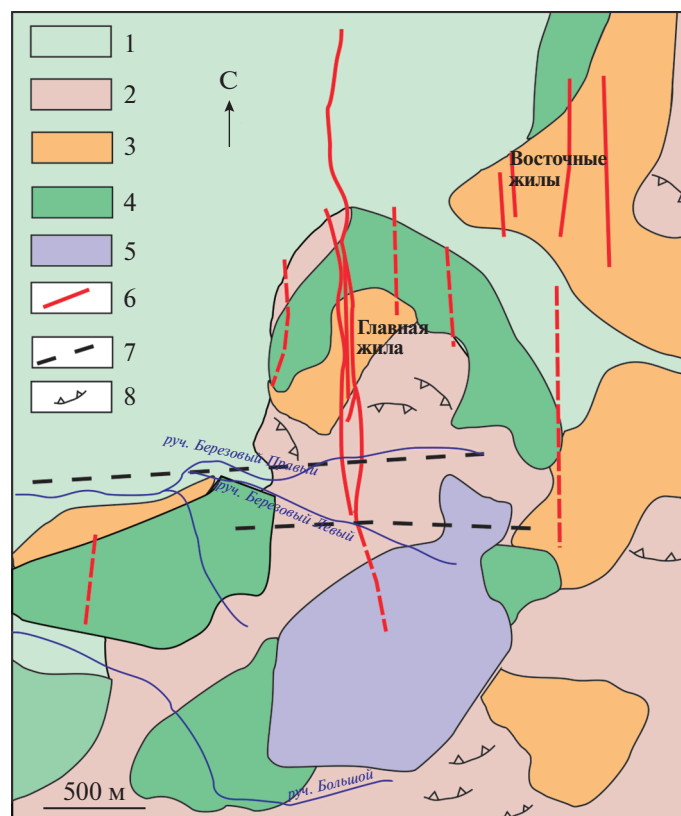
Для Бараньевского месторождения характерны две продуктивные ассоциации (Sidorov et al., 2020). Первая соответствует золото-пирит-кварцевой ассоциации или золото-сульфидно-теллуридной с низкопробным самородным золотом (520–740‰) в сростаниях с пиритом. В ней присутствуют акантит Ag_2S , гессит Ag_2Te , ленаит $\text{Ag}(\text{Fe}, \text{Cu})\text{S}_2$, петцит Ag_3AuTe_2 , ютенбогаардит 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 простираения 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 , ютенбогаардит 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 эпипермальное 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 $\text{Cu}(\text{Ag}, \text{Cu})_6\text{Ag}_9\text{As}_2\text{S}_{11}$, Se-содержащий акантит $\text{Ag}_2(\text{S}, \text{Se})$, науманнит Ag_2Se , агвиларит Ag_4SeS , петцит Ag_3AuTe_2 , гессит Ag_2Te , аргиродит Ag_8GeS_6 , кераргирит AgCl , фрейбергит различного состава $\text{Ag}_6\text{Cu}_4\text{Fe}_2\text{Sb}_4\text{S}_{13}$ и $\text{Ag}_{10}\text{Zn}_2\text{Sb}_4\text{S}_{13}$, стефанит Ag_5SbS_4 , пираргирит Ag_3SbS_3 . Сопутствующие минералы: тетраэдрит-теннантитовая серия $(\text{Cu}, \text{Fe})_{12}(\text{Sb}, \text{As})_4\text{S}_{13}$, 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, гидрослюда, 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 $\log f_{\text{Se}_2}$ в рудообразующих растворах находилась в интервале от –17 до –4.5 и активность серы $\log f_{\text{S}_2}$ 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 солёности 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 Вилучинских горячих источников, где в Мутновско-Асачинской геотермальной зоне проявлена гидротермальная деятельность и связанная с ней рудная минерализа-

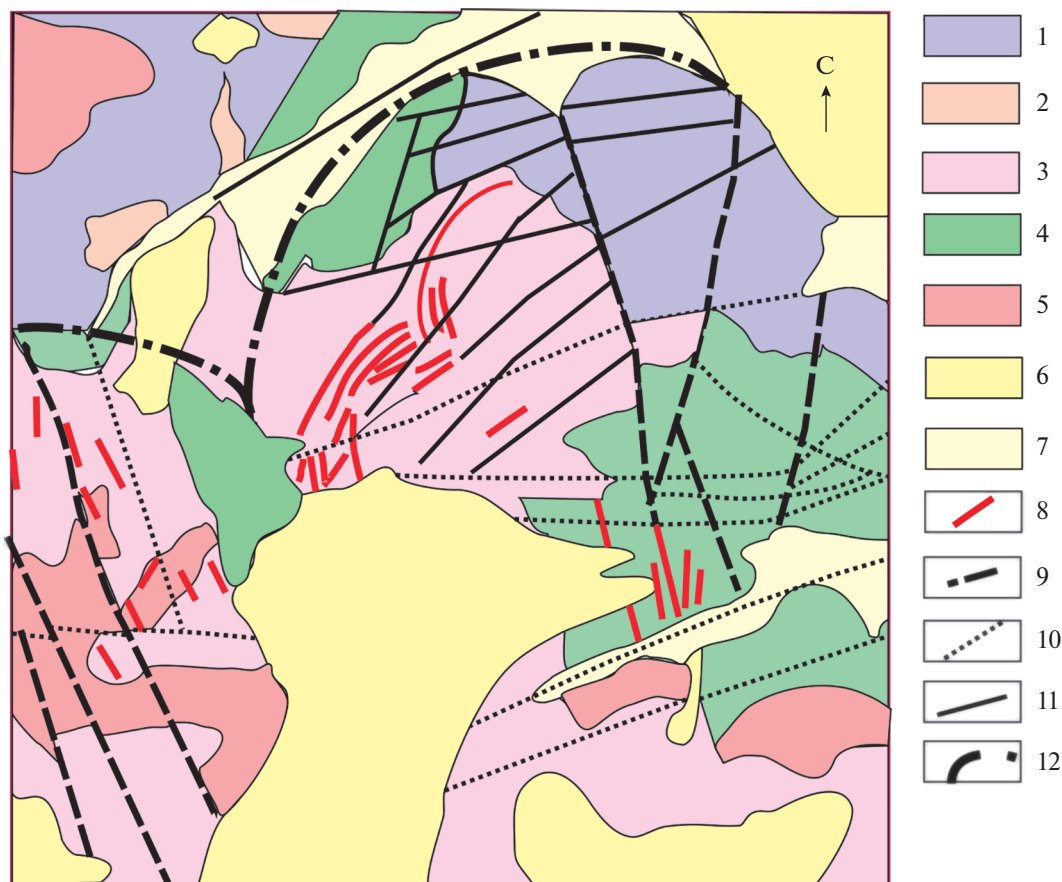
ция (Василевский и др., 1977; Петренко, 1999; Округин и др., 2006). Оно представлено штоком кварц-карбонатных жил, внедренных в диориты и габбро-диориты, и относится к адуляр-серицитовому (АС) типу.

В пределах Родникового рудного поля выделяются два участка: Родниковый (центральная часть поля) и Вилучинский (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 (Stepanov 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, околотрепщинные метасоматиты существенно кварцевые с примесью серицита и карбоната а также гидрослюдисто-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–Ar 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.



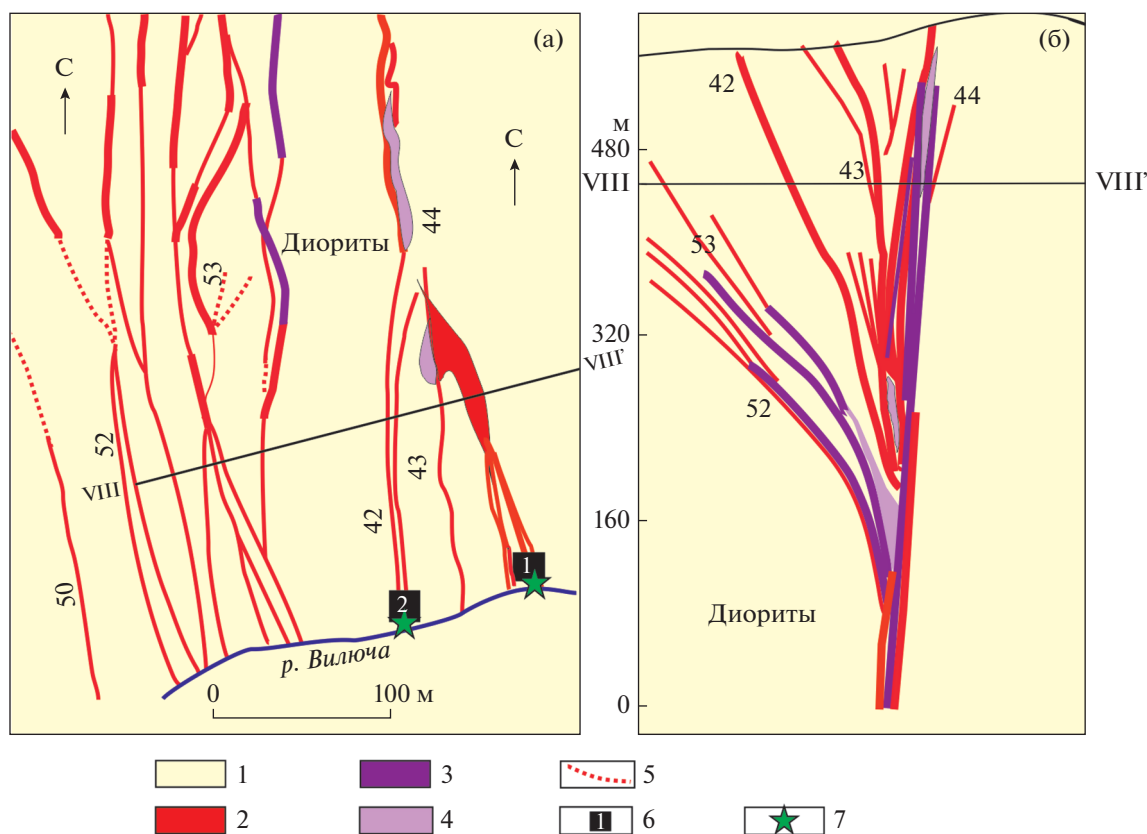
Фиг. 8. Фрагмент структурной схемы Родникового рудного поля из (Петренко, 1999) с изменениями. 1–2 – дорудный комплекс: 1 – вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования (P_3-N_1); 2 – интрузивные и субвулканические тела (P_3-N_1); 3–5 – рудовмещающий комплекс N_2 : 3 – интрузивные пирокластические 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-адюляр-кварцевая) и послерудная кварц-карбонатная. Takahashi et al. (2002) выделили шесть стадий, из них только I и III стадии являются золоторудными.

На основе вариаций благороднометалльной 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.

Вилучинское рудопроявление (АС-КС-типы)

Вилучинская 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, 2006).

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_3AsS_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). $\text{Au}-\text{Ag}$ 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 рудопоявления 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.

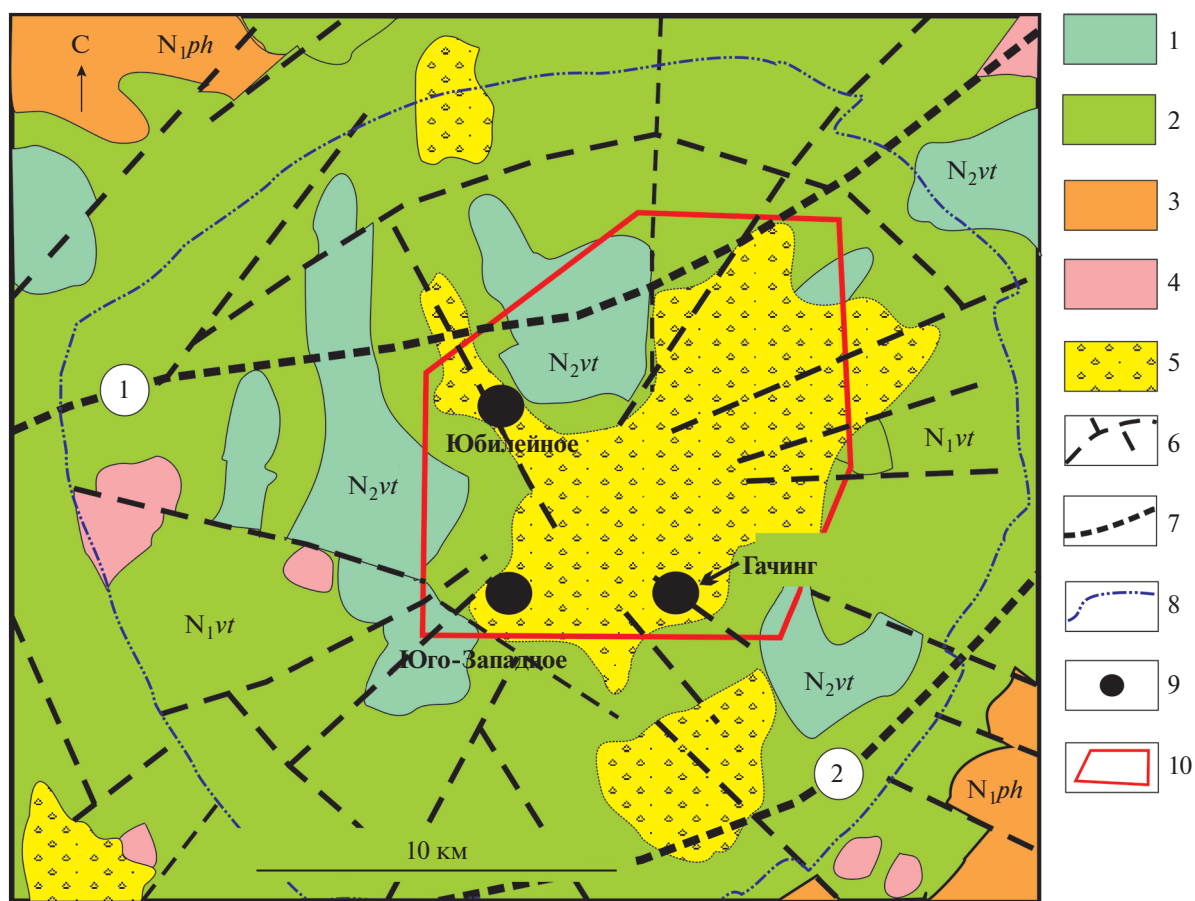
Малетойваямское рудное поле сложено отложениями ветроваямской свиты: андезиты, туфы и туфопесчаники (фиг. 10). Вторичные кварциты расположены в центральной части месторождения, по периферии они последовательно замещаются алунит-каолин-кварцевыми, серицит-каолин-кварцевыми и каолинит-кварцевыми метасоматитами; внешние части рудного поля состоят из аргиллизитов и пропилитов (Мелкомуков и др., 2010).

На месторождении оконтурены три основных рудопоявления (участка): Гачинг, Юбилейное, Юго-Западный. Основные рудные минералы

Юбилейного рудопоявления: пирит, Cu-сульфосоли, самородное и горчичное золото в ассоциации с кварцем, алунитом, каолинитом и самородной серой (Кудаева, Андреева, 2014). Тогда как рудопоявление 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 сульфоселенотеллуриды 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 $\text{Cu}_3\text{AsS}_4-\text{Cu}_3\text{SbS}_4$, сенармонтит $[\text{Sb}_2\text{O}_3$ и $(\text{Sb}, \text{Bi}, \text{Te}, \text{As}, \text{Fe})_2\text{O}_5]$, трипугиит $[\text{Fe}(\text{Sb}, \text{Te})_2\text{O}_6$ 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 $\text{Te}-\text{Se}$. 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 ауроселенид AuSe (Tolstykh et al., 2020, 2022^{2,3}; Kasatkin et al., 2023).

$\text{Au}-\text{Ag}$ сплавы на участке Гачинг представлены первичным высокопробным золотом (пробы 965–980‰), в сростании с сульфосолями, малетойваямитом и другими соединениями $\text{Au}-\text{Te}-\text{Se}-\text{S}$ -системы, а также вторичным пористым или губчатым горчичным золотом пробы 1000‰. Отмечаются два типа горчичного золота: (а) с включениями оксидов Sb, $\text{Te}(\text{Se}, \text{S})$ и Fe (Fe-антимонат/теллуриат), заполняющими поры горчичного золота – ранняя (гипогенная) стадия преобразования калаверита за счет воздействия $(\text{Fe}, \text{Sb}, \text{Te}, \text{As}, \text{Se}, \text{S})$ -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 (малетойваямит, толстыхит) были устойчивы к окислению. Процесс окисления калаверита происходил в гипогенных условиях в двух вариантах: а) образова-



Фиг. 10. Геологическая схема Малотойваймского рудного поля и местонахождения рудопоявления 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 – Малотойваймское 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 Малотойваим формировались в три основных этапа (Tolstykh et al., 2018). *Ранний кварц-пиритовый этап* с баритом и англезитом, сформированный при относительно пониженных значениях активности кислорода ($\log/O_2$ от -39.5), кислотности ($pH = 0-2$) и активности селена ($\log/Se_2$ 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 малотойваимит-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 $\log/O_2$ больше -27.3 ; $\log/Se_2$ от -2.4 до -5.7 ; $\log/Te_2$ от -10.5 до -7.8 ; и $\log/S_2$ 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: петровскит $AuAgS$, миаргирит $(Ag, Au)(Sb, As)_2S_2$, ютенбогардит 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 переотложенного 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.) (Sidorov 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, обрмленного 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 эпитермальных 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 эпитермальным 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 алунитовыми 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 эпитермальных 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, рудопрояв- ление	Вмещающие породы	Зональность вмещающих пород от рудных зон	Геохимическая специализация	$T^{\circ}\text{C}$ том. NaCl экв. (мас. %)	Стадийность рудных ассоциаций	Возраст К-Аг, Ма	Пробность золота, %	Форма- ционный тип
Аметистовое	Андезиты	Карбонат-кварце- вые жилы, моно- кварциты, кварц- адуляр-каолино- вые породы, аргил- литы, 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-као- лининовая; золото-кварц-аду- лярная; золото-кварц- полиметаллическая		870—960; 220—310	Золото-поли- сульфидный с акантитом
Озерновское	Андезиты	Адуляр-кварцевые жилы, вторичные кварциты, кварц- диксит-каолинито- вая 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), <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 <i>Система Ag-Au-Te</i> (PbTe, Ag ₃ AuTe ₂ , Ag ₂ Te, AuTe ₂ , PbS, Ag ₂ S)	110—290 ~2	Золото-акантито- вая; золото-гесситовая; сильванит-гол- дфиллитовая; теллур-сильвани- товая; золото-голдфилли- товая Золото-полиметал- лическая; сульфидно-золото- теллуридная	630—680; 830—910; 925—998	Золото-блекло- ворудно-теллу- ридный	
Кумроц	Андезиты, диорит, гра- нодиорит- порфир					1.4±0.3	730—880	Золото-поли- сульфидно- теллуридный
Агинское	Базальты, андезитба- зальты, андезиты	Адуляр-кварцевые жилы, кварц-кар- бонатно-адуляр- овые породы; карбонаты; пропи- литы, хлоритизиро- ванные и серицитизирован- ные метасоматиты		250 —260 для руд- ной ассоц. <2	Золото-полиметал- лическая; золото-халькопи- рит-теллуридная; золото-халькопи- рит-алтаит-гесси- товая	7.4—7.9	880—920	Золото-теллу- ридный

Таблица 2. Продолжение

Место- рождение, рудопрояв- 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, андезита- зальты, базальты	Кварц-пирит-сери- цитовая ассоциа- ция, пирит-серицит- иллит-кварцевая	<i>Система Ag–Au–Te–S–Sb–As</i> Au–Ag, AgS ₂ , AgTe ₂ , Ag(Fe, Cu)S ₂ , Ag ₃ AuTe ₂ , Ag ₃ AuS ₂ , Ag–Sb–As суль- фосоли <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, андезита- зальты, дио- риты	Кварцевые жилы, вторичные квар- циты, адуляри- кварц-гидрослюда- стые метасома- титы, аргиллиты	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-акантито- вая; золото-акантит- полибазитовая; сульфидно-золото- акантит-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, адуляри- 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- акантитовая; (Au–Ag)-ютенбога- ардит-акантито- вая	0.7–2.8	20–510; 430–890	Золото- серебро-селе- нидный (акан- тит)

Таблица 2. Окончание

Место- рождение, рудопрояв- ление	Вмещающие породы	Зональность вмещающих пород от рудных зон	Геохимическая специализация	Т°С гом. NaCl экв. (мас. %)	Стадийность рудных ассоциаций	Возраст К-Аг, Ма	Пробность золота, %	Форма- ционный тип
Вилочин- ское		Кварц-карбонат- ная жильная система, серицити- вые 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-сульфид- ная; золото-блеклово- рудно-полиметал- лическая; золото-блеклово- рудная	1.4±0.3	475–630	золото- серебро-поли- металлический
Малетой- вым	Андезиты, туфы, туфо- песчаники	Вторичные квар- циты, алуниг-као- лин-кварцевые, серицит-каолин- кварцевые и каоли- нит-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- миргаргитовая; Бисмутинит- бисмит-рузвельти- товая; Золото-трипутиит- оксидная		965–980 1000	Золото-селе- нидно-теллу- ридный

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 эпитеpmальных 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 эпитеpmальных месторождениях (Yuningsih et al., 2013).

Металлогенические типы всех эпитеpmальных 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 эпитеpmальные 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 эпитеpmальной 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 $f\text{Se}_2/f\text{S}_2$ 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 (Tolstikh et al., 2018), от которой напрямую зависят $f\text{Se}_2/f\text{S}_2$ отношения ($\log f\text{Se}_2$ 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 $f\text{Se}_2/f\text{S}_2$ отношения в рудообразующих флюидах достигают уровня, достаточного для образования акантитовой серии $\text{Ag}_2(\text{S}, \text{Se})$ и науманнита Ag_2Se (Tolstikh 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 (ютенбогаардит, петровскит, петцит, сильванит и др.). В единственном на Камчатке КС-месторождении Малетойваям 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-теллуридному (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 (ютенбогаардит, петровскит, петцит, сильванит и др.).

Единственное на Камчатке месторождение КС-типа Малетойваям 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. Малейшая, 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 собственное селениды золота.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта Российской Федерацией в лице Минобрнауки России № 13.1902.21.0018.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреева Е.Д., Кудашова 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., Клубников 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 (C, O, 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 эпитеpмального 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. Эпитеpмальные 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://zoltet.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. Эпитеpмальное 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 эпитеpмальных 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 Ткаваямского рудного поля // Отчет по результатам предварительной разведки флангов и нижних горизонтов месторождения и поисково-оценочных работ на участках Светлый, Северный, Рудный Ткаваямского 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 Ткаваямского 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 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метода // Вулканология и сейсмология. 2007₂. Т. 5. С. 54–59.

Ляшенко Л.Л., Михайлова Г.Н. Отчет о результатах поисково-разведочных работ в пределах Малетойвямского 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 Аметистового 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 исследова-

ния 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. Зельмана. 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 Вилучинского 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 Джультетта (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. 2000. № 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. 2000. № 4. С. 350–362.
- Скуратовский С.П., Полуни В.Н., Воеводин Ю.В. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточной 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 $(\text{Au}_5^{6-}\text{Cu}_3-2)_8(\text{Te}, \text{Pb}, \text{Sb})_5$ 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.
- Якич Т.Ю., Буханова Д.С., Синкина Е.А., Сарсеева 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. 1988. 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. 1988. 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 electrom-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. 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 Waioatapu 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>.
- Kasatkina A.V., Nestola F., Plášil J., Sejkora J., Vymazalová A., Škoda R. Tolstykhite, $\text{Au}_3\text{S}_4\text{Te}_6$, 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., Štolh 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-Møller 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 ($\pm$ 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 Volcano-tectonic 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., Agakhonov A., Palyanova G., Korolyuk V.* Auro-selenide, AuSe, a new mineral from Maletoyvayam deposit, Kamchatka peninsula, Russia // *Miner. Mag.* 2022, 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., Tuhý 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., Tuhý M., Vymazalova A., Laufek F., Plášil F.* Gachingite, Au(Te₁–xSex) 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., Podlipsky 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.